



AQUÍFERO GUARANI

TÉCNICAS GEOFÍSICAS TERRESTRES
APLICÁVEIS AO ESTUDO
DO SAG E GUIA BÁSICO DE
DADOS REGIONAIS

ACUÍFERO GUARANÍ

TÉCNICAS GEOFÍSICAS TERRESTRES
APLICABLES AL ESTUDIO
DEL SAG Y GUÍA BÁSICA DE
DATOS REGIONALES



Série Manuais e Documentos Técnicos do
Projeto de Proteção Ambiental e Desenvolvimento
Sustentável do Sistema Aquífero Guaraní
Serie Manuales y Documentos Técnicos del
Proyecto para la Protección Ambiental y Desarrollo
Sostenible del Sistema Acuífero Guaraní



**Projeto para a Proteção Ambiental
e Desenvolvimento Sustentável
do Sistema Aquífero Guaraní**
**Proyecto para la Protección
Ambiental y Desarrollo Sostenible
del Sistema Acuífero Guaraní**



Projeto para a Proteção Ambiental
e Desenvolvimento Sustentável
do Sistema Aquífero Guarani
Proyecto para la Protección
Ambiental y Desarrollo Sostenible
del Sistema Acuífero Guarani



**Técnicas Geofísicas Terrestres Aplicáveis
ao Estudo do Sistema Aquífero Guarani (SAG) e
Guia Básico de Dados Regionais
“Sistema Aquífero Guarani”**

**Técnicas Geofísicas Terrestres Aplicables
al Estudio del SAG y Guía Básica
de Datos Regionales
“Sistema Acuífero Guarani”**



**Série “Manuais e Documentos Técnicos do Projeto de Proteção Ambiental
e Desenvolvimento Sustentável do Sistema Aquífero Guarani”**

**Serie “Manuales y Documentos Técnicos del Proyecto para la Protección Ambiental
y Desarrollo Sostenible del Sistema Acuífero Guarani”**

Autor:

- **Consórcio Guarani: Tahal Consulting Engineers Ltd., Seinco S.R.L., Hidroestructuras S.A., Hidrocontrol S.A., Hidroambiente S.A**

Consórcio Guarani:

- Coordenação Técnica: **Dr. Gerardo Veroslavsky**

Secretaria-Geral do Projeto SAG:

- Supervisão Técnica Geral: **Dr. Jorge N. Santa Cruz**
- Revisão Final: **Lic. Alberto Manganelli**
- Plano de Obra e Responsabilidade por Desenho e Publicação: **Lic. Roberto Montes**

Os resultados, interpretações, conclusões, denominações e opiniões presentes neste relatório e a forma como aparecem são de responsabilidade exclusiva do autor. Não representam juízos de valor sobre as condições jurídicas de países, territórios, cidades ou áreas, nem sobre as atividades diversas e a delimitação de fronteiras e limites estabelecidos pelos países. Tampouco representa a opinião da Secretaria Geral da Organização dos Estados Americanos (SG/OEA) ou da Secretaria Geral do Projeto SAG.

Fica autorizada a reprodução e a difusão do conteúdo deste livro para fins educativos e não comerciais e sem prévia autorização escrita, desde que haja referência expressa à fonte.

Autor:

- **Consórcio Guarani: Tahal Consulting Engineers Ltd., Seinco S.R.L., Hidroestructuras S.A., Hidrocontrol S.A., Hidroambiente S.A**

Por el Consorcio Guarani:

- Coordinación Técnica: **Dr. Gerardo Veroslavsky**

Por la Secretaría General del Proyecto SAG:

- Supervisión Técnica General: **Dr. Jorge N. Santa Cruz**
- Revisión Final: **Lic. Alberto Manganelli**
- Plan de Obra y Responsabilidad Diseño y Publicación: **Lic. Roberto Montes**

Los resultados, interpretaciones, conclusiones, denominaciones y opiniones presentes en este informe y la forma como aparecen son una contribución técnica para la difusión de los conocimientos del Sistema Acuífero Guarani. No representan juicios de valor sobre las condiciones jurídicas de países, territorios, ciudades o áreas, ni sobre las actividades diversas y la delimitación de fronteras y límites establecidos por los países. Tampoco representa la opinión de la Secretaría General de la Organización de los Estados Americanos (SG/OEA).

Queda autorizada la reproducción y difusión del contenido de este libro para fines educativos y no comerciales y sin previa autorización por escrito, siempre y cuando se cite claramente la fuente.

PREFÁCIO

O Projeto de Proteção Ambiental e Desenvolvimento Sustentável do Sistema Aquífero Guaraní é uma iniciativa da Argentina, Brasil, Paraguai e Uruguai para aumentar o conhecimento referente ao aquífero e propor medidas de caráter técnico, legal e institucional para sua gestão sustentável. O projeto contou com o apoio de fundos de doação provenientes do Fundo para o Meio Ambiente Mundial (GEF por sua sigla em inglês), que foram implementados pelo Banco Mundial e executados pela Organização dos Estados Americanos (OEA). Foi executado no período 2003-2009 segundo componentes e atividades previamente definidos.

O mesmo foi organizado em sete componentes com atividades inter-relacionadas que permitiram caracterizar o sistema Aquífero Guaraní em função de suas particularidades e comportamento hidrogeológico, seu aproveitamento e preservação, seu relacionamento com comunidades e instituições, em particular pelas necessidades de planejamento e ordenamento territorial para melhorar a gestão sustentável de suas águas.

No componente do conhecimento, foi prevista a execução da Série “Manuais e Documentos Técnicos”, com a consequente iniciativa de que todos os produtos obtidos em forma de dados e conhecimento devem ser traduzidos e compatibilizados com termos práticos e concretos, que sirvam ou orientem convenientemente aos gestores, legisladores e políticos para poder preparar e aplicar com bases técnicas sólidas, as regulamentações necessárias para o gerenciamento, regulação e proteção do Sistema Aquífero Guaraní.

Agradeço a contribuição dos técnicos e autores do Consórcio Aquífero Guaraní, em especial de Alberto Manganelli pelo trabalho de compilação da Síntese Hidrogeológica e de Jorge Santa Cruz pelo trabalho de supervisão dos documentos da presente Série.

PRÓLOGO

El Proyecto de Protección Ambiental y Desarrollo Sostenible del Sistema Acuífero Guaraní es una iniciativa de Argentina, Brasil, Paraguay y Uruguay para aumentar el conocimiento referente al acuífero y proponer medidas de carácter técnico, legal e institucional para su gestión sostenible. El proyecto contó con el apoyo de los fondos de donación del Fondo para el Medio Ambiente Mundial (GEF por su sigla en inglés), que fueron implementados por el Banco Mundial y ejecutados por la Organización de los Estados Americanos (OEA). Fue ejecutado en el período 2003-2009 siguiendo componentes y actividades previamente definidas.

Fue organizado en siete componentes con actividades interrelacionadas que permitieron caracterizar el sistema Acuífero Guaraní en función de sus particularidades y comportamiento, hidrogeológico, su aprovechamiento y preservación, su relación con comunidades e instituciones, en particular las necesidades de planificación y ordenamiento del territorio para mejorar la gestión sostenible de sus aguas.

En el componente del conocimiento se inscribe la ejecución de la Serie “Manuales y Documentos Técnicos”, consecuentemente con la iniciativa de que todos los productos obtenidos en forma de datos y conocimiento deben ser traducidos y compatibilizados con términos prácticos y concretos que sirvan u orienten convenientemente a los gestores, legisladores y políticos para poder aplicar técnicamente, con bases técnicas sólidas, las normas necesarias para el manejo, regulación y protección del Sistema Acuífero Guaraní.

Agradezco la contribución de los técnicos y autores del Consorcio Acuífero Guaraní, en especial de Alberto Manganelli por el trabajo de recopilación de la Síntesis Hidrogeológica y de Jorge Santa Cruz por el trabajo de supervisión de los documentos de la presente Serie.

Luiz Amore
Secretário Geral do Projeto
Secretario General del Proyecto

PREFÁCIO

A maior parte do Sistema Aquífero Guaraní (SAG) encontra-se sob confinamento. Seus setores de afloramento são principalmente de recarga, havendo alguns casos de descarga subterrânea. Os setores mais profundos apresentam artesianismo e temperaturas de origem geotérmica de 60 °C ou mais.

O estudo do SAG foi feito de forma interdisciplinar. Foram aplicadas metodologias e tecnologias geológicas, petrológicas, petrofísicas, geofísicas, hidrogeológicas, hidroquímicas e isotópicas. Além disso, foram realizados estudos complementares de hidrometeorologia, hidrologia superficial e modelação matemática, entre outros. Esse complexo sistema aquífero exige um conhecimento detalhado e concreto das características de cada um de seus setores.

A gestão sustentável das águas subterrâneas requer conhecimento atualizado sobre esse recurso. O conhecimento deve ser transmitido à sociedade, incentivando sua participação e melhorando sua relação com a ciência e a tecnologia. Esse é o propósito destes manuais e guias de procedimentos, elaborados por profissionais especializados e de prestígio.

A realização de estudos detalhados sobre os elementos do ciclo hidrológico nas áreas florestadas, especialmente sobre os afloramentos de materiais geológicos arenosos do SAG (possíveis áreas de recarga), resolve o *deficit* metodológico existente nos campos da hidrogeologia e da hidrologia. A percolação, a infiltração, o movimento da água em zonas não saturadas (ZNS), a interceptação da chuva pela folhagem, a qualidade da água infiltrada, as modificações no escoamento superficial e subsuperficial, as mudanças provocadas pelo desenvolvimento do ciclo vegetativo são alguns dos temas pesquisados e desenvolvidos neste Documento Técnico.

PRÓLOGO

El SAG presenta su mayor parte de cobertura territorial bajo confinamiento. Sus sectores aflorante pueden ser de recarga o en algunos casos de descarga subterránea. Los sectores más profundos presentan artesianismo y temperaturas de origen geotérmico de 60°C y aún más.

Su estudio fue encarado interdisciplinariamente aplicándose metodologías y tecnologías geológicas, petrológicas-petrofísicas, geofísicas, hidrogeológicas, hidroquímicas e isotópicas, habiéndose encarado también estudios complementarios de hidrometeorología, hidrología superficial y modelación matemática, entre otros. Se resalta la complejidad del Sistema y la necesidad del conocimiento a escalas de más detalle y aspectos concretos de las distintas problemáticas existentes a nivel más sectorial.

Desde el momento que la Gestión Sustentable del Agua Subterránea implica también un conocimiento actualizado del Recurso y una transferencia a la sociedad para participar en la mejora de la relación: C y T / Sociedad, es que se encaró la realización de estos Manuales y Guías de procedimientos por prestigiosos profesionales especializados.

La aplicación de métodos de estudios detallados del comportamiento de los elementos del ciclo hidrológico en áreas forestadas, especialmente sobre los materiales geológicos arenosos aflorantes del SAG (posibles áreas de recarga), cubre un déficit metodológico existente en las áreas del conocimiento hidrogeológico e hidrológico en ese sentido. Elementos como percolación e infiltración, movimiento del agua en la zona no saturada (ZNS), efecto de la interceptación de la lluvia por el follaje, calidad del agua infiltrada, modificaciones en el escurrimiento superficial y subsuperficial, cambios a través del desarrollo del ciclo vegetativo, y otros, son los aspectos a ser investigados en este tipo de tecnologías y desarrollados en este Documento Técnico.

Jorge Néstor Santa Cruz
Coordenador técnico 1 e 6 do Projeto SAG
Coordinador Técnico 1 y 6 del Proyecto SAG

Equipe do Projeto para a Proteção Ambiental e Desenvolvimento Sustentável do Sistema Aquífero Guaraní em 2009

Responsáveis Nacionais:

Por Argentina: Fabián López
Por Brasil: Vicente Andreu Guillo
Por Paraguai: José Luis Casaccia
Por Uruguai: José Luis Genta

Coordenadores Nacionais:

Por Argentina: Miguel Ángel Giraut
María Josefa Fioriti (Coordenadora Adjunta)
María Santi (Coordenadora Adjunta)
Por Brasil: João Bosco Senra
Adriana Niemeyer Pires Ferreira (Suplente)
Por Paraguai: Amado Insfrán Ortíz
Por Uruguai: Lourdes Batista
Juan Ledesma (Suplente)

Representantes da OEA:

Cletus Springer
Jorge Rucks
Enrique Bello
Beatriz Santos
Lydia Ugas

Representantes do Banco Mundial:

Douglas Olson
Abel Mejía
Karin Kemper
Samuel Taffesse

Membros da Secretaria Geral:

Secretário-Geral: Luiz Amore
Coord. Técnico: Jorge N. Santa Cruz
Coord. Técnico: Daniel H. García Segredo
Coord. de Comunicação: Roberto Montes
Coord. de Administração: Luis Reolón
Assistente Técnico: Alberto Manganelli
Auxiliar Administrativa: Virginia Vila
Auxiliar Administrativo: Mathias González
Informática: Diego Lupinacci
Secretária Técnica Administrativa: Rossana Obispo
Secretária Bilingue: Patricia Guianze

Facilitadores dos Projetos Piloto:

Concordia – Salto: Enrique Massa Segui
Rivera – Santana: Achylles Bassedas
Itapúa: Alicia Eisenkölbl
Ribeirão Preto: Mauricio dos Santos

Organismos e Entidades de Apoio:

Agência Internacional de Energia Atômica
Serviço Geológico Alemão

Equipe Técnica de Editoração e Produção Gráfica:

TDA Comunicação

Equipo del Proyecto para la Protección Ambiental y Desarrollo Sostenible del Sistema Acuífero Guaraní en 2009

Responsables Nacionales:

Por Argentina: Fabián López
Por Brasil: Vicente Andreu Guillo
Por Paraguai: José Luis Casaccia
Por Uruguai: José Luis Genta

Coordinadores Nacionales:

Por Argentina: Miguel Ángel Giraut
María Josefa Fioriti (Co-coordinadora)
María Santi (Co-coordinadora)
Por Brasil: João Bosco Senra
Adriana Niemeyer Pires Ferreira (Alterna)
Por Paraguai: Amado Insfrán Ortíz
Por Uruguai: Lourdes Batista
Juan Ledesma (Alterno)

Representantes de OEA:

Cletus Springer
Jorge Rucks
Enrique Bello
Beatriz Santos
Lydia Ugas

Representantes Banco Mundial:

Douglas Olson
Abel Mejía
Karin Kemper
Samuel Taffesse

Integrantes de la Secretaría General:

Secretario General: Luiz Amore
Coord. Técnico: Jorge N. Santa Cruz
Coord. Técnico: Daniel H. García Segredo
Coord. Comunicación: Roberto Montes
Coord. de Administración: Luis Reolón
Asistente técnico: Alberto Manganelli
Auxiliar Administrativa: Virginia Vila
Auxiliar Administrativo: Mathias González
Informática: Diego Lupinacci
Secretaria Técnica Administrativa: Rossana Obispo
Secretaria Bilingüe: Patricia Guianze

Facilitadores proyectos piloto:

Concordia – Salto: Enrique Massa Segui
Rivera – Santana: Achylles Bassedas
Itapúa: Alicia Eisenkölbl
Ribeirão Preto: Mauricio dos Santos

Organismos y Entidades de Apoyo:

Organismo Internacional de Energía Atómica
Servicio Geológico Alemán

Equipo Técnico de Editoración y Producción Gráfica:

TDA Comunicação

RESUMO EXECUTIVO

Nesta parte do documento encontra-se uma compilação de trabalhos geofísicos de caráter regional que poderiam ser de utilidade na zona que compreende o Sistema do Aquífero Guaraní (SAG). Os dados na forma em que se apresentam estão disponíveis ao público, principalmente na internet, ainda que nem sempre os relatórios apareçam com os detalhes dos estudos. As referências existentes de estudos geofísicos são escassas e, com frequência, difíceis de serem rastreadas. Por outro lado, a cobertura dos estudos varia notavelmente entre os países participantes, algumas regiões do SAG carecem completamente deste tipo de geoinformação. Brasil é o país que conta com o maior inventário de informação aeromagnética. Argentina e Uruguai possuem uma cobertura de dados gravimétricos na totalidade de seus respectivos territórios. Enquanto que Paraguai possui cobertura parcial com ambos os tipos de dados em seu território, principalmente no setor leste.

Em outra parte deste documento são apresentados os aspectos teóricos e práticos dos métodos geofísicos que podem ser mais úteis para a exploração do SAG em diferentes escalas: regional e local ou piloto. A geofísica aplicada a problemas de escala regional aborda principalmente a avaliação dos limites estruturais da bacia, da continuidade lateral e vertical do SAG, assim como, a distribuição espacial de formações geológicas relacionadas com os derramamentos de basaltos que sobrepõem o SAG. Entre os métodos que são úteis para este propósito: o gravimétrico, a magnetometria aérea e as sondagens eletromagnéticas de fonte natural (AMT+MT). A refração sísmica e as Sondagens Elétricas Verticais (SEVs), assim como o Método Georadar e alguns outros métodos eletromagnéticos (TDEM, EM34 etc.), são mais recomendáveis para a solução de problemas hidrológicos em escala local. Entretanto, em circunstâncias apropriadas as SEVs poderiam ser aplicadas em estudos regionais, e caso contasse com um orçamento adequado a refração (ou reflexão) sísmica poderia proporcionar informação profunda do SAG de grande utilidade para fomentar uma

RESUMEN EJECUTIVO

En esta parte del documento se presenta una compilación de trabajos geofísicos de carácter regional que podrían ser de utilidad en la zona que comprende al Sistema del Acuífero Guaraní (SAG). Los datos en la forma que se presentan están disponibles al público, principalmente vía internet, aunque no siempre los reportes con los detalles de los estudios. Las referencias existentes de estudios geofísicos son escasas y frecuentemente difíciles de rastrear. Por otro lado, la cobertura de los estudios varía notablemente entre los países participantes por lo que algunas regiones del SAG carecen completamente de éste tipo de geoinformación. Brasil es el país que cuenta con un inventario mayor de información aeromagnética. Argentina y Uruguay poseen una cobertura de datos gravimétricos de la totalidad de sus respectivos territorios mientras que Paraguay tiene cubierto parcialmente con ambos tipos de datos su territorio, mayormente el sector oriental.

En otra parte del presente documento se describen aspectos teóricos y prácticos de los métodos geofísicos que pueden ser de mayor utilidad para la exploración del SAG a diferentes escalas: la Regional y la local o piloto. La geofísica aplicada a problemas de escala regional se enfoca principalmente a la evaluación de los límites estructurales de la cuenca, continuidad lateral y vertical del SAG así como la distribución espacial de formaciones geológicas relacionadas, tal como los derrames de basaltos que sobreyacen al SAG. Entre los métodos que son útiles para éste propósito están el gravimétrico la magnetometría aérea y los sondeos electromagnéticos de fuente natural (AMT+MT). La refracción sísmica y los Sondeos Eléctricos Verticales (SEVs), así como otros métodos tales como el Georadar y algunos otros métodos electromagnéticos (TDEM, EM34, etc.) son más recomendables para la solución de problemas hidrológicos a escala local. Sin embargo, en circunstancias apropiadas los SEVs podrían aplicarse a estudios regionales y en caso de contar con un presupuesto adecuado la refracción (o reflexión) sísmica puede proporcionar información a profundidades del SAG de gran utilidad para constreñir la secuencia estratigráfica

sequência estratigráfica da bacia. Não obstante, também é certo que tanto a gravimetria quanto a magnetometria terrestre são úteis, em escala local, para discernir as características estruturais; assim como, as sondagens AMT podem ser muito efetivas para estudos superficiais detalhados.

Na parte final deste documento e baseado na informação disponível, são apresentadas algumas propostas para o estudo do SAG na zona sudoeste da sub-região Operacional Sul (SOS) onde se desconhece os limites e as espessuras da bacia.

de la cuenca. No obstante, también es cierto que tanto la gravimetría como la magnetometría terrestre son frecuentemente útiles a escala local para discernir rasgos estructurales así como los sondeos AMT pueden ser muy efectivos para estudios superficiales detallados.

En la parte final de este documento y con base en la información disponible, se adelantan algunas propuestas para el estudio del SAG en la zona suroccidental de la Subregión Operativa Sur (SOS) en donde se desconocen los límites y espesor de la cuenca.

ÍNDICE GERAL

1 INTRODUÇÃO	23
2 ANTECEDENTES	26
3 GENERALIDADES PRÁTICAS	27
4 MÉTODOS ELÉTRICOS DE CORRENTE DIRETA (DC)	39
4.1 Introdução	39
4.2 Princípios básicos	41
4.3 Fluxo de corrente em um meio homogêneo.....	47
4.4 Configuração de eletrodos e fatores geométricos	50
4.5 Meio com resistividade variável	57
4.6 Métodos de campo	59
4.7 Sondagens elétricas verticais (VES)	59
4.8 Calicatas ou CST	62
4.9 Problemas comuns	64
4.10 Métodos de interpretação	68
5 SONDAGENS MAGNETOTELÚRICO (MT) E ÁUDIO-MAGNETOTELÚRICO (AMT)	77
5.1 Antecedentes	77
5.2 Conceitos básicos	79
5.3 Os sinais	79
5.4 Efeito da condutividade do subsolo em H	81
5.5 Dimensionalidade do meio	86
5.6 Pseudosseções de fase	88
5.7 Análise de distorção	89
5.8 Equipamento	96
5.9 Procedimento de campo	97
5.10 Processamentos de dados	99
5.11 Interpretação	104
5.12 Inversão 1D e 2D de dados MT	104
6 REFRAÇÃO SÍSMICA	106
6.1 Introdução	106
6.2 Ondas sísmicas	109
6.3 Tipos de ondas sísmicas	110
6.4 Geometria de trajetória de raios em um meio estratificado	119
6.5 Perda de energia sísmica	128
6.6 Fontes de energia sísmica	132
6.7 Detecção e registro de ondas sísmicas	134
6.8 Princípios de prospecção com refração sísmica	137
6.9 Arranjo de campo para levantamentos terrestres ..	140
6.10 Geometria de trajetória de raios refratados	141
6.10.1 Caso de duas camadas	141
6.10.2 Caso de três camadas	144
6.10.3 Caso multicamadas	146
6.10.4 O caso de camadas inclinadas	147
6.10.5 Caso de uma descontinuidade de escala ..	150
6.10.6 Interfaces irregulares	151
6.11 Métodos de interpretação	152
6.11.1 Camadas fantasmas	153
6.11.2 O método "mais-menos" de Hagedoorn	156

ÍNDICE GERAL

1 INTRODUCCIÓN	23
2 ANTECEDENTES	26
3 GENERALIDADES PRÁCTICAS	27
4 MÉTODOS ELÉCTRICOS DE CORRIENTE DIRECTA (DC)	39
4.1 Introducción	39
4.2 Principios básicos	41
4.3 Flujo de corriente en un medio homogéneo	47
4.4 Configuración de Electrodos y Factores Geométricos	50
4.5 Medio con resistividad variable	57
4.6 Métodos de campo	59
4.7 Sondeos eléctricos verticales (VES)	59
4.8 Calicatas o CST	62
4.9 Problemas comunes	64
4.10 Métodos de interpretación	68
5 SONDEOS MAGNETOTELÚRICO (MT) Y AUDIO-MAGNETOTELÚRICO (AMT)	77
5.1 Antecedentes	77
5.2 Conceptos básicos	79
5.3 Las señales	79
5.4 Efecto de la conductividad del subsuelo en H	81
5.5 Dimensionalidad del medio	86
5.6 Pseudo-secciones de fase	88
5.7 Análisis de Distorsión	89
5.8 Equipamiento	96
5.9 Procedimiento de Campo	97
5.10 Procesamientos de datos	99
5.11 Interpretación	104
5.12 Inversión 1D y 2D de datos MT	104
6 REFRACCIÓN SÍSMICA	106
6.1 Introducción	106
6.2 Ondas sísmicas	109
6.3 Tipos de ondas sísmicas	110
6.4 Geometría de trayectoria de rayos en un medio estratificado	119
6.5 Pérdida de energía sísmica	128
6.6 Fuentes de energía sísmica	132
6.7 Detección y registro de ondas sísmicas	134
6.8 Principios de prospección con refracción sísmica ..	137
6.9 Arreglo de campo para levantamientos terrestres ..	140
6.10 Geometría de trayectoria de rayos refractados	141
6.10.1 Caso de dos capas	141
6.10.2 Caso de tres capas	144
6.10.3 Caso multicapas	146
6.10.4 El caso de capas inclinadas	147
6.10.5 Caso de una discontinuidad de escalón	150
6.10.6 Interfases irregulares (no planares).....	151
6.11 Métodos de interpretación	152
6.11.1 Capas fantasmas	153
6.11.2 El método "mas-menos" de Hagedoorn	156

6.11.3	Método de reciprocidade generalizada (GRM)	159
6.11.4	Problema de camada oculta	164
7	GRAVIMETRIA	166
7.1	Fundamentos do método	166
7.2	Levantamentos gravimétricos	174
7.3	Interpretação de anomalias gravimétricas	178
7.4	Etapas de uma prospecção gravimétrica para exploração do SAG	181
8	MAGNETOMETRIA	183
8.1	Fundamentos teóricos	183
8.2	Variações do campo magnético terrestre	185
8.3	Propriedades magnéticas das rochas	186
8.4	Deformação do campo sob a influência de um corpo anômalo	188
8.5	Execução do trabalho de campo	191
8.6	Tomada das medições	193
8.7	Correções e filtragem de anomalias	194
8.8	Interpretação	194
9	BASES DE DADOS REGIONAIS	200
9.1	Bases de dados gravimétrica e magnética	200
9.2	Gravimetria e magnetometria satelital	208
9.3	Outras Bases de Dados	210
10	REFERÊNCIAS	213
11	ANEXOS	218
11.1	Anexo 1 - Métodos geofísicos convencionais aplicados a problemas hidrogeológicos	218
11.2	Anexo 2- Páginas selecionadas de interesse para estudiosos do SAG	226
11.3	Anexo 3- Diretório de serviços geológicos na América latina e no caribe	233
11.4	Anexo 4- Exemplos de técnicas geofísicas de prospecção aplicadas na área de existência do Aquífero Guarani	236
11.4.1	Gravimetria	237
11.4.2	SEV	239
11.4.3	Prospecção sísmica	246
11.4.4	Registros de poços (perfilagens)	250
11.4.5	Sondagens Magnetotelúricos	253
11.4.6	Técnicas complementares	269
11.5	Anexo 5- Análise de duas técnicas aplicadas na prospecção profunda de água subterrânea	273

6.11.3	<i>Método de reciprocidad generalizada (GRM)</i>	<i>159</i>
6.11.4	<i>Problema de capa oculta</i>	<i>164</i>
7	<i>GRAVIMETRÍA</i>	<i>166</i>
7.1	<i>Fundamentos del método</i>	<i>166</i>
7.2	<i>Levantamientos gravímetros</i>	<i>174</i>
7.3	<i>Interpretación de anomalías gravimétricas</i>	<i>178</i>
7.4	<i>Etapas de una prospección gravimétrica para exploración del SAG</i>	<i>181</i>
8	<i>MAGNETOMETRÍA</i>	<i>183</i>
8.1	<i>Fundamentos teóricos</i>	<i>183</i>
8.2	<i>Variaciones del campo magnético terrestre</i>	<i>185</i>
8.3	<i>Propiedades magnéticas de las rocas</i>	<i>186</i>
8.4	<i>Deformación del campo bajo la influencia de un cuerpo anómalo</i>	<i>188</i>
8.5	<i>Ejecución del trabajo de campo</i>	<i>191</i>
8.6	<i>Toma de mediciones</i>	<i>193</i>
8.7	<i>Correcciones y filtrado de anomalías</i>	<i>194</i>
8.8	<i>Interpretación</i>	<i>194</i>
9	<i>BASES DE DATOS REGIONALES</i>	<i>200</i>
9.1	<i>Bases de Datos Gravimétrica y Magnética</i>	<i>200</i>
9.2	<i>Gravimetría y magnetometría satelital</i>	<i>208</i>
9.3	<i>Otras Bases de Datos</i>	<i>210</i>
10	<i>REFERENCIAS</i>	<i>213</i>
11	<i>ANEXOS</i>	<i>218</i>
11.1	<i>Anexo - Métodos geofísicos convencionales aplicados a problemas hidrogeológicos</i>	<i>218</i>
11.2	<i>Anexo 2.- Páginas seleccionadas de interés para estudiosos del SAG</i>	<i>226</i>
11.3	<i>Anexo 3.- Directorio de servicios geológicos en América latina y el caribe</i>	<i>233</i>
11.4	<i>Anexo 4.- Ejemplos de técnicas geofísicas de prospección aplicadas en el área de existencia del acuífero Guaraní</i>	<i>236</i>
11.4.1	<i>Gravimetría</i>	<i>237</i>
11.4.2	<i>SEV</i>	<i>239</i>
11.4.3	<i>Prospección sísmica</i>	<i>246</i>
11.4.4	<i>Registro de pozos (perfilajes)</i>	<i>250</i>
11.4.5	<i>Sondeos Magnetotelúricos (AMT/MT)</i>	<i>250</i>
11.4.6	<i>Técnicas complementarias</i>	<i>269</i>
11.5	<i>Anexo 5.- Análisis de dos técnicas aplicadas en la prospección profunda de agua subterránea</i>	<i>273</i>

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1.- Definição básica da resistividade através de um cubo homogêneo	42
Figura 2.- Três meios que envolvem dois materiais com resistividades diferentes. Nestes meios, a condução elétrica está influenciada em grande parte pela geometria das estruturas	44
Figura 3.- Representação tridimensional de uma figura equipotencial em volta de um eletrodo pontual sobre um meio homogêneo semi-infinito (A). O potencial diminui ao aumentar a distância da fonte pontual	48
Figura 4.- Linhas de corrente e equipotenciais produzidas por dois eletrodos (a). Forma generalizada de uma configuração de dois eletrodos para levantamentos de resistividade (b)	50
Figura 5.- Proporção de corrente que flui no subsolo a uma profundidade z (m). Neste caso, AB é a separação média dos eletrodos de corrente	52
Figura 6.- Configurações mais comuns usadas em levantamentos elétricos.....	53
Figura 7.- Seções de contribuição de sinal para configurações de (A) Wenner, (B) Schlumberger e (C) dipolo-dipolo	55
Figura 8.- Espessuras (h) e resistividades (ρ) reais de uma sequência estratigráfica e representação esquemática dos parâmetros de Dar Zarrouk	58
Figura 9.- Sondagem Elétrica Vertical (SEV) que mostra a resistividade aparente em função do espaçamento médio do dipolo da corrente	60
Figura 10.- Arranjos expandidos com posicionamento de eletrodos sucessivos para arranjos de: (A) Wenner, (B) Wenner offset, (C) Schlumberger, (D) dipolo-dipolo e (E) quadrado	62
Figura 11.- Perfil de resistividade obtido utilizando um arranjo Wenner com separação entre eletrodos de 10 m sobre uma zona cheia de argila no meio de rocha calcária	63
Figura 12.- Distorção das linhas de fluxo de corrente e equipotenciais em volta de um condutor anômalo. O quadro em (A) aparece amplificado em (B)	65
Figura 13.- Distorção de uma curva de sondagem de Schlumberger por causa de (A) uma lente condutiva e (B) uma lente resistiva	66
Figura 14.- Segmentos deslocados em uma curva de sondagem de Schlumberger em virtude de diferenças na resistência de contato em P1 e P2 na hora de expandir a separação dos eletrodos de potencial. O segmento 3 desloca-se na altura do segmento 2 que, por sua vez, se desloca para a posição do segmento 1. Dessa forma se produz uma curva suavizada pronta para ser interpretada	67

INDICE DE FIGURAS

Figura 1.- Definición básica de la resistividad a través de un cubo homogéneo	42
Figura 2.- Tres medios que involucran dos materiales con resistividades diferentes. En estos medios, la conducción eléctrica está influenciada en gran medida por la geometría de las estructuras	44
Figura 3.- Representación tridimensional de una cascarón equipotencial alrededor de un electrodo puntual sobre un medio homogéneo semi-infinito (A). El potencial decae al aumentar la distancia de la fuente puntual	48
Figura 4.- Líneas de corriente y equipotenciales producidas por dos electrodos (a). Forma generalizada de una configuración de dos electrodos para levantamientos de resistividad (b)	50
Figura 5.- Proporción de corriente que fluye en el subsuelo a una profundidad z (m). En este caso, AB es la separación media de los electrodos de corriente	52
Figura 6.- Configuraciones más comunes usadas en levantamientos eléctricos.....	53
Figura 7.- Secciones de contribución de señal para configuraciones de (A) Wenner, (B) Schlumberger, y (C) dipolo-dipolo	55
Figura 8.- Espesores (h) y resistividades (ρ) reales de una secuencia estratigráfica y representación esquemática de los parámetros de Dar Zarrouk	58
Figura 9.- Sondeo eléctrico vertical (VES) que muestra la resistividad aparente en función del espaciamento medio del dipolo de corriente	60
Figura 10.- Arreglos expandidos con posiciones de electrodos sucesivas para arreglos de: (A) Wenner, (B) Wenner offset, (C) Schlumberger, (D) dipolo-dipolo y (E) cuadrado	62
Figura 11.- Perfil de resistividad obtenido utilizando un arreglo Wenner con separación entre electrodos de 10 m sobre una zona rellena de arcilla en medio de roca calcárea	63
Figura 12.- Distorsión de las líneas de flujo de corriente y equipotenciales alrededor de un conductor anómalo. El recuadro en (A) se muestra amplificado en (B)	65
Figura 13.- Distorsión de una curva de sondeo Schlumberger debido a (A) una lente conductiva y (B) una lente resistiva	66
Figura 14.- Segmentos desplazados en una curva de sondeo Schlumberger debido a diferencias en resistencia de contacto en P1 y P2 a la hora de expandir la separación de electrodos de potencial. El segmento 3 se desplaza al nivel del segmento 2 que a su vez se desplaza hacia la posición del segmento 1. De esta forma se produce una curva suavizada lista para ser interpretada	67

Figura 15.- Curvas de campo de uma sondagem de Wenner normal (círculos) que mostra os efeitos do deslocamento dos eletrodos de potencial e de uma sondagem de Wenner <i>offset</i> que mostra menos sensibilidade nos movimentos dos eletrodos	68
Figura 16.- Curvas de resistividade aparente para diferentes estruturas: (A) a (D) são modelos de três camadas; (E) e (F) são modelos de quatro camadas; (G) mostra um modelo de bloqueios para as resistividades e espessuras das camadas e a curva de resistividade aparente	71
Figura 17.- Curvas mestras para modelos de duas camadas e para os arranjos Schlumberger e Wenner	72
Figura 18.- Técnica automática de inversão de um sondagem. (A) dados observados e estratos iniciais. (B) ajuste de camadas e curva do modelo resultante. A diferença entre as curvas modeladas e observadas se usa para aplicar a correção c nas camadas. (C) o modelo de camadas final e curva teórica gerada resultam ser muito parecidos à curva observada	75
Figura 19.- Interpretação final de uma sequência geológica com falhamento normal. (A) modelo bidimensional de diferenças finitas. (B) pseudosseção de resistividade aparente calculada. (C) dados de campo. (D) interpretação geológica baseada em (A) e em informação adicional	77
Figura 20.- Tempestades solares e sua interação com a Terra	80
Figura 21.- Diagrama que mostra os efeitos do deslocamento estático. O esquema da parte inferior mostra uma descontinuidade superficial (ps) que ocasiona que a curva de resistividade seja deslocada para cima (se $ps > p1$) ou para baixo (se $ps < p1$). A curva de fase não é afetada	90
Figura 22.- Corte litológico na área de estudo com o registro elétrico correspondente (OLEAGA, 2002)	93
Figura 23.- Esquema de localização dos dipolos elétricos e bobinas magnéticas. No centro está localizado o instrumento de aquisição e pré-processamento (quadro azul) conectado aos sensores magnéticos, dipolos elétricos e GPS	95
Figura 24.- Imagem de um equipamento de aquisição de dados Magnetotélúricos. A) sistema AMT/MT. B) eletrodos porosos. C) bobinas (primeiro plano). D) sistema MT conectado a um laptop, sensores e GPS	96
Figura 25.- Exemplo de sondagem realizada, linha vermelha componente xy e linha azul yx	100
Figura 26.- Vetores de indução (setas vermelhas) para 0.01 Hz	102
Figura 27.- Vetores de indução (setas vermelhas) para 0.01 Hz	103

<i>Figura 15.-</i> Curvas de campo de un sondeo Wenner normal (círculos) que muestra los efectos del desplazamiento de los electrodos de potencial y de un sondeo Wenner <i>offset</i> que muestra menos sensibilidad a los movimientos de electrodos	68
Figura 16.- Curvas de resistividad aparente para diferentes estructuras: (A) a (D) son modelos de tres capas; (E) y (F) son modelos de cuatro capas; (G) muestra un modelo de bloques para las resistividades y espesores de las capas y la curva de resistividad aparente	71
Figura 17.- Curvas maestras para modelos de dos capas y para los arreglos Schlumberger y Wenner	72
Figura 18.- Técnica automática de inversión de un sondeo. (A) Datos observados y estratos iniciales. (B) ajuste de capas y curva modelo resultante. La diferencia entre las curvas modelada y observada se usa para aplicar la corrección c a las capas. (C) El modelo de capas final y curva teórica generada que resulta ser muy parecida a la curva observada	75
Figura 19.- Interpretación final de una secuencia geológica con fallamiento normal. (A) Modelo bidimensional de diferencias finitas. (B) Pseudo-sección de resistividad aparente calculada. (C) Datos de campo. (D) Interpretación geológica basada en (A) y en información adicional	77
Figura 20.- Tormentas solares y su interacción con la Tierra	80
Figura 21.- Diagrama que muestra los efectos del corrimiento estático. El esquema de la parte inferior muestra una discontinuidad superficial (ps) que ocasiona que la curva de resistividad sea desplazada hacia arriba (si $ps > p1$) o hacia abajo (si $ps < p1$). La curva de fase no es afectada	90
Figura 22.- Corte litológico en el área de estudio con el registro eléctrico correspondiente (Oleaga, 2002)	93
Figura 23.- Esquema de ubicación de los dipolos eléctricos y bobinas magnéticas. En el centro se ubica el instrumento de adquisición y pre-procesamiento (cuadro azul) conectado a los sensores magnéticos, dipolos eléctricos y GPS	95
Figura 24.- Aspecto general de un equipo de adquisición de datos Magnetotélúricos. A) sistema AMT-MT, B) electrodos porosos, C) bobinas (primer plano) y D) sistema MT conectado a laptop, sensores y GPS	96
Figura 25.- Ejemplo de Sondeo realizado, línea roja componente xy y línea azul yx	100
Figura 26.- Vectores de inducción (flechas rojas) para 0.01 Hz	102
Figura 27.- Vectores de inducción (flechas rojas) para 0.01 Hz	103

Figura 28.- Seção de resistividade obtida a partir da interpolação de inversões unidimensionais de 6 sondagens AMT/MT	105
Figura 29.- Seção de resistividade obtida a partir da inversão 2D de um perfil de seis sondagens MT. A escala vertical corresponde à profundidade, enquanto a horizontal corresponde à posição das sondagens, ambas em metros	106
Figura 30.- Módulo elástico de Young (A), volumétrico (B), de corte (C), e axial (D)	111
Figura 31.- Deformações elásticas e movimento de partículas do subsolo associadas à passagem de ondas de corpo. Onda P (A), onda S (B)	112
Figura 32.- Deformações elásticas e movimento de partículas do subsolo associadas com a passagem das ondas de superfície. Onda Rayleigh (A), e onda Love (B)	114
Figura 33.- Propagação de uma frente de onda de acordo com o princípio de Huygens	120
Figura 34.- Partição de energia de um raio com incidência normal de amplitude A_0 nos raios refletidos e transmitidos com amplitudes A_1 e A_2 respectivamente. Z_1 e Z_2 são as impedâncias acústicas das duas camadas	121
Figura 35.- A primeira zona de Fresnel sobre um refletor a uma profundidade h abaixo da fonte da onda esférica incidente	123
Figura 36.- Geometria dos raios associados às ondas P que incidem obliquamente sobre uma interface plana, e convertido verticalmente polarizado em onda S (mostrado como SV). V_p e V_s são as velocidades da onda P e S respectivamente, e ρ é a densidade. Os sufixos 1 e 2 representam o número de camada	125
Figura 37.- Refração crítica numa interface plana e a geração de uma onda principal	127
Figura 38.- Frentes de onda difratadas geradas a partir de um refletor truncado. A área sombreada é uma “zona escura” onde, conforme a teoria dos raios, não se deveria observar energia. O princípio de Huygens de geração de frentes de onda explica porque o sinal é observado também na zona escura	127
Figura 39.- (A) Geometria da trajetória de raios difratados que surgem de um ponto situado abaixo de um ponto de tiro. (B) Seção de tempo correspondente para ilustrar a forma e simetria da difração comparada com a hipérbole de reflexão	129
Figura 40.- Fenômenos que causam a degradação das ondas sísmicas	130
Figura 41.- A diminuição progressiva da energia por unidade de área causada pela propagação esférica de uma fonte de energia E	130
Figura 42.- Geofone de campo (A) e construção esquemática do mesmo (B)	135
Figura 43.- Diagrama de trajetórias de ondas diretas,	

Figura 28.- Sección de resistividad obtenida a partir de la interpolación de inversiones unidimensionales de 6 sondeos AMT-MT	105
Figura 29.- Sección de resistividad obtenida a partir de la inversión 2D de un perfil de 6 sondeos MT. La escala vertical corresponde a la profundidad en tanto que la horizontal corresponde a la posición de los sondeos, ambas en metros	106
Figura 30.- Módulo elástico de Young (A), volumétrico (B), de corte (C), e axial (D)	111
Figura 31.- Deformaciones elásticas y movimiento de partículas del subsuelo asociadas con el paso de ondas de cuerpo. Onda P (A), onda S (B)	112
Figura 32.- Deformaciones elásticas y movimiento de partículas del subsuelo asociadas con el paso de las ondas de superficie. Onda Rayleigh (A), y onda Love (B)	114
Figura 33.- Propagación de un frente de onda de acuerdo al principio de Huygens	120
Figura 34.- Partición de energía de un rayo con incidencia normal de amplitud A_0 en los rayos reflejado y transmitido con amplitudes A_1 y A_2 respectivamente. Z_1 y Z_2 son las impedancias acústicas de las dos capas	121
Figura 35.- La primera zona de Fresnel sobre un reflector a una profundidad h debajo de la fuente de la onda esférica incidente	123
Figura 36.- Geometría de los rayos asociados a las ondas P que inciden oblicuamente sobre una interfase plana, y convertido verticalmente polarizado en onda S (mostrado como SV). V_p y V_s son las velocidades de la onda P y S respectivamente y ρ es la densidad. Los sufijos 1 y 2 representan el número de capa	125
Figura 37.- Refracción crítica en una interfase plana y la generación de una onda principal	127
Figura 38.- Frentes de onda difractados generados a partir de un reflector truncado. El área sombreada es una “zona oscura” en donde, de acuerdo a la teoría de rayos no se debería observar energía. El principio de Huygens de generación de frentes de onda explica porque la señal se observa también en la zona oscura	127
Figura 39.- (A) Geometría de la trayectoria de rayos difractados que surgen de un punto situado debajo de un punto de tiro. (B) Sección de tiempo correspondiente para ilustrar la forma y simetría de la difracción comparada con la hipérbola de reflexión	129
Figura 40.- Fenómenos que causan la degradación de las ondas sísmicas	130
Figura 41.- La disminución progresiva de la energía por unidad de área causada por la propagación esférica de una fuente de energía E	130
Figura 42.- Geófono de campo (A) y construcción esquemática del mismo (B)	135
Figura 43.- Diagrama de trayectorias de ondas directas,	

refletidas e refratadas geradas a partir de uma fonte (A) e exemplo de um registro de refração sísmica conforme se observa na tela de um sismógrafo EG&G 1225 (B)	139
Figura 44.- Tempos das primeiras chegadas em um gráfico distância-tempo e terminologia utilizada	140
Figura 45.- Arranjo de geofones para levantamentos de refração com a localização de pontos de tiro mais comuns	141
Figura 46.- Trajetória de raios para um meio de duas camadas estruturais	143
Figura 47.- Diagrama simplificado da trajetória de raios refratados (A), e seu respectivo gráfico de tempo de percurso versus distância para o caso de três camadas horizontais com interface planas (B)	146
Figura 48.- Geometria da trajetória dos raios sobre um refrator inclinado a um ângulo (A) e o respectivo gráfico de percurso tempo x distância para as direções de disparo direta (pendente abaixo) e reversa (pendente acima) (B)	148
Figura 49.- (A) geometria da trajetória dos raios sobre um refrator com uma descontinuidade escalonada, mas sem alteração lateral na velocidade da camada, e (B) gráfico tempo x distância correspondente	151
Figura 50.- Anomalias de tempo de percurso e suas respectivas causas . (A) picos e quedas na camada 1. (B) lentes com velocidades anômalas (V_2) na camada 2. (C) picos e quedas na interface entre as camadas 2 e 3. (D) zona vertical estreita com velocidade anômala (V_3) dentro da camada 3	154
Figura 51.- Gráfico de percurso de tempo x distância (acima) e sobreposição das zonas de cobertura do subsolo de tiros direto e reverso sobre um refrator inclinado (abaixo)	155
Figura 52.- Gráfico de percurso do tempo x distância (acima) e cobertura do subsolo de dois arranjos reversos sobrepostos. Os círculos pequenos ao longo do refrator inferior denotam as chegadas fantasmas	155
Figura 53.- O princípio do tempo de atraso (ver texto para detalhes)	157
Figura 54.- Geometria de raios para os tiros direto e reverso sobre um refrator com uma interface de topografia irregular (A) e os gráficos tempo x distância correspondentes (B). Os segmentos entre as distâncias de cruzamento respectivas são as linhas mais grossas. Estes segmentos são os utilizados no método mais-menos	158
Figura 55.- Gráficos distância-tempo compostos (A), gráfico T- (t menos) (B) e profundidade calculada para um refrator (C)	161
Figura 56.- Resumo esquematizado dos parâmetros usados no método recíproco generalizado (GRM)	162
Figura 57.- Definição do problema de camada oculta por causa da: A) inversão de velocidade ($V_2 < V_1$); B) falta de	

<i>reflejadas y refractadas generadas a partir de una fuente (A) y ejemplo de un registro de refracción sísmica según se observa en la pantalla de un sismógrafo EG&G 1225 (B)</i>	<i>139</i>
Figura 44.- <i>Tiempos de los primeros arribos en una gráfica distancia-tiempo y terminología utilizada</i>	<i>140</i>
Figura 45.- <i>Arreglo de geófonos para levantamientos de refracción con la ubicación de puntos de tiro más comunes</i>	<i>141</i>
Figura 46.- <i>Trayectoria de rayos para un medio de dos capas estructurales</i>	<i>143</i>
Figura 47.- <i>Diagrama simplificado de la trayectoria de rayos refractados (A), y su respectiva gráfica de tiempo de recorrido contra distancia para el caso de tres capas horizontales con interfase planas (B)</i>	<i>146</i>
Figura 48.- <i>Geometría de la trayectoria de los rayos sobre un refractor inclinado a un ángulo (A) y la respectiva gráfica de recorrido tiempo-distancia para las direcciones de disparo directa (pendiente abajo) e inversa (pendiente arriba) (B)</i>	<i>148</i>
Figura 49.- <i>(A) Geometría de la trayectoria de los rayos sobre un refractor con una discontinuidad de escalón pero sin cambio lateral en la velocidad de la capa, y (B) gráfica tiempo-distancia correspondiente</i>	<i>151</i>
Figura 50.- <i>Anomalías de tiempo de recorrido y sus causas respectivas. (A) picos y baches en la capa 1 (B) lentes con velocidades anómalas (V_2) en la capa 2. (C) picos y baches en la interfase entre las capas 2 y 3. (D) zona vertical estrecha con velocidad anómala (V_3) dentro de la capa 3</i>	<i>154</i>
Figura 51.- <i>Gráfica de recorrido de tiempo-distancia (arriba) y traslape de las zonas de cobertura del subsuelo de tiros directo e inverso sobre un refractor inclinado (abajo)</i>	<i>155</i>
Figura 52.- <i>Gráfica de recorrido de tiempo-distancia (arriba) y cobertura del subsuelo de dos arreglos inversos traslapados. Los círculos pequeños a lo largo del refractor inferior denotan los arribos fantasmas</i>	<i>155</i>
Figura 53.- <i>El principio del tiempo de retraso (ver texto para detalles)</i>	<i>157</i>
Figura 54.- <i>Geometría de rayos para los tiros directo e inverso sobre un refractor con una interfase de topografía irregular (A) y las gráficas tiempo-distancia correspondientes (B). Los segmentos entre las distancias de cruce respectivas se muestran con líneas más gruesas. Estos segmentos son los utilizados en el método más-menos</i>	<i>158</i>
Figura 55.- <i>Gráficas distancia-tiempo compuestas (A), gráfica T- (t menos) (B) y profundidad calculada a un refractor (C)</i>	<i>161</i>
Figura 56.- <i>Resumen esquematizado de parámetros usados en el método recíproco generalizado (GRM)</i>	<i>162</i>
Figura 57.- <i>Definición del problema de capa oculta debido a: A) inversión de velocidad ($V_2 < V_1$); B) Falta de contraste</i>	

contraste de velocidade; C) camada delgada (camada 2) situada entre as camadas 1 e 3; D) a distância entre geofones é muito grande para permitir a identificação da camada 2	165
Figura 58.- Gravímetro Scintrex CG-3 e tripé para nivelar o sensor	169
Figura 59.- Esquema para a redução de Bouguer. Para a redução simples determina-se o efeito da placa infinita de espessura "h". Para a redução por efeitos de terreno determina-se o " $\Delta\epsilon T$ " do volume de massa acima do nível da estação, assim como o " $\Delta\epsilon T$ " dos vazios abaixo do nível da estação	170
Figura 60.- Elemento para determinar o efeito do terreno circundante com segmentos de cilindro de altura variável ao redor da estação (centro do cilindro)	172
Figura 61.- Parâmetros característicos de uma anomalia	178
Figura 62.- Efeito da forma e da profundidade do corpo anômalo sobre as características da anomalia	181
Figura 63.- Campo magnético terrestre produzido por um dipolo magnético	183
Figura 64.- Componentes do vetor de campo magnético em um ponto da superfície terrestre	184
Figura 65.- Linhas de igual intensidade de campo magnético terrestre	185
Figura 66.- Exemplos de registro da variação diurna do campo magnético	186
Figura 67.- Exemplo de uma anomalia magnética em um campo terrestre normal	188
Figura 68.- Distorção do campo magnético na presença de um corpo paramagnético	189
Figura 69.- Anomalias sobre diques verticais (esq.) e falhas (dir.) a diferentes inclinações do campo magnético terrestre orientados N-S e E-W	192
Figura 70.- Magnetômetro de prótons (esq.) e sensores montados em uma barra não magnética em modo de gradiente (dir.)	193
Figura 71.- Firmas magnéticas de um prisma vertical e um horizontal, em plano e ao longo de perfis perpendiculares	195
Figura 72.- Anomalia produzida por uma esfera paramagnética em um campo vertical (nos polos)	196
Figura 73.- Anomalia produzida por uma esfera em um campo horizontal	197
Figura 74.- Anomalia produzida por uma placa horizontal delgada truncada numa de suas extremidades	197
Figura 75.- Declives traçados conforme a regra de Peters ..	198
Figura 76.- Regra da direita	198
Figura 77.- Anomalia sobre uma falha	199
Figura 78.- Dados gravimétricos terrestres e marinhos da América do Sul (U. de Texas, 1993). O SAG está apenas parcialmente coberto por esta base de dados que se concentra principalmente em objetivos petrolíferos e de mineração	201

de velocidad; C) capa delgada (capa 2) ubicada entre las capas 1 y 3; D) la distancia entre geófonos es muy grande para permitir la identificación de la capa 2	165
Figura 58.- Gravímetro Scintrex CG-3 y tripé para nivelar el sensor	169
Figura 59.- Esquema para la reducción de Bouguer. Para la reducción simple se determina el efecto de la losa infinita de espesor "h". Para la reducción por efectos de terreno se determina el " $\Delta\epsilon T$ " del volumen de masa arriba del nivel de la estación, así como el " $\Delta\epsilon T$ " de los vacíos bajo del nivel de la estación	170
Figura 60.- Elemento para determinar el efecto del terreno circundante con segmentos de cilindro de altura variable alrededor de la estación (centro del cilindro)	172
Figura 61.- Parámetros característicos de una anomalía	178
Figura 62.- Efecto de la forma y de la profundidad del cuerpo anómalo sobre las características de la anomalía	181
Figura 63.- Campo magnético terrestre producido por un dipolo magnético	183
Figura 64.- Componentes del vector de campo magnético en un punto de la superficie terrestre	184
Figura 65.- Líneas de igual intensidad de campo magnético terrestre	185
Figura 66.- Ejemplos de registro de la variación diurna del campo magnético	186
Figura 67.- Ejemplo de una anomalía magnética en un campo terrestre normal	188
Figura 68.- Distorsión del campo magnético en presencia de un cuerpo paramagnético	189
Figura 69.- Anomalías sobre diques verticales (izq.) y fallas (der.) a diferentes inclinaciones del campo magnético terrestre orientados N-S y E-W	192
Figura 70.- Magnetómetro de protones (izq.) y sensores montados en una barra no magnética en modo de gradiente (der.)	193
Figura 71.- Firmas magnéticas de un prisma vertical y uno horizontal, en plano y a lo largo de perfiles perpendiculares	195
Figura 72.- Anomalía producida por una esfera paramagnética en un campo vertical (en los Polos)	196
Figura 73.- Anomalía producida por una esfera en un campo horizontal	197
Figura 74.- Anomalía producida por una placa horizontal delgada truncada en uno de sus extremos	197
Figura 75.- Las pendientes trazadas de acuerdo a la regla de Peters	198
Figura 76.- Regla de la derecha	198
Figura 77.- Anomalía sobre una falla	199
Figura 78.- Datos gravimétricos terrestres y marinos de América del Sur (U. de Texas, 1993). El SAG está cubierto solo parcialmente por esta base de datos que se concentra principalmente en objetivos petroleros y mineros	201

Figura 79.- Mapa da distribuição de dados gravimétricos terrestres e marítimos (GETECH) na Argentina. A malha de dados digitais disponível tem intervalos de 5' (~10 km) a 2'	202
Figura 80.- Mapa de distribuição de dados gravimétricos terrestres e marítimos no Brasil (GETECH, Universidade de Brasília, Petrobrás)	203
Figura 81.- Mapa da distribuição de dados gravimétricos do Paraguai (GETECH). A malha de dados digitais disponível tem intervalos de 5' (~10 km)	203
Figura 82.- Mapa da distribuição de dados gravimétricos do Uruguai. A malha de dados digitais disponíveis tem intervalos de 2' (~4 km)	204
Figura 83.- Dados aeromagnéticos disponíveis (GETECH) na Argentina (zonas cor verde)	204
Figura 84.- Dados magnéticos disponíveis (GETECH) no Brasil. As diferentes cores indicam dados de diferentes épocas e fontes	205
Figura 85.- Dados aeromagnéticos disponíveis (GETECH) no Paraguai (zonas cor verde)	205
Figura 86.- Mapa aeromagnético da América do Sul, América Central e Caribe compilado a partir de mais de 500 levantamentos nessas regiões	207
Figura 87.- Mapa de perfis gravimétricos na América do Sul. Vários perfis cortam o SAG, pelo que esta informação é potencialmente útil	212
Figura 88.- Perfil gravimétrico regional de anomalia residual entre o Oceano Pacífico e o Atlântico, precisamente ao sul do SAG	212
Figura A1.- Anomalias de Bouguer determinadas pelos corte 3 a 6 (Fonte: Projeto SAG)	238
Figura A2.- Sondagem elétrica vertical em Vala Elisa, Entre Rios, Argentina (Silva Busso, A., 1999)	240
Figura A3.- Sondagem elétrica vertical em Federación, Entre Rios, Argentina (Silva Busso, A., 1999)	240
Figura A4.- Seção geofísica gerada a partir de sondagens elétricas verticais na área de Federación-Concordia, Entre Rios, Argentina (Silva Busso, A., 1999)	241
Figura A5.- Sondagem elétrica em Concordia, Entre Rios, Argentina (Silva Busso, A., 1999)	241
Figura A6.- Seção geofísica a partir de Sondagens Elétricas Verticais (Silva Busso, A., 1999)	242
Figura A7.- Área de estudo, localização de sondagens realizadas. Sondagem elétrica vertical N° 9 e sua interpretação qualitativa (Fonte: Favetto et al., 2005)	245
Figura A8.- Seção 2D desenvolvida a partir dos SEVs realizados (Fonte: Favetto et al., 2005)	246
Figura A9.- Prospecção sísmica realizada no Uruguai dentro da bacia chaco-paranaense ⁴	247
Figura A10.- Linha sísmica N° 6. ANCAP. Fonte: De Santa Ana, H. (2004) ⁵	249

Figura 79.- Mapa de distribución de datos gravimétricos terrestres y marinos (GETECH) en Argentina. La malla de datos digitales disponible tiene separaciones de 5' (~10 km) a 2'	202
Figura 80.- Mapa de distribución de datos gravimétricos terrestres y marinos en Brasil (GETECH, Universidad de Brazilia, Petrobras)	203
Figura 81.- Mapa de distribución de datos gravimétricos de Paraguay (GETECH). La malla de datos digitales disponible tiene separaciones de 5' (~10 km)	203
Figura 82.- Mapa de distribución de datos gravimétricos de Uruguay. La malla de datos digitales disponible tiene separaciones de 2' (~4 km)	204
Figura 83.- Datos aeromagnéticos disponibles (GETECH) en Argentina (zonas en verde)	204
Figura 84.- Datos magnéticos disponibles (GETECH) en Brasil. Los diferentes colores indican datos de diferentes épocas y fuentes	205
Figura 85.- Datos aeromagnéticos disponibles (GETECH) en Paraguay (zonas en verde)	205
Figura 86.- Mapa aeromagnético de América del Sur, Centro América y el Caribe compilado a partir de mas de 500 levantamientos en la región	207
Figura 87.- Mapa de perfiles gravimétricos en América del Sur. Varios perfiles cortan al SAG por lo que esta información es potencialmente útil	212
Figura 88.- Perfil gravimétrico regional de anomalía residual entre el Océano Pacífico y el Atlántico, justo al sur del SAG	212
Figura A1.- Anomalías de Bouguer determinadas en las transectas 3 a 6.(Fuente: Proyecto SAG)	238
Figura A2.- Sondeo eléctrico vertical en Villa Elisa, Entre Ríos, Argentina (Silva Busso, A, 1999)	240
Figura A3.- Sondeo eléctrico vertical en Federación, Entre Ríos, Argentina (Silva Busso, A, 1999)	240
Figura A4.- Sección geofísica generada a partir de sondeos eléctricos verticales en el área Federación-Concordia, Entre Ríos, Argentina (Silva Busso, A, 1999)	241
Figura A5.- Sondeo eléctrico vertical en Concordia, Entre Ríos, Argentina (Silva Busso, A, 1999)	241
Figura A6.- Sección geofísica a partir de sondeos eléctricos verticales (Silva Busso, A., 1999)	242
Figura A7.- Área de estudio, ubicación de sondeos realizados. Der. Sondeo eléctrico vertical N° 9 y su interpretación cualitativa (Fuente: Favetto et al, 2005)	245
Figura A8.- Sección 2D desarrollada a partir de los SEV realizados (Fuente: Favetto et al, 2005)	246
Figura A9.- Prospección sísmica realizada en Uruguay dentro de la cuenca chaco paranense ⁴	247
Figura A10.- Línea sísmica N° 6. ANCAP. Fuente: De Santa Ana, H. (2004) ⁵	249

Figura A11.- Linha sísmica onde se destaca discordâncias entre sequências sedimentares. Fonte: De Santa Ana, H. (2004) ⁶	250
Figura A12.- Seção geológica NS na cidade de Campo Grande (Brasil) a partir de perfis geofísicos, mostrando variações litológicas e geométricas do SAG (Fonte: Gastmans, D., 2007)	251
Figura A13.- Seção geológica NW-SE na cidade de Campo Grande (Brasil) a partir de perfis geofísicos, mostrando variações litológicas e geométricas do SAG (Fonte: Gastmans, D., 2007 ⁷)	252
Figura A14.- Área de estudo, sondagens e seções eletrorresistivas obtidas no trabalho de Padilha, A. e Vitorello, I. (2000)	255
Figura A15.- Localização da área de estudo. Sondagens AMT/MT e seções geofísicas e geológicas realizadas (Oleaga, 2002)	256
Figura A16.- Esq. Esquema litológico-resistivo simplificado da Bacia e Dir. Seção A, resultado da união das interpretações 1D das sondagens AMT/MT (Oleaga, 2002)	257
Figura A17.- Bacia Chaco-Paranaense (esq.) e área de estudo (dir.) onde se inclui a localização das perfurações profundas, a hidrografia a falha principal detectada desde a superfície	258
Figura A18.- Localização de sondagens, perfurações, traços estruturais e seções 2D realizadas	259
Figura A19.- Seção n° 4	260
Figura A20.- Seção n° 5	261
Figura A21.- Seção n° 6	261
Figura A22.- Em cima: profundidade até a base do basalto; embaixo: profundidade da bacia	263
Figura A23.- Localização da seção de estudos, sondagens realizadas e direção do condutor principal detectado	265
Figura A24.- Dimensionalidade de cada sondagem para cada frequência de análise	266
Figura A25.- Seção 2D interpretativa dos dados AMT/MT sobre a qual se identificam os principais corpos detectados na bacia	268
Figura A26.- Seção A. a) Ajuste entre anomalias calculadas e observadas. b) Seção gravimétrica resultante da interpretação. c) Modelo geológico interpretado da seção gravimétrica obtida, junto a traços estruturais, perfurações existentes e sondagens realizadas. d) Localização da seção na área sob estudo (Oleaga 2002)	271
Figura A27.- Diagrama isométrico que mostra a estrutura da bacia, elaborado com base nas seções geológicas obtidas com os dados de perfurações profundas e informação geofísica (Oleaga, 2002)	272

Figura A11.- Línea sísmica donde se destaca discordancias entre secuencias sedimentarias. Fuente: De Santa Ana, H. (2004) ⁶	250
Figura A12.- Sección geológica NS en la ciudad de Campo Grande (Brasil), a partir de perfiles geofísicos, mostrando variaciones litológicas y geométricas del SAG (Fuente: Gastmans, D. 2007)	251
Figura A13.- Sección geológica NW-SE en la ciudad de Campo Grande (Brasil), a partir de perfiles geofísicos, mostrando variaciones litológicas y geométricas del SAG (Fuente: Gastmans, D. 2007 ⁷)	252
Figura A14.- Área de estudio, sondeos y secciones electro resistivas obtenidas en el trabajo Padilha, A. y Vitorello, I (2000)	255
Figura A15.- Ubicación del área de estudio, sondeos AMT/MT y secciones geofísicas y geológicas realizadas (Oleaga, 2002)	256
Figura A16.- Izq. Esquema litológico-resistivo simplificado de la Cuenca y Der. Sección A, resultado de la unión de las interpretaciones 1D de los sondeos AMT/MT (Oleaga, 2002)	257
Figura A17.- Cuenca Chaco-Paranense (izq.) y área de estudio (der.) en donde se incluye la ubicación de las perforaciones profundas, la hidrografía y el fallamiento principal detectado desde superficie	258
Figura A18.- Ubicación de sondeos, perforaciones, rasgos estructurales y secciones 2D realizadas	259
Figura A19.- Sección n° 4	260
Figura A20.- Sección n° 5	261
Figura A21.- Sección n° 6	261
Figura A22.- Arriba: Profundidad a la base del basalto. Der. Profundidad de cuenca	263
Figura A23.- Ubicación de la sección de estudio, sondeos realizados y dirección del conductor principal detectado	265
Figura A24.- Dimensionalidad de cada sondeo para cada frecuencia de análisis	266
Figura A25.- Sección 2D interpretativa de los datos AMT/MT sobre la cual se identifican los principales cuerpos detectados en la cuenca	268
Figura A26.- Sección A. a) Ajuste entre anomalías calculadas y observadas. b) Sección gravimétrica resultante de la interpretación. c) Modelo geológico interpretado de la sección gravimétrica obtenida, junto a rasgos estructurales, perforaciones existentes y sondeos realizados. d) Ubicación de la sección en el área de estudio (Oleaga 2002)	271
Figura A27.- Diagrama Isométrico que muestra la estructura de la cuenca, elaborado con base en las secciones geológicas obtenidas con los datos de perforaciones profundas e información geofísica. (Oleaga, 2002)	272

ÍNDICE DE TABELAS

Tabela 1.- Valores típicos de resistividade de minerais e rochas comuns.	45
Tabela 2.- Resistividades aparentes de arranjos eletródicos comuns	53
Tabela 3.- Comparação dos arranjos mais utilizados na prospecção elétrica	56
Tabela 4.- Definições dos parâmetros de Dar Zarrouk	58
Tabela 5.- Aplicações de exploração sísmológica	108
Tabela 6.- Exemplos de velocidades de ondas P e S	118
Tabela 7.- Requerimentos de uma fonte sísmica	133
Tabela 8.- Fontes sísmicas	134
Tabela 9.- Anomalias no tempo de percurso	152
Tabela 10.- Valores médio de suscetibilidades magnéticas de rochas	187

INDICE DE TABLAS

Tabela 1.- Valores típicos de resistividad de minerales y rocas comunes.	45
Tabela 2.- Resistividades aparentes de arreglos electródicos comunes	53
Tabela 3.- Comparación de los arreglos más comúnmente utilizados en prospección eléctrica	56
Tabela 4.- Definiciones de los parámetros de Dar Zarrouk	58
Tabela 5.- Aplicaciones de exploración sísmológica	108
Tabela 6.- Ejemplos de velocidades de ondas P y S	118
Tabela 7.- Requerimientos de una fuente sísmica	133
Tabela 8.- Fuentes sísmicas	134
Tabela 9.- Anomalías en el tiempo de recorrido	152
Tabela 10.- Valores promedio de susceptibilidades magnéticas de rocas	187

1 INTRODUÇÃO

Neste capítulo são apresentados os conceitos teórico-práticos e interpretação geofísica básica dos métodos convencionais mais aplicados na exploração e na avaliação de água subterrânea. O material apresentado aqui está baseado em várias fontes, entre elas se destacam: Olmo-Alarcón e López-Geta (2000), Meyer de Stadelhofen (1991), Telford et al. (1990), Milson (2003) e Reynolds (2005), dentre outros.

A aplicação dos métodos geofísicos ao estudo dos sistemas aquíferos é relativamente recente. Sua utilização tradicionalmente aborda a exploração de jazidas de interesse econômico como, por exemplo, recursos petrolíferos e minerais principalmente. Talvez seja por essa razão que geralmente são cotados a preços altos no mercado de serviços e, por esse motivo, tem limitado seu uso de maneira importante na exploração dos recursos aquíferos do subsolo. Entretanto, essa tendência está mudando, entre outras razões, pelo fato de a água subterrânea converte-se, em muitos casos, em um recurso de interesse nacional. Provavelmente, o motivo fundamental é que em um grande número de bacias sedimentares em todos os continentes, os níveis dos aquíferos baixaram, em alguns casos drasticamente, o qual propiciou a utilização de métodos geofísicos com o objetivo de avaliar novos recursos. Todavia, apesar de os organismos administradores do recurso da água subterrânea reconhecer cada vez mais a utilidade dos estudos geofísicos aplicados ao conhecimento dos sistemas aquíferos, a importância concedida a projetos de gestão integral de bacias (cada vez mais comuns) é ainda marginal, haja vista que com frequência os recursos econômicos destinados a esta disciplina são limitados.

Existe uma grande variedade de métodos geofísicos para o reconhecimento hidrogeológico do subsolo a partir da medição de alguma das propriedades físicas dele. A rápida evolução técnica e a diminuição de preços dos instrumentos de medição, assim como a disponibilidade de programas de interpretação de acesso livre ou de baixo custo, fazem com que seja muito mais acessível a ferramenta geofísica aos hidrólogos e geólogos, o que resulta em um amplo campo de possibilidades

1 INTRODUCCIÓN

En éste capítulo se presentan los conceptos teórico-prácticos e interpretación geofísica básica de los métodos convencionales más aplicados a la exploración y evaluación de agua subterránea. El material que se presenta aquí se basa en varias fuentes, entre las que destacan: Olmo-Alarcón y López-Geta (2000), Meyer de Stadelhofen (1991), Telford et al. (1990), Milson (2003) y Reynolds (2005) entre otros.

La aplicación de los métodos geofísicos al estudio de los sistemas acuíferos es relativamente reciente. Su utilización ha sido tradicionalmente enfocada a la exploración de yacimientos de interés económico, tales como recursos petroleros y minerales principalmente. Es tal vez por ésta razón que generalmente se cotizan a precios altos en el mercado de servicios, lo que a su vez ha limitado su uso de manera importante en la exploración de los recursos acuíferos del subsuelo. Sin embargo, esta tendencia se está revirtiendo, entre otras cosas debido a que el agua subterránea se ha convertido en muchos casos, en un recurso de interés nacional. Probablemente, la razón fundamental detrás de ello se deba a que en un gran número de cuencas sedimentarias en todos los continentes, los niveles de los acuíferos ha descendido en algunos casos dramáticamente, lo cual ha propiciado la utilización de métodos geofísicos con el fin de evaluar nuevos recursos. Sin embargo, a pesar de que los organismos administradores del recurso del agua subterránea han reconocido cada vez más la utilidad de los estudios geofísicos aplicados al conocimiento de los sistemas acuíferos, la importancia que se le concede en proyectos de gestión integral de cuencas (cada vez más comunes) es aún marginal por lo que frecuentemente los recursos económicos destinados a ésta disciplina son limitados.

Existe una gran variedad de métodos geofísicos para el reconocimiento hidrogeológico del subsuelo a partir de la medición de alguna de las propiedades físicas del mismo. La rápida evolución técnica y abaratamiento de los instrumentos de medición, así como la disponibilidad de programas de interpretación de acceso libre o de bajo costo hacen mucho más asequible la herramienta geofísica a los hidrólogos y geólogos, que resulta en un amplio campo

para a solução de problemas relacionados à água subterrânea. O desenvolvimento dos métodos geofísicos de exploração está bem documentado em várias publicações, principalmente no idioma inglês. Estes estão baseados na observação de propriedades e magnitudes físicas que respondem aos princípios físicos estabelecidos, replicáveis, observáveis e quantificáveis. Geralmente, são os valores “anômalos” medidos os que proporcionam informação útil sobre as variações ou mudanças nas propriedades do subsolo. As técnicas geofísicas não medem diretamente a profundidade da água no subsolo, mas medem as propriedades físicas relacionadas com o meio geológico que a contém.

Entre as técnicas geofísicas utilizadas existem as que aplicam um campo artificial para excitar o subsolo (elétrico, eletromagnético, sísmico etc.) e aquelas baseadas na observação de perturbações de campos naturais (gravimétrico, magnético etc.). A sondagem elétrica vertical continua a ser o método mais usado para o reconhecimento hidrogeológico, o que pode ser explicado pela sua simplicidade, custo acessível de instrumentação e métodos bem estabelecidos de interpretação. Entretanto, seu uso é limitado em zonas de topografia suave e na exploração de aquíferos rasos. As extensões de dipolos em algumas centenas de metros em zonas de topografia acidentada invalidam a premissa fundamental de camadas horizontais em que se baseia a interpretação do método. Além disso, arranjos maiores de várias centenas de metros são pouco práticos e economicamente menos viáveis do que outras técnicas geofísicas. Alguns dos métodos eletromagnéticos — como o método de campo artificial *Time Domine Electro Magnetics* (TDEM), mas principalmente o método de campo natural *Audio-Magneto-Tellurics* (AMT) — cobre uma gama de profundidades maior do que as SEVs com custos semelhantes, mas com menor complicação logística, e ao mesmo tempo é menos dependente de superfícies planas para a retirada de um local. Existem outras variações dos métodos eletromagnéticos, como os métodos *Very Low Frequency* (VLF), *Slingram*, *Ground Penetration Radar* (GPR) dentre outros, que são particularmente úteis para explorar variações laterais no subsolo, como zonas de fratura com potencial hidrológico. Estes, entretanto, limitam-se a profundidades de algumas dezenas de metros. Em particular, o método VLF utiliza o campo EM de emissões de rádio de frequência

de posibilidades para la solución de problemas relacionados al agua subterránea. El desarrollo de los métodos geofísicos de exploración se encuentra bien documentado en múltiples publicaciones, principalmente en idioma inglés. Estos se basan en la observación de propiedades y magnitudes físicas que responden a principios físicos bien establecidos, reproducibles, observables y cuantificables. En general, son los valores “anómalos” medidos los que proporcionan información útil acerca de variaciones o cambios en las propiedades del subsuelo; las técnicas geofísicas no miden directamente la profundidad del agua en el subsuelo sino propiedades físicas relacionadas con el medio geológico que la contiene.

Entre las técnicas geofísicas utilizadas existen las que aplican un campo artificial para excitar el subsuelo (eléctrico, electromagnético, sísmico, etc.) y aquellas que se basan en la observación de perturbaciones de campos naturales (gravimétrico, magnético, etc.). Los sondeos eléctricos verticales siguen siendo el método más usado para el reconocimiento hidrogeológico, lo cual se explica por su simplicidad, costo accesible de la instrumentación y bien establecidos métodos de interpretación. Sin embargo, están limitados a ser utilizados en zonas de topografía suave y en la exploración de aquíferos someros. Los tendidos de dipolos de algunas centenas de metros en zonas de topografía accidentada invalidan la suposición fundamental de capas horizontales en que se basa la interpretación del método además de que arreglos mayores a varias centenas de metros resultan ser poco prácticos y económicamente menos viables que otras técnicas geofísicas. Algunos de los métodos electromagnéticos tales como el método de campo artificial TDEM (Time domine electro magnetics) pero principalmente el método de campo natural AMT (Audio-magneto-tellurics), cubren un espectro de profundidades mayor que los SEV con costos semejantes pero con menor complicación logística a la vez que son menos dependientes de superficies planas para el desplante de un sitio. Existen otras variantes de métodos electromagnéticos, tales como los métodos VLF (Very low frequency), Slingram, GPR (Ground penetration radar) entre otros, que son particularmente útiles para explorar variaciones laterales en el subsuelo, tales como zonas de fractura con potencial hidrológico. Estos sin embargo se limitan a profundidades de unas cuantas decenas de metros. En particular, el método VLF utiliza el campo EM de emisiones de

de uso militar de vários países, especialmente na América do Sul que tem uma cobertura limitada, por essa razão, esta técnica não é totalmente aplicável na região.

Ademais, os estudos de refração sísmica são utilizados para estudar a profundidade do lençol freático no subsolo. Os tempos de percurso dos sinais estudados são de poucas dezenas de milissegundos, uma vez que apenas as primeiras chegadas, ou ondas P, são analisadas com esta técnica. Em uma situação ideal, as interfaces estudadas com este método devem ser relativamente rasas, aproximadamente planas e com inclinações menores de 15°. Porém, esse método possui a limitação de não proporcionar bons resultados em zonas de velocidades invertidas, ou seja, em zonas onde o estrato superior tem maior velocidade de propagação das ondas sísmicas do que a que a sobrepõe. Este é o caso da Bacia Hidrológica do SAG que está coberta por derramamentos de basalto ou estão em cima do Sistema Aquífero em amplas zonas dela mesma. Em contraste, os estudos de reflexão sísmica podem ser considerados os mais efetivos para o estudo do SAG, contudo, além de requerer mais tempo de processamento dos dados comparado com a refração sísmica, requerem também grandes brigadas de trabalhadores e equipamento volumoso e caro para ser adquirido, fazendo com que sejam muito caros para serem utilizados em projetos hidrológicos.

O método gravimétrico é considerado como um método lento, caro e pouco produtivo, provavelmente porque tem sido pouco aplicado na exploração de água subterrânea. Este método foi criado e utilizado originalmente pelos geocientistas, a gravimetria clássica, tal como existe nos tratados que se encontram nas bibliotecas, contém limitações e complicações capazes de desanimar aos potenciais usuários. Porém, existe grande quantidade de problemas hidrológicos que podem ser estudados de maneira simples e efetiva com a gravimetria. O método magnético, todavia, não tem um papel preponderante na exploração de água subterrânea, mesmo que em certos ambientes geológicos possa proporcionar informação muito útil para a avaliação dos recursos hidrológicos do subsolo. Por exemplo, permite localizar a base cristalina impermeável debaixo dos sedimentos saturados ou localizar falhas ou diques que possam ser relevantes em termos hidrológicos.

radio frecuencias de uso militar de varios países en el orbe, que particularmente en América del Sur tiene una cobertura limitada por lo que ésta técnica no es del todo aplicable en la región.

Por otro lado, los estudios de refracción sísmica han sido utilizados para estudiar la profundidad de la tabla de agua en el subsuelo. Los tiempos de recorrido de las señales de tiempo estudiadas son de unas pocas decenas de milisegundos pues solamente los primeros arribos, u ondas P, son analizadas con esta técnica. Idealmente, las interfaces estudiadas con este método deben ser relativamente someras, aproximadamente planas y con inclinaciones menores a 15°. Sin embargo, este método tiene la limitante de no proporcionar buenos resultados en zonas de velocidades invertidas, es decir en zonas en las que el estrato superior tiene mayor velocidad de propagación de las ondas sísmicas que la que le subyace. Este es el caso de la cuenca hidrológica del SAG que está cubierta por derrames de basalto o están por encima del sistema acuífero en amplias zonas de la misma. En contraste los estudios de reflexión sísmica pueden ser considerados los más efectivos para el estudio del SAG, sin embargo, además de que se requiere de mucho más tiempo de procesamiento de los datos comparado con la refracción sísmica, requieren también de grandes brigadas de trabajadores y equipo voluminoso y caro para la adquisición, lo cual los hace hasta ahora muy costosos para ser utilizados en proyectos de carácter hidrológico.

El método gravimétrico es considerado como un método lento, costoso y poco productivo, esto probablemente porque ha sido poco aplicado a la exploración de agua subterránea. Es cierto que creado y utilizado originalmente por los geodetistas, la gravimetría clásica tal y como existe en los tratados que se encuentran en las bibliotecas, contiene limitaciones y complicaciones capaces de desanimar a los potenciales usuarios. Sin embargo, existe una gran cantidad de problemas hidrológicos que pueden ser estudiados de manera simple y efectiva con gravimetría. El método magnético por otro lado, no tiene un papel preponderante en la exploración de agua subterránea, aunque en ciertos ambientes geológicos puede proporcionar información muy útil para la evaluación de los recursos hidrológicos del subsuelo. Por ejemplo, permite ubicar el basamento cristalino impermeable debajo de los sedimentos saturados o localizar fallas o diques que puedan ser relevantes en términos hidrológicos.

2 ANTECEDENTES

Os métodos geofísicos aplicados à hidrogeologia podem ser úteis nos seguintes aspectos (CASAS, 2005): a) delimitação de zonas favoráveis para a ocorrência e exploração de água subterrânea; b) definição da geometria dos aquíferos, ou seja, determinação da topografia do teto e da base da formação aquífera, assim como, de sua extensão lateral; c) controle da qualidade das águas subterrâneas a partir da localização do limite entre águas de diferente composição química ou como consequência de certo tipo de contaminação (industrial, agrícola, mistura em aquíferos costeiros etc.), ou com anomalia de temperatura; d) estimativa dos parâmetros hidráulicos a partir de correlações com parâmetros físicos adquiridos em superfície (por exemplo: densidade, condutividade elétrica, velocidade de ondas); e e) proteção de aquíferos a partir da localização espacial em superfície de zonas propícias para a infiltração de lixiviados. O Anexo 1 apresenta um resumo dos métodos geofísicos convencionais e sua aplicação em problemas relacionados com a água. Por causa da diversidade geológica na qual podem existir sistemas aquíferos não é possível tipificá-los de uma maneira abrangente. Por essa razão é necessário simplificar os tipos de aplicações e os métodos geofísicos mais empregados em problemas geohidrológicos.

Para avaliar a aplicabilidade de um método geofísico em um problema hidrogeológico deve ser igualmente relevante levar em consideração suas vantagens, tanto quanto suas limitações por causa de que este método pode não ser o adequado ao problema físico que se pretende estudar. Por exemplo, limitações na profundidade de investigação, as dimensões verticais ou horizontais dos alvos ou da resolução que é possível de ser alcançada. Este limite também pode ser imposto pelo entorno da região onde seja necessário fazer a prospecção, haja vista que alguns métodos são mais sensíveis do que outros ao ruído ou não possuem suficiente resolução sob certas condições geológicas. Outras limitações, mesmo que estas sejam de caráter operacional, podem estar relacionadas simplesmente a uma forma inadequada de

2 ANTECEDENTES

*Los métodos geofísicos aplicados a la hidrogeología pueden ser útiles en los siguientes aspectos (Casas, 2005): a) Delimitación de zonas favorables para la ocurrencia y explotación del agua subterránea, b) Definición de la geometría de los acuíferos, es decir, determinación de la topografía del techo y de la base de la formación acuífera, así como de su extensión lateral, c) Control de la calidad de las aguas subterráneas a partir de la localización del límite entre aguas de diferente composición química o como consecuencia de cierto tipo de contaminación (industrial, agrícola, mezcla en acuíferos costeros, etc.), o bien con anomalía de temperatura, d) Estimación de los parámetros hidráulicos a partir de correlaciones con parámetros físicos adquiridos en superficie (p.e. densidad, conductividad eléctrica, velocidad de ondas), y e) Protección de acuíferos a partir de la ubicación espacial en superficie de zonas propicias para la infiltración de lixiviados. En el **Anexo 1** se muestra un resumen de los métodos geofísicos convencionales y su aplicación a problemas relacionados con el agua. Debido a la diversidad geológica en la que pueden existir sistemas acuíferos no es posible tipificarlos de una manera comprehensiva. Por esta razón es necesario simplificar los tipos de aplicaciones y los métodos geofísicos más empleados a problemas geohidrológicos.*

Para valorar la aplicabilidad de un método geofísico a un problema hidrogeológico debe de ser igualmente relevante tomar en cuenta sus ventajas tanto como sus limitaciones debido a que dicho método puede no ser el adecuado al problema físico que se pretenda estudiar. Por ejemplo, limitaciones en la profundidad de investigación, las dimensiones verticales u horizontales de los objetivos o bien la resolución que es posible alcanzar. Este límite también puede ser impuesto por el entorno de la región en donde se requiera realizar la prospección, debido a que algunos métodos son más sensibles que otros a al ruido o no tienen suficiente resolución bajo ciertas condiciones geológicas. Otras limitaciones, aunque éstas de carácter operacional, pueden estar relacionadas sencillamente a una forma inadecuada de procedimiento (p.e. densidad de estaciones

procedimento (por exemplo: densidade de estações inadequada, falta de controle geológico, dados mal georreferenciados etc.).

A determinação de parâmetros hidrogeológicos com métodos geofísicos é por enquanto uma aplicação restrita, não obstante existem alguns ensaios em lugares muito calibrados onde, por combinação de vários métodos de superfície geoeletricos e sísmicos, é possível obter informação da porosidade (FECHNER et al., 1996; KOMATINA, 1997; LOUIS; KARASTHATIS, 1992; MONNET et al., 1998) e com a ajuda de traçadores e condutores é possível obter informações da direção de fluxo horizontal, sendo ainda incipiente o uso da ressonância magnética para avaliações de porosidade, permeabilidade e conteúdo na água (LEGCHENKO et al., 1996, 1998).

A partir da consulta em revistas especializadas de geofísica nos últimos 22 anos com trabalhos realizados praticamente no mundo todo, pode-se dizer que (PLATA, 2005) os estudos geofísicos de águas subterrâneas, em 55 % dos casos, utilizam métodos elétricos (DC e AC), os métodos sísmicos foram empregados em aproximadamente 20% dos casos com uma proporção um pouco maior do método de reflexão; outros métodos como o de Polarização Induzida (PI), radar terrestre (GPR) ou magnetotelúrico (MT) foram utilizados em 10% dos casos, e os métodos potenciais (gravimetria e magnetometria) ocupam algo mais do que 10%, com um maior emprego da gravimetria, ficando por volta de 5% os métodos restantes.

inadecuada, falta de control geológico, datos mal georeferenciados, etc.)

La determinación de parámetros hidrogeológicos con métodos geofísicos es por ahora una aplicación restringida, no obstante existen algunos ensayos en lugares muy calibrados, en donde por combinación de varios métodos de superficie geoeletricos y sísmicos es posible obtener información de la porosidad (Fechner et al., 1996; Komatina, 1997; Louis y Karasthatis, 1992; Monnet et al., 1998), y con ayuda de trazadores conductores, de la dirección de flujo horizontal, siendo aún incipiente el uso de la Resonancia Magnética para evaluaciones de porosidad - permeabilidad y contenido en agua (Legchenko et al., 1996; Legchenko et al., 1998).

A partir de la consulta en revistas especializadas de Geofísica en los últimos 22 años que recogen trabajos realizados prácticamente en todo el mundo, se encuentra (Plata, 2005) que de los estudios geofísicos enfocados al estudio del agua subterránea, en 55 % de los casos se utilizan métodos eléctricos (DC y AC), los métodos sísmicos han sido empleados en cerca del 20 % de los casos con una ligera mayor proporción del método de reflexión; otros métodos como el de Polarización Inducida (PI), radar terrestre (GPR) o magnetotelúrico (MT) han sido utilizados en 10 % de los casos y los métodos potenciales (gravimetría y magnetometría) ocupan algo más del 10 %, con mayor empleo de la gravimetría, quedando alrededor del 5 % para los métodos restantes.

3 GENERALIDADES PRÁTICAS

Seleção do instrumento geofísico. A instrumentação geofísica varia amplamente em tamanho e complexidade mesmo quando é utilizada com o mesmo propósito: para a realização de medições em locais temporários, algumas vezes em condições hostis. Entre as características desejáveis nos instrumentos de exploração pode-se mencionar que devem consumir pouca energia, devem ser portáteis, resistentes, confiáveis e simples. Estas propriedades devem ser levadas em consideração caso existam diferentes instrumentos que possam ser utilizados para realizar o trabalho que se pretende. Especificamente, as seguintes

3 GENERALIDADES PRÁTICAS

Selección del instrumento geofísico.- La instrumentación geofísica varía ampliamente en tamaño y complejidad aunque toda es utilizada con el mismo propósito: la realización de mediciones en sitios temporales, algunas veces en condiciones hostiles. Entre las características deseables en los instrumentos de exploración se puede mencionar que deben de consumir poca energía, deben ser portables, resistentes, confiables y simples. Estas propiedades deben ser tomadas en consideración si existieran diferentes instrumentos que pueden ser utilizados para realizar el trabajo que se pretende realizar. Especificamente, las siguientes

qualidades devem ser consideradas no momento de selecionar o equipamento mais adequado para os trabalhos de campo:

- **Serviço:** 1) Deve ser levado em consideração se os manuais do instrumento cobrem todos os aspectos necessários para sua operação e se estes estão explicados adequadamente. Frequentemente, os manuais são preparados por técnicos em eletrônica que têm pouca ou nenhuma experiência em questões práticas de trabalho no campo. 2) É importante considerar se uma falha menor do instrumento pode ser consertada em campo (por exemplo: a mudança de um fusível ou bateria). 3) Caso seja necessário um conserto maior, um aspecto crucial é observar se existem representantes da companhia no país de uso ou se o instrumento precisa ser enviado ao exterior com a consequência do atraso e da perda de tempo. Alguns fabricantes parecem usar seus clientes para avaliar seus protótipos.
- **Fonte de energia:** se o instrumento utiliza baterias secas deve-se levar em consideração se elas podem ser encontradas facilmente ou se são impossíveis de serem encontradas, exceto em grandes cidades. Utilizam-se baterias recarregáveis e observa-se de que tamanho são e quão pesadas são. Em ambos os casos observa-se também quanto tempo durará a carga da bateria nas condições de temperatura esperada na zona de trabalho. A carga das baterias é reduzida em climas frios, e a redução pode ser dramática se sua função for de manter o instrumento em uma temperatura constante.
- **Visualização dos dados:** deve-se levar em consideração se a tela de visualização do instrumento permanece claramente legível em qualquer circunstância. Alguns instrumentos precisam de uma lanterna para que se possa ver a informação na tela em condições de pouca luz e em outros casos será quase invisível sob sol intenso. Ademais, a tela grande utilizada para monitorar oligominerais ou perfis, de forma contínua, pode acabar rapidamente com a carga das baterias.
- **Automação:** o controle realizado pelo computador foi introduzido em todos os instrumentos geofísicos que atualmente são produzidos, mesmo que alguns

qualidades devem de ser consideradas quando se requiera seleccionar el equipo más adecuado para los trabajos de campo:

- **Servicio:** 1) Se debe tener en cuenta si los manuales del instrumento cubren todos los aspectos necesarios para su operación y si estos están explicados adecuadamente. Frecuentemente los manuales son preparados por técnicos en electrónica que tienen poco o nada de experiencia en cuestiones prácticas de campo. 2) Es importante considerar si una falla menor del instrumento puede ser reparada en el campo (p.e. el cambio de un fusible o batería). 3) En el caso de una reparación mayor, un aspecto crucial es si existen representantes de la compañía en el país de uso o si el instrumento requiere ser enviado al exterior con el consecuente retraso y pérdida de tiempo. Algunos fabricantes parecen usar a sus clientes para evaluar sus prototipos.
- **Fuente de energía:** Si el instrumento utiliza baterías secas se debe tener en cuenta si éstas pueden ser encontradas fácilmente o si son imposibles de conseguir excepto en grandes ciudades. Si utiliza baterías recargables de qué tamaño son y qué tan pesadas están. En ambos casos, para cuanto trabajo durará la carga en las condiciones de temperatura que se esperan en la zona de trabajo. La carga de las baterías se reduce en climas fríos y la reducción puede ser dramática si su función es mantener al instrumento a una temperatura constante.
- **Visualización de los datos:** Se debe tener en cuenta si la pantalla de visualización del instrumento es claramente legible en cualquier circunstancia. Algunos instrumentos requerirán que se cuente con una linterna para poder ver la información en la pantalla en condiciones de luz escasa y en otros será casi invisible en condiciones de sol intenso. Por otro lado, las pantallas grandes que se utilizan para monitorear trazas o perfiles continuamente pueden agotar rápidamente las baterías.
- **Automatización:** El control por computadora ha sido introducido a todos los instrumentos geofísicos que

modelos anteriores, menos sofisticados, ainda estejam em uso comum. Quase desapareceram os *switches* e foram substituídos por um painel numérico por meio do qual as instruções são dadas ao instrumento para programar a medição. Dessa forma, reduzindo os problemas com os “picos de voltagem” (ou *spikes*) relacionados com os interruptores (ou *switches*), que frequentemente danificavam a instrumentação. Entretanto, porque as instruções proporcionadas pelo painel numérico não estão sempre à vista corre-se o risco de utilizar repetidamente valores equivocados. Alguns instrumentos permitem armazenar e editar posteriormente a medição dos dados que estão errados para recalcular os novos valores corrigidos. Algumas vezes, a automação pode levar a complicações desnecessárias por meio de *menus* “anidados” fazendo com que operações simples fiquem complicadas e demoradas. Alguns instrumentos não permitem a realização de medições se não for proporcionado o número de linha ou de estação e alguns até mesmo, solicitam a distância da próxima estação ou linha.

A revolução da computação produziu um avanço real na geofísica, mas como se comenta, ela tem seus inconvenientes. Entre os principais está que a facilidade de armazenar os dados de maneira digital desencorajou a aquisição de notas sobre as condições de campo quando estas não se encaixam dentro das opções que o programa de captura do instrumento solicita (por exemplo: se o solo está ou não úmido, se existe uma linha de alta tensão nas redondezas etc.).

Manejo de cabos. Quase todo o trabalho geofísico envolve o uso de cabos, que podem ser curtos para conectar o instrumento a sensores ou baterias, ou muito compridos como no caso de prospecção elétrica. Principalmente com relação a estes últimos, a eficiência no manejo dos cabos é uma necessidade absoluta. Os cabos compridos sempre tendem a ficar emaranhados, muito frequentemente por causa das tentativas bem intencionadas de fazer laços igualados com a mão e com o cotovelo (de um mesmo braço). Isto produz um conjunto de laços em forma de “8” que pode ser muito cômodo para o transporte, armazenamento, mas é necessário um especialista para desenrolá-

actualmente se producen, aunque algunos modelos anteriores, menos sofisticados, son todavía de uso común. Casi han desaparecido los switches y han sido sustituidos por un panel numérico a través del cual se dan instrucciones al instrumento para programar la medición. Esto ha reducido los problemas con los “picos de voltaje” (o spikes) relacionados con los interruptores (o switches) que frecuentemente dañan la instrumentación, sin embargo, debido a que las instrucciones proporcionadas vía el panel numérico no están siempre a la vista se corre el riesgo de utilizar repetidamente valores equivocados. Algunos instrumentos permiten almacenar y editar posterior a la medición los datos que están en error para recalcular los nuevos valores corregidos. Algunas veces, la automatización se lleva a complicaciones innecesarias a través de menús “anidados” haciendo las algunas operaciones simples enredosas y tardadas. Algunos instrumentos no permiten la realización de mediciones si no se proporciona el número de línea o de estación y algunos incluso solicitan la distancia a la próxima estación o línea.

La revolución de la computadora ha producido un avance real en la geofísica, pero como se comenta, tiene sus inconvenientes. Entre los principales está que la facilidad de almacenar los datos de manera digital ha desalentado la adquisición de notas de las condiciones de campo cuando éstas no caen dentro de las opciones que el programa de captura del instrumento solicita (por ejemplo si el suelo está o no húmedo, si existe una línea de alta tensión en las cercanías, etc.).

Manejo de cables. - *Casi todo el trabajo geofísico involucra cables, que pueden ser cortos para conectar el instrumento a sensores o baterías, o muy largos como en el caso de prospección eléctrica. Sobre todo respecto a estos últimos, la eficiencia en el manejo de cables es una necesidad absoluta. Los cables largos siempre tienden a enredarse, muy frecuentemente debido a intentos bien intencionados de hacer lazos igualados con la mano y el codo (de un mismo brazo). Esto produce un atado de lazos en forma de “8” que puede ser muy cómodo para transportarlo o almacenarlo pero que requiere*

lo de novo no campo. No entanto, um novelo de cabos aparentemente desorganizado sobre o solo pode ser relativamente fácil de ser manejado. A regra básica é que o cabo deve ser desenrolado do novelo em direção oposta, ou seja, a última parte do cabo do novelo é a primeira que tem de ser puxada. Qualquer tentativa de puxar o cabo a partir do fundo do novelo terminará invariavelmente em um emaranhado.

Os novelos de cabo podem ser acomodados e transportados em caixas abertas. Na situação ideal, para transportar cabos longos de um lugar a outro devem ser enrolados em carretéis, desenhados para esse propósito específico, com manivela. Inclusive, podem ocorrer problemas, pois se o cabo é puxado para ser enrolado desde sua extremidade livre, o carretel não vai parar até quando tenha terminado de enrolar, e o cabo vai ficar girando livremente como uma máquina de costura com o fio sem coser. Um carretel carregado nas costas deve ter um freio eficiente e deve ser reversível de tal modo que possa ser também carregado no peito e que seja possível enrolar o cabo nesta posição. Alguns carretéis que são vendidos com instrumentos geofísicos combinam falta de efetividade e preço exorbitante, por isso que as versões caseiras são muitas vezes a melhor opção. As linhas de cabos instaladas para os trabalhos geofísicos exercem uma influência quase hipnótica no gado. Por esta razão é essencial manter contínua vigilância, não apenas porque o trabalho de campo pode ser interrompido, mas porque os animais podem perecer ao ingeri-lo ou ao receber uma descarga elétrica.

Kit de ferramentas. Independentemente do tipo específico de trabalho geofísico a ser realizado, é necessário um conjunto de ferramentas mínimas que podem ser de grande utilidade. O kit de ferramentas deve incluir o seguinte:

- Pinças de ponta.
- Pinças de eletricitista.
- Jogo de chaves de fendas planas.
- Chave de fendas em cruz.
- Chaves Allen.
- Navalha e/ou *cutter*.
- Limpador de contatos elétricos.
- Soldadora de estanho, estanho e pasta para soldar.
- Multímetro.
- Lâmpada de baterias.

de un experto para desenredarlo de nuevo en el campo. Por otro lado una madeja de cable aparentemente desordenada sobre el suelo puede ser relativamente fácil de manejar. La regla básica es que el cable debe de desenrollarse de la madeja en dirección opuesta, es decir, la última parte del cable de la madeja es la primera que se tiene que jalar. Cualquier intento de jalar el cable del fondo de la madeja terminará invariablemente en un lío.

Las madejas de cable se pueden acomodar y transportar en cajas abiertas. Idealmente, para transportar cables largos de un lugar a otro deben ser enrollados en carretes con manivela diseñados para ese propósito específico. Incluso así pueden ocurrir problemas pues si el cable se jala para enredarse desde su extremo libre el carrete no se detendrá una vez que se haya terminado de enredar y un carrete con cable girando libremente es como una máquina de coser con el hilo sin tensar. Un carrete cargado en la espalda debe de contar con un freno eficiente y debe ser reversible de tal modo que pueda ser también cargado en el pecho y poder enrollar el cable en esta posición. Algunos carretes que se venden con instrumentos geofísicos combinan ineffectividad y precio exorbitante por lo que las versiones caseras son muchas veces una mejor opción. Las líneas de cables tendidas para los trabajos geofísicos ejercen una influencia casi hipnótica en el ganado. Por ésta razón es esencial mantener continua vigilancia, no solo porque el trabajo de campo puede ser interrumpido sino porque los animales pueden perecer al ingerirlo o al recibir una descarga eléctrica.

Kit de herramientas.- Independentemente del tipo específico de trabajo geofísico que se valla a realizar, se requiere de un conjunto de herramientas mínimas que pueden ser de gran utilidad. El kit de herramienta debe de incluir lo siguiente:

- Pinzas de punta
- Pinzas de electricista
- Juego de desarmadores planos
- Desarmador de cruz
- Llaves Allen
- Navaja y/o *cutter*
- Limpador de contactos eléctricos
- Soldadora de estaño, estaño y pasta para soldar
- Multímetro

- Fita adesiva isolante.
- Cola epóxica.
- Silicone.
- Reposição de conectores e arame.
- Panos de cozinha e toalhas de papel.
- Bolsas de plástico e rolo de papel plástico de embrulho.

Dados geofísicos. Algumas medições geofísicas são verdadeiramente *dados pontuais*, enquanto outras medições são obtidas ao utilizar fontes que estão separadas dos detectores ou dos sensores. Nos pontos onde as leituras são obtidas entre pontos de medição em vez de sobre os pontos de medição, a localização dos dados estará alterada. Nestes casos, sempre são importantes as notas de campo, pois posteriormente será necessário localizá-los novamente. Se o transmissor receptor e/ou eletrodos se desprendem ao longo de linhas retas e todo o sistema pode ser invertido sem mudar a leitura, o ponto de medição será o ponto médio do arranjo. Entretanto, quando o sistema é assimétrico, é necessário fazer notas de campo, pois nestas condições aumenta a probabilidade de erro no posicionamento. Estas observações são particularmente válidas quando é registrada a posição de fontes e detectores em levantamentos de exploração sísmica.

Numeração das estações. Esta deve procurar ser lógica e consistente. Quando os dados são coletados ao longo de perfis, a numeração deve definir a posição das estações em relação à transversa. Por exemplo, os pontos de medição intermediários entre as estações 3 e 4 com os nomes das estações 3¼, 3½ e 3¾ são pouco práticos, pois podem criar problemas tipográficos. Mas, se for definido como 325E à estação localizada na metade entre as estações 300E e 350E que estão separadas por uma distância de 50 metros, a posição da primeira será fácil de ser localizada sem ambigüidade. Podem-se ter vantagens ao definir a origem de uma malha de dados para evitar estações ao S ou ao W, em particular quando o equipamento não aceita sinais negativos.

As estações espalhadas sobre uma superfície são enumeradas em sequência. Sua posição pode ser registrada localizando-as em mapas ou fotografias aéreas. A estimativa das coordenadas a partir de mapas pode ser desejável, mas é fácil cometer erros que podem levar a perda de tempo.

- Lámpara de baterías
- Cinta adhesiva de aislar
- Goma epóxica
- Silicón
- Repuestos de conectores y alambre
- Trapos de cocina y toallas de papel
- Bolsas de plástico y rollo de papel plástico de envoltura

Datos geofísicos. - Algunas mediciones geofísicas son verdaderamente *datos puntuales* mientras que otros se obtienen utilizando fuentes que están separadas de los detectores o sensores. En los puntos en donde las lecturas se obtienen entre puntos de medición en vez de sobre los puntos de medición, la ubicación de los datos estará alterada. En estos casos siempre son importantes las notas de campo debido a que posteriormente requerirán ser reubicados. Si el transmisor, receptor y/ o electrodos se despliegan a lo largo de líneas rectas y todo el sistema puede ser invertido sin cambiar la lectura, el punto de medición se considera el punto medio del arreglo. Sin embargo, cuando el sistema es asimétrico se requiere hacer notas de campo pues en estas condiciones se incrementa la probabilidad de error en el posicionamiento. Estas observaciones son particularmente válidas cuando se registra la posición de fuentes y detectores en levantamientos de exploración sísmica.

Numeración de estaciones. - La numeración de estaciones debe procurar ser lógica y consistente. Cuando se colectan datos a lo largo de perfiles, la numeración debe definir la posición de las estaciones en relación a la transversa. Por ejemplo, los puntos de medición intermedios entre las estaciones 3 y 4 con nombres de estaciones 3¼, 3½ y 3¾ son poco prácticos pues puede crear problemas tipográficos. En cambio, si se define como 325E a la estación ubicada a la mitad entre las estaciones 300E y 350E que se encuentran separadas por una distancia de 50 metros, la posición de la primera será fácil de ubicar y sin ambigüedad. Puede tener ventajas definir el origen de una malha de datos de tal manera que se eviten estaciones al S o al W, en particular cuando se tiene un equipo que no acepte signos negativos.

Las estaciones dispersas sobre una superficie se enumeran secuencialmente. Su posición se puede registrar ubicándolas en mapas o fotografías aéreas. La estimación de las coordenadas a partir de mapas puede ser deseable pero es fácil cometer errores

Atualmente é mais frequente a obtenção das coordenadas de cada uma das estações a partir de receptores *Global Positioning Satellites* ou GeoPosicionadores Satelitais (GPS), entretanto, para prospeções muito detalhadas a utilização de GPSs diferenciais (dos receptores) pode ser necessária. Caso um estudo geofísico esteja sendo realizado por mais de uma brigada, a numeração das estações pode facilmente ser duplicada. Por essa razão, todas as folhas de campo e notas devem incluir o nome de quem está realizando a medição. A pessoa que processa os dados deve saber a quem recorrer caso exista alguma confusão neste sentido.

Registro dos resultados. Os resultados geofísicos são principalmente do tipo numérico e devem ser respaldados até mesmo mais cuidadosamente do que as observações qualitativas de geologia de campo. As palavras, mesmo que algumas vezes difíceis de serem lidas, podem eventualmente ser decifradas, mas um conjunto de números pode ser completamente ilegível e o que é pior pode ser lido de maneira errônea. A necessidade de um cuidado extra na gestão de dados precisa ser reconciliada com o fato de que os operadores geofísicos durante o trabalho de campo estão com mais pressa do que os geólogos, pois seu trabalho envolve instrumentos que estão sujeitos à deriva, que consomem energia das baterias em grande velocidade e que frequentemente estão contratados por dia e não por trabalho.

Os números podem não apenas ser lidos de forma errônea, mas também escritos erroneamente por causa das circunstâncias sob as quais os dados são registrados em campo, que podem ser muito variadas, mas raramente são as condições ideais. As medições geofísicas são realizadas em campo frequentemente em condições extremas de frio, calor, umidade, ou vento etc. Por essa razão, sob estas particularidades podem ser apagados dados corretos e substituídos por outros incorretos em momentos de confusão e dislexia temporal. Por esse motivo, os dados das folhas de campo não devem ser apagados nunca, as correções devem tachar os valores incorretos, preservar sua legibilidade e escrever os novos valores do lado . Algumas vezes, pode-se recuperar a informação ainda quando a correção esteja errada. Para minimizar os erros é necessário estabelecer rotinas rígidas de relatórios diários

que pueden conllevar a la pérdida de tiempo. En la actualidad es más frecuente la obtención de las coordenadas de cada una de las estaciones a partir de receptores GPS (Global Positioning Satellites o Geo-Posicionadores Satelitales), sin embargo, para prospecciones muy detalladas puede ser necesaria la utilización de GPSs diferenciales (dos receptores). En el caso de que un estudio geofísico se esté llevando a cabo por más de una brigada la numeración de estaciones puede fácilmente duplicarse. Por esta razón todas las hojas de campo y notas deben incluir el nombre de quien realice la medición; la persona que procesa los datos debe saber a quien recurrir en caso de que exista confusión en este sentido.

Registro de resultados. - Los resultados geofísicos son principalmente de tipo numérico y deben ser respaldados incluso más cuidadosamente que las observaciones cualitativas de geología de campo. Las palabras, aunque algunas veces difíciles de leer pueden eventualmente ser descifradas, pero un conjunto de números puede ser completamente ilegible y lo que es peor puede llegar a leerse equivocadamente. La necesidad de un cuidado extra en el manejo de datos tiene que ser reconciliado con el hecho de que los operadores geofísicos durante el trabajo de campo están más de prisa que los geólogos debido a que su trabajo involucra instrumentos que están sujetos a deriva, que consumen energía de las baterías a gran velocidad y que frecuentemente están contratados por día y no por destajo.

Los números pueden ser por supuesto, no solo mal leídos sino también mal escritos debido a las circunstancias bajo las cuales los datos son registrados en el campo, que pueden ser muy variadas pero rara vez son condiciones ideales. Las mediciones geofísicas se realizan en el campo frecuentemente en condiciones extremas de frío, o de calor, o de humedad, o de viento, etc. por lo que, bajo estas particularidades se pueden borrar datos correctos y reemplazarlos por otros incorrectos en momentos de confusión y dislexia temporal. Por esta razón los datos de las hojas de campo no deben ser borrados nunca sino que las correcciones deben ser hechas tachando los valores incorrectos preservando su legibilidad y escribiendo los nuevos valores a un costado. Algunas veces puede ser recuperada información aún cuando la corrección haya sido equivocada. Si se quiere minimizar los errores se precisa establecer rutinas estrictas de

padronizados. A leitura dupla em cada estação e seu registro reduzem a incidência de erros de medição.

A perda de dados geofísicos costuma ser definitiva. Algumas das observações qualitativas em uma livreta de geologia de campo podem ser resgatadas e novamente registradas, entretanto, um conjunto de números ou sequências deles é normalmente mais difícil. Por esse motivo, é recomendável que sejam feitas cópias das folhas de registro de campo como dos arquivos de dados a cada término da jornada de trabalho e manter em locais separados este respaldo de informação. Normalmente, os registros digitais dos instrumentos não estão adequadamente adaptados para guardar informação não numérica, por isso que é uma das obrigações dos operadores geofísicos anotar e comentar a respeito da quantidade de efeitos topográficos, geológicos, culturais ou fatores climáticos que podem afetar as medições geofísicas. Caso esse procedimento não seja realizado, corre-se o risco de que os dados adquiridos possam ser interpretados incorretamente. Em alguns lugares pode ser conveniente fazer um esboço de um mapa de distribuição de estações e/ou linhas de medição, principalmente quando as distâncias das estações e as características ambientais (caminhos, árvores etc.) podem afetar as medições. Além disso, os operadores de campo têm a responsabilidade de passar aos seus colegas (geólogos e geofísicos) informação de interesse de locais que apenas eles tenham visitado, assim como coletar amostras de rochas que possam ser de utilidade para auxiliar na interpretação dos dados.

Exatidão, sensibilidade e precisão. Deve-se reconhecer a diferença entre exatidão e sensibilidade. Por exemplo, um gravímetro-padrão é sensível às mudanças de campo gravitacional de um centésimo de miliGal, mas o nível equivalente de exatidão é obtido apenas se as medições são realizadas cuidadosamente e são aplicadas corretamente as correções de deriva instrumental e de corrente. Portanto, a exatidão está limitada, mas não determinada, pela sensibilidade do instrumento. Ademais, a precisão está relacionada apenas com a apresentação numérica do resultado, ou seja, com o número de decimais utilizados e deve sempre estar de acordo com a exatidão. Isto traduz que não é necessário escrever um resultado com precisão de três

reportes diarios estandarizados. La doble lectura en cada estación y su registro reduce la incidencia de errores de medición.

La pérdida de datos geofísicos tiende a ser definitiva. Algunas de las observaciones cualitativas en una libreta de geología de campo pueden llegar a ser recordadas y vueltas a registrar, sin embargo un conjunto de números o secuencias de los mismos es normalmente más difícil hacerlo. Por ello es recomendable que se hagan copias tanto de las hojas de registro de campo como de los archivos de datos cada fin de jornada y mantener en sitios separados dichos respaldos. Normalmente, los registros digitales de los instrumentos no están adecuadamente adaptados para guardar información no numérica por lo que es una obligación de los operadores geofísicos anotar y comentar acerca de la multitud de efectos topográficos, geológicos, culturales, o factores climáticos que pueden afectar las mediciones geofísicas. Si esto no se lleva a cabo se corre el riesgo de que los datos adquiridos puedan ser interpretados incorrectamente. En algunos lugares puede ser conveniente esbozar un mapa de la distribución de estaciones y/o líneas de medición, sobre todo cuando las distancias de éstas a los rasgos ambientales (caminos, árboles, etc.) pueda afectar las mediciones. Adicionalmente, los operadores de campo tienen la responsabilidad de pasar a sus colegas (geólogos y geofísicos) información de interés de sitios que solo ellos hayan visitado, así como coleccionar muestras de rocas que puedan ser de utilidad para asistir en la interpretación de los datos.

Exactitud, sensibilidad y precisión.- Se debe reconocer la diferencia entre exactitud y sensibilidad. Por ejemplo, un gravímetro estándar es sensible a cambios del campo gravitacional de una centésima de miliGal pero el nivel equivalente de exactitud solo se obtiene si las mediciones se realizan cuidadosamente y se aplican correctamente las correcciones por deriva instrumental y por marea. Por lo tanto la exactitud está limitada, pero no determinada, por la sensibilidad del instrumento. Por otro lado, la precisión está relacionada solamente con la presentación numérica del resultado, es decir, con el número de decimales utilizados y debe siempre estar acorde con la exactitud. Esto se traduce en que no es necesario escribir un resultado con precisión de tres decimales cuando la exactitud

decimais quando a exatidão da medição é de somente dois decimais. Não é apenas uma perda de tempo escrever resultados com uma precisão superficial, mas pode levar a conclusões erradas que implicam uma grande exatidão. Algumas vezes, as medições geofísicas podem ser feitas com uma exatidão maior do que a necessária para o problema em questão. Entretanto, sempre se deve buscar a maior exatidão possível nas medições, pois eventualmente futuros avanços podem permitir que os dados sejam analisados mais eficientemente.

Deriva instrumental. Normalmente, um instrumento geofísico não registra o mesmo resultado se a medição for feita repetidamente em um mesmo local. A razão pela qual isso acontece pode decorrer de mudanças no campo de fundo, mas também pode ser por causa da mudança do próprio instrumento, o qual é conhecido como deriva. A correção de deriva é essencialmente a primeira etapa da análise de dados e frequentemente se baseia na repetição de leituras em uma estação-base. A deriva instrumental está relacionada à temperatura e é pouco provável que tenha um comportamento linear entre duas leituras tomadas uma pela manhã e outra pela tarde. Por esse motivo, é conveniente que para fazer correções de deriva sejam realizadas repetições mais frequentes nas estações-base, preferencialmente em menos de uma hora. As correções de deriva devem ser realizadas enquanto a brigada de medição ainda se encontra em campo, de tal forma que se possam repetir as medições caso os dados corrigidos pareçam questionáveis. As mudanças no campo de fundo, algumas vezes, são tratadas como se fossem deriva instrumental, mas na maior parte dos casos as variações podem ser monitoradas diretamente (como no caso da magnetometria) ou calculadas (como no caso da gravimetria). Quando existe essa alternativa é preferível que seja utilizada, pois se pode passar por alto o funcionamento defeituoso de um instrumento.

Sinal e ruído. Para o geofísico, o *sinal* é o objeto de um trabalho de campo e o *ruído* é outra coisa qualquer que é medido, mas considera-se que não contém informação útil. Algumas vezes, o que se considera sinal para uns pode ser o ruído para outros. Por exemplo, o efeito magnético de um encanamento enterrado é considerado uma fonte de ruído quando é necessário interpretar

de la medición es de solo dos decimales. No solamente es una pérdida de tiempo escribir resultados con una precisión superflua sino que nos puede llevar a conclusiones equivocadas que implican una gran exactitud. Algunas veces, las mediciones geofísicas pueden ser hechas con una exactitud mayor a la requerida por el problema que se estudia. Sin embargo, siempre debe de buscarse la mayor exactitud posible en las mediciones pues eventualmente futuros avances pueden permitir que los datos sean analizados más eficientemente.

Deriva instrumental.- Usualmente, un instrumento geofísico no registra el mismo resultado si se mide repetidamente en un mismo sitio. Esto se puede deber a cambios en el campo de fondo pero también puede ser a causa de cambios en el propio instrumento, lo cual se conoce como deriva. La corrección por deriva es esencialmente la primera etapa del análisis de datos y frecuentemente se basa en la repetición de lecturas en una estación base. La deriva instrumental se relaciona frecuentemente a la temperatura y es poco probable que tenga un comportamiento lineal entre dos lecturas tomadas una en la mañana y otra en la tarde. Por esta razón es conveniente que para corregir por deriva se realicen repeticiones más frecuentes en las estaciones base, preferentemente de menos de una hora. Las correcciones por deriva deber ser realizar mientras la brigada de medición se encuentre todavía en el campo, de tal forma que se puedan repetir mediciones en caso de que los datos corregidos parezcan cuestionables. Los cambios en el campo de fondo algunas veces son tratados como si fueran deriva instrumental, pero en la mayor parte de los casos las variaciones pueden ser monitoreadas directamente (como en el caso de la magnetometría) o calculadas (como en el caso de la gravimetría). Cuando existe esta alternativa es preferible que sea utilizada debido a que puede ser pasada por alto el funcionamiento defectuoso de un instrumento.

Señal y ruido.- Para el geofísico, la señal es el objeto de un trabajo de campo y el ruido es cualquier otra cosa que se mide pero que se considera que no contiene información útil. Algunas veces lo que se considera señal para unos puede ser el ruido para otros. Por ejemplo, el efecto magnético de una tubería enterrada se considera una fuente de ruido cuando se requiere interpretar un conjunto de datos magnéticos en

um conjunto de dados magnéticos em termos geológicos, mas pode ser de grande valor para um empreiteiro. A maioria do trabalho da prática de campo é feito com a intenção de melhorar a relação sinal-ruído. Em muitos casos, como no caso de levantamentos magnéticos, as variações no campo de fundo são fontes de ruído, por essa razão o sinal precisa ser monitorado constantemente.

Anomalias. Apenas em raras ocasiões, uma medida geofísica pode ser significativa. Normalmente é necessário leituras em muitas estações, entre outras razões para poder determinar os valores de fundo, antes de poder iniciar o processo de interpretação. A interpretação costuma se concentrar na análise de *anomalías*, ou seja, na parte dos dados que difere de um valor constante ou de um campo de fundo que varia suavemente. As anomalias geofísicas podem tomar muitas formas. Por exemplo, um depósito massivo de sulfureto tem uma densidade alta, é magnético e eletricamente condutivo, portanto se são medidos perfis gravimétrico, magnético e elétrico (ou EM) sobre o lugar serão observadas anomalias geofísicas com relação aos valores de campo de fundo, chamado também de campo regional. O campo regional também varia e pode ser considerado como anômalo em diferentes escalas. A separação dos campos de fundo (ou regionais) das anomalias geofísicas (ou residuais) é uma parte muito importante do processamento geofísico dos dados, tanto que até mesmo no campo pode ser necessário estimar o regional para avaliar a amplitude das anomalias locais. Frequentemente, a estimativa dos regionais ao longo de perfis medidos costuma ser mais confiável do que os obtidos usando o computador, uma vez que é praticamente impossível escrever um programa que remova um campo regional sem a influência dos valores anômalos. Entretanto, os programas de cálculo são essenciais quando é necessário separar o campo regional de um conjunto de dados distribuídos sobre uma superfície, em vez de ao longo de um perfil.

A existência de uma anomalia indica uma diferença entre mundo real e algum modelo simples. Na prospecção gravimétrica, por exemplo, os termos da anomalia do ar livre, anomalia de Bouguer e anomalia isostática, são usados para denominar quantidades que representam diferenças de modelos gerais da terra. Porém, essas chamadas anomalias

términos geológicos, pero puede ser de un gran valor para un contratista constructor. Gran parte del trabajo de prácticas de campo se hace con la intención de mejorar la relación señal-ruído. En muchos casos, como en el caso de levantamientos magnéticos, las variaciones en el campo de fondo son fuente de ruido, por lo que el primero tiene que ser monitoreado constantemente.

Anomalías.- Solo en muy raras ocasiones, una sola medición geofísica puede ser significativa. Normalmente se requieren lecturas en muchas estaciones, entre otros para poder determinar los valores de fondo, antes de poder iniciar el proceso de interpretación. La interpretación suele concentrarse en el análisis de anomalías, es decir en la parte de los datos que difiere de un valor constante o de un campo de fondo que varía suavemente. Las anomalías geofísicas pueden tomar muchas formas. Por ejemplo, un depósito masivo de sulfuros tiene una densidad alta, es magnético y eléctricamente conductivo, por lo tanto si se miden perfiles gravimétrico, magnético y eléctrico (o EM) sobre el lugar se observarán anomalías geofísicas con respecto a los valores de campo de fondo, llamado también campo regional. El campo regional también varía y puede ser considerado como anómalo a diferentes escalas. La separación de los campos de fondo (o regionales) de las anomalías geofísicas (o residuales) es una parte muy importante del procesamiento geofísico de los datos, tanto que incluso en el campo puede ser necesario estimar el regional para evaluar la amplitud de las anomalías locales. Frequentemente, la estimación de regionales a lo largo de perfiles medidos suele ser más confiable que los obtenidos usando la computadora debido a que es prácticamente imposible escribir un programa que remueva un campo regional sin la influencia de los valores anómalos. Sin embargo, los programas de cómputo son esenciales cuando se requiere separar el campo regional de un conjunto de datos distribuidos sobre una superficie en vez de a lo largo de un perfil.

La existencia de una anomalía indica una diferencia entre el mundo real y algún modelo simple. En prospección gravimétrica por ejemplo, los términos anomalía de Aire Libre, anomalía de Bouguer y anomalía Isostática, son usados para denotar cantidades que representan diferencias de modelos generales de la tierra. Sin embargo, estas llamadas anomalías son algunas veces casi constantes dentro

são algumas vezes quase constantes dentro de determinada área de estudo, essa zona é na realidade não anômala. Por esta razão e para evitar confusão é mais adequado referir-se à *gravidade de Bouguer* do que à *anomalia de Bouguer*.

Longitude de onda e largura média. As anomalias geofísicas ao longo de perfis normalmente se assemelham a ondas temporais, mesmo que na realidade variem em espaço e não em tempo. Quando são descritas, utilizam-se frequentemente os termos *frequência* (da anomalia) e *conteúdo da frequência* (de um mapa, por exemplo), mesmo que o termo estritamente correto (ainda que menos usado) seja *número de onda*, que é definido como o número completo de ondas por unidade de distância. O termo longitude de onda pode ser utilizado corretamente em uma quantidade que varia espacialmente, mas é imprecisa para anomalias geofísicas, haja vista que uma anomalia descrita como de uma *longitude de onda* deveria em princípio poder ser transformada por meio de análise de Fourier em um número de componentes de diferentes longitudes de onda. Apesar deste fato costuma-se mencionar na literatura geofísica a longitude de onda de uma anomalia.

Outro parâmetro relacionado com as características das anomalias é conhecido como “largura média” (ou *half-width* em inglês). É uma quantidade que pode ser estimada de forma relativamente fácil e que é definida como a distância média (horizontal) entre os pontos, a amplitude da anomalia é reduzida à metade de seu valor máximo. Isto equivale aproximadamente a um quarto da longitude de onda do componente sinusoidal dominante e tem a vantagem de ser diretamente medida com os dados de campo. A longitude de onda e a largura média das anomalias são importantes porque se relacionam com as profundidades das fontes que as produzem. Normalmente, quanto maior for a longitude de onda da anomalia maior é a profundidade da fonte.

Apresentação dos resultados. Os resultados de um trabalho de campo geofísico ao longo de linhas (ou traversas) podem ser representados em forma de perfis. Normalmente, é possível e desejável fazer um gráfico dos perfis durante o trabalho de campo, ou pelo menos a cada noite durante a campanha, pois representam um mecanismo de controle de qualidade dos dados. A utilização de um computador *laptop* pode reduzir em grande

de uma determinada área de estudio, por lo que esa zona es en realidad no-anómala. Por ello y para evitar confusión es más adecuado referirse por ejemplo a la gravedad de Bouguer que a la anomalía de Bouguer.

Longitudes de onda y anchos medios.- Las anomalías geofísicas a lo largo de perfiles comúnmente se asemejan a ondas temporales, aunque en realidad varían en espacio y no en tiempo. Cuando se les describen, se utilizan frecuentemente los términos *frecuencia* (de la anomalía) y *contenido de frecuencia* (de un mapa por ejemplo), aunque el término estrictamente correcto (aunque menos usado) sea *número de onda*, que se define como el número completo de ondas por unidad de distancia. El término *longitud de onda* puede ser utilizado correctamente en una cantidad que varía espacialmente, pero es imprecisa para anomalías geofísicas debido a que una anomalía que se describe como de una *longitud de onda* debería en principio poder ser transformada por medio de análisis de Fourier en un número de componentes de diferentes longitudes de onda. A pesar de ello se suele referir en la literatura geofísica a la *longitud de onda de una anomalía*.

Otro parámetro relacionado con las características de las anomalías se conoce como “ancho medio” (o *half-width* en inglés). Es una cantidad que se puede estimar relativamente fácil y que se define como la distancia media (horizontal) entre los puntos a los cuales la amplitud de la anomalía se reduce a la mitad de su máximo valor. Esto equivale aproximadamente a un cuarto de la longitud de onda de la componente sinusoidal dominante y tiene la ventaja de ser directamente medida de los datos de campo. Las longitudes de onda y los anchos medios de las anomalías son importantes porque se relacionan con las profundidades de las fuentes que las producen. En general, mientras mayor es la longitud de onda de la anomalía mayor es la profundidad de la fuente.

Presentación de resultados.- Los resultados de un trabajo de campo geofísico a lo largo de líneas (o traversas) se pueden representar en forma de perfiles. Normalmente es posible y deseable graficar los perfiles durante el trabajo de campo, o por lo menos cada noche durante la campaña pues representan un mecanismo de control de calidad de los datos. La utilización de una computadora *Laptop* puede reducir en gran medida el trabajo involucrado en ésta actividad, e incluso algunos

medida o trabalho envolvido nesta atividade e até mesmo alguns instrumentos estão programados para lançar os gráficos dos dados em tempo real.

A referência ideal de um perfil geofísico consiste no perfil topográfico coincidente à linha transversa. Esse tipo de apresentação é particularmente útil para identificar anomalias em razão das características culturais, normalmente sua correlação com caminhos ou linhas elétricas resulta óbvia. Se existem vários perfis ao longo de diferentes traversas na área de estudo, existe a possibilidade de fazer gráficos usando este formato e colocar (*stack*) em um mapa para ter a perspectiva da continuidade lateral das anomalias.

Os mapas de contorno são outras alternativas de apresentação dos dados, contudo, para que represente adequadamente a distribuição superficial das anomalias é necessário ter uma boa densidade de estações, de outra maneira no processo de interpolação corre-se o risco de gerar anomalias pontuais ou ainda pior, anomalias fictícias. Entretanto, parte da informação pode ser perdida porque geralmente não é possível escolher um intervalo de contornos que registre de maneira fidedigna todas as características dos dados originais. Além disso, as linhas de contorno são traçadas entre linhas onde não existem dados, o qual inevitavelmente induz a um tipo de ruído.

Outro tipo de apresentação de dados geofísicos são as chamadas pseudosseções, que consistem em mapas de contorno, mas não em planta, mas em seções de traversas cujo eixo horizontal sempre contém a localização dos locais de medição, porém cujo eixo vertical não é precisamente a profundidade, mas outro parâmetro do qual depende a profundidade de investigação dos dados medidos. Por exemplo, uma pseudosseção de resistividade pode consistir em uma seção de contornos onde no eixo vertical se faz um gráfico da separação eletródica, da frequência, ou do período.

Estações-base. As estações-base são importantes em levantamentos de gravimetria, magnetometria e em alguns trabalhos elétricos e radiométricos. Estas podem ser de três tipos:

1. Bases de deriva: estações de repetição que marcam o início e o término de uma sequência de medições que são utilizadas para controlar a deriva instrumental.

instrumentos están programados para desplegar los gráficos de los datos en tiempo real.

*La referencia ideal de un perfil geofísico consiste en el perfil topográfico coincidente a la línea transversa. Este tipo de presentación es particularmente útil para identificar anomalías debidas a rasgos culturales, debido a que normalmente su correlación con caminos o líneas eléctricas resulta obvia. Si se tienen varios perfiles a lo largo de diferentes traversas en el área de estudio se pueden graficar usando este formato y apilar (*stack*) en un mapa para tener la perspectiva de la continuidad lateral de las anomalías.*

Los mapas de contorno son otra alternativa de presentación de los datos, sin embargo para que represente adecuadamente la distribución superficial de las anomalías es necesario tener una buena densidad de estaciones, de otra manera en el proceso de interpolación se corre el riesgo de generar anomalías puntuales o peor aún, anomalías ficticias. Sin embargo, parte de la información se puede perder porque generalmente no es posible escoger un intervalo de contornos que registre de manera fidedigna todos los rasgos de los datos originales. Adicionalmente, las líneas de contornos se trazan entre líneas en donde no existen datos, lo cual inevitablemente induce a un cierto tipo de ruido.

Otro tipo de presentación de datos geofísicos son las llamadas pseudo-secciones, que consisten en mapas de contorno pero no en planta sino en secciones de traversas cuyo eje horizontal siempre contiene la ubicación de los sitios de medición pero cuyo eje vertical no es precisamente la profundidad sino otro parámetro del cual depende la profundidad de investigación de los datos medidos. Por ejemplo, una pseudo-sección de resistividad puede consistir en una sección de contornos en donde en el eje vertical se gráfica la separación electródica, la frecuencia, o bien el periodo.

Estaciones base.- Las estaciones base son importantes en levantamientos de gravimetría, magnetometría y en algunos trabajos eléctricos y radiométricos. Estas pueden ser de tres tipos:

1. Bases de deriva: Estaciones de repetición que marcan el inicio y término de una secuencia de mediciones que son utilizadas para controlar la deriva instrumental.

2. Bases de referência: pontos onde o valor do campo que vai ser medido na área de trabalho tenha sido previamente estabelecido.
3. Bases diurnas: pontos onde são realizadas medições repetidas do campo de fundo enquanto as medições na área de trabalho são feitas.

É importante que as localizações das bases sejam adequadamente descritas e, quando possível, marcar sua posição permanentemente, de tal forma que se possa fazer extensões, repetições ou densificação da malha de dados em trabalhos futuros usando as mesmas bases. Caso o estudo o requeira por sua importância ou extensão, devem-se utilizar bastões de cimento ou bronze para indicar a posição da (ou as) estação-base. Como alternativa e em qualquer área de estudo podem existir características diferentes de caráter permanente em razão da presença de traços culturais ou naturais. Entretanto, a descrição escrita com ajuda de um esquema com as coordenadas do local é a melhor forma de preservar esta informação para uso futuro. As estátuas, os monumentos históricos ou religiosos são lugares adequados para estabelecer estações-base de longo prazo, particularmente para trabalhos de gravimetria.

GeoPosicionadores Satelitais (GPS). A partir de 1990, os receptores GPSs estão disponíveis para a localização no campo. Contudo, antes do ano 2000, a exatidão na posição era de centenas de metros e na altitude ainda pior em virtude da degradação intencional do sinal por motivos militares. Por essa razão, os instrumentos eram úteis apenas para levantamentos regionais, para trabalhos mais detalhados era necessária a utilização de GPS diferencial (DGPS), o qual, no entanto, resultava excessivo para a maior parte dos levantamentos geofísicos. Posterior a esta data, a redução no erro de posicionamento dos GPSs não diferenciais foi reduzido drasticamente, além disso, os sinais provenientes dos satélites também se tornaram mais fáceis de serem captados. A precisão atual dos GPSs de mão, tanto para a elevação, quanto para as coordenadas, é em geral da ordem de um metro ou equivalente para as coordenadas, da ordem de 0.00001° . Porém, por causa de fenômenos relacionados com as variações nas propriedades atmosféricas ou por causa de várias trajetórias (em razão da reflexão em edifícios, topografia etc.), a

2. Bases de referencia: Puntos en donde el valor del campo que va a ser medido en el área de trabajo ha sido previamente establecido.
3. Bases diurnas: Puntos en donde se realizan mediciones repetidas del campo de fondo mientras se llevan a cabo mediciones en el área de trabajo.

Es importante que las ubicaciones de las bases sean adecuadamente descritas y cuando sea posible marcar su posición permanentemente, de tal forma que se puedan llevar a cabo extensiones, repeticiones o densificación de la malla de datos en trabajos futuros usando las mismas bases. Si el estudio lo requiere por su importancia o extensión, se deben utilizar testigos de cemento o bronce para indicar la posición de la (o las) estación base. Alternativamente, en cualquier área de estudio pueden existir rasgos distintivos de carácter permanente debido a la presencia de rasgos culturales o naturales. Sin embargo la descripción escrita con ayuda de un esquema con las coordenadas del sitio es la mejor forma de preservar esta información para uso futuro. Las estatuas o monumentos históricos o religiosos son lugares adecuados para establecer estaciones base de largo plazo, particularmente para trabajos de gravimetría.

GeoPosicionadores Satelitais (GPS).- A partir de 1990 los receptores GPS han estado disponibles para ubicarse en el campo. Sin embargo, antes del año 2000 la exactitud en la posición era de cientos de metros y en la altitud aún peor debido a la degradación intencional de la señal por motivos militares. Por ello, los instrumentos eran útiles solo para levantamientos muy regionales, para trabajos más detallados se requería necesariamente la utilización de GPS diferencial (DGPS), lo cual por otro lado resultaba excesivo para la mayor parte de los levantamientos geofísicos. Posterior a esta fecha la reducción en el error de posicionamiento en los GPS no diferenciales se redujo dramáticamente además de que las señales provenientes de los satélites también fueron más fáciles de captar. La precisión actual de los GPS de mano tanto para la elevación como para las coordenadas es en general del orden de un metro o equivalentemente para las coordenadas, del orden de 0.00001° . Sin embargo, debido a fenómenos relacionados con las variaciones en las propiedades atmosféricas o a efectos de trayectorias múltiple (debidas a reflexiones en edificios, topografía, etc.) la exactitud

exatidão com que se mede a posição pode ficar significativamente reduzida. Os principais efeitos atmosféricos ocorrem na ionosfera e dependem da magnitude e da variabilidade da ionização, os quais são mais severos durante períodos de intensa atividade solar e, particularmente, durante tempestades magnéticas.

Em razão das variações atmosféricas, os três componentes que são medidos em um GPS de mão variam em uma faixa de vários metros em um período de poucos minutos e várias dezenas de metros em um período maior de tempo. Apesar desse fato, é possível utilizar um GPS de mão para levantamentos com separação entre estações de 100 metros ou menos, pois os erros associados a cada leitura não são acumulativos como são outros tipos de erros. Além disso, no caso de pontos de medição próximos, os movimentos entre estação e estação costumam ser rápidos, o qual em certa medida é uma forma primitiva de DGPS. Se forem realizadas medições entre estações contíguas na faixa de poucos minutos, o erro na determinação das coordenadas será na ordem de 5 metros ou menos. A maior parte dos GPSs de mão proporciona leituras razoáveis da posição ao usar três satélites, mas é necessário pelo menos quatro para obtenção de um valor aceitável da elevação.

con la que se puede medir la posición puede reducirse significativamente. Los principales efectos atmosféricos ocurren en la ionósfera y dependen de la magnitud y variabilidad de la ionización, los cuales son más severos durante periodos de intensa actividad solar y, particularmente durante tormentas magnéticas.

Debido a las variaciones atmosféricas, las tres componentes que se miden en un GPS de mano varían en un rango de varios metros en un periodo de pocos minutos y varias decenas de metros en un periodo mayores de tiempo. A pesar de ello, es posible utilizar un GPS de mano para levantamientos con separación entre estaciones de 100 metros o menos debido a que los errores asociados a cada lectura no son acumulativos como lo son otro tipo de errores. Adicionalmente, en el caso de puntos de medición cercanos, los movimientos entre estación y estación suelen ser rápidos lo cual en cierta medida es una forma, si bien primitiva, de DGPS. Si se realizan mediciones entre estaciones contiguas en el rango de pocos minutos, el error en la determinación de la las coordenadas será del orden de 5 metros o menos. La mayor parte de los GPS de mano proporciona razonables lecturas de la posición usando tres satélites pero se requieren al menos cuatro para obtener un valor aceptable de la elevación.

4 MÉTODOS ELÉTRICOS DE CORRIENTE DIRETA (DC)

4.1 Introdução

Os estudos geofísicos que envolvem a injeção de corrente a partir de eletrodos localizados na superfície do terreno são conhecidos como métodos de corrente direta ou DC, mesmo que, na realidade da prática, a polaridade da corrente se inverta em intervalos regulares (tipicamente de 1 a 4 segundos) para cancelar efeitos de polarização do meio. Os métodos elétricos de corrente direta permitem o reconhecimento do subsolo a partir do estudo da resistividade elétrica das formações que o constituem. Tanto na forma de sondagens quanto de calicatas, essas técnicas são muito utilizadas na exploração hidrológica graças à relação que

4 MÉTODOS ELÉCTRICOS DE CORRIENTE DIRECTA (DC)

4.1 Introducción

Los estudios geofísicos que involucran la inyección de corriente a partir de electrodos ubicados en la superficie del terreno se conocen generalmente como métodos de corriente directa o DC, aunque en realidad en la práctica la polaridad de la corriente se invierte a intervalos regulares (típicamente de 1 a 4 segundos) para cancelar efectos de polarización del medio. Los métodos eléctricos de corriente directa permiten el reconocimiento del subsuelo a partir del estudio de la resistividad eléctrica de las formaciones que lo constituyen. Tanto en la forma de sondeos como de calicatas, estas técnicas son muy utilizadas en la exploración hidrológica gracias

tem a resistividade elétrica com a porosidade da rocha e a mineralização da água e, por outro lado, com o conteúdo de argila na rocha. Entretanto, as seguintes condições precisam ser cumpridas para que o método seja efetivo:

1. As diversas formações litológicas devem estar caracterizadas por resistividades claramente diferentes.
2. As diversas formações litológicas devem ser aproximadamente horizontais ($<15^\circ$ aprox.).
3. As correntes elétricas fornecidas ao terreno desde a superfície devem ser capazes de penetrar as profundidades dos alvos a serem estudados.
4. As deformações do campo elétrico por causa das heterogeneidades do subsolo devem ser medidos desde a superfície.

Há quatro fatores principais que influenciam diretamente a resistividade do subsolo:

1. A porosidade da rocha: quanto maior for a porosidade, seja ela intrínseca ou de fratura, menor será a resistividade.
2. A condutividade da água: quanto maior for a condutividade da água (mais salgada), menor será a resistividade da rocha que a contém.
3. Conteúdo de argila do terreno: quanto maior for o conteúdo argiloso, menor será a resistividade.
4. A temperatura da água: quanto maior for a temperatura da água, menor será a resistividade da rocha que a contém.

Para medir a resistividade do subsolo, é transmitida uma corrente a um dipolo elétrico em contato com o subsolo através dos eletrodos e mede-se a diferença de potencial induzida utilizando dois eletrodos porosos. Do quociente entre a corrente e o potencial medido encontra-se a resistividade do meio, multiplicando-o por um fator que depende da geometria do arranjo de eletrodos, que pode ser colineal ou não. A profundidade de investigação aumenta com a distância entre os eletrodos de corrente. Quando se deseja conhecer a variação da resistividade do subsolo com a profundidade se utiliza a sondagem elétrica, a qual consiste em realizar medições aumentando paulatinamente a distância entre os eletrodos de corrente com relação a um ponto fixo. As distâncias curtas entre os eletrodos

a la relación que tiene la resistividad eléctrica con la porosidad de la roca y la mineralización del agua y por otra parte con el contenido de arcilla en la roca. Sin embargo, las condiciones siguientes se tienen que cumplir para que el método sea efectivo:

1. Las diversas formaciones litológicas deben estar caracterizadas por resistividades netamente diferentes.
2. Las diversas formaciones litológicas deben ser aproximadamente horizontales ($<15^\circ$ aprox.).
3. Las corrientes eléctricas suministradas al terreno desde la superficie deben ser capaces de penetrar a las profundidades de los objetivos a estudiar.
4. Las deformaciones del campo eléctrico debidas a las heterogeneidades del subsuelo deben ser medibles desde la superficie.

Hay cuatro factores principales que influyen directamente sobre la resistividad del subsuelo:

1. La porosidad de la roca: a mayor porosidad, ya sea intrínseca o de fractura, menor resistividad.
2. La conductividad del agua: a mayor conductividad del agua (más salada), menor resistividad de la roca que la contiene.
3. Contenido de arcilla del terreno: a mayor contenido arcilloso, menor resistividad.
4. La temperatura del agua: a mayor temperatura del agua menor resistividad de la roca que la contiene.

Para medir la resistividad del subsuelo, se transmite una corriente a un dipolo eléctrico en contacto con el suelo a través de dos electrodos y se mide la diferencia de potencial inducida utilizando para ello dos electrodos porosos. Del cociente entre la corriente y el potencial medidos se encuentra la resistividad del medio multiplicándolo por un factor que depende de la geometría del arreglo de electrodos, que puede ser colineal o no. La profundidad de investigación aumenta con la distancia entre los electrodos de corriente. Cuando se desea conocer las variaciones de la resistividad del subsuelo con la profundidad se utiliza el sondeo eléctrico, el cual consiste en realizar mediciones incrementando paulatinamente la distancia entre los electrodos de corriente con respecto a un punto fijo. Las distancias cortas entre los electrodos A y

A e B correspondem a profundidades rasas, posto que as aberturas maiores de A e B correspondem a profundidades de investigação maiores. A partir da curva de resistividade vs à distância AB é possível determinar as espessuras e as resistividades das diferentes camadas do subsolo ao utilizar algoritmos específicos. Pode-se assim definir, de maneira direta ou indireta, qual formação constitui o aquífero potencial. Por exemplo, é possível determinar a espessura de um aquífero a partir da determinação da profundidade do teto da camada confinante subjacente, que pode ser condutiva (camada argilosa) ou resistiva (rocha cristalina).

Quando se deseja conhecer as variações laterais de resistividade do subsolo, utiliza-se um dipolo elétrico de longitude AB constante que se move depois de cada medição ao longo de um perfil junto com os eletrodos de potencial. A longitude AB fixa-se de acordo com a profundidade do objetivo (por exemplo: zona de fraturas), sendo a profundidade nominal de investigação aproximadamente igual a 1/4 da longitude do dipolo. Entretanto, esta depende da condutividade da camada superficial. Quando a camada superficial é muito resistiva, a corrente induzida penetra menos e vice-versa. Este dispositivo de exploração é conhecido como “perfilagem elétrica” ou “calicatas”, é particularmente útil para localizar zonas alteradas ou fraturadas cobertas por depósitos sedimentares. As zonas mais condutoras ao longo do perfil medido corresponderão às zonas mais alteradas, onde se encontra maior porosidade.

4.2 Princípios básicos

Resistividade real. A resistividade real é definida a partir de um cubo eletricamente uniforme, de lado de longitude L através do qual passa uma corrente I (figura 1). O material dentro do cubo resiste à passagem da corrente elétrica através dele, resultando em uma queda de potencial (V) entre os seus lados opostos. A resistência (R) é proporcional à longitude (L) do material resistivo e inversamente proporcional à área (A).

$$R \propto L / A, \quad (1)$$

Ou seja, a constante de proporcionalidade é a resistividade verdadeira, denominada com o

B corresponden a profundidades someras en tanto que las aberturas mayores de A y B corresponden a profundidades de investigación mayores. A partir de la curva de resistividad vs la distancia AB es posible determinar los espesores y las resistividades de las diferentes capas del subsuelo utilizando algoritmos específicos. Se puede así definir, de manera directa o indirecta, cual formación constituye el acuífero potencial. Por ejemplo, es posible determinar el espesor de un acuífero a partir de la determinación de la profundidad del techo de la capa confinante subyacente, que puede ser conductiva (capa arcillosa) o resistiva (p.e. roca cristalina)

Quando se desea conocer las variaciones laterales de resistividad del subsuelo, se utiliza un dipolo eléctrico de longitud AB constante que se mueve después de cada medición a lo largo de un perfil junto con los electrodos de potencial. La longitud AB se fija de acuerdo a la profundidad del objetivo (p.e. zona de fracturas) siendo la profundidad nominal de investigación aproximadamente igual a 1/4 de la longitud del dipolo. Sin embargo, ésta depende de la conductividad de la capa superficial. Cuando la capa superficial es muy resistiva la corriente inducida penetra menos y viceversa. Este dispositivo de exploración se conoce comúnmente como “perfilaje eléctrico” o “calicatas” y es particularmente útil para localizar zonas alteradas o fraturadas cubiertas por depósitos sedimentarios. Las zonas más conductoras a lo largo del perfil medido corresponderán a las zonas más alteradas, en donde a su vez se tendrá mayor porosidad.

4.2 Princípios básicos

Resistividad Real.- La resistividad real se define a partir de un cubo eléctricamente uniforme, de lado de longitud L a través el cual pasa una corriente I (Figura 1). El material dentro del cubo resiste el paso de la corriente eléctrica a través de él, resultando así en una caída de potencial (V) entre las caras opuestas de este. La resistencia (R) es proporcional a la longitud (L) del material resistivo e inversamente proporcional al área (A). Es decir:

$$R \propto L / A, \quad (1)$$

la constante de proporcionalidad es la resistividad verdadera que se denota con el símbolo ρ . De

símbolo ρ . Aqui se obtém a resistência por meio de um volume unitário que está dado por

$$R = \rho L / A. \quad (2)$$

De acordo com a Lei de Ohm, a resistência também se define em termos de quociente da queda de potencial e a corrente que passa pelo cubo, ou seja,

$$R = V / I. \quad (3)$$

Estas duas últimas equações podem ser combinadas para obtenção de uma expressão para a resistividade, que resulta

$$\rho = \frac{VA}{IL}, \quad (4)$$

cujas unidades são ohm-metro (Ωm). O inverso de resistividade ($1/\rho$) é a condutividade (σ) a qual tem como unidades siemens/metro (S/m) que são equivalentes a mhos/metro ($\Omega^{-1}m^{-1}$). Nota-se que a Lei de Ohm pode ser aplicada na maioria dos casos em geofísica, a menos de que as densidades de corrente sejam muito altas (J), em cujos casos a linearidade da lei pode não ser cumprida.

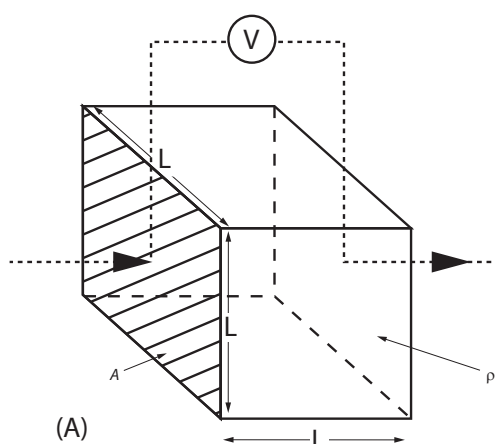


Figura 1.-
Definição básica da resistividade através de um cubo homogêneo.

aquí, se tiene que la resistencia a través de un volumen unitario está dada por

$$R = \rho L / A. \quad (2)$$

De acuerdo con la ley de Ohm, la resistencia también se define en términos del cociente de la caída de potencial y la corriente que pasa por el cubo, es decir,

$$R = V / I. \quad (3)$$

Estas dos últimas ecuaciones se pueden combinar para obtener una expresión para la resistividad, que resulta

$$\rho = \frac{VA}{IL}, \quad (4)$$

cuyas unidades son ohm-metro (Ωm). El inverso de resistividad ($1/\rho$) es la conductividad (σ) la cual tiene como unidades siemens/metro (S/m) que son equivalentes a mhos/metro ($\Omega^{-1}m^{-1}$). Se debe hacer notar que la ley de Ohm se puede aplicar en la mayoría de casos en geofísica, a menos de que se involucren densidades de corriente muy altas (J), en cuyos casos la linearidad de la ley puede no cumplirse.

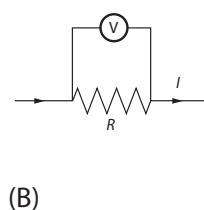


Figura 1.-
Definición básica de la resistividad a través de un cubo homogêneo.

Se dois meios estão presentes no cubo resistivo, cada um com sua própria resistividade (ρ_1 e ρ_2), então a proporção de cada meio e sua forma geométrica dentro do cubo devem ser consideradas importantes (figura 2). Neste caso, o cubo apresenta variações em suas propriedades elétricas com relação à direção de medição, que é conhecido como anisotropia. Por exemplo, uma estrutura laminar resulta em um meio marcadamente anisotrópico. A presença e a orientação de grande quantidade de água salgada (a qual tem alta condutividade) têm uma grande influência na resistividade do gelo oceânico (TIMCO, 1979). A magnitude de anisotropia é descrita a partir do coeficiente de anisotropia, o qual está dado pelo quociente entre a resistividade máxima e mínima cuja amplitude oscila geralmente entre 1 e 2.

Condução elétrica. Existem três maneiras pelas quais se pode conduzir uma corrente através de uma rocha: eletrolítica, eletrônica (ôhmica) e dielectricamente. A condução eletrolítica ocorre quando os íons se movem lentamente dentro de um eletrólito, e a magnitude da corrente depende do tipo de íon, da concentração e da mobilidade iônica entre outros. A condução eletrônica é o processo a partir do qual os metais, por exemplo, permitem aos elétrons movimentarem-se rapidamente para transportar a carga. A condução dielétrica ocorre em materiais pouco condutores (ou isolantes) quando se aplica uma corrente alterna de tal forma que os elétrons se movem um pouco com relação aos seus núcleos. Na maioria das rochas, a condução ocorre por meio de fluidos nos poros os quais atuam como eletrólitos em que os grãos minerais contribuem muito pouco para a condutividade global da rocha (exceto quando os grãos minerais são bons condutores). Às frequências usadas em levantamentos de resistividade elétrica com o método DC, a condutividade dielétrica pode ser considerada nula. Porém, esta volta a ser importante em medições de polarização espectral induzida e resistividade complexa.

Si dos medios están presentes en el cubo resistivo, cada uno con su propia resistividad (ρ_1 y ρ_2), entonces la proporción de cada medio y su forma geométrica dentro del cubo deben considerarse importantes (Figura 2). En este caso, el cubo presenta variaciones en sus propiedades eléctricas respecto a la dirección de medición, a lo cual se le conoce como anisotropía. Por ejemplo una estructura laminar resulta en un medio marcadamente anisotrópico. La presencia y orientación de largos paquetes de agua salada (las cuales tienen alta conductividad) tienen una gran influencia en la resistividad del hielo oceánico (Timco, 1979). La magnitud de anisotropía se describe a partir del coeficiente de anisotropía, el cual está dado por el cociente entre la resistividad máxima y mínima cuyo rango oscila generalmente entre 1 y 2.

Conducción eléctrica.- Hay tres maneras por las cuales se puede conducir corriente a través de una roca: electrolítica, electrónica (ohmica) y dieléctricamente. La conducción electrolítica ocurre cuando los iones se mueven lentamente dentro de un electrolito y la magnitud de la corriente depende del tipo de ion, de la concentración y de la movilidad iónica entre otros. La conducción electrónica es el proceso a partir del cual los metales, por ejemplo, permiten a los electrones moverse rápidamente para transportar la carga. La conducción dieléctrica ocurre en materiales muy poco conductores (o aislantes) cuando se aplica una corriente alterna de tal forma que los electrones se mueven un poco respecto a sus núcleos. En la mayoría de las rocas la conducción se da a través de fluidos en los poros los cuales actúan como electrolitos en donde los granos minerales contribuyendo muy poco a la conductividad global de la roca (excepto cuando los granos minerales son buenos conductores). A las frecuencias usadas en levantamientos de resistividad eléctrica con el método DC, la conductividad dieléctrica puede ser considerada nula. Sin embargo, ésta se vuelve importante en mediciones de polarización espectral inducida y resistividad compleja.

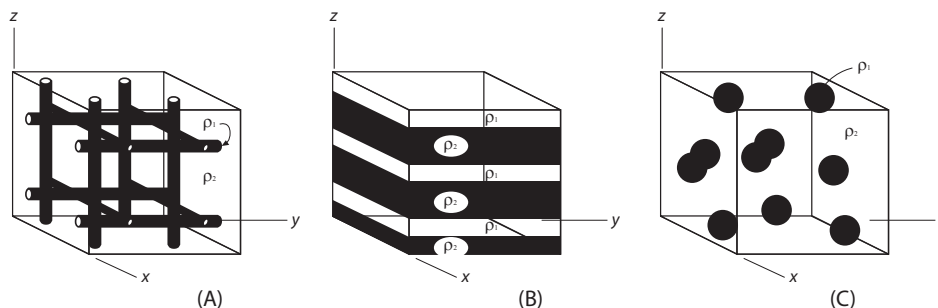


Figura 2.-

Três meios que envolvem dois materiais com resistividades diferentes. Nestes meios, a condução elétrica está influenciada em grande parte pela geometria das estruturas.

A resistividade de materiais geológicos apresenta uma das faixas de variação maior que qualquer outra propriedade física, a qual vai desde $1.6 \times 10^{-8} \Omega m$ para a prata e até $10^{16} \Omega m$ para o enxofre puro. As rochas ígneas tendem a possuir as resistividades mais altas; as rochas sedimentares tendem a ser as mais condutivas; as rochas metamórficas costumam ter resistividades intermediárias, mas com ocasionais valores extremos. A idade das rochas também costuma ser importante: uma rocha vulcânica quaternária pode ter uma resistividade entre 10 e 200 Ωm , enquanto uma rocha equivalente do pré-cambriano pode ter uma resistividade de magnitude maior. Isso é uma consequência do fato de que a rocha mais antiga tem mais tempo exposta ao recheio secundário de interstícios por processos de mineralização e compactação com a redução na porosidade e permeabilidade. A tabela 1 mostra valores típicos de resistividade de minerais e rochas comuns.

Nas rochas sedimentares, o fluido intersticial é provavelmente mais importante do que a própria matriz da rocha. Neste sentido, Archie (1942) desenvolveu uma fórmula empírica para estimar a resistividade de formação efetiva de uma rocha, a qual leva em consideração a porosidade ($\emptyset$), a fração dos poros (s) que contém água e a resistividade da água (ρ_w). A equação está dada por

$$\rho = a \emptyset^{-m} s^{-n} \rho_w \quad (5)$$

Figura 2.-

Tres medios que involucran dos materiales con resistividades diferentes. En estos medios, la conducción eléctrica está influenciada en gran medida por la geometría de las estructuras.

La resistividad de materiales geológicos presenta uno de los rangos de variación mayores que cualquier otra propiedad física, la cual va desde $1.6 \times 10^{-8} \Omega m$ para la plata hasta $10^{16} \Omega m$ para azufre puro. Las rocas ígneas tienden a tener las resistividades más altas; las rocas sedimentarias tienden a ser las más conductivas; las rocas metamórficas suelen tener resistividades intermedias pero con ocasionales valores extremos. La edad de las rocas también suele ser importante: una roca volcánica Cuaternaria puede tener una resistividad de entre 10 y 200 Ωm mientras que una roca equivalente del Precámbrico puede tener una resistividad un orden de magnitud mayor. Esto es una consecuencia de que la roca más antigua tiene más tiempo expuesta al relleno secundario de intersticios por procesos de mineralización y compactación con la consecuente reducción en la porosidad y permeabilidad. La Tabla 1 muestra valores típicos de resistividad de minerales y rocas comunes.

En las rocas sedimentarias el fluido intersticial es probablemente más importante que la propia matriz de la roca. En este sentido, Archie (1942) desarrolló una fórmula empírica para estimar la resistividad de formación efectiva de una rocha, la cual toma en cuenta la porosidad ($\emptyset$), la fracción de los poros (s) que contienen agua, y la resistividad del agua (ρ_w). La ecuación está dada por

$$\rho = a \emptyset^{-m} s^{-n} \rho_w \quad (5)$$

onde a , m e n são constantes que variam nos intervalos $0.5 \leq a \leq 2.5$, $1.3 \leq m \leq 2.5$ e $n \leq 2$.

Material	Resistencia nominal (Ωm)
Sulfureto:	
Calcopirita	$1.2 \times 10^{-5} - 3 \times 10^{-1}$
Pirita	$2.9 \times 10^{-5} - 1 \times 1.5$
Pirotita	$7.5 \times 10^{-6} \times 5 \times 10^{-2}$
Galena	$3 \times 10^{-3} - 3 \times 10^2$
Esfalerita	1.5×10^7
Óxidos:	
Hematita	$3.5 \times 10^{-3} - 10^7$
Limonita	$10^3 = 10^7$
Magnetita	$5 \times 10^{-3} - 5.7 \times 10^3$
Ilmetita	$10^{-3} - 5 \times 10$
Quarzo	$3 \times 10^2 - 10^6$
Rocha salgada	$3 \times 10^{-3} = 10^5$
Antacito	$10^{-3} = 2 \times 10^5$
Lignita	$9-2 \times 10^2$
Granito	$3 \times 10^2 - x \times 10^6$
Granito (imtemperizado)	$3 \times 10^{-5} \times 10^2$
Sienita	$10^2 - 10^6$
Diorita	$10^4 - 10^5$
Gabro	$10^3 - 10^8$
Basalto	$10-1.3 \times 10^7$
Esquisto (calcario e micas)	$20-10^4$
Esquisto (grafite)	$10-10^2$
Xisto	$6 \times 10^2-4 \times 10^7$
Mármore	$10^2 - 2.5 \times 10^8$
Xistos consolidado	$20-2 \times 10^8$
Conglomerado	$2 \times 10^3 = 10^4$
Arenito	$1 = 7.4 \times 10^8$
Limonita	$5 \times 10-10^7$
Dolomita	$3.5 \times 10^2-5 \times 10^3$
Marga	$3-7 \times 10$
Argila	$1-10^2$
Aluvião e areia	$10-8 \times 10^2$
Arenito	100-400
Solo (40% argila)	8

en donde a , m y n son constantes que varías en los intervalos $0.5 \leq a \leq 2.5$, $1.3 \leq m \leq 2.5$ e $n \leq 2$.

Material	Resistencia nominal (Ωm)
Sulfuros:	
Calcopirita	$1.2 \times 10^{-5} - 3 \times 10^{-1}$
Pirita	$2.9 \times 10^{-5} - 1 \times 1.5$
Pirotita	$7.5 \times 10^{-6} \times 5 \times 10^{-2}$
Galena	$3 \times 10^{-3} - 3 \times 10^2$
Esfalerita	1.5×10^7
Óxidos:	
Hematita	$3.5 \times 10^{-3} - 10^7$
Limonita	$10^3 = 10^7$
Magnetita	$5 \times 10^{-3} - 5.7 \times 10^3$
Ilmetita	$10^{-3} - 5 \times 10$
Cuarzo	$3 \times 10^2 - 10^6$
Roca salada	$3 \times 10^{-3} = 10^5$
Antracita	$10^{-3} = 2 \times 10^5$
Lignita	$9-2 \times 10^2$
Granito	$3 \times 10^2 - x \times 10^6$
Granito (imtemperizado)	$3 \times 10^{-5} \times 10^2$
Sienita	$10^2 - 10^6$
Diorita	$10^4 - 10^5$
Gabro	$10^3 - 10^8$
Basalto	$10-1.3 \times 10^7$
Esquisto (calcareo y micas)	$20-10^4$
Esquisto (grafito)	$10-10^2$
Pizarra	$6 \times 10^2-4 \times 10^7$
Marmol	$10^2 - 2.5 \times 10^8$
Pizarras consolidadas	$20-2 \times 10^8$
Conglomerados	$2 \times 10^3 = 10^4$
Arenisca	$1 = 7.4 \times 10^8$
Limonitas	$5 \times 10-10^7$
Dolomitas	$3.5 \times 10^2-5 \times 10^3$
Margas	$3-7 \times 10$
Arcillas	$1-10^2$
Aluviòn y arenas	$10-8 \times 10^2$
Arenisca	100-400
Suelo (40% arcilla)	8

Material	Resistencia nominal (Ωm)
Solo (20% argila)	33
Solo superior	250-1700
Argila de Londres	4-20
Argila de lias	10-15
Argila de canto rodado	15-35
Argila (muito seca)	50-150
Mudstone de Mercia	20-60
Carvão medido de argila	50
Carvão médio medido	>100
Greda	50=150
Coque	0.2-8
Cascalho (seco)	1400
Cascalho (saturado)	100
Areias quaternárias recentes	50100
Cinza	4
Escombros de mina de carvão	10-20
Cinza de combustível pulverizado	50-100
Laterita	800-1500
Solo laterítico	120-750
Solo arenoso seco	80-1050
Argila de areia / areia argilosa	30-215
Areia e cascalho	30-225
Terraplanagem não saturada	30-100
Água ácida turva	15-30
Água ácida de mina	100
Saída da precipitação	20
Saída da terraplanagem	20-100
Glacial (temperatura)	<10-50
Glacial (polar)	$2 \times 10^6 - 1.2 \times 10^8$
Permafrost (sedimentos quaternários)	$5 \times 10^4 - 3 \times 10^{5^*}$ $10^3 - > 10^4$

Tabela 1.-

Valores típicos de resistividade de minerais e rochas comuns.

Material	Resistencia nominal (Ωm)
Suelo (20% arcilla)	33
Suelo superior	250-1700
Arcilla de Londres	4-20
Arcilla de lias	10-15
Arcilla de canto rodado	15-35
Arcilla (muy seca)	50-150
Mudstone de Mercia	20-60
Carbón medido de arcilla	50
Carbón medio medido	>100
Tiza	50=150
Coque	0.2-8
Grava (seca)	1400
Grava (saturada)	100
Arenas cuaternarias recientes	50100
Ceniza	4
Escombros de mina de carbón	10-20
Ceniza de combustible pulverizado	50-100
Laterita	800-1500
Suelo laterítico	120-750
Suelo arenoso seco	80-1050
Arcilla de arena / arena arcillosa	30-215
Arena y grava	30-225
Terraplén no saturado	30-100
Agua acida turbia	15-30
Agua acida de mina	100
Salida de la precipitación	20
Salida de terraplén	20-100
Glaciar (temperatura)	<10-50
Glaciar (polar)	$2 \times 10^6 - 1.2 \times 10^8$
Permafrost (sedimentos cuaternarios)	$5 \times 10^4 - 3 \times 10^{5^*}$ $10^3 - > 10^4$

Tabla 1.-

Valores típicos de resistividad de minerales y rocas comunes.

O quociente ρ/ρ_w é conhecido como fator de formação F . A Lei de Archie se usa principalmente em registros de poços. Korvin (1982) estabeleceu as bases teóricas para sustentar a Lei de Archie. A água subterrânea salgada pode apresentar uma resistividade tão baixa quanto $0.05 \Omega m$, mas também existem águas subterrâneas e água proveniente de glaciais que pode alcançar resistividades de até $1000 \Omega m$.

Alguns minerais, como a pirita, galena e a magnetita, são normalmente maus condutores quando se encontram em forma massiva, todavia seus cristais individuais têm alta condutividade. A hematita e a esfalerita quando estão em estado puro são praticamente isolantes, mas quando se combinam com impurezas se convertem em bons condutores com resistividades muito baixas ($\sim 1 \Omega m$). No entanto, o grafite disseminado pode reduzir a resistividade de rochas que de outro modo seriam maus condutores. Para as rochas que apresentam uma composição variável, tal como as rochas sedimentares que se formam a partir de estratificação gradual, a resistividade reflexa das diferentes proporções de conteúdos minerais que a constituem. As resistividades de materiais arenosos são de aproximadamente $100 \Omega m$ e decresce com o aumento de conteúdo de argila a aproximadamente $40 \Omega m$. Por volta deste ponto, a argila se torna o componente dominante, e os valores continuam caindo até aqueles mais típicos da argila. A argila livre de areia tem valores de resistividade entre 1 e $10 \Omega m$ (REYNOLDS, 1987a).

O objetivo da maioria dos estudos atuais de resistividade elétrica é obter modelos de resistividade real do subsolo em virtude de terem significado geológico. A resistividade aparente é o valor obtido como produto da resistência medida (R) e do fator geométrico (K) para um arranjo dado de eletrodos, de acordo com a equação (4). O fator geométrico considera a configuração geométrica dos eletrodos e proporciona um termo que possui unidades de longitude (metros), a resistividade aparente (ρ_a) tem as unidades ohm-metro.

4.3 Fluxo de corrente em um meio homogêneo

Para apenas um eletrodo colocado na superfície de um meio homogêneo de resistividade ρ , o

El cociente ρ/ρ_w se conoce como el factor de formación F . La ley de Archie se usa principalmente en registros de pozos. Korvin (1982) estableció las bases teóricas para sustentar la ley de Archie. El agua subterrânea salada puede tener una resistividad tan baja como $0.05 \Omega m$, pero también hay aguas subterráneas y agua proveniente de glaciares que puede alcanzar resistividades de hasta $1000 \Omega m$.

Algunos minerales como la pirita, galena y la magnetita son comúnmente malos conductores cuando se encuentra en forma masiva, pero sin embargo sus cristales individuales tienen una alta conductividad. La hematita y la esfalerita cuando están en estado puro son prácticamente aislantes, pero cuando se combinan con impurezas se convierten en buenos conductores con resistividades muy bajas ($\sim 1 \Omega m$). Por otro lado, el grafito diseminado puede reducir la resistividad de rocas que de otro modo serían malas conductoras. Para las rocas que tienen una composición variable, tal como las rocas sedimentarias que se forman a partir de estratificación gradual, la resistividad refleja las diferentes proporciones de contenidos minerales que la constituyen. Las resistividades de materiales arenosos es de aproximadamente $100 \Omega m$ y decrece con el incremento de contenido de arcilla a aproximadamente $40 \Omega m$. Alrededor de este punto la arcilla se vuelve la componente dominante y los valores continúan bajando hasta aquellos mas típicos de la arcilla. La arcilla libre de arena tiene valores de resistividad en el rango entre 1 y $10 \Omega m$ (Reynolds 1987a).

El objetivo de la mayor parte de los estudios actuales de resistividad eléctrica es obtener modelos de resistividad real del subsuelo debido a que son estos que tienen significado geológico. La resistividad aparente es el valor obtenido como producto de la resistencia medida (R) y del factor geométrico (K) para un arreglo dado de electrodos, de acuerdo con la Ecuación (4). El factor geométrico toma en cuenta la configuración geométrica de los electrodos y proporciona un término que tiene unidades de longitud (metros), por lo cual la resistividad aparente (ρ_a) tiene las unidades ohm-metro.

4.3 Flujo de corriente en un medio homogêneo

Para un solo electrodo colocado en la superficie de un medio homogêneo de resistividad ρ , el flujo de

fluxo de corrente flui radialmente distanciando-se dele (figura 3). A queda de voltagem entre qualquer um dos pontos sobre a superfície pode ser descrita pelo gradiente do potencial ($-\delta V/\delta x$), o qual é negativo, pois o potencial diminui na direção do fluxo da corrente. As linhas de igual voltagem (chamadas equipotenciais) intersectam as linhas de igual corrente em ângulos retos.

corriente fluye radialmente alejándose del mismo (Figura 3). La caída de voltaje entre cualesquiera dos puntos sobre la superficie puede ser descrita por el gradiente del potencial ($-\delta V/\delta x$), el cual es negativo debido a que el potencial disminuye en la dirección del flujo de corriente. Las líneas de igual voltaje (llamadas equipotenciales) intersectan a las líneas de igual corriente en ángulos rectos.

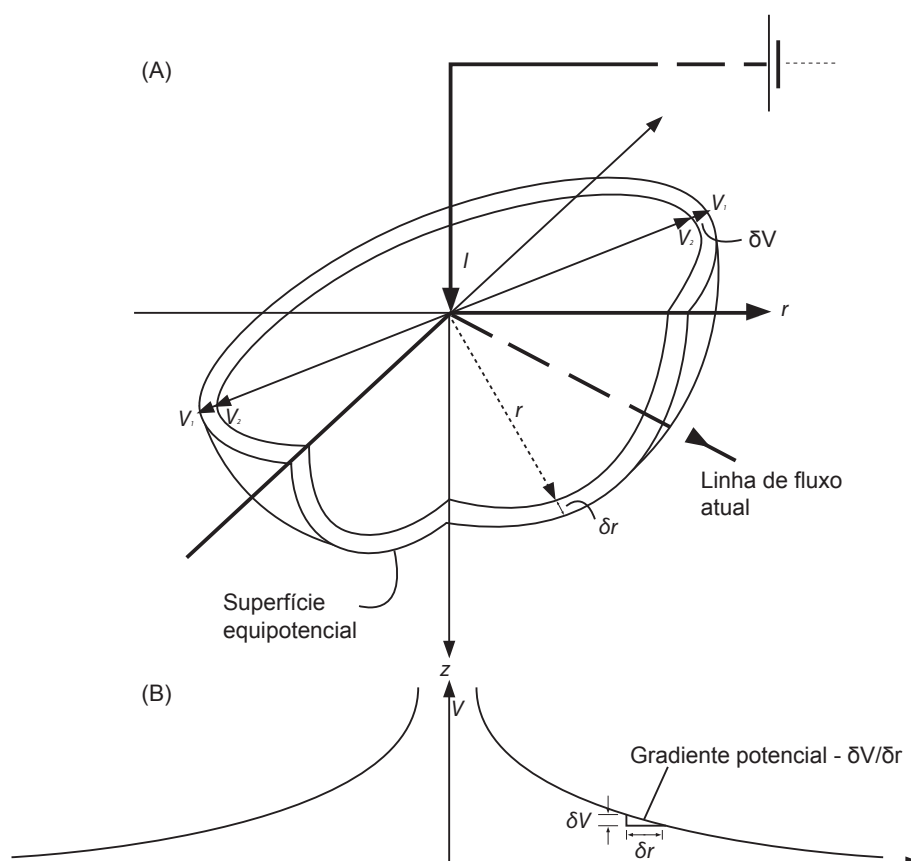


Figura 3.-

Representação tridimensional de uma figura equipotencial em volta de um eletrodo pontual sobre um meio homogêneo semi-infinito (A). O potencial diminui ao aumentar a distância da fonte pontual.

Figura 3.-

Representación tridimensional de una cascarón equipotencial alrededor de un electrodo puntual sobre un medio homogéneo semi-infinito (A). El potencial decae al aumentar la distancia de la fuente puntual.

A densidade de corrente J é igual à corrente I dividida pela área sobre a qual se distribui a corrente, neste caso um hemisfério cuja

La densidad de corriente J es igual a la corriente I dividida por el área sobre la cual se distribuye la corriente, en este caso un hemisferio cuya

superfície é igual a $2\pi r^2$. Assim, a densidade de corrente diminui com o aumento da distância da fonte de corrente. Portanto, é possível calcular a voltagem à distância r desde o ponto fonte de corrente a partir da equação

$$\frac{\partial V}{\partial r} = -\rho \cdot J = -\rho \frac{I}{2\pi r^2} \quad (6)$$

Integrando esta expressão, a voltagem V_r está dada por

$$V_r = \int \partial V = -\int \rho \frac{I}{2\pi r^2} \partial r = \frac{\rho I}{2\pi} \cdot \frac{1}{r} \quad (7)$$

Caso se utilize não um, mas dois eletrodos são gerados outra distribuição de potencial (figura 4a) e neste caso a expressão modificada para obtenção do potencial em qualquer ponto da superfície está dada por:

$$\delta V_{mn} = \frac{\rho I}{2\pi} \left\{ \left[\frac{1}{AM} - \frac{1}{MB} \right] - \left[\frac{1}{AN} - \frac{1}{NB} \right] \right\} \quad (8)$$

onde AM, MB, AN e NB estão definidos na figura 4b. Esta expressão para resistividade obtém-se

$$\rho = \frac{2\pi \delta V_{mn}}{I} \left\{ \left[\frac{1}{AM} - \frac{1}{MB} \right] - \left[\frac{1}{AN} - \frac{1}{NB} \right] \right\}^{-1} \quad (9)$$

superficie es igual a $2\pi r^2$. Así, la densidad de corriente disminuye con el incremento de la distancia de la fuente de corriente. Por lo tanto, es posible calcular el voltaje a la distancia r desde el punto fuente de corriente a partir de la ecuación

$$\frac{\partial V}{\partial r} = -\rho \cdot J = -\rho \frac{I}{2\pi r^2} \quad (6)$$

Integrando esta expresión se tiene que el voltaje V_r está dado por

$$V_r = \int \partial V = -\int \rho \frac{I}{2\pi r^2} \partial r = \frac{\rho I}{2\pi} \cdot \frac{1}{r} \quad (7)$$

Si se utilizan no uno sino dos electrodos, se genera otra distribución de potencial (**Figura 4a**) y en este caso la expresión modificada para obtener el potencial en cualquier punto de la superficie está dada por:

$$\delta V_{mn} = \frac{\rho I}{2\pi} \left\{ \left[\frac{1}{AM} - \frac{1}{MB} \right] - \left[\frac{1}{AN} - \frac{1}{NB} \right] \right\} \quad (8)$$

en donde AM, MB, AN y NB están definidos en la **Figura 4b**. Despejando de esta expresión la resistividad se tiene

$$\rho = \frac{2\pi \delta V_{mn}}{I} \left\{ \left[\frac{1}{AM} - \frac{1}{MB} \right] - \left[\frac{1}{AN} - \frac{1}{NB} \right] \right\}^{-1} \quad (9)$$

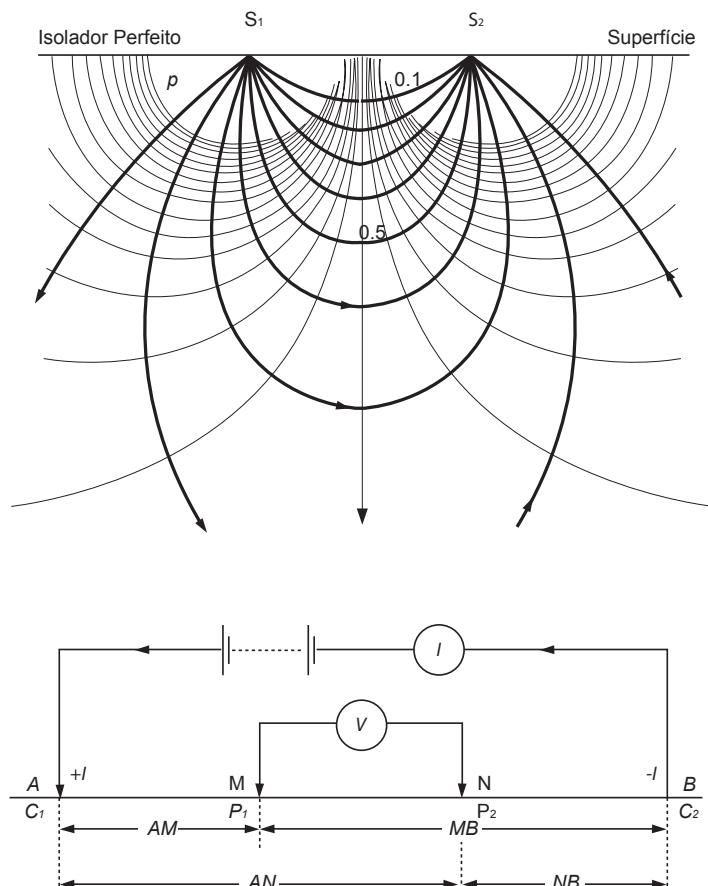


Figura 4.-

Linhas de corrente e equipotenciais produzidas por dois eletrodos (a). Forma generalizada de uma configuração de dois eletrodos para levantamentos de resistividade (b).

4.4 Configuração de eletrodos e fatores geométricos

Caso geral. A equação (9) está composta por duas partes, uma corresponde à resistência elétrica (R; unidades Ω) e a outra descreve a geometria da configuração dos eletrodos que são utilizados. O fator geométrico está dado por

$$K = 2\pi \left\{ \left[\frac{1}{AM} - \frac{1}{MB} \right] - \left[\frac{1}{AN} - \frac{1}{NB} \right] \right\}^{-1} \quad (10)$$

Figura 4.-

Líneas de corriente y equipotenciales producidas por dos electrodos (a). Forma generalizada de una configuración de dos electrodos para levantamientos de resistividad (b).

4.4. Configuración de Electrodo y Factores Geométricos

Caso general.- La Ecuación (9) está compuesta por dos partes, una corresponde a la resistencia eléctrica (R; unidades Ω) y la otra describe la geometría de la configuración de los electrodos que se utilice. El factor geométrico está dado por

$$K = 2\pi \left\{ \left[\frac{1}{AM} - \frac{1}{MB} \right] - \left[\frac{1}{AN} - \frac{1}{NB} \right] \right\}^{-1} \quad (10)$$

e suas unidades estão dadas em metros. Em geral o subsolo não é na realidade um meio homogêneo, portanto a resistividade obtida pela equação (9) não é uma resistividade “verdadeira”, mas sim a *resistividade aparente* (ρ_a) que até mesmo pode ter valores negativos. É muito importante lembrar que a resistividade aparente não é uma propriedade física do meio como no caso da resistividade real. Consequentemente, todos os dados de resistividade de um levantamento se referem à resistividade aparente tanto que aquelas que são obtidas a partir de técnicas de interpretação são resistividades “verdadeiras”.

A figura 5 mostra que para que ao menos 50% da corrente flua através de uma interface a uma profundidade de z metros dentro de uma segunda camada, a separação dos eletrodos de corrente deve ser de pelo menos o dobro da profundidade, mas preferencialmente três vezes mais. Isto traz implicações práticas óbvias, particularmente quando se trata de situações em que as profundidades são de centenas de metros, que requerem grandes longitudes de cabo, o qual produz efeitos de acoplamento indesejáveis. Para sondagens muito profundas onde a separação dos eletrodos é de vários quilômetros, a utilização de dados telemétricos se torna a única solução prática (por exemplo: SHABTAIE et al., 1980, 1982). Entretanto, deve-se enfatizar que é enganoso, como regra geral, igualar a profundidade de penetração com a separação de eletrodos de corrente.

O valor da resistividade aparente depende da geometria do arranjo eletródico que se utiliza, ou seja, depende do fator geométrico K . Existem três tipos principais de configurações de eletrodos, dois dos quais são conhecidos pelos nomes de seus criadores Wenner e Schlumberger, o terceiro é conhecido como dipolo-dipolo. A figura 6 mostra em que consistem estas configurações, além de um quarto tipo conhecido como arranjo quadrado. Existe uma série de subtipos que não são tratados aqui, mas que podem ser consultados em Telford et al. (1990). As expressões das resistividades aparentes para os arranjos da figura 6 estão dados na tabela 2.

Os arranjos dipolo-dipolo têm sido extensivamente utilizados pelos geofísicos russos desde 1950, e particularmente no Canadá em estudos de polarização induzida para a exploração mineral

y sus unidades están dadas en metros. En general el subsuelo no es en realidad un medio homogéneo y por lo tanto la resistividad obtenida por la Ecuación (9) no es una resistividad “verdadera” sino la resistividad aparente (ρ_a) que incluso puede tener valores negativos. Es muy importante recordar que la resistividad aparente no es una propiedad física del medio como lo es la resistividad real. Consequentemente, todos los datos de resistividad de un levantamiento se refieren a la resistividad aparente en tanto que aquellas que se obtienen a partir de técnicas de interpretación son resistividades “verdaderas”.

La **Figura 5** muestra que para que al menos 50% de la corriente fluya a través de una interfase a una profundidad de z metros dentro de una segunda capa, la separación de los electrodos de corriente debe ser de por lo menos el doble de la profundidad, pero preferiblemente de tres veces más. Esto implica consecuencias prácticas obvias, particularmente cuando se trata de situaciones en donde las profundidades son de cientos de metros, que requieren por lo tanto grandes longitudes de cable lo cual produce efectos de acoplamiento indeseables. Para sondeos muy profundos en donde la separación de los electrodos es de varios kilómetros, la utilización de datos telemétricos se vuelve la única solución práctica (e.g. Shabtaie et al., 1980, 1982). Sin embargo, se debe de enfatizar que es engañoso como regla general, igualar la profundidad de penetración con la separación de electrodos de corriente.

El valor de la resistividad aparente depende de la geometría del arreglo electródico que se utiliza, es decir, depende del factor geométrico K . Hay tres tipos principales de configuraciones de electrodos, dos de las cuales se conocen por los nombres de sus creadores Wenner y Schlumberger, el tercero es conocido como dipolo-dipolo. La **Figura 6** muestra en qué consisten estas configuraciones además de un cuarto tipo conocido como arreglo cuadrado. Existe una serie de subtipos que no son tratados aquí pero que pueden ser consultados en Telford et al. (1990). Las expresiones de las resistividades aparentes para los arreglos de la Figura 6 están dados en la **Tabla 2**.

Los arreglos dipolo-dipolo han sido extensivamente utilizados por geofísicos rusos desde 1950, y particularmente en Canadá en estudios de polarización inducida para exploración mineral

e na UE para a exploração de água subterrânea (ZOHDY, 1974). Os diferentes tipos e estilos de configuração de eletrodos têm vantagens, desvantagens e sensibilidades variáveis. Os fatores que influenciam na escolha do tipo de arranjo são: o espaço disponível e a intensidade de trabalho de cada método. Outras considerações importantes são: a sensibilidade, a não homogeneidade lateral (HABBERJAM; WATKINS, 1967A; BARKER, 1981) e a interface inclinada (BROADBENT; HABBERJAM, 1971).

y en EU en exploración de agua subterránea (Zohdy, 1974). Los diferentes tipos y estilos de configuración de electrodos tienen ventajas, desventajas y sensibilidades variables. Los factores que influyen en la elección del tipo de arreglo son el espacio disponible y la intensidad de labor de cada método. Otras consideraciones importantes son la sensibilidad a inhomogeneidades laterales (Habberjam y Watkins, 1967a; Barker, 1981) y a interfaces inclinadas (Broadbent y Habberjam, 1971).

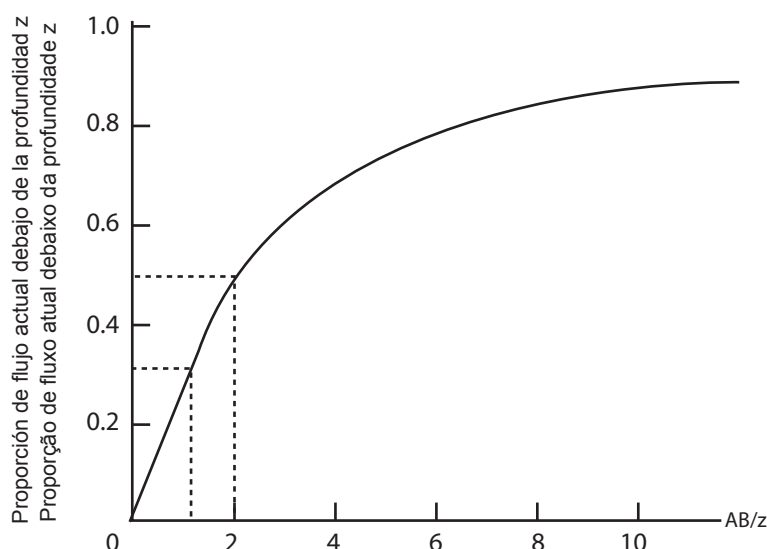


Figura 5.-

Proporção de corrente que flui no subsolo a uma profundidade z (m). Neste caso, AB é a separação média dos eletrodos de corrente.

Figura 5.-

Proporción de corriente que fluye en el subsuelo a una profundidad z (m). En este caso, AB es la separación media de los electrodos de corriente.

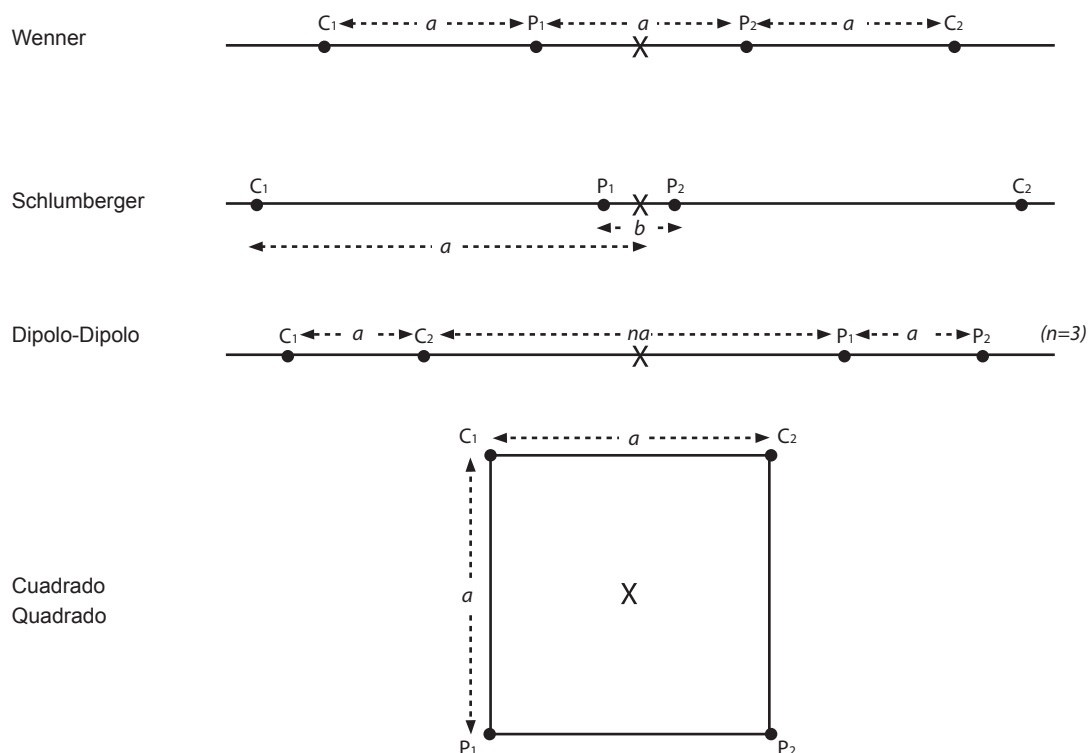


Figura 6.-
Configurações mais comuns usadas em levantamentos elétricos.

Arranjo	Resistividade aparente
Wenner	$\rho_a = 2 \pi a R$
Schlumberger	$\rho_a = \frac{\pi a^2}{b} \left[1 - \frac{b^2}{4a^2} \right] R$
Dipolo-dipolo	$\rho_a = \pi n(n+1)(n+2)aR$
Quadrado	$\rho_a = \pi a(2 + \sqrt{2})R$

Tabela 2.-
Resistividades aparentes de arranjos eletródicos comuns.

Figura 6.-
Configuraciones más comunes usadas en levantamientos eléctricos.

Arranjo	Resistividade aparente
Wenner	$\rho_a = 2 \pi a R$
Schlumberger	$\rho_a = \frac{\pi a^2}{b} \left[1 - \frac{b^2}{4a^2} \right] R$
Dipolo-dipolo	$\rho_a = \pi n(n+1)(n+2)aR$
Cuadrado	$\rho_a = \pi a(2 + \sqrt{2})R$

Tabla 2.-
Resistividades aparentes de arreglos electródicos comunes.

Um exemplo gráfico das diferentes respostas das três principais configurações de eletrodos está dado pelas chamadas “seções de contribuição de sinal” (BARKER, 1979) mostradas na figura 7. Estas seções são diagramas de contornos da contribuição feita por cada unidade de volume do subsolo para a voltagem medida na superfície. Na parte superior dessa figura é mostrada a contribuição de sinal para o arranjo Wenner (A). Como se pode observar na região próxima à superfície das áreas positivas e negativas se cancela umas com outras e a resposta principal, originada desde o profundo é na maioria das vezes plana (ver o contorno de valor 1). Isto indica que para um meio estratificado horizontalmente, o arranjo de Wenner possui uma resolução vertical alta. O arranjo Schlumberger (B), por sua vez, possui uma resolução vertical parecida, mas nota-se que a forma da contribuição à profundidade do sinal é côncava, ou seja, voltada para cima. Para o arranjo dipolo-dipolo (C), a forma lobular do sinal indica uma resolução vertical baixa, mas indica também que o arranjo é particularmente sensível a variações de resistividade laterais a profundidade, fazendo-o pouco útil para sondagens verticais (BHATTACHARYA; PATRA, 1968). Porém, esta sensibilidade pode ser utilizada para perfis de resistividade ou calicatas.

Um arranjo que raramente é utilizado, mas que tem grandes vantagens é o arranjo quadrado. Essa é uma forma especial de arranjo equatorial dipolo-dipolo para $n=1$. Esse arranjo é particularmente útil para determinar variações azimutais da resistividade. Trocando P_1 e C_2 , o quadro é girado 90° e, portanto, a resistividade aparente pode ser determinada para duas direções ortogonais. Para um meio uniforme, as duas resistividades deveriam ser iguais, mas onde existe uma heterogeneidade no subsolo as duas resistividades seriam diferentes.

O quociente das duas resistividades é uma indicação da anisotropia transversal no plano horizontal. Os perfis e os mapas de anisotropia transversa podem ser interpretados qualitativamente para localizar zonas anômalas. Outra vantagem do arranjo quadrado é que pode ser usado para fazer mapas rapidamente. Movendo os eletrodos ao mesmo tempo, o quadro pode mover-se ao longo da transversa. Podem-se obter distribuições de resistividade tridimensional aumentando as dimensões do quadrado para aumentar a profundidade de penetração e repetindo o mesmo procedimento na área de estudo.

Un ejemplo gráfico de las diferentes respuestas de las tres principales configuraciones de electrodos está dada por las llamadas “secciones de contribución de señal” (Barker, 1979) mostradas en la Figura 7. Estas secciones son diagramas de contornos de la contribución hecha por cada unidad de volumen del subsuelo al voltaje medido en la superficie. En la parte superior de esta figura se muestra la contribución de señal para el arreglo Wenner (A). Como se puede observar en la región cercana a la superficie las áreas positivas y negativas se cancelan unas con otras y la respuesta principal, originada desde lo profundo es mayormente plana (ver el contorno de valor 1). Esto indica que para un medio estratificado horizontalmente, el arreglo de Wenner tiene una resolución vertical alta. El arreglo Schlumberger (B) por otro lado tiene una resolución vertical parecida pero nótese que la forma de la contribución de la señal a profundidad es cóncava hacia arriba. Para el arreglo dipolo-dipolo (C), la forma lobular de la señal indica una resolución vertical baja pero indica también que el arreglo es particularmente sensible a variaciones de resistividad laterales a profundidad, haciéndolo poco útil para sondeos verticales (Bhattacharya y Patra, 1968). Sin embargo esta sensibilidad puede ser utilizada para perfiles de resistividad o calicatas.

Un arreglo que rara vez es utilizado, pero que tiene grandes ventajas es el arreglo cuadrado. Esta es una forma especial de arreglo ecuatorial dipolo-dipolo para $n=1$. Este arreglo es particularmente útil para determinar variaciones azimutales de la resistividad. Intercambiando P_1 y C_2 , el cuadro es rotado 90° y por lo tanto la resistividad aparente puede ser determinada para dos direcciones ortogonales. Para un medio uniforme las dos resistividades deberían de ser iguales, pero en donde existe una heterogeneidad en el subsuelo, entonces las dos resistividades diferirán.

El cociente de las dos resistividades es una indicación de la anisotropía transversal en el plano horizontal. Los perfiles y mapas de anisotropía transversa pueden ser interpretados cualitativamente para ubicar zonas anómalas. Otra ventaja del arreglo cuadrado es que se presta para hacer mapas rápidamente. Moviendo dos electrodos a la vez el cuadro puede moverse a lo largo de la transversa. Se pueden obtener distribuciones de resistividad tridimensional al incrementar las dimensiones del cuadrado para aumentar la profundidad de penetración y repitiendo lo mismo en el área de estudio.

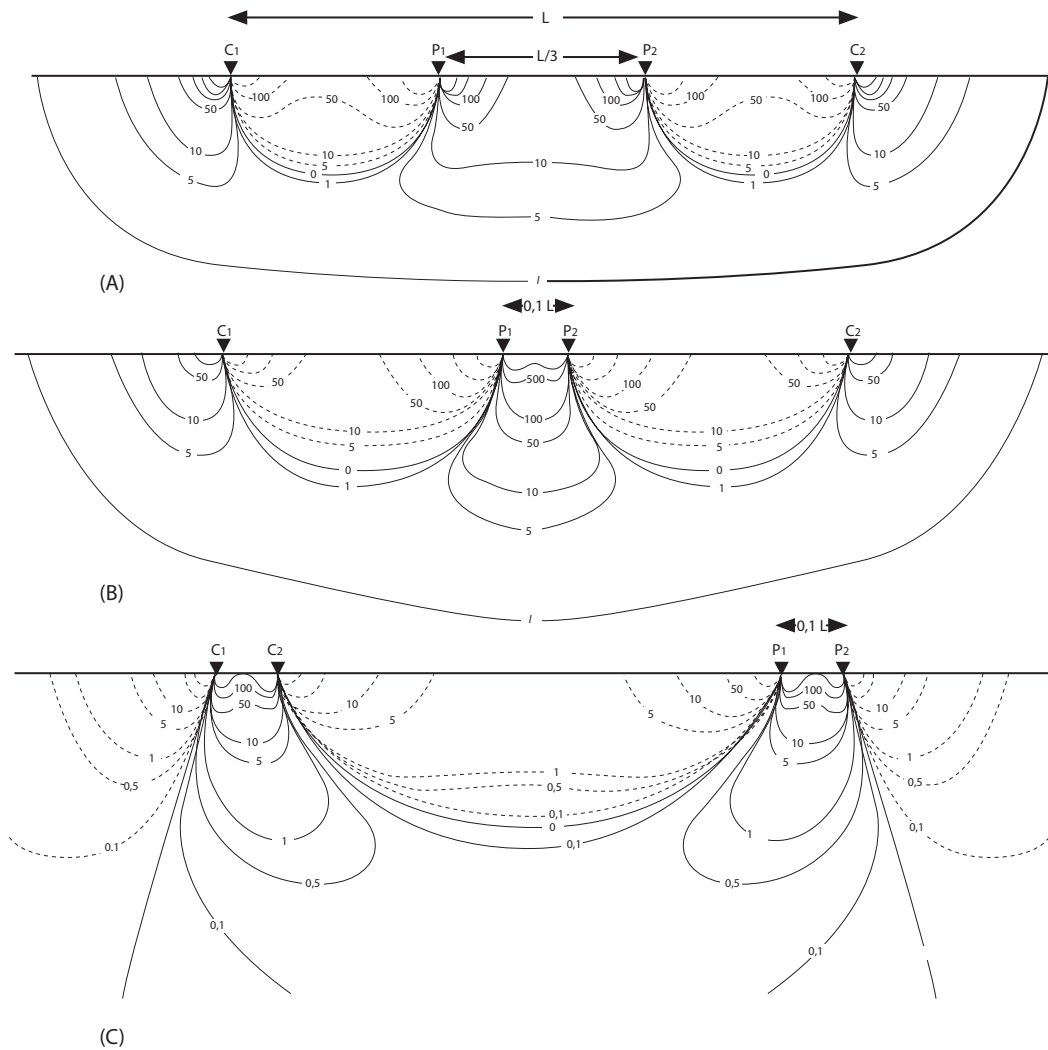


Figura 7.-

Se    es de contribui     de sinal para configura    es de (A) Wenner, (B) Schlumberger e (C) dipolo-dipolo.

De todas as configura    es de eletrodos, o arranjo quadrado    o menos sensível a interfaces muito empinadas (BOADBENT; HABBERJAM, 1970) e, portanto, pode ser utilizado em situações em que o subsolo não esteja conformado em camadas horizontais. Sendo um método de campo de trabalho intensivo, normalmente se restringe a estudos de pequena escala em que a separação eletródica    por volta de alguns quantos metros.

Figura 7.-

Secciones de contribuci     de se    al para configuraciones de (A) Wenner, (B) Schlumberger, y (C) dipolo-dipolo.

De todas las configuraciones de electrodos, el arreglo de cuadrado es el menos sensible a interfaces muy empinadas (Boadbent y Habberjam, 1970) y por lo tanto puede ser utilizado en situaciones en donde el subsuelo no est   conformado en capas horizontales. Siendo un método de campo de labor intensiva, normalmente se restringe a estudios de peque  a escala en donde la separaci    n electródica es del orden de unos cuantos metros.

A tabela 3 mostra um guia geral para o correto uso das configurações de eletrodos dipolo-dipolo, Schlumberger, quadrado e Wenner. Uma consideração importante para a conveniência de um dado arranjo é a escala que será utilizada. Por exemplo, o arranjo quadrado não é apropriado para sondagens em profundidade (ou Sondagens Elétricas Verticais ou VES) ou para calicatas (*Constant Separation Traversing* ou CST) utilizando um lado do quadrado, mas é provavelmente a melhor opção de que os arranjos Wenner ou Schlumberger para aplicações muito superficiais (< 2m), tais como: investigações arqueológicas.

La Tabla 3 muestra una guía general para el uso correcto de las configuraciones de electrodos dipolo-dipolo, Schlumberger, cuadrado y Wenner. Una consideración importante para la conveniencia de un arreglo dado es la escala a la cual será utilizado. Por ejemplo, el arreglo cuadrado no es apropiado para sondeos a profundidad (o Sondeos Eléctricos Verticales o VES) o para calicatas (constant separation traversing o CST) utilizando un lado del cuadrado muy grande, pero es probablemente mejor opción que los arreglos Wenner o Schlumberger para aplicaciones muy superficiales (< 2m) tales como investigaciones arqueológicas.

Crítérios	Wenner	Schlumberger	Dipolo-dipolo	Square
Resolução vertical	✓	✓	✓	✓✓
Profundidade de penetração	✓✓	✓✓	✓✓✓	✓✓
Conveniência para VES	✓✓	✓✓✓	✓	x
Conveniência para CST	✓✓✓	x	✓✓✓	✓✓✓
Sensibilidade de orientação	Sim	Sim	Moderado	Não
Sensibilidade para inomogeneidades laterais	Alto	Moderado	Moderado	Baixo
Trabalho intensivo	Sim (não*)	Moderado (não*)	Moderado (não*)	Sim
Disponibilidade de ajuda interpretacional	✓✓✓	✓✓✓	✓✓	✓
✓ = Pobre; ✓✓ = Moderado; ✓✓✓ = Bom; X = Inadequado				

Tabela 3.-

Comparação dos arranjos mais utilizados na prospecção elétrica.

Criterios	Wenner	Schlumberger	Dipole-dipole	Square
Resolución vertical	✓	✓	✓	✓✓
Profundidad de penetración	✓✓	✓✓	✓✓✓	✓✓
Conveniencia para VES	✓✓	✓✓✓	✓	x
Conveniencia para CST	✓✓✓	x	✓✓✓	✓✓✓
Sensibilidad de orientación	Si	Si	Moderado	No
Sensibilidad para inhomogeneidades laterales	Alto	Moderado	Moderado	Bajo
Labor intensiva	Si (no*)	Moderado (no*)	Moderado (no*)	Si
Disponibilidad de ayuda interpretacional	✓✓✓	✓✓✓	✓✓	✓
✓ = Pobre; ✓✓ = Moderado; ✓✓✓ = Bueno; X = Inadecuado				

Tabla 3.-

Comparación de los arreglos más comúnmente utilizados en prospección eléctrica.

4.5 Meio com resistividade variável

Uma seção geológica pode mostrar uma série de interfaces definidas litologicamente, as quais não necessariamente coincidem com os limites identificados eletricamente. Por exemplo, em um aquífero não confinado de arenito existe uma zona de capilaridade acima do nível da água que faz com que o limite entre “seco” e “saturado” seja difuso. Além disso, diferentes litologias podem ter a mesma resistividade e formar apenas uma unidade elétrica.

Uma unidade geoeletrica se caracteriza por dois parâmetros básicos: a resistividade da camada (ρ_i) e sua espessura (t_i), onde i se refere a i -ésima camada (com $i = 1$ para a camada superficial). Podem-se derivar quatro parâmetros elétricos adicionais para cada camada a partir de sua resistividade e espessura respectivas. Estes são a *condutância longitudinal* (S_L ; unidades mS), a *resistência transversal* (T ; unidades Ωm^2), a *resistividade longitudinal* (ρ_L ; unidade Ωm) e a *resistividade transversal* (ρ_T ; unidade Ωm). Na figura 8 é mostrado conceitualmente cada um destes parâmetros cuja definição se encontra na tabela 4. O conjunto desses parâmetros para um meio estratificado são conhecidos como parâmetros de Dar Zarrouk. A importância da condutância longitudinal para uma camada em particular é que ela demonstra não ser possível conhecer simultaneamente a condutividade (ou resistividade) verdadeira de um estrato e sua espessura, o qual leva ao conceito de equivalência da camada. Por exemplo, as camadas com a combinação de resistividade de 80 Ωm e espessura de 60 m, de 120 Ωm e de 40 m respectivamente são eletricamente equivalentes. O fenômeno da *equivalência* se apresenta tanto na interpretação de curvas de sondagens DC quanto em dados elétricos obtidos a partir de métodos de indução eletromagnética.

4.5 Medio con resistividad variable

Una sección geológica puede mostrar una serie de interfaces definidas litológicamente, las cuales no necesariamente coinciden con los límites identificados eléctricamente. Por ejemplo, en un acuífero no confinado de arenisca existe una zona de capilaridad por encima del nivel del agua que hace que el límite entre “seco” y “saturado” sea difuso. Adicionalmente, diferentes litologías pueden tener la misma resistividad y por lo tanto, formar una sola unidad eléctrica.

*Una unidad geoeletrica se caracteriza por dos parámetros básicos: la resistividad da la capa (ρ_i) y su espesor (t_i), en donde i se refiere a la i -ésima capa (con $i = 1$ para la capa superficial). Se pueden derivar cuatro parámetros eléctricos adicionales para cada capa a partir de su resistividad y espesor respectivos. Estos son la conductancia longitudinal (S_L ; unidades mS), la resistencia transversal (T ; unidades Ωm^2), la resistividad longitudinal (ρ_L ; unidad Ωm) y la resistividad transversal (ρ_T ; unidad Ωm). En la **Figura 8** se muestra conceptualmente cada uno de estos parámetros y cuya definición se encuentra en la **Tabla 4**. Al conjunto de estos parámetros para un medio estratificado se les conoce como parámetros de Dar Zarrouk. La importancia de la conductancia longitudinal para una capa en particular es que demuestra que no es posible conocer simultáneamente la conductividad (o resistividad) verdadera de un estrato y su espesor, lo cual lleva al concepto de equivalencia de la capa. Por ejemplo, las capas con la combinación de resistividad de 80 Ωm y espesor de 60 m y de 120 Ωm y 40 m respectivamente son eléctricamente equivalentes. El fenómeno de equivalencia se presenta tanto en la interpretación de curvas de sondeos DC como en datos eléctricos obtenidos a partir de métodos de inducción electromagnética.*

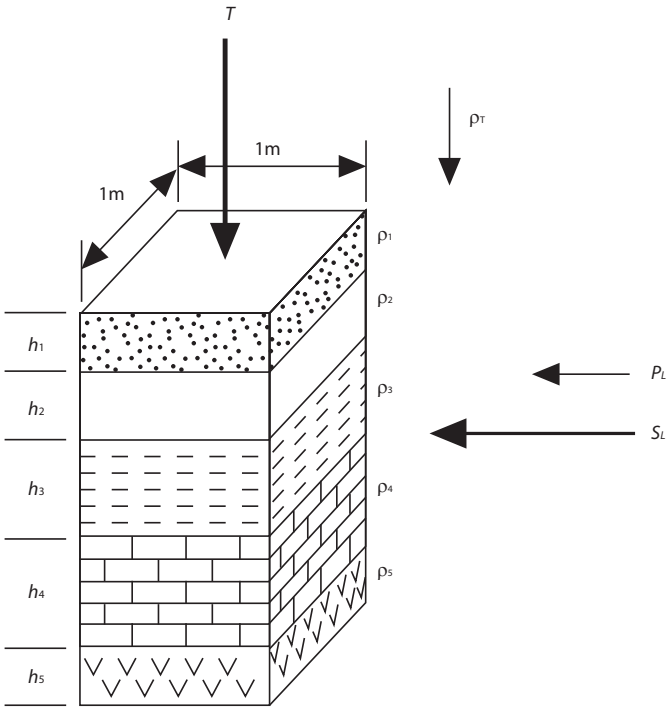


Figura 8.-
Espessuras (h) e resistividades (ρ) reais de uma sequência estratigráfica e representação esquemática dos parâmetros de Dar Zarrouk.

Parâmetro	Definição
Condutância longitudinal	$S_L = \frac{h}{\rho} = h \cdot \sigma$
Resistência transversal	$T = h \cdot \rho$
Resistividade longitudinal	$\rho_L = \frac{h}{S}$
Resistividade transversal	$\rho_T = \frac{T}{h}$
Anisotropia	$A = \frac{\rho_T}{\rho_L}$

Tabela 4.-
Definições dos parâmetros de Dar Zarrouk.

Figura 7.-
Espesores (h) y resistividades (ρ) reales de una secuencia estratigráfica y representación esquemática de los parámetros de Dar Zarrouk.

Parámetro	Definición
Conductancia longitudinal	$S_L = \frac{h}{\rho} = h \cdot \sigma$
Resistencia transversal	$T = h \cdot \rho$
Resistividad longitudinal	$\rho_L = \frac{h}{S}$
Resistividad transversal	$\rho_T = \frac{T}{h}$
Anisotropía	$A = \frac{\rho_T}{\rho_L}$

Tabla 4.-
Definiciones de los parámetros de Dar Zarrouk.

Para um meio estratificado de n camadas, a condutância longitudinal e a resistência transversal estão dadas respectivamente por:

$$SL = \sum_{i=1}^n \left(\frac{h_i}{\rho_i} \right) = \frac{h_1}{\rho_1} + \frac{h_2}{\rho_2} + \frac{h_3}{\rho_3} + L \frac{h_n}{\rho_n} \quad (11)$$

e

$$T = \sum_{i=1}^n (h_i \rho_i) = h_1 \rho_1 + h_2 \rho_2 + h_3 \rho_3 + L h_n \rho_n \quad (12)$$

4.6 Métodos de campo

Como foi mencionado anteriormente, existem dois modos principais de realizar um levantamento elétrico. Um deles é utilizado para realizar sondagens de profundidade para determinar variações verticais da resistividade, conhecido como Sondagem Elétrica Vertical (VES). O outro é usado para medir as variações laterais da resistividade, chamado de calicata ou em inglês *Constant Separation Traversing* (CST). No caso de arranjos com eletrodos múltiplos, existem duas modalidades. As traversas de resistividade controlada por microprocessador (MRT), que são utilizadas particularmente para investigações hidrogeológicas e requerem profundidades de investigação considerável, e a tomografia elétrica bidimensional ou *sub-surface imaging* (SSI), que é utilizada para investigações superficiais de alta resolução em arqueologia, engenharia ou problemas ambientais.

4.7 Sondagens Elétricas Verticais (SEV)

Nas SEV (ou VES), quando a distância entre os eletrodos aumenta, a profundidade da corrente que penetra no subsolo aumenta também. No caso do arranjo dipolo-dipolo, o aumento da profundidade de penetração é obtido a partir do aumento da separação entre os dois dipolos e não por causa do aumento da longitude dos dipolos. O ponto de medição é tomado como o ponto médio do arranjo de eletrodos. Para sondagens em profundidade, a medição de resistência ($\delta V/I$) é

Para un medio estratificado de n capas se tiene que la conductancia longitudinal y la resistencia transversal están dadas respectivamente por:

$$SL = \sum_{i=1}^n \left(\frac{h_i}{\rho_i} \right) = \frac{h_1}{\rho_1} + \frac{h_2}{\rho_2} + \frac{h_3}{\rho_3} + L \frac{h_n}{\rho_n} \quad (11)$$

y

$$T = \sum_{i=1}^n (h_i \rho_i) = h_1 \rho_1 + h_2 \rho_2 + h_3 \rho_3 + L h_n \rho_n \quad (12)$$

4.6 Métodos de campo

Como se mencionó anteriormente, hay dos modos principales de realizar un levantamiento eléctrico. Uno de ellos se utiliza para realizar sondeos de profundidad para determinar variaciones verticales de la resistividad, conocido como sondeo eléctrico vertical (VES). El otro se usa para medir la variaciones laterales de la resistividad, llamado calicata o en inglés *constant separation traversing* (o CST). En el caso de arreglos con electrodos múltiples, hay dos modalidades. Las traversas de resistividad controlada por microprocesador (MRT) que se utilizan particularmente para investigaciones hidrogeológicas que requieran profundidades de investigación considerables, y la tomografía eléctrica bidimensional o *sub-surface imaging* (SSI) que se utiliza para investigaciones superficiales de alta resolución en arqueología, ingeniería o problemas ambientales.

4.7 Sondeos eléctricos verticales (VES)

En los VES (o SEV en español), cuando la distancia entre los electrodos se aumenta la profundidad de la corriente que penetra al subsuelo se incrementa también. En el caso del arreglo dipolo-dipolo, el incremento de la profundidad de penetración se obtiene a partir del aumento de la separación entre los dos dipolos y no por el incremento de la longitud de los dipolos. El punto de medición se toma como el punto medio del arreglo de electrodos. Para sondeos a profundidad, la medición de

realizada com a separação mais curta de eletrodos e progressivamente a maiores separações eletródicas. Para cada separação de eletrodos, calcula-se um valor de resistividade aparente (ρ_a) usando a resistência medida e o fator geométrico apropriado para a configuração de eletrodos e a separação que esta sendo utilizada. Os valores de resistividade aparente aparecem no gráfico em uma “curva de campo” (figura 9). Os eixos X e Y do gráfico representam os valores logarítmicos da separação média dos eletrodos ($AB/2$) e a resistividade aparente (ρ_a) respectivamente.

resistencia ($\delta V/I$) se realiza a la separación mas corta de electrodos y progresivamente a mayores separaciones electródicas. Para cada separación de electrodos se calcula un valor de resistividad aparente (ρ_a) usando la resistencia medida y el factor geométrico apropiado para la configuración de electrodos y la separación que esta siendo utilizada. Los valores de resistividad aparente se grafican en una en una “curva de campo” (Figura 9). Los ejes X y Y de la gráfica representan los valores logarítmicos de la separación media de los electrodos ($AB/2$) y la resistividad aparente (ρ_a) respectivamente.

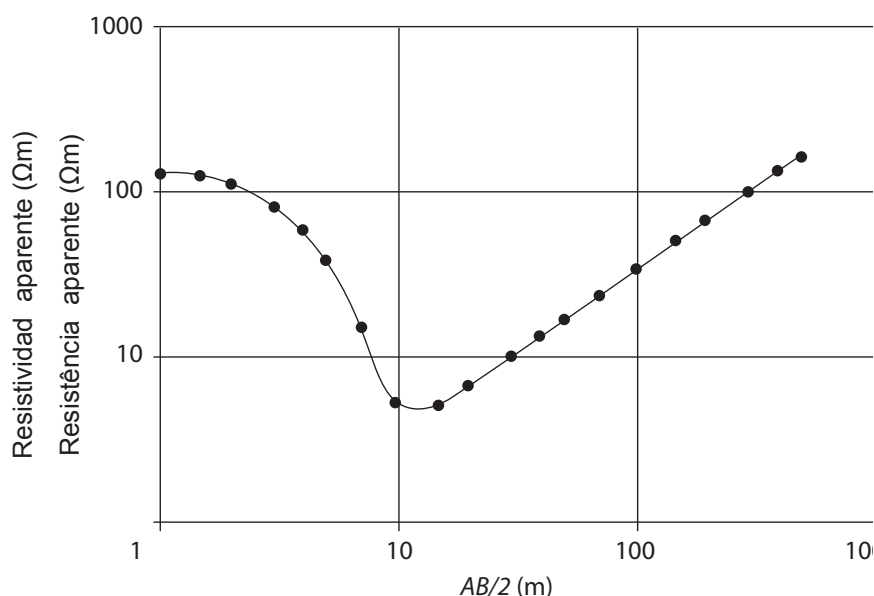


Figura 9.-

Sondagem Elétrica Vertical (SEV) que mostra a resistividade aparente em função do espaçamento médio do dipolo da corrente.

Figura 9.-

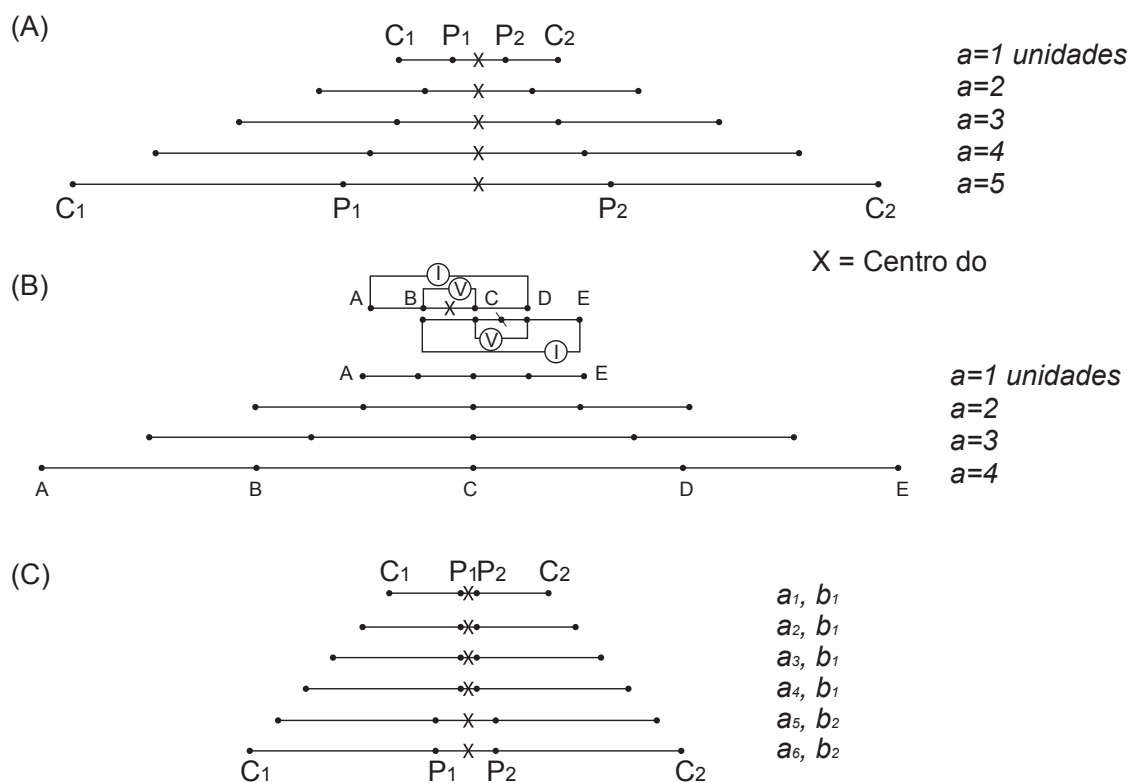
Sondeo eléctrico vertical (VES) que muestra la resistividad aparente en función del espaciamento medio del dipolo de corriente.

No caso do arranjo de Wenner, os quatro eletrodos precisam ser deslocados para novas posições enquanto aumenta o espaçamento entre os eletrodos (figura 10a). O sistema *offset* de Wenner (figura 10b) pode ser também usado para trabalhar com cabos múltiplos (BARRER, 1981). Os conectores especiais espaçados a intervalos logarítmicos permitem que a sondagem Wenner seja realizada usando uma caixa de interruptores que evita a necessidade de mudar

En el caso del arreglo de Wenner, los cuatro electrodos tienen que ser desplazados a nuevas posiciones mientras que aumenta el espaciamento entre los electrodos (**Figura 10A**). El sistema *offset* de Wenner (**Figura 10B**) puede ser también usado para trabajar con cables múltiples (Barrer 1981). Los conectores especiales espaciados a intervalos logarítmicos permiten que el sondeo Wenner sea realizado usando una caja de interruptores que evita la necesidad de cambiar las físicamente las

fisicamente as conexões de eletrodos. No caso do arranjo Schlumberger (figura 10c), os eletrodos de potencial (P_1, P_2) são colocados em uma separação fixa (b) que não deve ser maior que um quinto do espaço médio dos eletrodos de corrente (a). Os eletrodos de corrente são progressivamente colocados em maiores distâncias. Quando a voltagem entre P_1 e P_2 cai para valores muito baixos por causa da queda progressiva do potencial pelo aumento na separação dos eletrodos de corrente, a separação dos eletrodos de potencial precisa ser aumentada (espaçamento b_2). Tanto que as medições continuam a separação dos eletrodos de potencial que precisa ser aumentada caso seja necessário até que o VES esteja concluído. Um VES utilizando o arranjo Schlumberger precisa de menos espaço que qualquer dos dois métodos do arranjo Wenner e requer também menos mudanças de eletrodos.

conexiones de electrodos. En caso del arreglo Schlumberger (**Figura 10C**) los electrodos de potencial (P_1, P_2) se colocan a una separación fija (b) que no debe ser mayor a un quinto del espacio medio de los electrodos de corriente (a). Los electrodos de corriente son progresivamente colocados a mayores distancias. Cuando el voltaje entre P_1 y P_2 cae a valores muy bajos debido a la caída progresiva del potencial por el incremento en la separación de los electrodos de corriente, la separación de los electrodos de potencial tiene que ser aumentada (espaciamento b_2). En tanto que las mediciones continúan la separación de los electrodos de potencial tiene que ser incrementada en caso de que sea necesario hasta que el VES se concluya. Un VES utilizando el arreglo Schlumberger necesita menos espacio que cualquiera de los dos métodos del arreglo Wenner y requiere también de menos cambios de electrodos.



Continua.-

Continua.-

Continuação.-

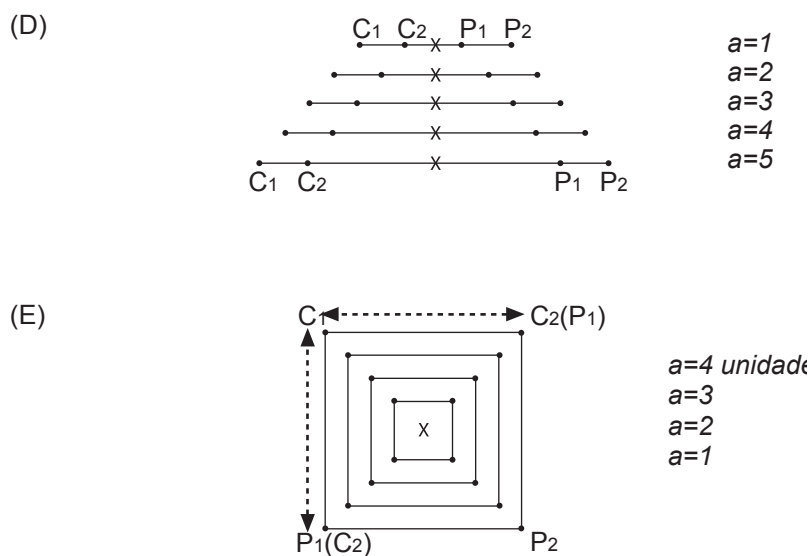


Figura 10.-

Arranjos expandidos com posicionamento de eletrodos sucessivos para arranjos de: (A) Wenner, (B) Wenner offset, (C) Schlumberger, (D) dipolo-dipolo e (E) quadrado.

E o arranjo dipolo-dipolo raramente é utilizado para realizar sondagens verticais, pois normalmente precisa de geradores muito potentes. Uma vez que a longitude do dipolo tenha sido escolhida, ou seja, a distância entre dois eletrodos de corrente e os dois de potencial, a distância entre os dois dipolos aumenta progressivamente para produzir a sondagem (figura 10d). O arranjo em quadrado é ainda mais raramente utilizado para sondagens em grande escala, haja vista que a configuração é relativamente problemática para este propósito (figura 10e). A maior vantagem deste arranjo é a simplicidade do método quando se realiza uma malha em pequena escala.

4.8 Calicatas ou CST

Os perfis ou as traversas com separações constantes, também chamadas calicatas, utilizam uma configuração, normalmente Wenner,

Figura 10.-

Arreglos expandidos con posiciones de electrodos sucesivas para arreglos de: (A) Wenner, (B) Wenner offset, (C) Schlumberger, (D) dipolo-dipolo y (E) cuadrado.

El arreglo dipolo-dipolo raramente es utilizado para realizar sondeos verticales ya que normalmente requiere de generadores muy potentes. Una vez que la longitud del dipolo ha sido elegida, es decir, la distancia entre dos electrodos de corriente y los dos de potencial, la distancia entre los dos dipolos se aumenta progresivamente para producir el sondeo (**Figura 10D**). El arreglo de cuadro es aún mas raramente utilizado para sondeos a gran escala ya que la configuración es relativamente problemática para este propósito (**Figura 10E**). La mayor ventaja de este arreglo es la simplicidad del método cuando se realiza un mallado a pequeña escala.

4.8 Calicatas o CST

Los perfiles o traversas con separación constante, también llamadas calicatas, utiliza una configuración, normalmente Wenner, Schlumberger

Schlumberger ou dipolo-dipolo, na qual a separação de eletrodos se mantém fixa. O arranjo completo move-se de um lugar a outro ao longo de um perfil com o qual se determinam os valores de resistividade em intervalos discretos ao longo do mesmo. Por exemplo, um arranjo Wenner com espaçamento de 10 m pode ser usado ao longo de um perfil em intervalos de 5 m. O que proporciona um perfil com valores de resistividade em função da distância ao longo do perfil (figura 11). As variações na magnitude da resistividade aparente ressaltam áreas anômalas ao longo da travessa.

o dipolo-dipolo, en el cual la separación de electrodos se mantiene fija. El arreglo completo se mueve de un lugar a otro a lo largo de un perfil con lo cual se determinan los valores de resistividad a intervalos discretos a lo largo del mismo. Por ejemplo, un arreglo Wenner con espaciamento de 10 m puede ser usado a lo largo de un perfil a intervalos de 5 m. Esto proporciona un perfil con valores de resistividad en función de la distancia a lo largo del perfil (**Figura 11**). Las variaciones en la magnitud de la resistividad aparente resaltan áreas anómalas a lo largo de la travesa.

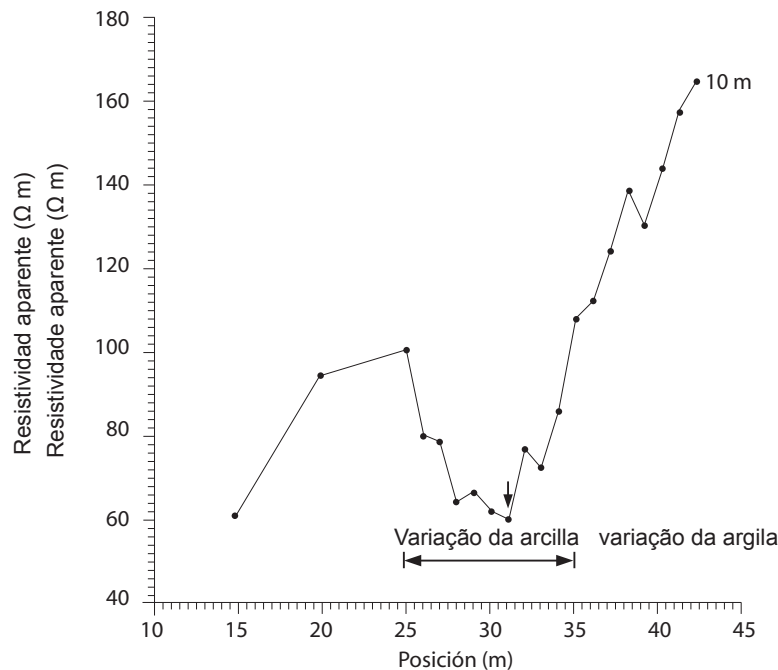


Figura 11.-

Perfil de resistividade obtido utilizando um arranjo Wenner com separação entre eletrodos de 10 m sobre uma zona cheia de argila no meio de rocha calcária.

Figura 11.-

Perfil de resistividad obtenido utilizando un arreglo Wenner con separación entre electrodos de 10 m sobre una zona rellena de arcilla en medio de roca calcárea.

Sörensen (1994) descreve um arranjo “portátil” para realizar medições contínuas ao longo de um perfil que consta de pesados eletrodos (10 a 20 kg) que é arrastado por um veículo que transporta o instrumento de medição. Reporta que com este método se pode cobrir entre 10 a 15 km de travessas em um dia e que a qualidade dos

Sörensen (1994) describe un arreglo “portable” para realizar mediciones continuas a lo largo de un perfil que consta de pesados electrodos (10 a 20 kg) que arrastra con un vehículo en el cual transporta el instrumento de medición. Reporta que con este método se puede cubrir entre 10 a 15 km de travesas en un día y que la calidad de los

resultados é comparável com a do mesmo arranjo geométrico utilizado de forma convencional. Entretanto, pode-se esperar que esta técnica seja mais efetiva em zonas de topografia suave e relativamente livres de plantas.

4.9 Problemas comuns

Talvez um dos problemas de campo mais comuns com este método esteja relacionado com a resistência de contato dos eletrodos. Os métodos de resistividade de fonte artificial baseiam-se, em grande medida, na sua capacidade de aplicar uma corrente no subsolo. Se a resistência dos eletrodos com o solo é muito grande, a corrente que é fornecida através destes pode cair para zero, nesse caso a medição será impossível de ser realizada. As resistências de contato muito altas se associam à presença de solos arenosos secos, cascalho, solo congelado, gelo ou laterita. Para reduzir a resistência de contato existem duas formas que costumam ser usadas nestes casos. Uma delas consiste em umedecer a zona do eletrodo com água com sal, algumas vezes em combinação com bentonita. Para este propósito é feito uma pequena escavação, se umedece a cavidade, coloca-se bentonita úmida e finalmente se clava o eletrodo. A outra forma é usar eletrodos múltiplos. Ou seja, clavam-se dois ou três eletrodos adicionais no solo, alinhados em forma perpendicular à linha da sondagem para reduzir os erros no valor do fator geométrico, e conectam-se com apenas um cabo. Dessa maneira, a resistência total (equivalente a resistências em paralelo) é menor do que a resistência de apenas um eletrodo.

Todavia, qualquer arranjo que se utilize deve expandir-se teoricamente ao longo de uma linha reta. Caso não seja feito dessa forma, ou se não se corrige o fator geométrico quando o ponto de medição se encontra fora de alinhamento da sondagem, podem aparecer “picos” na curva de campo que serão difíceis de serem interpretados, particularmente quando não se conhece a sua causa. Ainda neste caso em que a resistividade aparente tenha sido calculada corretamente utilizando o fator geométrico modificado, podem resultar em ambigüidade na curva de campo e não poderá ser modelada ou interpretada adequadamente. Para as calicatas, caso se utilize o fator geométrico modificado para calcular as resistividades aparentes, o perfil poderá ser interpretado normalmente. Sempre é recomendável

resultados es comparable con la del mismo arreglo geométrico utilizado en forma convencional. Sin embargo, es de esperarse que esta técnica sea más efectiva en zonas de topografía suave y relativamente libres de plantas.

4.9 Problemas comunes

Tal vez uno de los problemas de campo más comunes con este método tiene que ver con la resistencia de contacto de los electrodos. Los métodos de resistividad de fuente artificial se basan en gran medida en su capacidad de aplicar una corriente en el subsuelo. Si la resistencia de los electrodos con el suelo es demasiado grande, la corriente que se suministra a través de estos puede caer a cero en cuyo caso la medición será imposible de realizarse. Las resistencias de contacto muy altas se asocian a la presencia de suelos arenosos secos, gravas, suelo congelado, hielo o laterita. Para reducir la resistencia de contacto existen dos formas que suelen usarse en estos casos. Una de ellas consiste en humedecer la zona del electrodo con agua con sal, algunas veces en combinación con bentonita. Para este propósito se hace una pequeña excavación, se humedece la cavidad, se llena con bentonita húmeda y finalmente se clava el electrodo. La otra forma es usar electrodos múltiples. Es decir, se clavan dos o tres electrodos adicionales en el suelo, alineados en forma perpendicular a la línea del sondeo para reducir los errores en el valor del factor geométrico, y se conectan con un solo cables. De esta manera, la resistencia total (equivalente a resistencias en paralelo) es menor que la resistencia de un solo electrodo.

Por otro lado, cualquier arreglo que se utilice debe expandirse teóricamente a lo largo de una línea recta. Si no se hace de esta forma, o si no se corrige el factor geométrico cuando el punto de medición se encuentra fuera de la alineación del sondeo, pueden aparecer “picos” en la curva de campo que serán difíciles de interpretar, particularmente cuando no se conoce su causa. Aún en el caso de que la resistividad aparente haya sido calculada correctamente utilizando el factor geométrico modificado, pueden resultar ambigüedades en la curva de campo y no podrá ser modelada o interpretada adecuadamente. En el caso de las Calicatas, si se utiliza el factor geométrico modificado para calcular las resistividades aparentes, el perfil podrá ser interpretado normalmente. Siempre es

realizar notas de campo, além do registro normal dos dados geofísicos de tal forma que as correções necessárias, posteriores à aquisição dos dados, possam ser feitas.

A presença de tubulação, lentes de areia superficiais ou outras características geológicas de caráter local podem degradar significativamente a qualidade dos dados de campo e, portanto, reduzir a efetividade de qualquer interpretação. Por exemplo, na presença de uma lente argilosa produz distorção de linhas equipotenciais em volta da lente, e em decorrência disso as linhas de corrente se deformam. O potencial entre os pontos P e Q (< 0.1 V) é menor que o correspondente aos pontos R e S (0.25 V), os quais se encontram fora do efeito de distorção de campo da lente (Figura 12).

recomendable realizar notas de campo, además del registro normal de los datos geofísicos de tal forma que se puedan llevar a cabo las correcciones necesarias posteriores a la adquisición de los datos.

La presencia de tubería, lentes de arena superficiales, u otros rasgos geológicos de carácter local pueden degradar significativamente la calidad de los datos de campo y por lo tanto reducir la efectividad de cualquier interpretación. Por ejemplo, en presencia de una lente arcillosa produce distorsión de líneas equipotenciales alrededor de la lente y las líneas de corriente de corriente se deforman hacia esta. El potencial entre los puntos P y Q (< 0.1 V) es menor que el correspondiente a los puntos R y S (0.25 V), los cuales se encuentran fuera del efecto de distorsión del campo de la lente (**Figura 12**).

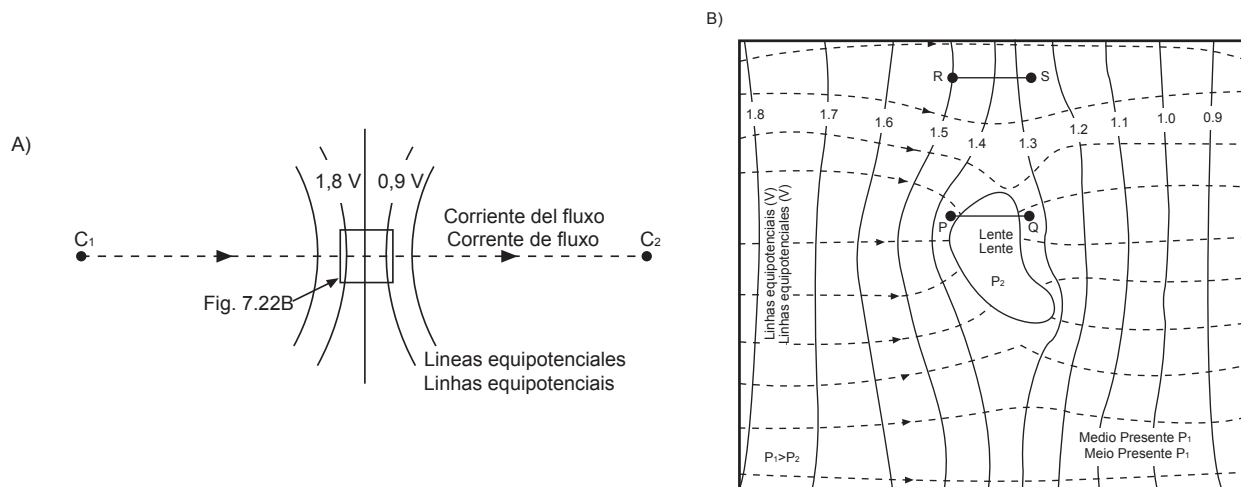


Figura 12.-

Distorção das linhas de fluxo de corrente e equipotenciais em volta de um condutor anômalo. O quadro em (A) aparece amplificado em (B).

Figura 12.-

Distorsión de las líneas de flujo de corriente y equipotenciales alrededor de un conductor anómalo. El recuadro en (A) se muestra amplificado en (B).

A resistividade aparente, resultante de quando se utiliza o primeiro valor do potencial, é menor do que aquela que se calcula quando a lente não está presente, portanto o efeito na curva de campo observa-se como um pico para baixo (figura 13a). Se a lente tem uma resistividade maior que o meio, então o fluxo de linhas de corrente diverge da lente e o potencial entre P e Q é maior do que aquele que

La resistividad aparente que resulta utilizando el primer valor del potencial es menor que la que se calcula cuando la lente no está presente, por lo tanto el efecto en la curva de campo se observa como un pico hacia abajo (**Figura 13A**). Si la lente tiene una resistividad mayor que el medio, entonces el flujo de líneas de corriente diverge de la lente y el potencial entre P y Q es mayor que el que se

se observa entre R e S, o qual resulta em um pico para cima na curva de campo (figura 13b).

observa entre R y S lo cual resulta en un pico hacia arriba en la curva de campo (**Figura 13B**).

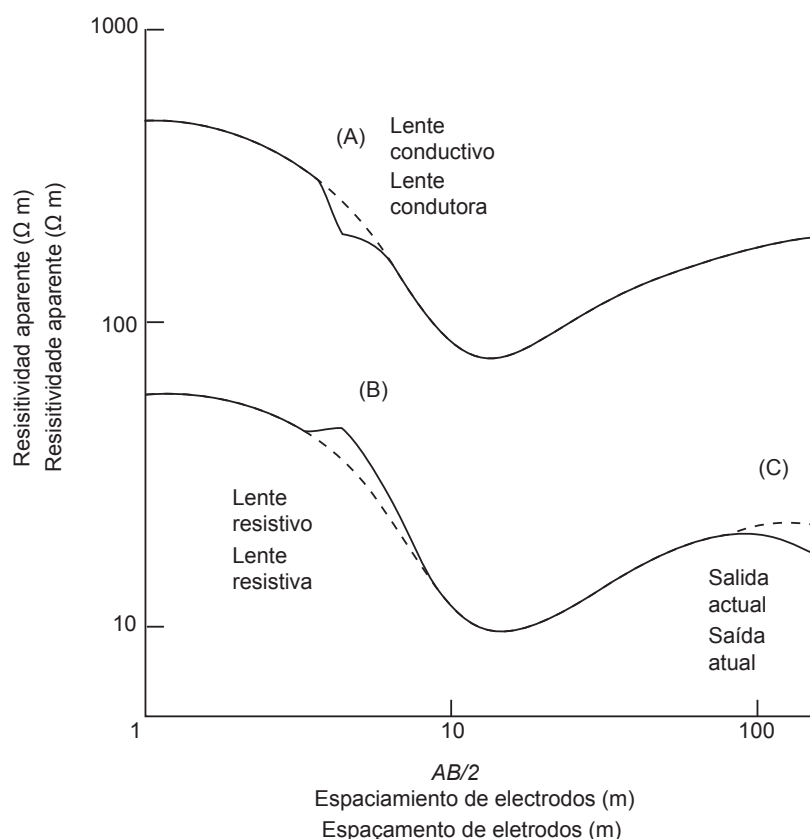


Figura 13.-

Distorção de uma curva de sondagem de Schlumberger por causa de (A) uma lente condutiva e (B) uma lente resistiva.

Figura 13.-

Distorsión de una curva de sondeo Schlumberger debido a (A) una lente conductiva y (B) una lente resistiva.

Um problema que ocorre com as sondagens tipo Schlumberger, que é relativamente fácil de corrigir, é o deslocamento que ocorre na curva da sondagem por causa da mudança na resistência de contato ao mudar os eletrodos de potencial de posição (figura 14). Porém, ainda que o valor da resistividade aparente possa mudar pelo uso de um par de eletrodos a outro par, o gradiente de mudança da resistividade aparente em função da separação média dos eletrodos de corrente se mantém constante. Como consequência, o segmento de curva pode ser deslocado para sua posição correta suavizando a curva para poder interpretar a sondagem adequadamente.

Un problema que ocurre con los sondeos tipo Schlumberger, que es relativamente fácil de corregir, es el desplazamiento que ocurre en la curva del sondeo por efecto del cambio en la resistencia de contacto al cambiar los electrodos de potencial de posición (**Figura 14**). Sin embargo, aunque el valor de la resistividad aparente puede cambiar por el uso de un par de electrodos a otro par, el gradiente del cambio de la resistividad aparente en función de la separación media de los electrodos de corriente se mantiene constante. En consecuencia, el segmento de curva se puede deslizar a su posición correcta suavizando la curva para poder interpretar el sondeo adecuadamente.

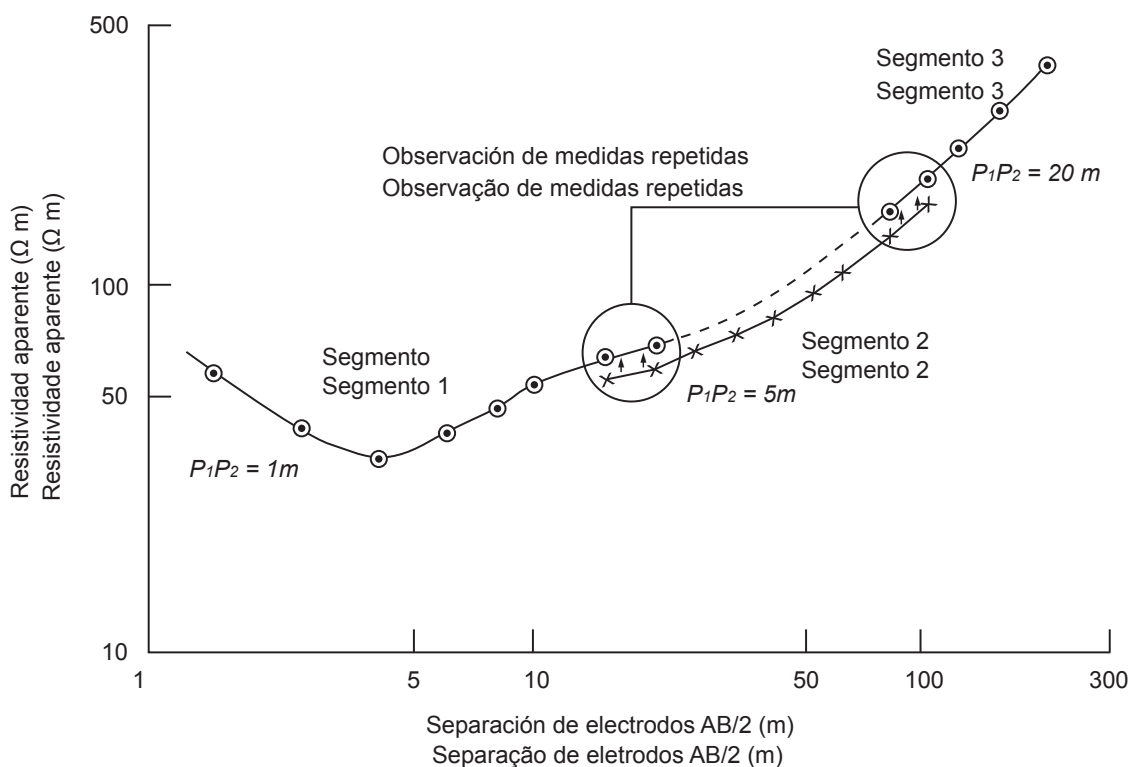


Figura 14.-

Segmentos deslocados em uma curva de sondagem de Schlumberger em virtude de diferenças na resistência de contato em P1 e P2 na hora de expandir a separação dos eletrodos de potencial. O segmento 3 desloca-se na altura do segmento 2 que, por sua vez, se desloca para a posição do segmento 1. Dessa forma, se produz uma curva suavizada pronta para ser interpretada.

Figura 14.-

Segmentos desplazados en una curva de sondeo Schlumberger debido a diferencias en resistencia de contacto en P1 y P2 a la hora de expandir la separación de electrodos de potencial. El segmento 3 se desplace al nivel del segmento 2 que a su vez se desplace hacia la posición del segmento 1. De esta forma se produce una curva suavizada lista para ser interpretada.

Os segmentos em separações MN maiores devem se deslocar para coincidir com segmentos anteriores, obtidos com separações de eletrodos menores. Por exemplo, na figura 14 o segmento 3 se desloca para o segmento 2 que, por sua vez, se desloca para o segmento 1. Nota-se que as medições de resistência se repetem em ambas as separações de eletrodos de potencial para poder reconstruir a curva de campo de maneira confiável. Para o caso de um arranjo de Wenner, não se observa um deslocamento de segmentos de curva, pois todos os eletrodos se deslocaram ao mesmo tempo. Em vez disso, a curva de campo aparece com picos (para cima e para baixo) e o que se costuma fazer é uma suavização "a olho" (figura 15).

Los segmentos a separaciones MN mayores deben desplazarse para coincidir con segmentos anteriores obtenidos con separaciones de electrodos menores. Por ejemplo, en la Figura 14 el segmento 3 se desplace el segmento 2 que a su vez se desplace hacia el segmento 1. Nótese que las mediciones de resistencia se repiten a ambas separaciones de electrodos de potencial para poder reconstruir la curva de campo de manera confiable. Para el caso de un arreglo de Wenner, no se observa un desplazamiento de segmentos de curva puesto que todos los electrodos se desplazan a la vez. En vez de ello, la curva de campo aparece con picos (hacia arriba y hacia abajo) y lo que se acostumbra a hacer es un suavizado "a ojo" (Figura 15).

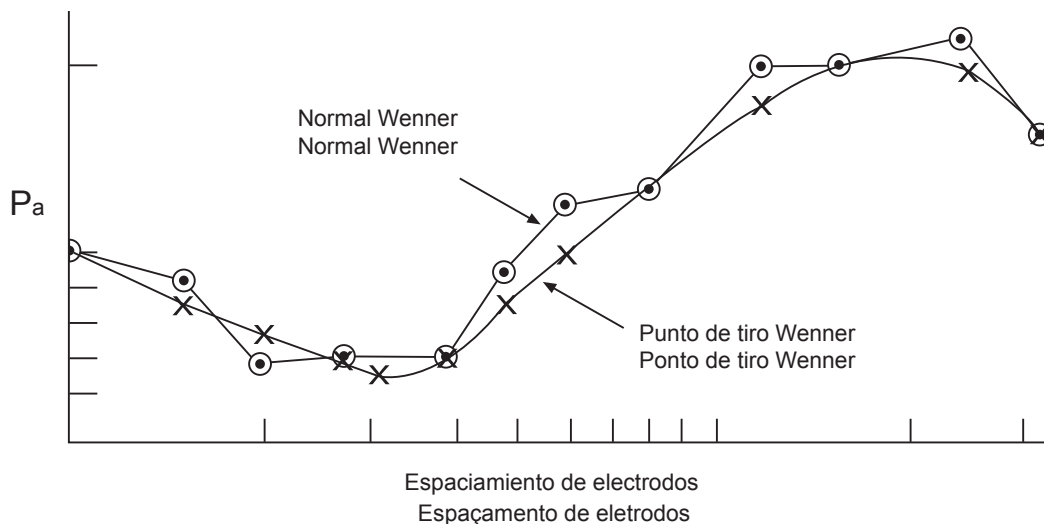


Figura 15.-

Curvas de campo de uma sondagem de Wenner normal (círculos) que mostra os efeitos do deslocamento dos eletrodos de potencial e de uma sondagem de Wenner offset que mostra menos sensibilidade nos movimentos dos eletrodos.

Figura 15.-

Curvas de campo de un sondeo Wenner normal (círculos) que muestra los efectos del desplazamiento de los electrodos de potencial y de un sondeo Wenner offset que muestra menos sensibilidad a los movimientos de electrodos.

4.10 Métodos de interpretação

As curvas das Sondagens Elétricas Verticais podem ser interpretadas em: a) qualitativamente utilizando formas básicas de curvas; b) semiquantitativamente a partir de modelos gráficos; e c) quantitativamente a partir de modelagem por computador. Este último método de interpretação é o mais rigoroso, mas existe o risco de superinterpretar os dados, pois as curvas de campo dos SEVs podem ter inflexões quase imperceptíveis que requerem do julgamento do interpretador para decidir se é ou não significativa a presença desta característica na curva. Frequentemente, uma curva de campo ruidosa se suaviza para produzir um gráfico que pode ser interpretado mais facilmente. Neste caso, não tem muito sentido investir muito tempo em tentar obter um ajuste perfeito dos dados entre a curva de campo e o modelo gerado pelo computador. Como regra geral e dependendo da efetividade do processo de aquisição, as espessuras e resistividades possuem uma precisão associada entre 1% e 10%, sendo os menos imprecisos aqueles obtidos com as técnicas de campo

4.10 Métodos de interpretación

Las curvas de los sondeos eléctricos verticales se pueden interpretar a) qualitativamente utilizando formas básicas de curvas, b) semi-cuantitativamente a partir de modelos gráficos, y c) cuantitativamente a partir de modelado por computadora. Este último método de interpretación es el más riguroso pero existe el riesgo de sobre interpretar los datos debido a que las curvas de campo de los SEV pueden tener inflexiones casi imperceptibles que requieren del juicio del interpretador para decidir si es o no significativa la presencia de dicho rasgo en la curva. Frecuentemente, una curva de campo ruidosa se suaviza para producir una gráfica que pueda ser interpretada más fácilmente. En este caso no tiene mucho sentido invertir mucho tiempo en intentar obtener un ajuste perfecto de los datos entre la curva de campo y el modelo generado por computadora. Como regla general y dependiendo de la efectividad del proceso de adquisición, los espesores y resistividades tienen una precisión asociada de entre 1 y 10%, siendo los menos imprecisos aquellos obtenidos con las técnicas de campo más rudimentarias. Además,

mais rudimentares. Além disso, as camadas superficiais tendem a ser modeladas com maior precisão que aquelas em maiores profundidades, principalmente porque os dados de campo obtidos com separações menores de eletrodos tendem a ser mais confiáveis que aqueles com separações maiores em razão da melhor relação sinal/ruído no primeiro caso.

Método qualitativo. O primeiro passo em qualquer processo de interpretação é analisar a forma da curva obtida de acordo com uma classificação elemental de formas básicas de um meio estratificado de três camadas (figura 16). Entretanto, essas curvas básicas podem combinar-se para gerar gráficos mais complexos que possam conter várias outras camadas. Nota-se que a forma das curvas depende da espessura relativa das camadas intermediárias (figura 16C e D) e que o ângulo máximo da curva ascendente é de 45° em uma escala log-log. Se a curva de campo ascende, apresenta um ângulo maior, isto sugere um erro nos dados ou a efeitos geométricos em decorrência de interfaces inclinadas.

As identificações das magnitudes das resistividades reais, obtidas a partir dos níveis das proporções horizontais e “ombros” do gráfico de campo, são bons pontos de partida antes de começar uma interpretação mais elaborada. Por exemplo, a única diferença entre as curvas A e B da figura 16 é a resistividade da camada 2; as resistividades reais da camada 1 e 3 são as mesmas em ambos os modelos como se observa em ambos extremos das respectivas curvas. No caso da figura 16D nota-se que se a segunda camada é muito fina (linha pontilhada para h2 pequena), não fica refletida sua presença na curva, ou seja, seu efeito se “suprime”.

Todavia, a partir figura 16G observa-se que o número de camadas que podem ser identificadas é igual ao número de pontos de inflexão na curva mais um. A presença de pontos de inflexão indica o número de interfaces no subsolo de tal forma que o número total de camadas deve ser uma a mais do que o número de interfaces entre elas. Porém, as coordenadas dos pontos de inflexão de nenhuma maneira indicam a profundidade das interfaces nem proporcionam informação específica da resistividade real dos estratos. A partir da forma da curva de campo apenas é possível estimar o número mínimo de camadas

las capas superficiales tienden a ser modeladas con mayor precisión que aquellas a mayores profundidades, principalmente porque los datos de campo obtenidos con separaciones menores de electrodos tienden a ser más confiables que aquellos a separaciones mayores debido a la mejor relación señal/ruído en el primer caso.

Método cualitativo.- El primer paso en cualquier proceso de interpretación es analizar la forma de la curva obtenida de acuerdo a una clasificación elemental de formas básicas de un medio estratificado de tres capas (**Figura 16**). Sin embargo, estas curvas básicas se pueden combinar para generar gráficas más complejas que puedan contener varias capas más. Nótese que la forma de las curvas depende del espesor relativo de las capas intermedias (Figura 16 C y D) y que el ángulo máximo de la pendiente de la curva ascendente es de 45° en una escala log-log. Si la curva de campo asciende con un ángulo mayor, esto sugiere un error en los datos o a efectos geométricos debido a interfaces inclinadas.

La identificación de las magnitudes de las resistividades reales, obtenidas a partir de los niveles de las porciones horizontales y “hombros” de la gráfica de campo, son buenos puntos de partida antes de comenzar una interpretación más elaborada. Por ejemplo, la única diferencia entre las curvas A y B de la Figura 16 es la resistividad de la capa 2; las resistividades reales de la capa 1 y 3 son las mismas en ambos modelos como se puede observar en ambos extremos de las respectivas curvas. En el caso de la Figura 16D se observa que si la segunda capa es muy delgada (línea punteada para h2 pequeña) no se refleja su presencia en la curva, es decir, su efecto se “suprime”.

Por otro lado, de la Figura 16G se puede observar que el número de capas que se puede identificar es igual al número de puntos de inflexión en la curva mas uno. La presencia de puntos de inflexión indica el número de interfaces en el subsuelo de tal forma que el número total de capas debe ser una más que el número de interfaces entre ellas. Sin embargo, las coordenadas de los puntos de inflexión de ninguna manera indican la profundidad a las interfaces ni proporciona información específica de la resistividad real de los estratos. A partir de la forma de la curva de campo solo es posible estimar el número mínimo de capas

horizontais no subsolo e a magnitude relativa da resistividade das camadas respectivas.

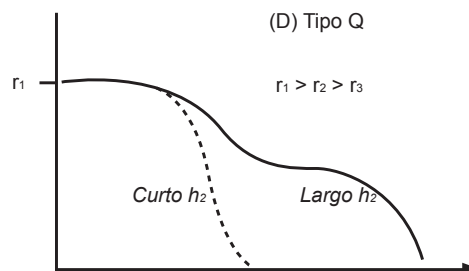
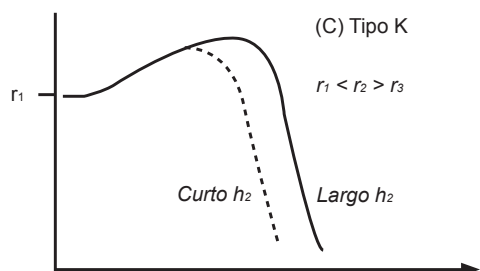
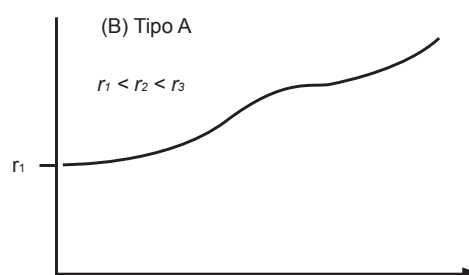
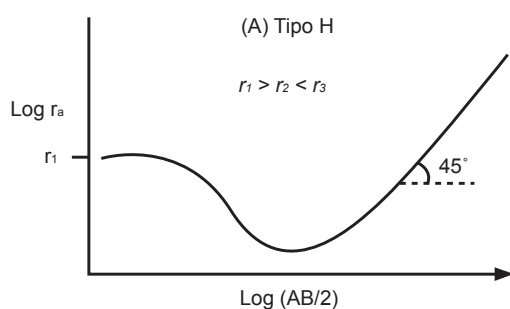
Curvas mestras. A interpretação de curvas de campo a partir da comparação gráfica com um conjunto de curvas teóricas (ou curvas mestras) baseia-se na suposição que o modelo consiste em um meio estratificado e que a espessura dos estratos aumenta com a profundidade. Em geral, esta última suposição não é válida, entretanto, o uso das curvas mestras foi a única opção quantitativa durante décadas (pré-computadores) e de fato continua a ser uma opção válida para a obtenção de modelos aproximados.

As curvas sintéticas para modelos de duas camadas podem ser representadas em apenas um diagrama (figura 17), mas para o caso de modelos de três camadas o conjunto de gráficos necessários é muito grande, por esta razão existem livros de curvas mestras (MOONEY; WETZEL, 1956). A partir de três camadas é pouco prático o uso de curvas mestras, porém ainda é possível a modelagem gráfica até quatro camadas com a assistência de curvas mestras auxiliares, mesmo que o procedimento frequentemente resulte ser complexo e não preciso. Adicionalmente, o ajuste gráfico se limita a empatar a curva de campo com uma das limitadas curvas teóricas.

horizontales en el subsuelo y la magnitud relativa de la resistividad de las capas respectivas.

Curvas maestras. - La interpretación de curvas de campo a partir de la comparación gráfica con un conjunto de curvas teóricas (o curvas maestras) se basa en la suposición que el modelo consiste en un medio estratificado y que el espesor de los estratos aumenta con la profundidad. En general, esta última suposición no es válida, sin embargo, el uso de las curvas maestras fue la única opción cuantitativa durante décadas (pre-computadoras) y de hecho sigue siendo una opción válida para la obtención de modelos aproximados.

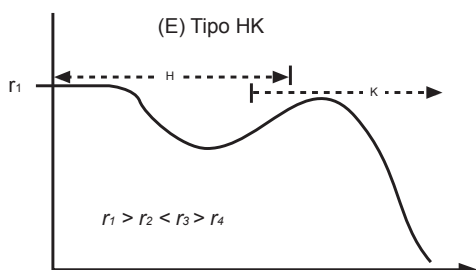
Las curvas sintéticas para modelos de dos capas pueden ser representadas en un solo diagrama (**Figura 17**), pero para el caso de modelos de tres capas el conjunto de gráficos requeridos es muy grande por lo que para ello existen libros de curvas maestras (Mooney y Wetzel, 1956). A partir de tres capas es poco práctico el uso de curvas maestras, sin embargo aún es posible el modelado gráfico hasta cuatro capas con la asistencia de curvas maestras auxiliares aunque el procedimiento frecuentemente resulta ser enredoso e inexacto. Adicionalmente, el ajuste gráfico se limita a empatar la curva de campo con una de las limitadas curvas teóricas..



Continua.-

Continua.-

Continuação.-



Continuación.-

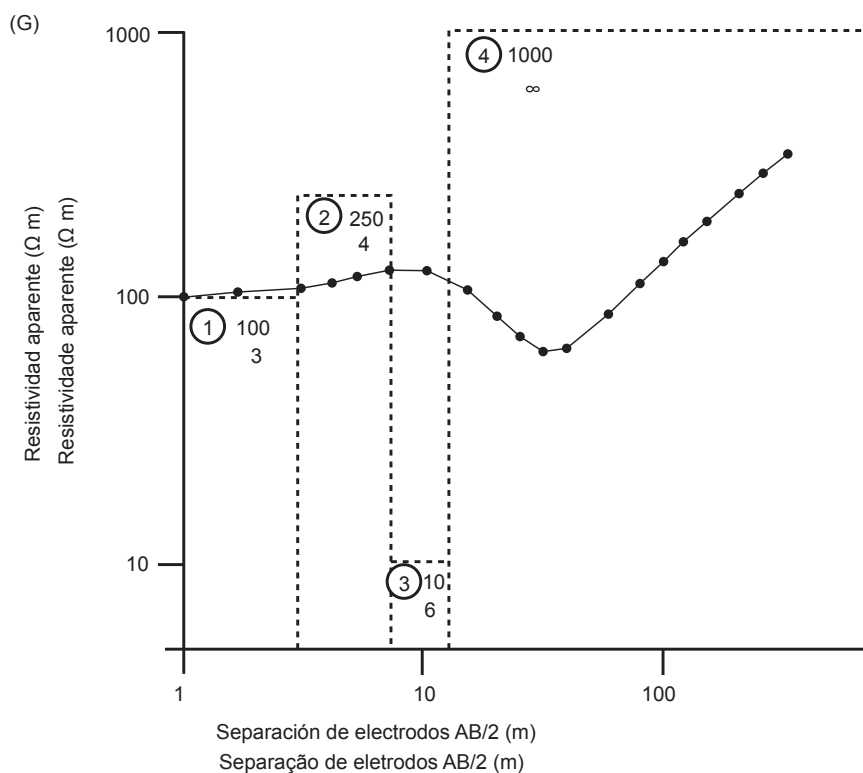
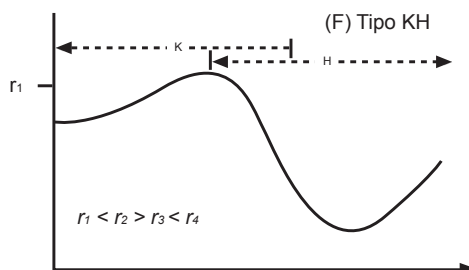


Figura 16.-

Curvas de resistividade aparente para diferentes estruturas: (A) a (D) são modelos de três camadas; (E) e (F) são modelos de quatro camadas; (G) mostra um modelo de bloqueios para as resistividades e espessuras das camadas e a curva de resistividade aparente.

Figura 16.-

Curvas de resistividade aparente para diferentes estruturas: (A) a (D) son modelos de tres capas; (E) y (F) son modelos de cuatro capas; (G) muestra un modelo de bloques para las resistividades y espesores de las capas y la curva de resistividad aparente.

Se os contrastes de resistividade não coincidem com um dos valores de k da planilha (figura 17), a precisão do ajuste estará reduzida. As

Si los contrastes de resistividad no coinciden con uno de los valores de k de la plantilla (Figura 17) entonces la precisión del ajuste se verá reducida.

interpretações obtidas usando este método gráfico devem ser consideradas como “primeiras aproximações” dos parâmetros do meio estratificado que pode ser utilizado como modelo inicial de processos de interpretação mais sofisticados.

Las interpretaciones obtenidas usando este método gráfico deben ser consideradas como “primeras aproximaciones” de los parámetros del medio estratificado que puede ser utilizado como modelo inicial de procesos de interpretación más sofisticados.

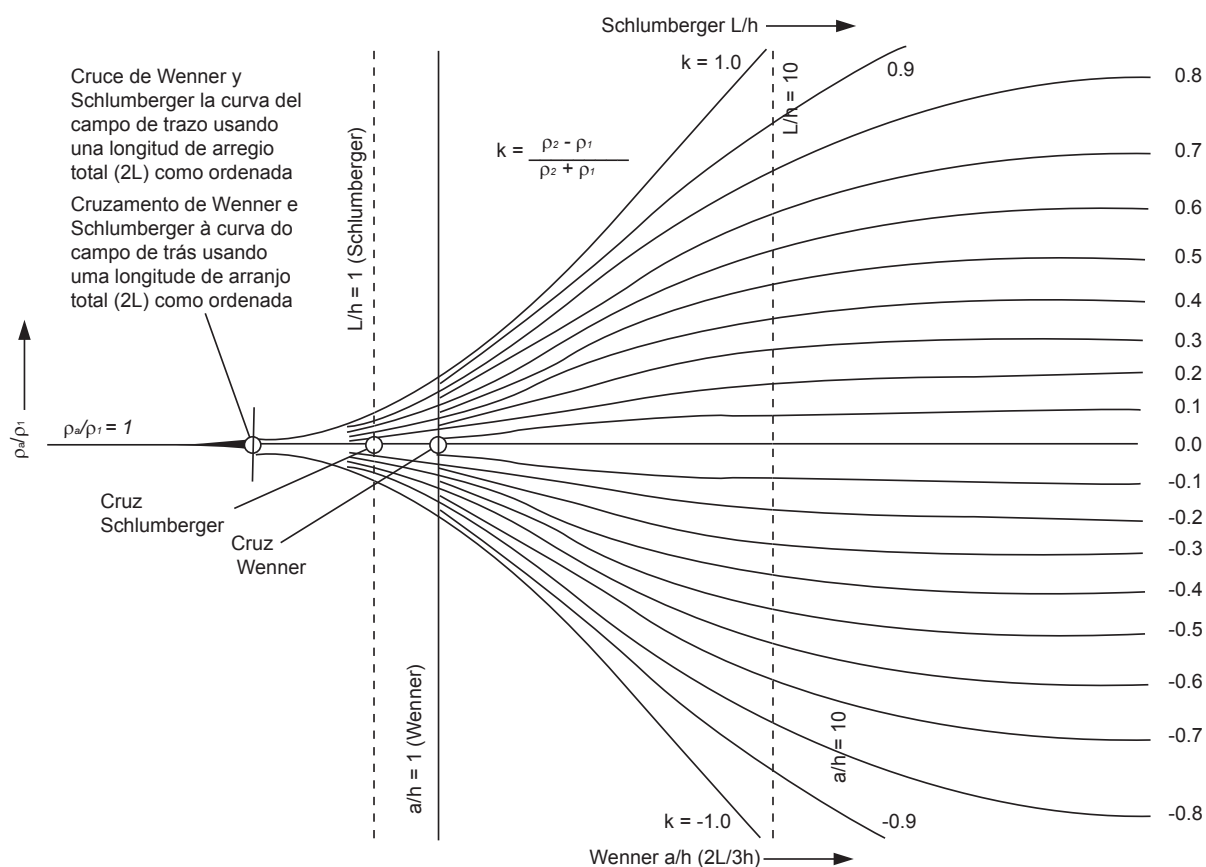


Figura 17.-

Curvas mestras para modelos de duas camadas e para os arranjos Schlumberger e Wenner.

Ajuste com computador. Em 1971, Ghosh propôs um método de deconvolução conhecido como “filtro digital linear” (KOEFOED, 1979) a partir do qual foi possível utilizar computadores para calcular curvas mestras para Sondagens Elétricas Verticais tipo Schlumberger e Wenner. O programa sintetiza um perfil (vertical) de resistividade aparente para um modelo de n-camadas em que as variáveis são as

Figura 17.-

Curvas maestras para modelos de dos capas y para los arreglos Schlumberger y Wenner.

Ajuste con computadora.- En 1971 Ghosh propuso un método de deconvolución conocido como “filtro digital lineal” (Koefoed, 1979) a partir del cual fue posible utilizar computadoras para calcular curvas maestras para sondeos eléctricos verticales tipo Schlumberger y Wenner. El programa sintetiza un perfil (vertical) de resistividad aparente para un modelo de n-capas en el cual las variables son los espesores y las resistividades de

espessuras e as suas resistividades. Os modelos gerados se comparam com curvas de campo e são realizados ajustes tanto nas resistividades quanto nas espessuras das camadas por meio de um processo de tentativa e erro, até obter uma correspondência mais próxima possível da curva de campo. Entretanto, nos casos em que um bom condutor se antepõe a uma camada resistiva ($\rho_1 \gg \rho_2$), o método de Ghosh produz resultados não exatos em virtude da estrutura do filtro, o qual tem poucos coeficientes para evitar a rápida queda na curva de resistividade.

Para solucionar este problema foi elaborado outro tipo de filtros lineares (por exemplo: O'NEILL; MERRIK, 1984) e agora os novos pacotes de *software* podem ser usados com as condições de contraste mais extremas. Mesmo que ainda a maior parte dos programas suporta modelos de até 25 camadas, normalmente não se requer mais de seis para descrever adequadamente o subsolo. Um número maior de camadas aumenta dramaticamente o tempo necessário para produzir um ajuste aceitável e, geralmente, os dados não o justificam, além disso pode ocorrer uma superinterpretação deles.

De forma semelhante ao ajuste com curvas mestras, é recomendável ajustar primeiro os segmentos da curva de campo em separações de eletrodos menores e posteriormente ajustar aqueles segmentos correspondentes a separações progressivamente maiores. A base geoeletrica (o fundo da sequência) se considera semi-infinita, porque apenas é necessária sua resistividade. Alguns programas podem deslocar simultaneamente a curva de campo e a curva de ajuste assim como parâmetros estatísticos que descrevem a qualidade do modelo. O processo de otimização é realizado automaticamente a partir de interações sucessivas até reduzir o grau de desajuste, até alcançar um limite estatístico aceitável especificado previamente. Uma das maiores vantagens do ajuste por computador é que proporciona os meios para investigar problemas de equivalência e supressão de maneira rápida e eficiente. Outros programas de ajuste mais sofisticados podem até mesmo selecionar o método de convolução, pois diferentes métodos podem produzir diferentes resultados.

Enquanto o usuário do programa esteja ciente de suas vantagens e desvantagens, é muito provável

las mismas. Los modelos generados se comparan con curvas de campo y se llevan a cabo ajustes tanto a las resistividades como a los espesores de las capas por medio de un proceso de prueba y error, hasta obtener una correspondencia lo más cercanamente posible a la curva de campo. Sin embargo, en los casos en que un buen conductor subyace a una capa resistiva ($\rho_1 \gg \rho_2$) el método de Ghosh produce resultados inexactos debido a la estructura del filtro, el cual tiene muy pocos coeficientes para evitar la rápida caída en la curva de resistividad.

Para solucionar este problema se han diseñado otro tipo de filtros lineales (p.e. O'Neill y Merrik, 1984) y ahora los nuevos paquetes de software pueden ser usados con las condiciones de contraste más extremas. Aunque la mayor parte de los programas soporta modelos de hasta 25 capas, normalmente no se requieren más de 6 para describir adecuadamente el subsuelo. Un número mayor de capas incrementa dramáticamente el tiempo requerido para producir un ajuste aceptable y generalmente, los datos no lo justifican además de que se puede incurrir en sobreinterpretación de los mismos.

De forma similar al ajuste con curvas maestras, es recomendable ajustar primero los segmentos de la curva de campo a separaciones de electrodos más pequeñas y posteriormente ajustar aquellos segmentos correspondientes a separaciones progresivamente mayores. El basamento geoeletrico (el fondo de la secuencia) se considera semi infinito por lo que solamente se requiere su resistividad. Algunos programas pueden desplegar simultáneamente la curva de campo y la curva de ajuste así como parámetros estadísticos que describen la calidad del modelo. El proceso de optimización se lleva a cabo automáticamente a partir de iteraciones sucesivas hasta reducir el grado de desajuste hasta alcanzar un límite estadístico aceptable especificado previamente. Una de las mayores ventajas del ajuste por computadora es que proporciona los medios para investigar problemas de equivalencia y supresión de manera rápida y eficiente. Otros programas de ajuste más sofisticados pueden incluso seleccionar el método de convolución pues diferentes métodos pueden producir diferentes resultados.

Mientras el usuario del programa esté al tanto de sus ventajas y desventajas es muy probable que se obtengan interpretaciones confiables. El riesgo es que, como ocurre en otros procesos en donde se

que se obtenham interpretações confiáveis. O risco é que, como ocorre em outros processos onde se utiliza o computador e por razões inexplicáveis, os resultados gerados dessa forma costumam ter mais credibilidade, pois a suposição é de que sejam mais exatos do que os obtidos utilizando meios mais tradicionais, o que não é necessariamente verdade. De fato, existe uma tendência quase generalizada e indesejável de importar dados dos computadores e utilizar programas de interpretação para produzir um resultado sem pensar sobre a metodologia, os erros experimentais ou as condições geológicas e o que é apropriado do modelo resultante.

Uma vez que os modelos de camadas horizontais tenham sido obtidos para cada SEV, estes podem ser colocados um do lado do outro como é feito com os registros de poços para correlacionar os diferentes estratos com resistividades comparáveis para gerar uma imagem bidimensional das variações laterais e verticais da resistividade. Este processo pode ser estendido para três dimensões de tal forma que podem produzir mapas de espessuras de camadas individuais ou de resistividade em diferentes profundidades. A etapa final da interpretação consiste na correlação de cada um dos modelos SEVs com a geologia local, para o qual podem ser preparadas tabelas de resistividade e possível tipo de material que represente ou especifique geograficamente o tipo de rocha e a faixa de resistividade, em vez de somente numerar as camadas.

Inversão e modelado numérico. Zohdy (1989) desenvolveu uma técnica para a inversão automática de curvas de SEVs na qual se utiliza otimização por mínimos quadrados. O processo consiste em ajustar sucessivamente um modelo inicial até que a diferença entre os dados observados e a curva gerada pelo modelo seja reduzida a um valor mínimo. Uma premissa fundamental é que existem tantas camadas no subsolo como pontos na curva de campo e que a resistividade verdadeira de cada uma destas múltiplas camadas corresponde ao valor da resistividade associada a cada ponto (figura 18). A profundidade média associada inicialmente a cada camada corresponde ao valor da separação elétrica a qual foi medida a resistividade multiplicada por uma constante. O valor desta constante é tamanha que reduz a diferença entre as curvas de resistividade calculada e observada a um mínimo e se determina a partir de um processo de tentativa-erro.

utiliza la computadora, y por razones inexplicables, los resultados generados de esta forma suelen tener más credibilidad pues se suponen más exactos que los obtenidos utilizando medios más tradicionales lo cual no es necesariamente cierto. De hecho, existe una tendencia casi generalizada e indeseable, de importar datos a las computadoras y utilizar programas de interpretación para producir un resultado sin siquiera pensar acerca de la metodología o los errores experimentales o bien acerca de las condiciones geológicas y lo apropiado del modelo resultante.

Una vez que se han obtenido los modelos de capas horizontales para cada SEV, estos pueden ser colocados uno al lado de otro como se hace con los registros de pozos para correlacionar los diferentes estratos con resistividades comparables para generar una imagen bidimensional de las variaciones laterales y verticales en la resistividad. Este proceso se puede extender a tres dimensiones de tal forma que se puedan producir mapas de espesores de capas individuales o de resistividad a diferentes profundidades. La etapa final de la interpretación consiste en la correlación de cada uno de los modelos SEVs con la geología local, para lo cual se pueden preparar tablas de resistividad y posible tipo de material que representa o bien especificar geográficamente tipo de roca y rango de resistividades en vez de solamente numerar las capas.

Inversión y modelado numérico. - Zohdy (1989) desarrolló una técnica para la inversión automática de curvas de SEVs en la cual se utiliza optimización por mínimos cuadrados. El proceso consiste en ajustar sucesivamente un modelo inicial hasta que la diferencia entre los datos observados y la curva generada por el modelo se reduce a un valor mínimo. Una suposición fundamental es que existen tantas capas en el subsuelo como puntos en la curva de campo y que la resistividad verdadera de cada una de estas múltiples capas corresponde al valor de la resistividad asociada a cada punto (**Figura 18**). La profundidad media asociada inicialmente a cada capa corresponde al valor de la separación eléctrica a la que fue medida dicha resistividad multiplicada por una constante. El valor de esta constante es tal que reduce la diferencia entre las curvas de resistividad calculada y observada a un mínimo y se determina a partir de un proceso de prueba-error.

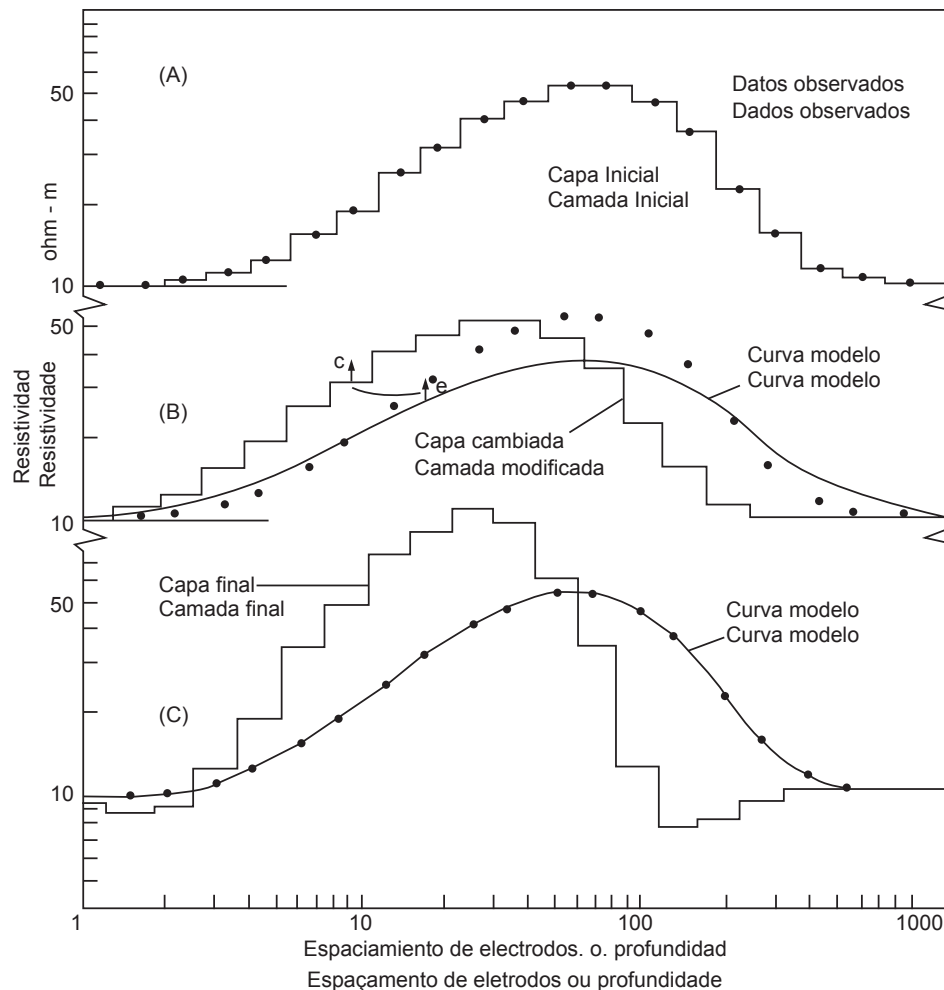


Figura 18.-

Técnica automática de inversão de um sondagem. (A) dados observados e estratos iniciais. (B) ajuste de camadas e curva do modelo resultante. A diferença entre as curvas modeladas e observadas se usa para aplicar a correção c nas camadas. (C) o modelo de camadas final e curva teórica gerada resultam ser muito parecidos à curva observada.

O modelo inicial é utilizado para gerar uma curva de sondagem sintética que se compara com a curva de campo. Depois é realizado um processo iterativo para ajustar as resistividades do modelo, enquanto são mantidos fixos os valores dos extremos da curva. Depois de cada interação, é recalculada a curva teórica e comparada com a curva de campo. Este

Figura 18.-

Técnica automática de inversión de un sondeo. (A) Datos observados y estratos iniciales. (B) ajuste de capas y curva modelo resultante. La diferencia entre las curvas modelada y observada se usa para aplicar la corrección c a las capas. (C) El modelo de capas final y curva teórica generada que resulta ser muy parecida a la curva observada.

El modelo inicial se usa para generar una curva de sondeo sintética que se compara con la curva de campo. Después se lleva a cabo un proceso iterativo para ajustar las resistividades del modelo mientras se mantienen fijos los valores de los extremos de la curva. Después de cada iteración se recalcula la curva teórica y se compara con la curva de campo. Este proceso

processo se repete até que a diferença da raiz quadrática média (RMS) entre as duas curvas alcance um mínimo (figura 18). Existe um bom número de programas de inversão disponíveis tanto comercialmente quanto gratuitamente (Anexo 2) que utilizam esta metodologia.

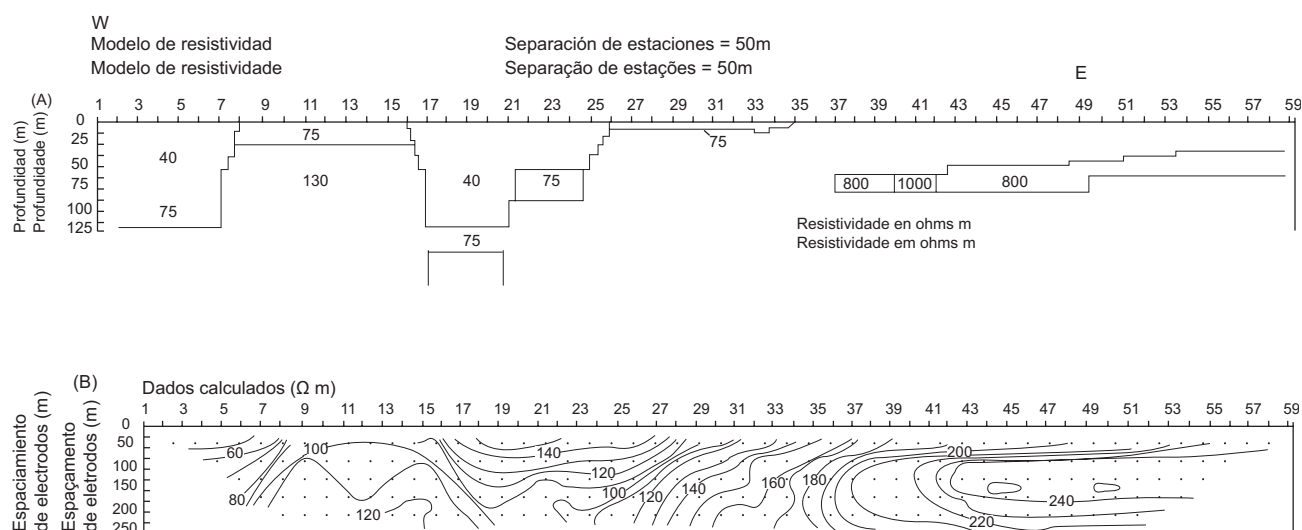
Além dos programas de inversão mencionados, existem muitos outros que foram criados associados com certo equipamento de campo e também com desenvolvimentos específicos para a geração de imagens tomográficas reais (por exemplo, SHIMA, 1990; DAILY; OWEN, 1991; NOEL; XU, 1991; XU; NOEL, 1993). Nos pacotes de inversão para a geração de imagens estão disponíveis comercialmente. Geralmente relacionados a um estilo particular de aquisição de dados e/ou a um equipamento de aquisição particular.

A modelagem direta, utilizando o método de elemento finito, pode ser realizada com o *software* disponível comercialmente. A partir da utilização desta técnica pode ser calculada a resposta elétrica e utilizar em pseudosseções a partir da comparação com os dados originais. Este enfoque se usa geralmente para gerar geometrias do subsolo realistas a partir de modelos estruturais definidos (figura 19).

se repite hasta que la diferencia de la raíz cuadrática media (RMS) entre las dos curvas alcanza un mínimo (Figura 18). Existe un buen número de programas de inversión disponibles tanto comercial como gratuitamente (Anexo 2) que utilizan esta metodología.

Además de los programas de inversión mencionados existen muchos otros que han sido creados asociados con cierto equipo de campo y también como desarrollos específicos para la generación de imágenes tomográficas reales (e.g. Shima, 1990; Daily y Owen, 1991; Noel y Xu, 19991; Xu y Noel, 1993). Los paquetes de inversión para la generación de imágenes están disponibles comercialmente, generalmente relacionados a un estilo particular de adquisición de datos y/o a un equipo de adquisición particular.

El modelado directo utilizando el método de elemento finito se puede llevar a cabo utilizando software disponible comercialmente. A partir de la utilización de esta técnica se puede calcular la respuesta eléctrica y desplegar en pseudo-secciones a partir de la comparación con los datos originales. Este enfoque se usa generalmente para generar geometrias del subsuelo realistas a partir de modelos estructurales definidos (Figura 19).



Continua.-

Continua.-

Continuação.-

Continuación.-

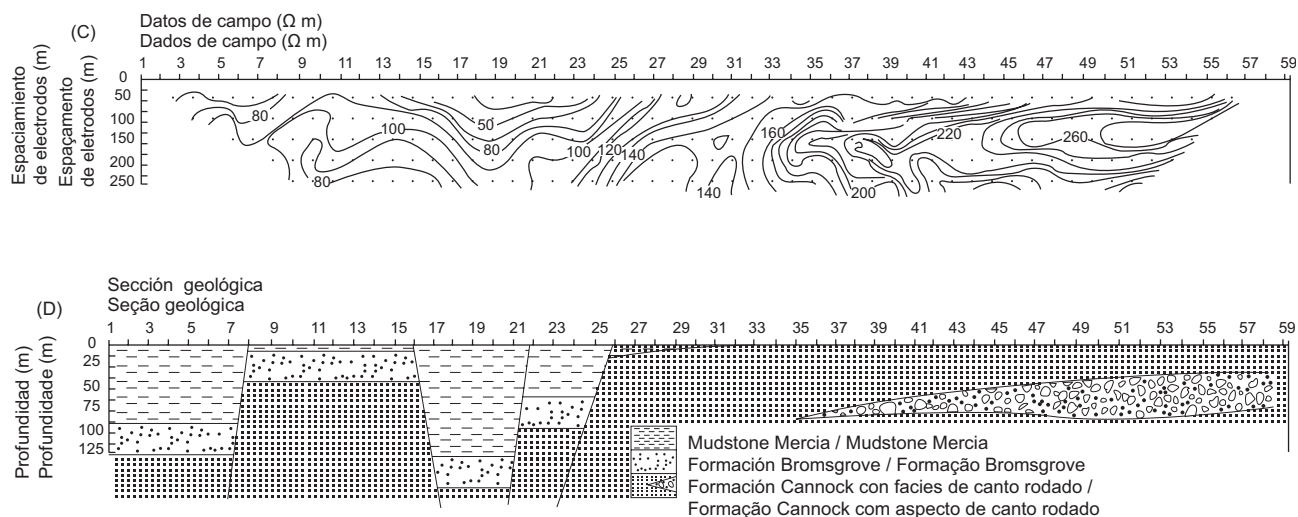


Figura 19.-

Interpretação final de uma sequência geológica com falhamento normal. (A) modelo bidimensional de diferenças finitas. (B) pseudosseção de resistividade aparente calculada. (C) dados de campo. (D) interpretação geológica baseada em (A) e em informação adicional.

Figura 19.-

Interpretación final de una secuencia geológica con fallamiento normal. (A) Modelo bidimensional de diferencias finitas. (B) Pseudo-sección de resistividad aparente calculada. (C) Datos de campo. (D) Interpretación geológica basada en (A) y en información adicional.

5 SONDAGENS MAGNETOTELÚRICO (MT) E ÁUDIO-MAGNETOTELÚRICO (AMT)

5.1 Antecedentes

Originalmente, o método Magnetotelúrico (MT) foi desenvolvido para o estudo de bacias sedimentares (CAGNIARD, 1953), principalmente por se tratar de ambientes geológicos relativamente simples, nos quais se assume que predomina a estratificação horizontal. Na década de 1970, o método começou a ser utilizado intensivamente em

5 SONDEOS MAGNETOTELÚRICO (MT) Y AUDIO-MAGNETOTELÚRICO (AMT)

5.1 Antecedentes

Originalmente, el método Magnetotelúrico (MT) fue desarrollado para el estudio de cuencas sedimentarias (Cagniard, 1953), sobre todo por tratarse de ambientes geológicos relativamente simples, en los cuales se asume que predomina la estratificación horizontal. En la década de los 70, el método se comenzó a utilizar intensivamente en algunos países en

alguns países na exploração de petróleo, mas não teve tanto sucesso como a reflexão sísmica, principalmente por causa do desenvolvimento teórico e instrumental que esta última apresentava já nessa época. Contudo, a partir da especialização das técnicas de processamento e interpretação de dados MT nos anos 1980, assim como no desenvolvimento dos instrumentos de medição, a resolução do método melhorou consideravelmente e começou a ser utilizado em ambientes geológicos mais complexos. As profundidades típicas de exploração deste método são maiores aos 2 quilômetros e vão até os 50 ou mais, ou seja, é um método ideal para o estudo do córtice média e inferior.

No entanto, o método Áudio-Magnetotelúrico (AMT) baseia-se nos mesmos princípios físicos que o método MT, mas trabalha em um faixa de frequências mais alta, ou seja, para profundidades mais superficiais, ainda que ambos se transpassem em um intervalo aproximado entre 1 e 100 Hz. Este método tem sido tradicionalmente utilizado para a exploração de mineração, pois apresenta uma boa resolução vertical e lateral em profundidades de até 1 km. Por essa razão, ambos os métodos se tornam complementares para prospecções do subsolo cujo objetivo se encontra entre a superfície e os 5 km. Normalmente, ambos os métodos MT e AMT são usados separadamente porque seus objetivos estão localizados em profundidades diferentes. Porém, para o caso do estudo do Aquífero Guarani, o mais conveniente é utilizar a combinação de ambos os métodos em cada um dos locais planejados (CORBO, 2006). O que significa a realização de duas sondagens em cada lugar, uma de AMT e a outra de MT, o que equivale à realização de uma sondagem combinada que chamaremos “de espectro amplo”. A razão para utilizar sondagens MTs de espectro amplo está na profundidade da base que pode alcançar profundidades de mais de 3 Km (OLEAGA, 2002) e porque essa profundidade se encontra acima do limite inferior do método AMT e abaixo do limite superior do MT. Assim, uma combinação de ambos os métodos resultará em uma melhor definição tanto das unidades superficiais como das profundas, tais como: na base cristalina.

la exploración petrolera, pero no tuvo tanto éxito como la reflexión sísmica, principalmente debido al desarrollo teórico e instrumental que ésta última presentaba ya en esa época. Sin embargo, a partir de la especialización de las técnicas de procesamiento e interpretación de datos MT en los años 80, así como en el desarrollo de los instrumentos de medición, la resolución del método mejoró considerablemente y se comenzó a utilizar en ambientes geológicos más complejos. Las profundidades típicas de exploración de éste método son mayores a los 2 kilómetros y van hasta los 50 o más, es decir, es un método ideal para el estudio de la corteza media e inferior.

Por otro lado, el método Audio-Magnetotelúrico (AMT) se basa en los mismos principios físicos que el método MT pero trabaja en un rango de frecuencias más alto, es decir, para profundidades más someras, aunque ambos se traslapan en el intervalo aproximado entre 1 y 100 Hz. Este método ha sido tradicionalmente utilizado para la exploración minera, ya que presenta muy buena resolución vertical y lateral a profundidades de hasta 1 km. Por ésta razón, ambos métodos se vuelven complementarios para prospecciones del subsuelo cuyo objetivo se encuentre entre la superficie y los 5 km. Normalmente, ambos métodos MT y AMT se usan separadamente porque sus objetivos se ubican a profundidades diferentes. Sin embargo, para el caso del estudio del acuífero Guaraní, lo más conveniente es utilizar la combinación de ambos métodos en cada uno de los sitios planeados (Corbo, 2006). Esto significa la realización de dos sondeos en cada sitio, uno de AMT y otro de MT lo cual equivale a la realización de un sondeo combinado que llamaremos “de espectro amplio”. La razón de utilizar sondeos MT de espectro amplio radica en que la profundidad del basamento puede alcanzar profundidades de más de 3Km (Oleaga, 2002) y al hecho de que ésta profundidad se encuentra por encima del límite inferior del método AMT y por debajo del límite superior del MT. Así, una combinación de ambos métodos resultará en una mejor definición tanto de las unidades superficiales como de las profundas, tales como el basamento cristalino.

5.2 Conceitos básicos

O método Magnetotelúrico (MT) é uma técnica para determinar a distribuição da condutividade elétrica no subsolo a partir da medição na superfície do campo elétrico e magnético naturais. Os resultados obtidos podem ser comparados com um registro elétrico de poço suavizado, sem precisar perfurar um poço. Os resultados obtidos de uma linha de estações são interpretados para proporcionar a distribuição e a estrutura da condutividade elétrica do subsolo. Esta imagem da estrutura do subsolo, por sua vez, pode estar relacionada à presença ou à ausência de meios propícios para a ocorrência de água. O método consiste na medição simultânea das variações do campo elétrico e magnético da Terra em um local de interesse, em uma ampla faixa de frequências. Estas variações são analisadas, normalmente utilizando um computador, para a obtenção do espectro e deste, a resistividade aparente como uma função da frequência. A interpretação consiste na comparação das curvas de resistividade calculadas para modelos simples com as curvas de campo.

O método MT depende da penetração de energia eletromagnética dentro da Terra. O controle da profundidade provém como uma consequência natural da maior penetração que alcançam as baixas frequências. As medições são absolutas, e sua interpretação proporciona valores de resistividade e profundidade verdadeiros, não somente em zonas anômalas. As profundidades obtidas a partir da interpretação de dados MT são mais confiáveis do que as que se obtêm baseados na gravimetria ou na magnetometria.

5.3 Os sinais

As fontes que geram os campos EM no subsolo estão associadas principalmente aos fenômenos de interação entre o vento solar e a magnetosfera da Terra e as tempestades meteorológicas que ocorrem na atmosfera do planeta (figura 20).

5.2 Conceptos básicos

El método Magnetotelúrico (MT) es técnica para determinar la distribución de la conductividad eléctrica en el subsuelo a partir de la medición en la superficie del campo eléctrico y magnético naturales. Los resultados que se obtienen se pueden comparar a un registro de eléctrico de pozo suavizado, sin tener la necesidad de perforar un pozo. Los resultados obtenidos de una línea de estaciones se interpretan para proporcionar la distribución y estructura de la conductividad eléctrica del subsuelo. Esta imagen de la estructura del subsuelo a su vez, puede relacionarse a la presencia o ausencia de medios propicios para la ocurrencia de agua, por ejemplo. El método consiste en la medición simultánea de las variaciones del campo eléctrico y magnético de la Tierra en un sitio de interés, en un amplio rango de frecuencias. Estas variaciones son analizadas, normalmente utilizando una computadora, para obtener el espectro y de este, la resistividad aparente como una función de la frecuencia. La interpretación consiste en la comparación de las curvas de resistividad calculadas para modelos simples con las curvas de campo.

El método MT depende de la penetración de energía electromagnética dentro de la Tierra. El control de la profundidad proviene como una consecuencia natural de la mayor penetración que alcanzan las bajas frecuencias. Las mediciones son absolutas y su interpretación proporciona valores de resistividad y profundidad verdaderos, no solamente zonas anómalas. Las profundidades obtenidas a partir de la interpretación de datos MT son más confiables que las que se obtienen basados en gravimetría o magnetometría.

5.3 Las señales

Las fuentes que generan los campos EM en el subsuelo están asociadas principalmente a los fenómenos de interacción entre el viento solar y la magnetósfera de la Tierra y a las tempestades meteorológicas que ocurren en la atmósfera del planeta (Figura 20).

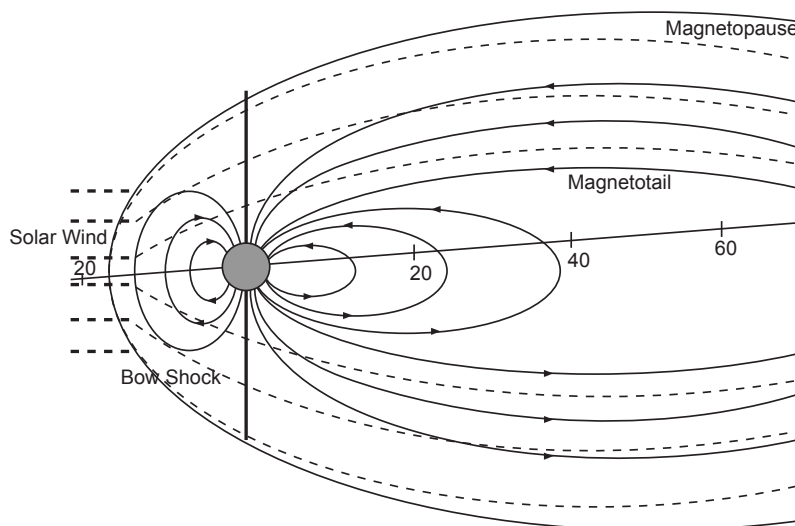
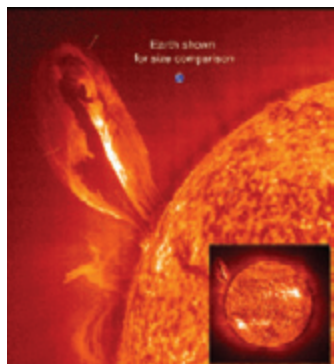


Figura 20.-

Tempestades solares e sua interação com a Terra.

Figura 20.-

Tormentas solares y su interacción con la Tierra.

Por ser um método de fonte natural faz com que seja versátil e prático no terreno, por causa de não precisar de grandes longitudes de cabos nem de potentes fontes de energia para ser fornecido ao solo, como é o caso de outros métodos (Sondagens de Corrente Direta ou SEVs, Sondagens EM no domínio do tempo ou TDEM, Sondagens AMT de fonte controlada ou CSAMT etc.). As medições dos campos elétricos e magnéticos são utilizadas para determinar a resistividade elétrica do subsolo. A profundidade de penetração dos campos está diretamente relacionada com este parâmetro, ou seja, que quanto maior for a resistividade do subsolo, maior será a profundidade dos campos EM. O método MT opera no intervalo de frequências entre 100 e 0.001 Hz, tanto que o método AMT o faz entre os 10000 e 1 Hz aproximadamente.

O sinal magnético H , variável no tempo, sempre está presente no campo magnético terrestre em forma de “ruído” e quando é muito grande pode interferir com os levantamentos magnéticos. Em uma terra condutiva, o campo magnético variável induz correntes telúricas, as quais representam os sinais elétricos E . Na aparência os registros de ambos os sinais são muito semelhantes, pois possui variações aparentemente irregulares

El ser un método de fuente natural lo hace versátil y práctico en el terreno, debido a que no requieren grandes longitudes de cables ni de potentes fuentes de energía para suministrar al suelo, como es el caso con otros métodos (Sondeos de corriente directa o SEVs, Sondeos EM en el dominio del tiempo o TDEM, Sondeos AMT de fuente controlada o CSAMT, etc.). Las mediciones de los campos eléctrico y magnético se utilizan para determinar la resistividad eléctrica del subsuelo. La profundidad de penetración de los campos está directamente relacionada con éste parámetro, es decir, que cuanto mayor sea la resistividad del subsuelo, mayor será la profundidad de los campos EM. El método MT opera en el intervalo de frecuencias entre 100 y 0.001 Hz, en tanto que el método AMT lo hace entre los 10000 y 1 Hz aproximadamente.

La señal magnética H , variable en el tiempo, siempre está presente en el campo magnético terrestre en forma de “ruido” y cuando es muy grande puede interferir con los levantamientos magnéticos. En una tierra condutiva, el campo magnético variable induce corrientes telúricas las cuales representan las señales eléctricas E . En apariencia los registros de ambas señales son muy similares pues tienen variaciones aparentemente

que parecem ruído à primeira vista. Em certas ocasiões, as variações possuem forma sinusoidal, mas esta não é uma parte importante do sinal para os propósitos do método MT. A amplitude do sinal cai rapidamente com o aumento da frequência sobre a maior parte do espectro de frequências utilizado. Todavia, o nível do sinal pode ser incrementado rapidamente com o início de tempestades magnéticas, algumas vezes em um fator de 10, mas não é raro que se aumente em um fator de 100. A maior parte do ruído magnético que alcança a superfície da terra abaixo de 1 Hz deve-se ao fluxo de corrente na camada ionizada que circunda a Terra (ionosfera). Estas correntes são impulsionadas pela atividade solar (figura 20) e pelos movimentos relativos da Terra, do Sol e da Lua. As frequências, acima de 1 Hz, provêm das tempestades elétricas dentro da atmosfera em volta do planeta. Os campos gerados pelo efeito das tempestades podem ser muito grandes localmente, por esta razão não é desejável que estas ocorram nas proximidades dos levantamentos MT.

5.4 Efeito da condutividade do subsolo em H

Quando as flutuações magnéticas alcançam a superfície da Terra ocorrem, tanto reflexões quanto refrações da onda incidente, por causa de suas dimensões pode ser considerada como uma onda plana. Ainda que a maioria da onda incidente seja refletida, uma porção é transmitida lentamente dentro da terra viajando verticalmente. Para as rochas condutivas do subsolo, essa energia se apresenta como um campo magnético variável no tempo que induz a um campo elétrico de correntes telúricas que flui no meio. O mecanismo de penetração é principalmente de difusão mais do que de propagação. A densidade de corrente no subsolo depende da resistividade ρ e da relação que guarda com o campo elétrico E e a densidade de corrente j em cada ponto está dada por:

$$j = \frac{E}{\rho} \quad (13)$$

Esta forma da Lei de Ohm é de fato a definição de resistividade e é muito semelhante à definição de resistência: $I = V/R$. No sistema internacional, E está dado em volts/m, j em amp/m², ρ em ohm-m e H em amp/m. Entretanto, em razão de

irregulares que parecen ruido a simple vista. En ocasiones, las variaciones tienen forma sinusoidal pero esta no es una parte importante de la señal para los propósitos del método MT. La amplitud de la señal cae rápidamente con el aumento de la frecuencia sobre la mayor parte del espectro de frecuencias utilizado. Por otro lado, el nivel de la señal se puede incrementar rápidamente con el inicio de tormentas magnéticas, algunas veces en un factor de 10 pero no es raro que se incremente en un factor de 100. La mayor parte del ruido magnético que alcanza la superficie de la tierra debajo de 1 Hz se debe al flujo de corriente en la capa ionizada que rodea la Tierra (ionósfera). Estas corrientes son impulsadas por la actividad solar (Figura 20) y por los movimientos relativos de la tierra, sol y luna. Las frecuencias arriba de 1 Hz provienen de las tormentas eléctricas dentro de la atmósfera alrededor del planeta. Los campos generados por efecto de las tormentas pueden ser muy grandes localmente por lo que no es deseable que estas ocurran en las cercanías de los levantamientos MT.

5.4 Efecto de la conductividad del subsuelo en H

Quando as flutuações magnéticas alcançam a superfície da Terra ocorrem tanto reflexões quanto refrações da onda incidente, que por suas dimensões pode ser considerada como uma onda plana. Aunque la mayoría de la onda incidente es reflejada, una porción se transmite lentamente dentro de la tierra viajando verticalmente. Para las rocas conductivas del subsuelo esta energía se presenta como un campo magnético variable en el tiempo que induce un campo eléctrico de corrientes telúricas que fluye en el medio. El mecanismo de penetración es principalmente de difusión más que de propagação. La densidad de corriente en el subsuelo depende de la resistividad ρ , y la relación que guarda con el campo eléctrico E y la densidad de corriente j en cada punto está dada por:

$$j = \frac{E}{\rho} \quad (13)$$

Esta forma de la ley de Ohm es de hecho la definición de resistividad y es muy similar a la definición de resistencia: $I = V/R$. En el sistema internacional E está dado en volts/m, j en amp/m², ρ en ohm-m y H en amp/m. Sin embargo, debido a que la magnitud de

a magnitude dos campos ser muito pequena, as unidades práticas mais frequentemente utilizadas são mv/km para E e gammas para H . A medição de E é de fato uma diferença de voltagem entre dois eletrodos. Em um meio uniforme, a diferença de voltagem V entre dois eletrodos separados a uma distância l será $V = IE$. No método MT, a premissa é de que E é constante sobre a longitude do arame, ou seja, que $E = V/l$.

A profundidade de penetração dos campos no subsolo está relacionada de maneira inversa à condutividade das rochas. Em um meio uniforme, E e H se debilitam com a profundidade e quanto mais condutiva for a terra, a penetração será menor. A profundidade a qual a amplitude dos campos E e H diminuem a $(1/e)$ de seu valor na superfície se conhece como profundidade pelicular ou *skin depth*, dada por:

$$\begin{aligned}\delta &= \sqrt{\frac{2}{\omega\mu\sigma}} \text{ m} \\ &\approx \sqrt{\frac{\rho}{f}} \text{ km}\end{aligned}\quad (14)$$

onde f é a frequência, $\omega = 2\pi f$ e μ é a permeabilidade. μ é igual a μ_0 exceto em materiais altamente magnéticos. A frequência aparece nas equações, pois as magnitudes das correntes telúricas induzidas depende da razão de mudança no tempo dos campos magnéticos.

Em um meio homogêneo ou horizontalmente estratificado, o fluxo de todas as correntes, campos elétricos, campos magnéticos são praticamente horizontais independentemente da direção com a que estes penetram no subsolo, por causa da alta condutividade relativa da terra com relação ao ar. Este fenômeno pode ser explicado em termos da Lei de Snell de ótica, sendo a velocidade na terra várias ordens de magnitude inferior que no ar. Além disso, as correntes e os campos elétricos são perpendiculares em cada ponto aos campos magnéticos associados. Caso se defina que E é positiva para o norte, então H é positiva para o leste. A expressão matemática dos campos perpendiculares E e H em um meio condutor homogêneo é isotrópico e está dada por:

$$H_y = H_y^0 e^{-i\omega t + (i-1)z/\delta}\quad (15)$$

los campos es muy pequeña, las unidades prácticas más frecuentemente utilizadas son mv/km para E y gammas para H . La medición de E es de hecho una diferencia de voltaje entre dos electrodos. En un medio uniforme la diferencia de voltaje V entre dos electrodos separados una distancia l será $V = IE$. En el método MT se hace la suposición de que E es constante sobre la longitud del alambre, es decir que $E = V/l$.

La profundidad de penetración de los campos en el subsuelo está relacionada de manera inversa a la conductividad de las rocas. En un medio uniforme E y H se debilitan con la profundidad y mientras más conductiva sea la tierra la penetración es menor. La profundidad a la cual la amplitud de los campos E y H caen a $(1/e)$ de su valor en la superficie se conoce como profundidad pelicular o *skin depth*, dada por:

$$\begin{aligned}\delta &= \sqrt{\frac{2}{\omega\mu\sigma}} \text{ m} \\ &\approx \sqrt{\frac{\rho}{f}} \text{ km}\end{aligned}\quad (14)$$

en donde f es la frecuencia, $\omega = 2\pi f$ y μ es la permeabilidad. μ se toma igual a μ_0 excepto en materiales altamente magnéticos. La frecuencia aparece en las ecuaciones debido a que las magnitudes de las corrientes telúricas inducidas depende de la razón de cambio en el tiempo de los campos magnéticos.

En un medio homogêneo u horizontalmente estratificado el flujo de todas las corrientes, campos eléctricos y campos magnéticos son prácticamente horizontales independentemente de la dirección con la que estos penetran al subsuelo, debido a la alta conductividad relativa de la tierra con respecto al aire. Este fenómeno se puede explicar en términos de la ley de Snell de óptica, siendo la velocidad en la tierra varios órdenes de magnitud inferior que en el aire. Adicionalmente, las corrientes y los campos eléctricos son perpendiculares en cada punto a los campos magnéticos asociados. Si se define que E es positiva hacia el norte entonces H es positiva hacia el este. La expresión matemática de los campos perpendiculares E y H en un medio conductor homogêneo e isotrópico está dada por:

$$H_y = H_y^0 e^{-i\omega t + (i-1)z/\delta}\quad (15)$$

$$E_x = E_x^0 e^{-i\omega t + (i-1)z/\delta} \quad (16)$$

$$E_x^0 = (1-i) \omega \mu \delta H_y^0 / 2 \quad (17)$$

Os expoentes indicam o valor de campo na superfície. De particular interesse é o quociente dado por:

$$\begin{aligned} \frac{E_x^0}{H_y^0} &= \frac{(1-i) \omega \mu \delta}{2} \text{ ohms} \\ &= (1-i)(\omega \mu / 2\sigma)^{1/2} \end{aligned} \quad (18)$$

Devido a que E e H são registrados a frequências que podem ser medidos com muita precisão e a que μ varia pouco de μ_0 para a maior parte das rochas, o quociente entre os campos demonstra a relação que existe entre estes e a condutividade do meio. Desdobrando a condutividade da equação anterior tem-se:

$$\sigma^{1/2} = (1-i) (\omega \mu / 2)^{1/2} \frac{E_x^0}{H_y^0} \quad (19)$$

que se pode escrever como:

$$\rho = \frac{i}{\omega \mu} \left(\frac{E_x}{H_y} \right)^2 \quad (20)$$

Quando ρ se calcula a partir dos valores de E e de H é chamado de resistividade aparente ρ_a . A diferença entre ρ e ρ_a é que a primeira é uma propriedade do meio e a última depende de como se mede. O quociente E/H a cada frequência é conhecido como a impedância Z_{ij} destes componentes à frequência correspondente. Por causa do fato de que normalmente E e H não têm a mesma fase, Z_{ij} é um número complexo. Em um meio uniforme, ρ_a é a mesma para todas as frequências, e a diferença de fase entre E e H é de 45° para qualquer uma das frequências. Portanto, se fizermos um gráfico ρ_a e a fase contra a frequência se observa que ambas são constantes.

$$E_x = E_x^0 e^{-i\omega t + (i-1)z/\delta} \quad (16)$$

$$E_x^0 = (1-i) \omega \mu \delta H_y^0 / 2 \quad (17)$$

Los exponentes indican el valor del campo en la superficie. De particular interés es el cociente dado por:

$$\begin{aligned} \frac{E_x^0}{H_y^0} &= \frac{(1-i) \omega \mu \delta}{2} \text{ ohms} \\ &= (1-i)(\omega \mu / 2\sigma)^{1/2} \end{aligned} \quad (18)$$

Debido a que E y H se registran a frecuencias que pueden ser medidas con mucha precisión y a que μ varía poco de μ_0 para la mayor parte de las rocas, el cociente entre los campos muestra la relación que existe entre estos y la conductividad del medio. Despejando la conductividad de la ecuación anterior se tiene:

$$\sigma^{1/2} = (1-i) (\omega \mu / 2)^{1/2} \frac{E_x^0}{H_y^0} \quad (19)$$

que se puede escribir como:

$$\rho = \frac{i}{\omega \mu} \left(\frac{E_x}{H_y} \right)^2 \quad (20)$$

Cuando ρ se calcula a partir de los valores de E y de H se le llama resistividad aparente ρ_a , es decir. La diferencia entre ρ y ρ_a radica en que la primera es una propiedad del medio en tanto que la última depende de cómo se mide. El cociente E/H a cada frecuencia se conoce como la impedancia Z_{ij} de estas componentes a la frecuencia correspondiente. Debido a que normalmente E y H no tienen al misma fase, Z_{ij} es un número complejo. En un medio uniforme ρ_a es la misma para todas las frecuencias y la diferencia de fase entre E y H es de 45° para cualquier las frecuencia. Por lo tanto si graficamos ρ_a y la fase contra la frecuencia se observa que ambas son constantes.

No caso bidimensional ou 2D ($\sigma = \sigma(x, z)$), a condutividade varia ao longo de uma coordenada e com a profundidade. A outra direção horizontal é conhecida como o rumo (ou *strike*). Quando a condutividade varia na direção de ambas coordenadas horizontais e com a profundidade ($\sigma = \sigma(x, y, z)$), costuma-se dizer que a estrutura é tridimensional ou 3D e não tem um rumo específico. Se σ depende somente de z , a estrutura é unidimensional ou 1D. Neste caso, σ pode depender em cada ponto da direção do fluxo da corrente. Se σ depende da direção do fluxo da corrente, então o meio é anisotrópico. Se a condutividade muda com a profundidade, ρ_a varia com a frequência e em frequências baixas penetrará em maior profundidade no subsolo. Para um meio estratificado homogêneo e isotrópico, a impedância Z não depende da direção de medição, sempre e quando E e H são medidos em direções perpendiculares. No caso da presença de falhas, σ varia lateralmente ou direcionalmente, e o fluxo de corrente j e o campo elétrico E induzido por um campo H dependem da direção relativa no rumo dessa falha. Para poder diferenciar estes efeitos são registrados os dois componentes horizontais tanto de E quanto de H em cada local. Adicionalmente, o componente vertical de H também é registrado para contar com um total de cinco sinais (séries temporais) que são medidas durante uma sondagem MT, as quais são denominadas como H_x , H_y , H_z , E_x e E_y .

Em geral, ρ_a varia a cada frequência com a direção da medição, ou seja, com o sistema de referência utilizado, se o meio não for homogêneo. Neste caso, pode haver um rumo preferencial cuja direção se desconhece, por esta razão é que E_x é gerado em parte a partir de H_y , mas também em parte em razão de correntes induzidas por H_x que foram desviadas pela estrutura. O mesmo procedimento vale para E_y , de tal forma que as expressões que relacionam os componentes dos campos estão dadas por:

$$\begin{aligned} E_x &= Z_{xx} H_x + Z_{xy} H_y \\ E_y &= Z_{yx} H_x + Z_{yy} H_y \end{aligned} \quad (21)$$

Por exemplo, Z_{yx} proporciona a parte de E_y que se deve a H_x e assim por diante. Como foi mencionado anteriormente, como E_y e H_x não estão em fase, então as impedâncias Z_{ij} são complexas.

En el caso bidimensional o 2D ($\sigma = \sigma(x, z)$) la conductividad varía a lo largo de una coordenada y con la profundidad. La otra dirección horizontal se conoce como el rumbo (o *strike*). Cuando la conductividad varía en la dirección de ambas coordenadas horizontales y con la profundidad ($\sigma = \sigma(x, y, z)$), se dice que la estructura es tridimensional o 3D y no tiene un rumbo específico. Si σ depende solamente de z , la estructura es unidimensional o 1D. En este caso, σ puede depender en cada punto de la dirección del flujo de corriente. Si σ depende de la dirección del flujo de corriente entonces se dice que el medio es anisotrópico. Si la conductividad cambia con la profundidad, entonces ρ_a varía con la frecuencia y a frecuencias bajas se penetrará a mayor profundidad en el subsuelo. Para un medio estratificado homogéneo e isotrópico la impedancia Z no depende de la dirección de medición, siempre y cuando E y H se midan en direcciones perpendiculares. En el caso de la presencia de fallas σ varía lateralmente o direccionalmente y el flujo de corriente j y el campo eléctrico E inducidos por un campo H dependen de la dirección relativa al rumbo de dicha falla. Para poder diferenciar estos efectos se registran los dos componentes horizontales tanto de E como de H en cada sitio. Adicionalmente, la componente vertical de H también se registra para contar con un total de cinco señales (series de tiempo) que se miden durante un sondeo MT, las cuales se denotan como H_x , H_y , H_z , E_x y E_y .

En general, ρ_a varía a cada frecuencia con la dirección de la medición, es decir con el sistema de referencia utilizado, esto si el medio no es homogéneo. En este caso puede haber un rumbo preferencial cuya dirección se desconoce, por lo que E_x se genera parte a partir de H_y pero también parte debido a las corrientes inducidas por H_x , las cuales han sido desviadas por la estructura. Lo mismo es cierto para E_y , de tal forma que las expresiones que relacionan a las componentes de los campos están dadas por:

$$\begin{aligned} E_x &= Z_{xx} H_x + Z_{xy} H_y \\ E_y &= Z_{yx} H_x + Z_{yy} H_y \end{aligned} \quad (21)$$

Por ejemplo, Z_{yx} proporciona la parte de E_y que se debe a H_x y así sucesivamente. Como se mencionó anteriormente, como E_y y H_x no están en fase, entonces las impedancias Z_{ij} son complejas.

Uma sondagem MT (ou AMT) consiste na medição dos três componentes do campo magnético h_x , h_y e h_z e dos componentes horizontais do campo elétrico e_x e e_y . Estes componentes são medidos na forma de séries temporais individuais que são transformados ao domínio da frequência (H_x , H_y , H_z , E_x , e E_y) utilizando um algoritmo de transformada de Fourier. A partir das transformações realizadas é possível chegar aos “produtos cruzados” (cross-powers), nos quais se obtém, finalmente, o tensor de impedância Z , chamado também de Função de Transferência. Esta função de impedância é o operador que se relaciona de forma linear aos componentes horizontais do campo elétrico (E) e do campo magnético (H), por esta razão, no domínio da frequência e no sistema de eixos, as coordenadas X e Y da equação (9) podem ser escritas em forma matricial como:

$$E = ZH \quad (22)$$

que pode ser expressa como:

$$\begin{bmatrix} E_x \\ E_y \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} Z_{xx} & Z_{xy} \\ Z_{yx} & Z_{yy} \end{bmatrix} \begin{bmatrix} H_x \\ H_y \end{bmatrix} \quad (23)$$

Os elementos do tensor Z_{ij} são calculados como médias em diferentes bandas de frequências a partir dos produtos cruzados entre os componentes de campo relacionados utilizando (MADDEN; NELSON, 1964):

$$\begin{aligned} \langle E_x H_y^* \rangle &= Z_{xx} \langle H_x H_y^* \rangle + Z_{xy} \langle H_y H_y^* \rangle \\ \langle E_x H_x^* \rangle &= Z_{xx} \langle H_x H_x^* \rangle + Z_{xy} \langle H_y H_x^* \rangle \\ \langle E_y H_y^* \rangle &= Z_{yy} \langle H_y H_y^* \rangle + Z_{yx} \langle H_x H_y^* \rangle \\ \langle E_y H_x^* \rangle &= Z_{yy} \langle H_y H_x^* \rangle + Z_{yx} \langle H_x H_x^* \rangle \end{aligned} \quad (24)$$

onde H_x^* e H_y^* são os complexos conjugados de H_x e H_y . Neste sistema de equações, os componentes Z_{ij} são as incógnitas, os componentes horizontais do campo são os coeficientes medidos na superfície.

Un sondeo MT (o AMT) consiste en la medición de las tres componentes del campo magnético h_x , h_y y h_z y de las componentes horizontales del campo eléctrico e_x y e_y . Estas componentes se miden en la forma de series de tiempo individuales que son transformadas al dominio de la frecuencia (H_x , H_y , H_z , E_x , y E_y) utilizando un algoritmo de transformada de Fourier. A partir de las transformaciones hechas se obtienen los “productos cruzados” (cross-powers), de donde se obtiene finalmente el tensor de impedancia Z , llamado también Función de Transferencia. Dicha función de impedancia es el operador que relaciona de forma lineal las componentes horizontales del campo eléctrico (E) y del campo magnético (H), por lo que en el dominio de la frecuencia y en el sistema de ejes coordenados X y Y la ecuación (9) se puede escribir en forma matricial como:

$$E = ZH \quad (22)$$

que se puede expresar como:

$$\begin{bmatrix} E_x \\ E_y \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} Z_{xx} & Z_{xy} \\ Z_{yx} & Z_{yy} \end{bmatrix} \begin{bmatrix} H_x \\ H_y \end{bmatrix} \quad (23)$$

Los elementos del tensor Z_{ij} se calculan como promedios en diferentes bandas de frecuencias a partir de los productos cruzados entre las componentes del campo relacionadas utilizando (Madden y Nelson, 1964):

$$\begin{aligned} \langle E_x H_y^* \rangle &= Z_{xx} \langle H_x H_y^* \rangle + Z_{xy} \langle H_y H_y^* \rangle \\ \langle E_x H_x^* \rangle &= Z_{xx} \langle H_x H_x^* \rangle + Z_{xy} \langle H_y H_x^* \rangle \\ \langle E_y H_y^* \rangle &= Z_{yy} \langle H_y H_y^* \rangle + Z_{yx} \langle H_x H_y^* \rangle \\ \langle E_y H_x^* \rangle &= Z_{yy} \langle H_y H_x^* \rangle + Z_{yx} \langle H_x H_x^* \rangle \end{aligned} \quad (24)$$

en donde H_x^* y H_y^* son los complejos conjugados de H_x y H_y . En éste sistema de ecuaciones las componentes Z_{ij} son las incógnitas en tanto que las componentes horizontales del campo son los coeficientes, medidas en superficie.

5.5 Dimensionalidade do meio

A partir da estimativa da impedância para cada uma das frequências analisadas (68 no total para cada sondagem de espectro amplo), calculam-se as resistividades e os ângulos de fase correspondentes utilizando as expressões:

$$\rho_{ij}(\omega) = \left(\frac{1}{\omega \mu} \right) |Z_{ij}(\omega)|^2 \quad (25)$$

$$\varphi_{ij}(\omega) = \tan^{-1} \left(\frac{\text{Im } Z_{ij}(\omega)}{\text{Re } Z_{ij}(\omega)} \right) \quad (26)$$

onde $i, j = x$ ou y , e Im e Re são as partes imaginárias e reais de Z_{ij} respectivamente. Na sua forma mais geral, o tensor de impedância medido em um sistema de referência N-S tem a forma

$$Z = \begin{bmatrix} Z_{xx} & Z_{xy} \\ Z_{yx} & Z_{yy} \end{bmatrix} \quad (27)$$

Estritamente ao falar dos quatro elementos do tensor é possível obter quatro resistividades do meio (ρ_{xx} , ρ_{xy} , ρ_{yy} e ρ_{yx}) e suas correspondentes fases (φ_{xx} , φ_{xy} , φ_{yy} e φ_{yx}) a partir das quais poderia ser interpretada a estrutura do subsolo no local de medição. Felizmente, em muitos casos, é possível fazer simplificações baseadas na natureza do meio. O caso mais simples é o de um meio homogêneo ou unidimensional (1D), que geologicamente pode corresponder a uma bacia sedimentar estável, uma plataforma marinha, e em geral a regiões tectonicamente estáveis que passaram por um processo de diferenciação estratigráfica. Para o caso unidimensional, Z tem a forma:

$$Z_{1D} = \begin{bmatrix} 0 & Z_a \\ -Z_a & 0 \end{bmatrix} \quad (28)$$

Neste caso existe apenas valor de resistividade ρ_a e um de fase φ_a para cada frequência, os quais dependem somente de variações verticais da condutividade do subsolo. Mas quando o meio é bidimensional (2D) podem ocorrer dois fatos: primeiro se a direção das estruturas coincide ou

5.5 Dimensionalidad del medio

A partir de la estimación de la impedancia para cada una de las frecuencias analizadas (68 en total para cada sondeo de espectro amplio) se procede a calcular las resistividades y los ángulos de fase correspondientes utilizando las expresiones:

$$\rho_{ij}(\omega) = \left(\frac{1}{\omega \mu} \right) |Z_{ij}(\omega)|^2 \quad (25)$$

$$\varphi_{ij}(\omega) = \tan^{-1} \left(\frac{\text{Im } Z_{ij}(\omega)}{\text{Re } Z_{ij}(\omega)} \right) \quad (26)$$

en donde $i, j = x$ o y , e Im y Re son las partes imaginaria y real de Z_{ij} respectivamente. En su forma más general el tensor de impedancia medido en un sistema de referencia N-S tiene la forma

$$Z = \begin{bmatrix} Z_{xx} & Z_{xy} \\ Z_{yx} & Z_{yy} \end{bmatrix} \quad (27)$$

Estrictamente hablando, de los cuatro elementos del tensor es posible obtener cuatro resistividades del medio (ρ_{xx} , ρ_{xy} , ρ_{yy} y ρ_{yx}) y sus correspondientes fases (φ_{xx} , φ_{xy} , φ_{yy} y φ_{yx}) a partir de las cuales se tendría que interpretar la estructura del subsuelo en el sitio de medición. Afortunadamente, en muchos casos es posible hacer simplificaciones basadas en la naturaleza del medio. El caso más simple es el de un medio homogêneo o unidimensional (1D), que geológicamente puede corresponder a una cuenca sedimentaria estable, una plataforma marina, y en general a regiones tectónicamente estables que han pasado por un proceso de diferenciación estratigráfica. Para el caso unidimensional, Z tiene la forma:

$$Z_{1D} = \begin{bmatrix} 0 & Z_a \\ -Z_a & 0 \end{bmatrix} \quad (28)$$

En éste caso hay solamente un valor de resistividad ρ_a y uno de fase φ_a para cada frecuencia, los cuales dependen solamente de variaciones verticales de la conductividad del subsuelo. En cambio, cuando el medio es bidimensional (2D), pueden ocurrir dos cosas dependiendo si la dirección de las estructuras coincide

não com o sistema de referência da medição; ou se a medição foi feita nos eixos principais, ou seja, ao longo e perpendicular a uma estrutura regional (por exemplo: um plano de falha), então o tensor de impedância está representado por

$$Z_{2D} = \begin{bmatrix} 0 & Z_{xy} \\ -Z_{yx} & 0 \end{bmatrix} \quad (29)$$

São definidas duas resistividades e duas fases, uma ao longo da estrutura regional e a outra perpendicular a esta. Isso determina dois modos de polarização dos campos, um quando o fluxo máximo de corrente (mínima resistividade) é paralelo à estrutura regional, o qual se define como o modo Transverso Elétrico (TE); e outro quando o fluxo magnético máximo é paralelo à estrutura, o modo de polarização se conhece como Transverso Magnético (TM). Se o eixo coordenado no qual foi realizado a sondagem não coincide com os eixos da estrutura regional principal então o tensor Z tem de ser girado aos eixos principais utilizando

$$Z = R Z_m R^T$$

$$R = \begin{pmatrix} \cos \theta & \sin \theta \\ -\sin \theta & \cos \theta \end{pmatrix} \quad (30)$$

onde R é o operador de rotação e R^T sua transposta. Z_m é a impedância medida em um sistema de referência diferente ao da estrutura principal, e o ângulo θ corresponde ao azimut do rumo regional desta estrutura, se as medições forem realizadas ao longo dos eixos magnéticos NS e EW. A direção dada por este ângulo define a orientação preferencial do fluxo elétrico que determina a direção estrutural principal. Encontrar o valor de θ é parte do processo de interpretação, uma vez que proporciona características estruturais do meio. Quando se usa o método AMT/MT na realidade se está sondando em diferentes escalas de indução, pois é comum que o ângulo θ varie com a frequência. Pode acontecer o caso de que θ esteja definido somente para uma banda de frequências, nesta situação pode-se considerar que o subsolo é bidimensional nas profundidades de indução correspondentes. Para frequências acima ou abaixo desta banda, pode existir um meio 1D ou de 3D ou inclusive 2D com um θ diferente. Se for possível definir um

o no con el sistema de referencia de la medición. Si la medición se llevó a cabo en los ejes principales, es decir a lo largo y perpendicularmente a una estructura regional (por ejemplo un plano de falla), entonces el tensor de impedancia está representado por

$$Z_{2D} = \begin{bmatrix} 0 & Z_{xy} \\ -Z_{yx} & 0 \end{bmatrix} \quad (29)$$

Es decir, que se definen dos resistividades y dos fases, una a lo largo de la estructura regional y la otra perpendicular a ésta. Esto determina dos modos de polarización de los campos, uno cuando el flujo de corriente máximo (mínima resistividad) es paralelo a la estructura regional, el cual se define como el modo Transverso Eléctrico (TE); y otro, cuando el flujo magnético máximo es paralelo a la estructura, el modo de polarización se conoce como Transverso Magnético (TM). Si el eje coordenado en el que fue realizado el sondeo no coincide con los ejes de la estructura regional principal entonces el tensor Z tiene que ser girado a los ejes principales utilizando

$$Z = R Z_m R^T$$

$$R = \begin{pmatrix} \cos \theta & \sin \theta \\ -\sin \theta & \cos \theta \end{pmatrix} \quad (30)$$

donde R es el operador de rotación y R^T su transpuesta. Z_m es la impedancia medida en un sistema de referencia diferente al de la estructura principal y el ángulo θ corresponde al azimut del rumbo regional de dicha estructura, si las mediciones fueron realizadas a lo largo de los ejes magnéticos NS y EW. La dirección dada por este ángulo define la orientación preferencial del flujo eléctrico que determina la dirección estructural principal. Encontrar el valor de θ es parte del proceso de interpretación puesto que proporciona características estructurales del medio. Cuando se usa el método AMT/MT en realidad se está sondeando a diferentes escalas de inducción por lo que es común que el ángulo θ varíe con la frecuencia. Se puede dar el caso de que θ esté definido solamente para una banda de frecuencias, en cuyo caso se puede considerar que el subsuelo es bidimensional a las profundidades de inducción correspondientes. Para frecuencias por arriba o por debajo de esta banda puede existir un medio 1D o bien 3D o incluso 2D con un θ diferente. Si se

ângulo para a estrutura regional ao longo de um perfil, até mesmo para uma banda de frequências discreta, então pode ser utilizado um algoritmo 2D para interpretá-lo, tal como o de Smith e Booker (1991). Para definir os modos de polarização de um problema particular, é necessário definir a direção da estrutura principal quando se trata de um meio bidimensional, utilizando um dos métodos conhecidos para estimar o ângulo regional. Um procedimento-padrão é o método de Swift (1967), o qual além de ser utilizado como um diagnóstico para determinar se um meio é 1D ou 2D, é muito estável para a obtenção de θ até mesmo quando existe distorção moderada dos campos EM em razão das irregularidades superficiais. A equação de Swift está dada por:

$$\theta = a \tan \left(\frac{(Z_{xx} - Z_{yy}) (Z_{xy} + Z_{yx})^* + (Z_{xx} - Z_{yy})^* (Z_{xy} + Z_{yx})}{(Z_{xx} - Z_{yy})^2 - (Z_{xy} + Z_{yx})^2} \right) \quad (31)$$

Quando a distorção dos campos é importante (em virtude da presença de estruturas mais complexas ou 3D), então há outros métodos para testar se a sondagem pode ainda ser considerada ou não como 2D. Entre os métodos mais efetivos está o de Groomy Bailey (1989) e de Bahr (1990) que será tratado mais adiante.

5.6 Pseudosseções de fase

A primeira inspeção do subsolo ao longo de um perfil AMT/MT, prévio a qualquer processamento mais complexo é possível a partir de uma pseudosseção de fase, que consiste em uma imagem XYZ onde as sondagens estão ao longo do eixo X, o logaritmo da frequência ao longo do eixo vertical Y e em Z se configuram os valores de dos ângulos de fase dos campos. A conveniência deste tipo de representação gráfica é que a fase não fica afetada pelo deslocamento estático (o *static shift*) diferente da resistividade, a qual requer ser corrigida por este efeito antes de poder ser interpretada adequadamente.

O deslocamento estático é o tipo de distorção mais simples (independentemente da frequência) que se produz por diferenças na condutividade do solo entre sondagens em uma mesma zona de estudo e se define mais adiante. As pseudosseções de fase são, portanto, muito útil como referência para selecionar estratégias de interpretação, assim como para

puede definir un ángulo para la estructura regional a lo largo de un perfil, incluso para una banda de frecuencias discreta, entonces se puede utilizar un algoritmo 2D para interpretarlo, tal como el de Smith y Booker (1991). Para definir los modos de polarización de un problema particular es necesario definir la dirección de la estructura principal cuando se trata de un medio bidimensional, utilizando uno de los métodos conocidos para estimar el ángulo regional. Un procedimiento estándar es el método de Swift (1967), el cual además de ser utilizado como un diagnóstico para determinar si un medio es 1D o 2D, es muy estable para la obtención de θ incluso cuando existe distorsión moderada de los campos EM debido a irregularidades superficiales. La ecuación de Swift está dada por:

$$\theta = a \tan \left(\frac{(Z_{xx} - Z_{yy}) (Z_{xy} + Z_{yx})^* + (Z_{xx} - Z_{yy})^* (Z_{xy} + Z_{yx})}{(Z_{xx} - Z_{yy})^2 - (Z_{xy} + Z_{yx})^2} \right) \quad (31)$$

Quando la distorsión de los campos es importante (debido a la presencia de estructuras más complejas o 3D), entonces hay otros métodos para probar si el sondeo puede todavía ser considerado o no como 2D. Entre los métodos más efectivos están el de Groomy Bailey (1989) y el de Bahr (1990) que se tratará mas adelante.

5.6 Pseudo-secciones de fase

*La primera inspección del subsuelo a lo largo de un perfil AMT/MT, previo a cualquier procesamiento más complejo es posible a partir de una pseudo-sección de fase, que consiste en una imagen XYZ en donde los sondeos se ubican a lo largo del eje X, el logaritmo de la frecuencia a lo largo del eje vertical Y y en Z se configuran los valores de los ángulos de fase de los campos. La conveniencia de éste tipo de representación gráfica es que la fase no se afecta por el corrimiento estático (o *static shift*) a diferencia de la resistividad, la cual requiere de ser corregida por éste efecto antes de poder ser interpretada adecuadamente.*

El corrimiento estático es el tipo de distorsión más simple (independiente de la frecuencia), que se produce por diferencias en la conductividad del suelo entre sondeos en una misma zona de estudio y se define más adelante. Las pseudo-secciones de fase son por lo tanto muy útiles como referencia para seleccionar estrategias de interpretación así

analisar tendências gerais de possíveis estruturas no subsolo. Quando a estrutura do subsolo corresponde a um meio estratificado, existe uma regra geral que se utiliza para compreender o comportamento das fases. Esta regra estabelece que a fase φ é maior que 45° se a camada inferior for um melhor condutor que a que o sobrepõe, ou se φ for menor que 45° então o estrato inferior é mais resistivo. Observa-se que as curvas de resistividade e fase variam de uma maneira conjugada, ou seja, quando a resistividade aumenta a fase diminui e vice-versa.

5.7 Análise de distorção

Existem dois tipos importantes de distorção EM, o primeiro é o deslocamento estático, também conhecido como distorção galvânica, e o segundo deve-se ao efeito da indução eletromagnética e que constitui em si mesmo um fenômeno físico a ser interpretado em termos das estruturas do subsolo.

Deslocamento estático. Deve-se ao acúmulo de cargas na interface de camadas superficiais em que se traduz um deslocamento vertical das curvas de resistividade. Ou seja, as resistividades são multiplicadas por um mesmo fator (figura 21). Entretanto, as fases não são afetadas por este fenômeno (JONES, 1988), isto se deve ao fato de que um meio 1D a fase é a derivada logarítmica da resistividade (WEIDELT, 1972).

Existem diferentes formas de realizar a correção por efeito de deslocamento estático, entre os quais, a aplicação de um filtro passa-baixo ou médio de locais, os cálculos teóricos de superfícies 3D próximas à superfície e os cálculos teóricos por efeitos topográficos. A aplicação das primeiras duas técnicas requer uma densidade de sondagens maior a que foi medida para este projeto, tanto que a última se refere a um tipo particular de problema que não aparece na zona de estudo. Sternberg et al. (1988) demonstraram que o deslocamento estático ocorre inclusive em regiões planas. O procedimento mais simples e efetivo para corrigir o deslocamento estático é fazer um gráfico conjuntamente com todas as curvas de resistividade do perfil e observar se existe um nível particular que se repita mais que outros. Se este for o caso se assume que o resto das estações AMT/MT estão afetadas por variações locais de resistividade (estática)

como para analizar tendencias generales de posibles estructuras en el subsuelo. Cuando la estructura del subsuelo corresponde a un medio estratificado existe una regla general que se utiliza para comprender el comportamiento de las fases. Esta regla establece que la fase φ es mayor que 45° si la capa inferior es mejor conductor que la que le sobreyace, o bien si φ es menor que 45° entonces el estrato inferior es más resistivo. Nótese que las curvas de resistividad y fase varían de una manera conjugada, es decir, cuando la resistividad se incrementa la fase decrece y viceversa.

5.7 Análisis de Distorsión

Existen dos tipos importantes de distorsión EM, el primero es el corrimiento estático, también conocido como distorsión galvánica, y el segundo se debe al efecto de la inducción electromagnética y que constituye en sí mismo el fenómeno físico a interpretar en términos de las estructuras del subsuelo.

Corrimiento estático. - *Se debe a la acumulación de cargas en la interfase de capas superficiales en que se traduce en un desplazamiento vertical de las curvas de resistividad. Es decir, las resistividades se ven multiplicadas por un mismo factor (Figura 21). Sin embargo, las fases no son afectadas por este fenómeno (Jones, 1988), esto se debe a que en un medio 1D la fase es la derivada logarítmica de la resistividad (Weidelt, 1972).*

Existen diferentes formas de realizar la corrección por efecto del corrimiento estático, entre las que se encuentran la aplicación de un filtro pasabajos o promedio de sitios, cálculos teóricos de superficies 3D cercanas a la superficie, y cálculos teóricos por efectos topográficos. La aplicación de las primeras dos técnicas requiere de una densidad de sondeos mayor a la que se midió para éste proyecto, en tanto que la última se refiere a un tipo particular de problema que no se presenta en la zona de estudio. Sternberg et al. (1988) han demostrado que el corrimiento estático ocurre incluso en regiones planas. Frecuentemente el procedimiento más sencillo y efectivo para corregir el corrimiento estático es graficar conjuntamente todas las curvas de resistividad del perfil y observar si existe un nivel particular que se repita más que otros. Si este es el caso se asume que el resto de las estaciones AMT/MT están afectadas por variaciones locales de resistividad (estática) y se considera que el nivel de resistividad que se repite

e se considera que o nível de resistividade que se repete é o correto, o resto das curvas de resistividade é deslocado verticalmente.

O conhecimento adequado da geologia da zona de estudo pode também ser utilizado como uma alternativa para corrigir apropriadamente este efeito, ou se existe informação da resistividade do solo por outros meios, sejam diretos ou indiretos, estes podem ser utilizados diretamente para corrigir a posição das curvas de resistividade para as sondagens que compõem o perfil. Quando as curvas são corrigidas é possível gerar pseudosseções de resistividade, as quais podem ser interpretadas de forma qualitativa de maneira mais direta do que as de fase, além disso, são utilizadas de maneira complementar para confirmar tendências. Uma das vantagens das pseudosseções de resistividade é a maior faixa de variação deste parâmetro que proporciona maior detalhe, muitas vezes melhorando a localização de zonas anômalas.

es el correcto, al cual el resto de las curvas de resistividad son desplazadas verticalmente.

Alternativamente, el conocimiento adecuado de la geología de la zona de estudio puede también ser utilizada para corregir apropiadamente por éste efecto, o si existe información de la resistividad del suelo por otros medios ya sean directos o indirectos, éstos se pueden utilizar directamente para corregir la posición de las curvas de resistividad para los sondeos que componen el perfil. Una vez que las curvas han sido corregidas entonces es posible generar pseudo-secciones de resistividad, las cuales frecuentemente se pueden interpretar de forma cualitativa de manera más directamente que las de fase, además de que se utilizan de manera complementaria a éstas para confirmar tendencias. Una de las ventajas de las pseudo-secciones de resistividad es el mayor rango de variación de este parámetro que proporciona mayor detalle muchas veces mejorando la ubicación de zonas anómalas.

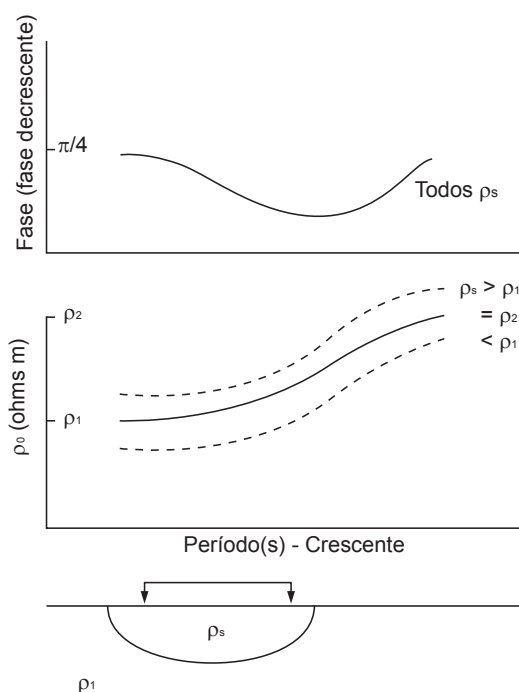


Figura 21.-

Diagrama que mostra os efeitos do deslocamento estático. O esquema da parte inferior mostra uma descontinuidade superficial (ρ_s) que ocasiona que a curva de resistividade seja deslocada para cima (si $\rho_s > \rho_1$) ou para baixo (si $\rho_s < \rho_1$). A curva de fase não é afetada.

Figura 21.-

Diagrama que muestra los efectos del corrimiento estático. El esquema de la parte inferior muestra una discontinuidad superficial (ρ_s) que ocasiona que la curva de resistividad sea desplazada hacia arriba (si $\rho_s > \rho_1$) o hacia abajo (si $\rho_s < \rho_1$). La curva de fase no es afectada.

Outro tipo de distorção eletromagnética ocorre por causa da presença de estruturas locais ou regionais do subsolo, as quais determinam a dimensionalidade do meio. Existem diferentes abordagens para determinar essa dimensionalidade (SWIFT, 1967; BAHR, 1990) que são construídas a partir dos componentes invariantes do tensor de impedância. Estes componentes recebem o nome de invariantes já que não dependem do eixo de coordenadas em que são medidos, ou seja, se a matriz é girada se obtém o mesmo valor invariante. Esta propriedade é muito útil para determinar o comportamento do tensor em diferentes frequências independentemente do marco de referência na qual se encontre. Um dos critérios mais úteis é o da assimetria do tensor de impedâncias (k) ou skew (SWIFT, 1967) dada por

$$k = \frac{|Z_{xx} + Z_{yy}|}{|Z_{xy} - Z_{yx}|} \quad (32)$$

Nesta equação $Z_{xx} + Z_{yy}$ e $Z_{xy} - Z_{yx}$ são invariantes perante as rotações, portanto k também é invariante. Bahr (1990) define sete classes de distorção telúrica, entre os quais estabelece que se $k < 0.1$ não existe distorção do tensor de impedância, portanto o modelo 1D é apropriado para interpretar os dados (SWIFT, 1967; CAGNIARD, 1953). Quando k é instável, ou seja, varia erráticamente de uma frequência a outra, significa que $Z_{xy} \approx Z_{yx}$, o denominador da equação anterior é aproximadamente zero, e k tende a infinito, indicando também que o meio é unidimensional. Se os valores de k são estáveis e consistentes menores que 0.4, isso indica que o meio pode ser considerado 2D. Quando o meio é bidimensional o giro do tensor de impedâncias é feito utilizando a equação para θ apresentada na seção anterior.

Outra forma de assimetria, também invariante perante as rotações é definida por Bahr (1990) a partir da expressão

$$\mu = \frac{([D_1, S_2] + [S_1, D_2])^{1/2}}{D_2} \quad (33)$$

com

$$S_1 = Z_{xx} + Z_{yy}, S_2 = Z_{xy} + Z_{yx}, D_1 = Z_{xx} - Z_{yy}, D_2 = Z_{xy} - Z_{yx}$$

$$[C_1, C_2] = \text{Im} (C_2 C_1^*) = \text{Re} C_1 \text{Im} C_2 - \text{Re} C_2 \text{Im} C_1$$

Otro tipo de distorsión electromagnética es la debida a la presencia de estructuras locales o regionales del subsuelo las cuales determinan la dimensionalidad del medio. Existen diferentes enfoques para determinar dicha dimensionalidad (p.e. Swift's, 1967; Bahr, 1990), que se construyen a partir de las componentes invariantes del tensor de impedancia. Estas componentes reciben el nombre de invariantes ya que no dependen del eje de coordenadas en que se mide, es decir, si se rota la matriz se obtiene el mismo valor invariante. Esta propiedad es muy útil para determinar el comportamiento del tensor a diferentes frecuencias independiente del marco de referencia en el cual se encuentre. Uno de los criterios mas útiles es el de la asimetría del tensor de impedancias (k) o skew (Swift, 1967) dada por

$$k = \frac{|Z_{xx} + Z_{yy}|}{|Z_{xy} - Z_{yx}|} \quad (32)$$

En esta ecuación se emplea el hecho de que $Z_{xx} + Z_{yy}$ y $Z_{xy} - Z_{yx}$ son invariantes ante las rotaciones, por lo tanto k también es invariante. Bahr (1990) define 7 clases de distorsión telúrica, entre los cuales establece que si $k < 0.1$ no existe distorsión del tensor de impedancia, por lo que el modelo 1D es apropiado para interpretar los datos (Swift's, 1967; Cagniard's, 1953). Cuando k es inestable, es decir varía erráticamente de una frecuencia a otra, significa que $Z_{xy} \approx Z_{yx}$, por lo que el denominador de la ecuación anterior es aproximadamente cero y k tiende entonces a infinito indicando también que el medio es unidimensional. Si los valores de k son estables y consistentes menores a 0.4 indica que el medio se puede considerar 2D. Cuando el medio es bidimensional el giro del tensor de impedancias se hace empleando la ecuación para θ presentada en la sección anterior.

Otra forma de asimetría, también invariante ante las rotaciones se define por Bahr (1990) a partir de la expresión

$$\mu = \frac{([D_1, S_2] + [S_1, D_2])^{1/2}}{D_2} \quad (33)$$

con

$$S_1 = Z_{xx} + Z_{yy}, S_2 = Z_{xy} + Z_{yx}, D_1 = Z_{xx} - Z_{yy}, D_2 = Z_{xy} - Z_{yx}$$

$$[C_1, C_2] = \text{Im} (C_2 C_1^*) = \text{Re} C_1 \text{Im} C_2 - \text{Re} C_2 \text{Im} C_1$$

onde o parâmetro μ é um indicador da dimensionalidade do meio. Se μ é aproximadamente 0, então o meio pode ser considerado homogêneo, ou seja, 1D. Outro parâmetro de distorção definido por Bahr (1990) é a anisotropia regional (η). Este parâmetro se obtém da condição de que, no sistema de referência da estrutura regional 2D, os dois elementos de cada coluna do tensor possuem a mesma fase. Qualquer desvio implica que η é maior que 0, este parâmetro pode ser utilizado como uma medida da bidimensionalidade do meio. Se η é menor do que 0.4 se considera que o meio é 2D, com valores maiores considera-se que o meio é 3D. A anisotropia regional pode ser estimada a partir da seguinte expressão:

$$\eta = \frac{([D_1, S_2] - [S_1, D_2])^{1/2}}{D_2} \quad (34)$$

Para medir o ângulo da estrutura regional se utiliza a seguinte expressão (BAHR, 1990):

$$\text{tg}(2\theta) = \frac{[S_1, S_2] - [D_1, D_2]}{[S_1, D_1] - [S_2, D_2]} \quad (35)$$

onde S_1 , S_2 , D_1 , e D_2 estão dados anteriormente.

Prospecção Magnetotelúrica. A efetividade das sondagens AMT/MT depende em grande medida do contraste condutivo entre os materiais do subsolo. Se existe um bom contraste elétrico entre as diferentes unidades litológicas dos materiais que conformam o subsolo, então isto permitirá uma adequada determinação dos limites, das profundidades e das suas espessuras. A combinação desta característica com informação de registros geofísicos de poços permite calibrar as sondagens, o que implica um conhecimento extra no processo de interpretação e, portanto, nos alcances dos modelos quantitativos obtidos. A figura 22 mostra um esquema simplificado de um corte litológico e o registro elétrico correspondente baseado em um estudo AMT/MT no norte do Uruguai (OLEAGA, 2002) que sugere um contraste de até duas ordens de magnitude entre os derramamentos basálticos e o Aquífero Guarani, até mesmo um contraste maior com relação à base cristalina.

donde el parámetro μ es un indicador de la dimensionalidad del medio. Si μ es aproximadamente 0 entonces el medio se puede considerar homogéneo, es decir, 1D. Otro parámetro de distorsión definido por Bahr (1990) es la anisotropía regional (η). Este parámetro se obtiene de la condición de que en el sistema de referencia de la estructura regional 2D los dos elementos de cada columna del tensor tienen la misma fase. Cualquier desviación implica que η es mayor que 0 por lo que este parámetro puede ser utilizado como una medida de la bidimensionalidad del medio. Si η es menor que 0.4 se considera que el medio es 2D, valores mayores se considera que el medio es 3D. La anisotropía regional se estima a partir de la siguiente expresión:

$$\eta = \frac{([D_1, S_2] - [S_1, D_2])^{1/2}}{D_2} \quad (34)$$

Para medir el ángulo de la estructura regional se utiliza la siguiente expresión (Bahr, 1990):

$$\text{tg}(2\theta) = \frac{[S_1, S_2] - [D_1, D_2]}{[S_1, D_1] - [S_2, D_2]} \quad (35)$$

En donde S_1 , S_2 , D_1 , y D_2 están dados anteriormente.

Prospección Magnetotelúrica.- La efectividad de los sondeos AMT/MT depende en gran medida del contraste conductivo entre los materiales del subsuelo. Si existe un buen contraste eléctrico entre las diferentes unidades litológicas de los materiales que conforman el subsuelo, entonces esto permitirá una adecuada determinación de los límites, profundidades y espesores de las mismas. La combinación de ésta característica con información de registros geofísicos de pozos permite calibrar los sondeos, lo que implica un conocimiento extra en el proceso de interpretación y por lo tanto en los alcances de los modelos cuantitativos obtenidos. La Figura 22 muestra un esquema simplificado de un corte litológico y el registro eléctrico correspondiente basado en un estudio AMT-MT en el norte de Uruguay (Oleaga, 2002) que sugiere un contraste de hasta dos órdenes de magnitud entre los derrames basálticos y el acuífero Guaraní, e incluso un contraste mayor con respecto al basamento cristalino.

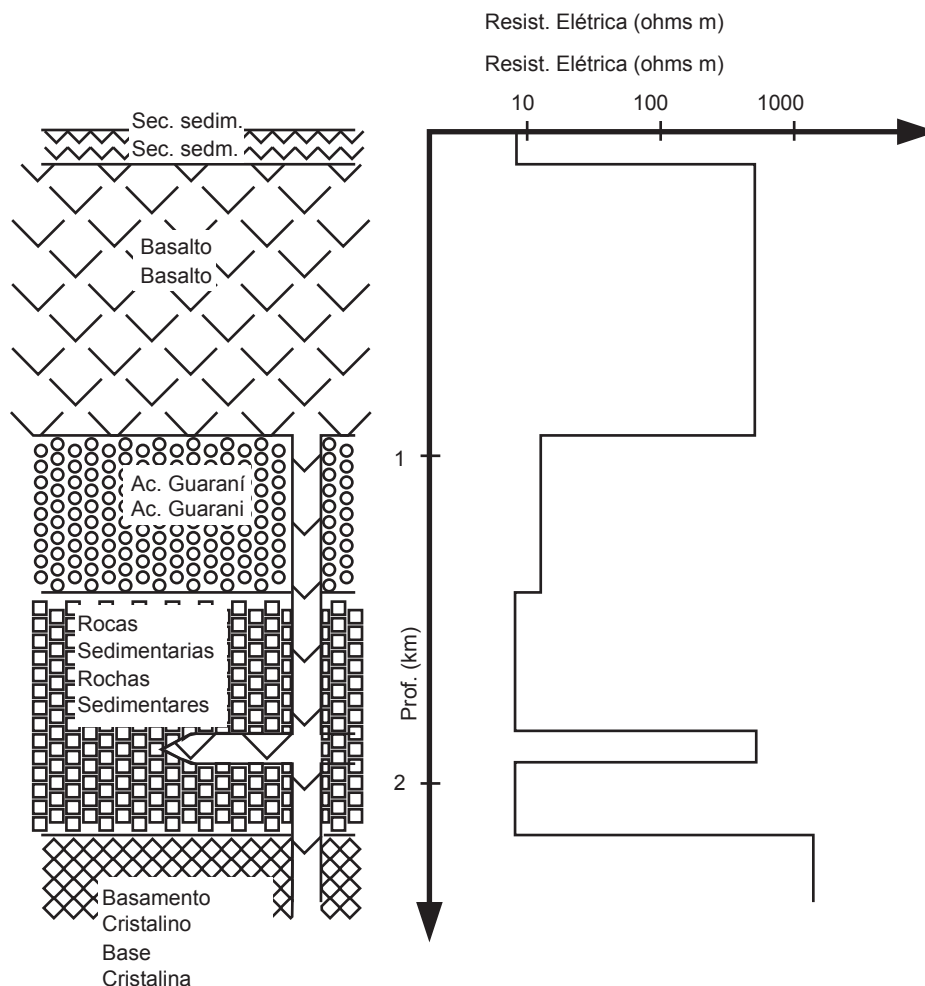


Figura 22.-

Corte litológico na área de estudo com o registro elétrico correspondente (OLEAGA, 2002).

Figura 22.-

litológico en el área de estudio con el registro eléctrico correspondiente (Oleaga, 2002).

Isto faz deste método a ferramenta adequada para a exploração indireta do Aquífero Guaraní apesar da falta de contraste entre este e os pacotes de sedimentos Devónico-Pérmicos que o antepõe. A presença de rochas basálticas na superfície não representa uma restrição para este método, mas ao contrário, de acordo com a expressão para a profundidade pelicular, favorece uma maior profundidade de investigação. Em contraste com o método de Sondagens Elétricas Verticais (SEVs) de corrente direta, a exploração em profundidades de até 3 km e a presença da camada resistiva superficial mencionada não

Esto hace de éste método la herramienta adecuada para la exploración indirecta del acuífero Guaraní a pesar de la falta de contraste entre éste y el paquete de sedimentos Devónico-Pérmicos que le subyace. La presencia de rocas basálticas en superficie no representa una restricción para este método, sino por el contrario, de acuerdo a la expresión para la profundidad pelicular, esto favorece una mayor profundidad de investigación. En contraste con el método de Sondeos Eléctricos Verticales (SEV) de corriente directa, la exploración a profundidades de hasta 3 km no presenta un problema logístico ni tampoco la presencia de la capa resistiva superficial

representa um problema logístico (CORBO et al., 2005). Pois o método AMT/MT é um método passivo de fonte natural que opera como função da frequência, a aquisição é realizada com apenas um arranjo eletródico sem a necessidade de aumentar a longitude dos dipolos elétricos para alcançar maiores profundidades. Isto certamente constitui um inconveniente logístico do método de SEV para penetrar em profundidades maiores do que 500 m.

Para a realização de um estudo AMT/MT, é necessário o instrumento adequado. O equipamento Phoenix modelo MTU-2000, que consiste em uma unidade de aquisição, filtrado e amplificação dos sinais que contém um módulo de pré-processado e armazenamento da informação, cumpre com as características mencionadas na primeira parte deste relatório. O equipamento utilizado é complementado com seis sensores magnéticos (três para AMT e três para MT) e quatro taças porosas para os dois dipolos elétricos e outra para conectar a terra ao instrumento. A instalação de uma estação AMT/MT em campo consiste em colocar dois dipolos elétricos de 50 a 100 m de longitude orientada com precisão em direções NS e EW. Cada dipolo está conectado a terra através de dois eletrodos ou taças porosas que contêm um eletrólito que facilita a passagem do sinal ao instrumento. Para melhorar o contato com o solo, os eletrodos são enterrados a uns 50 cm da superfície, umedecendo com água e cobrindo posteriormente para manter estáveis as condições de medição. Ambos os dipolos se conectam ao instrumento de medição mediante cabos coaxiais (RG-59) para evitar ruído eletromagnético no sinal medido. O quinto eletrodo se coloca no centro do arranjo que funciona como descarga na terra para proteção do instrumento. Na figura 23 (lado esquerdo), a configuração dos dipolos elétricos está demonstrada em um esquema. O seguinte passo é a colocação dos sensores magnéticos ou bobinas receptoras. A colocação dos dipolos divide o terreno em quatro quadrantes onde se coloca as três bobinas para a medição dos componentes do campo magnético H_x , H_y e H_z . Cada uma destas é orientada e nivelada cuidadosamente em cada um dos três quadrantes; uma na direção NS, a outra EW e a terceira se coloca verticalmente. As três são enterradas e cobertas para evitar ser perturbadas pelo movimento do ar. A figura 23 (lado direito) mostra esquematicamente a colocação das bobinas no terreno. Tanto dipolos quanto sensores magnéticos se conectam ao

mencionada (Corbo et al., 2005). Debido a que el método AMT/MT es un método pasivo de fuente natural que opera como función de la frecuencia, la adquisición se lleva a cabo con un solo arreglo electródico sin necesidad de incrementar la longitud de los dipolos eléctricos para alcanzar mayores profundidades. Esto ciertamente constituye un inconveniente logístico del método de SEV para penetrar a profundidades mayores a los 500 m.

Para la realización de un estudio AMT/MT se requiere del instrumento adecuado. El equipo Phoenix modelo MTU-2000, que consiste en una unidad de adquisición, filtrado y amplificación de las señales que contiene un módulo de pre-procesado y almacenamiento de la información, cumple con las características mencionadas en la primera parte de este reporte. El equipo utilizado se complementa con seis sensores magnéticos (tres para AMT y tres para MT) y cuatro tazas porosas para los dos dipolos eléctricos y otra para conexión a tierra del instrumento. La instalación de una estación AMT/MT en campo consiste en colocar dos dipolos eléctricos de 50 a 100 m de longitud orientados con precisión en direcciones NS y EW. Cada dipolo está conectado a tierra a través de dos electrodos o tazas porosas que contienen un electrolito que facilita el paso de la señal al instrumento. Para mejorar el contacto con el suelo, los electrodos se entierran a unos 50 cm de la superficie, humedeciendo con agua y cubriendo posteriormente para mantener estables las condiciones de medición. Ambos dipolos se conectan al instrumento de medición mediante cables coaxiales (RG-59) para evitar ruido electromagnético en la señal medida. El quinto electrodo se coloca en el centro del arreglo que funciona como descarga a tierra para protección del instrumento. En la **Figura 23** (lado izquierdo) se muestra esquemáticamente la configuración de los dipolos eléctricos. El siguiente paso es la colocación de los sensores magnéticos o bobinas receptoras. La colocación de los dipolos divide el terreno en cuatro cuadrantes en donde se procede colocar las tres bobinas para la medición de las componentes del campo magnético H_x , H_y y H_z . Cada una de estas es orientada y nivelada cuidadosamente en cada uno de los tres cuadrantes; una orientada NS, la otra EW y la tercera se coloca verticalmente. Las tres son enterradas y cubiertas, para evitar ser perturbadas por el movimiento del aire. La **Figura 23** (lado derecho) muestra esquemáticamente la colocación de las bobinas en el terreno. Tanto dipolos como los sensores magnéticos se conectan

equipamento central com seus respectivos cabos e evita-se que estes fiquem descolados do solo para evitar vibrações por efeitos de movimentos com o ar que podem gerar ruído no sinal.

Medição. Esta é realizada em duas partes, a primeira corresponde à aquisição de sinais de alta frequência (10-10.000 Hz) para o qual se utilizam as bobinas para AMT processo que dura entre 2 e 4 horas na maior parte dos casos. Uma vez concluída esta fase, muda-se os três sensores magnéticos para a medição dos campos em frequências médio-baixas utilizando as bobinas MT. A duração desta parte da medição depende da profundidade que estejamos interessados em alcançar e da precisão desejada, pois é suficiente entre 4 ou 5 horas para medir as frequências médias (profundidades de 2-3 km) e até 8 ou mais para alcançar maiores profundidades. Este arranjo permite medir dois componentes horizontais de campos elétricos (E_x e E_y) e dois componentes horizontais e uma vertical de campo magnético (H_x , H_y e H_z) para o intervalo de frequências entre 10.000 e aproximadamente 0.001 Hz. Esta informação é armazenada no equipamento, depois é descarregada para um computador portátil para seu posterior processamento e interpretação. A figura 24 mostra fotografias do equipamento de prospecção e das bobinas.

al equipo central con sus respectivos cables y se evita que éstos queden despegados del suelo para evitar vibraciones por efectos de movimiento con el aire que puedan generar ruido en la señal.

Medición.- La medición se lleva a cabo en dos partes, la primera corresponde a la adquisición de señales de alta frecuencia (10-10.000 Hz) para lo cual se utilizan las bobinas para AMT proceso que dura entre 2 y 4 horas en la mayor parte de los casos. Una vez concluida ésta fase, se procede a cambiar los tres sensores magnéticos para la medición de los campos en frecuencias medias-bajas utilizando para esto las bobinas MT. La duración de ésta parte de la medición depende de la profundidad que estemos interesados en alcanzar y de la precisión deseada, ya que bastarán unas cuantas horas más (4-5) para medir a frecuencias medias (profundidades de 2-3 km) y hasta 8 o más para alcanzar mayores profundidades. Este arreglo permite medir dos componentes horizontales del campo eléctricos (E_x y E_y) y dos componentes horizontales y una vertical del campo magnético (H_x , H_y y H_z) para el intervalo de frecuencias entre 10.000 y aproximadamente 0.001 Hz. Esta información es almacenada en el equipo del cual se descarga a una computadora portátil para su posterior procesamiento e interpretación. La **Figura 24** muestra fotografías del equipo de prospección y del aspecto de las bobinas.

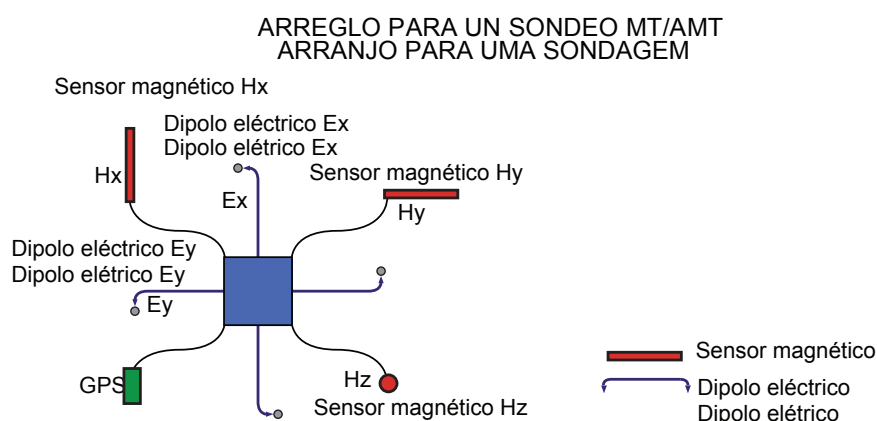


Figura 23.-

Esquema de localização dos dipolos elétricos e bobinas magnéticas. No centro está localizado o instrumento de aquisição e pré-processamento (quadro azul) conectado aos sensores magnéticos, dipolos elétricos e GPS.

Figura 23.-

Esquema de ubicación de los dipolos eléctricos y bobinas de magnéticas. En el centro se ubica el instrumento de adquisición y pre-procesamiento (cuadro azul) conectado a los sensores magnéticos, dipolos eléctricos y GPS.

Antes da medição e apenas ao início de um levantamento se realiza uma calibração, tanto do equipamento quanto do conjunto de sensores magnéticos (seis no total). Os arquivos de calibração obtidos são utilizados durante o processamento de cada uma das sondagens adquiridas posteriormente, é essencial que a calibração do sistema (equipamento + sensores) seja realizada o mais distante possível do ruído EM cultural, ou seja, fora da zona urbana, fábricas etc.

Previo a la medición y sólo al inicio de un levantamiento se realiza una calibración tanto del equipo como del conjunto de sensores magnéticos (6 en total). Los archivos de calibración obtenidos se utilizan durante el procesamiento de cada uno de los sondeos adquiridos posteriormente, por lo cual es esencial que la calibración del sistema (equipo+sensores) se realice lo más alejado de ruido EM cultural, es decir fuera de la zona urbana, fabricas, etc.

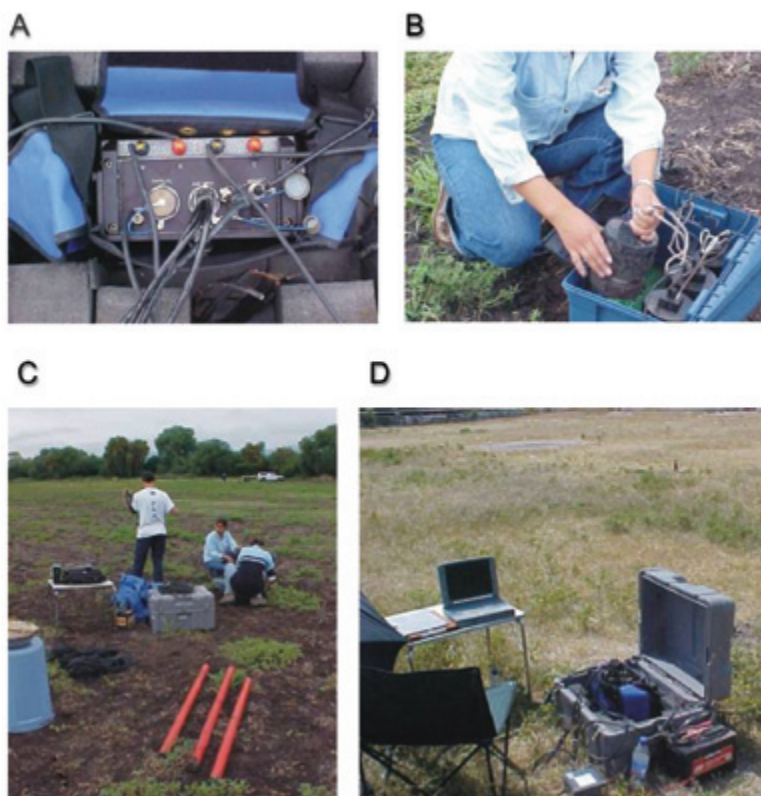


Figura 24.-

Imagem de um equipamento de aquisição de dados Magnetotelúricos. A) sistema AMT/MT. B) eletrodos porosos. C) bobinas (primeiro plano). D) sistema MT conectado a um laptop, sensores e GPS.

Figura 24.-

Aspecto general de un equipo de adquisición de datos Magnetotelúricos. A) sistema AMT-MT, B) electrodos porosos, C) bobinas (primer plano) y D) sistema MT conectado a laptop, sensores y GPS.

5.8 Equipamento

Conforme foi indicado, a técnica de prospecção Magnetotelúrica apresenta grande aplicabilidade na região, alta precisão em seus resultados

5.8 Equipamiento

Como se ha indicado, la técnica de prospección magnetotelúrica presenta gran aplicabilidad en la zona, alta precisión en sus resultados y gran

e grande versatilidade operacional, tanto na prospecção profunda (>2000 m), quanto na superficial. Contudo, o custo relativamente alto do equipamento é um limitador importante para sua aquisição por parte das universidades ou grupos de trabalho. O equipamento que normalmente é utilizado para uma estação AMT/MT consiste de:

- Uma unidade portátil de aquisição de dados.
- Seis sensores magnéticos para prospecção na categoria AMT (3) e MT (3).
- Três cabos para a conexão de sensores magnéticos.
- Um cabo de conexão de equipamento central à bateria.
- Quatro cabos coaxiais de 30-50 m c/u para a conexão dos dipolos elétricos.
- Cinco eletrodos não polarizáveis.
- Kit de ferramentas e material de apoio em campo (multímetro, bandejas, gavetas e recipientes plásticos, picareta, pá, lanterna etc.).
- Computador portátil.
- Indicador de nível e bússola.
- Jalões (balizas).
- Caminhonete para o transporte do equipamento e da equipe.

5.9 Procedimento de campo

Embora o procedimento de campo seja basicamente simples, a instalação de uma estação MT exige planejamento e cuidado com vários detalhes, já que a sensibilidade da medição a torna muito vulnerável às perturbações no local da medição.

Tal como indicado na figura 23, os pares de eletrodos devem ser colocados alinhados e mutuamente perpendiculares em cada local, além de três sensores magnéticos ou bobinas, também de forma perpendicular entre elas. Os eletrodos porosos devem apresentar baixa resistência ao contato com o solo e baixo ruído elétrico através das conexões para uma leitura apropriada de E. O sinal de entrada de cada um dos canais de campo elétrico horizontal é a diferença de voltagem entre cada par de eletrodos. Quanto mais afastados estes, maior será a voltagem medida. Portanto, é desejável colocar os eletrodos o mais separado possível, entre outros, dependendo da disponibilidade de espaço e tempo para tal fim. Para as operações rotineiras que repercutem numa operação eficiente, é recomendável

versatilidad operativa, tanto en prospección profunda (> 2000 m) como somera. Sin embargo el costo relativamente alto del equipamiento es una limitante importante para su adquisición por parte de las universidades o grupos de trabajo. El equipamiento que normalmente se utiliza para una estación AMT-MT consiste de:

- *Una unidad portátil de adquisición de datos*
- *Seis sensores magnéticos para prospección en el rango AMT (3) y MT (3).*
- *3 cables para la conexión de sensores magnéticos.*
- *Un cable de conexión de equipo central a batería.*
- *4 cables coaxiales de 30-50 m c/u para la conexión de los dipolos eléctricos.*
- *5 electrodos no polarizables.*
- *Kit de herramientas y material de apoyo en campo (Multímetro, charolas, cajones y recipientes plásticos, pico, pala, linterna, etc.).*
- *Computadora portátil.*
- *Nivel y brújula.*
- *Jalones*
- *Camioneta para el traslado de equipo y personal.*

5.9 Procedimiento de Campo

Aunque el procedimiento de campo es básicamente simple, la instalación de una estación MT requiere de planeación y cuidado de varios detalles, debido a que la sensibilidad de la medición la hace muy vulnerable a las perturbaciones en el sitio de medición.

Como lo indica la Figura 23, se deben colocar dos pares de electrodos alineados y mutuamente perpendiculares en cada sitio, además de tres sensores magnéticos o bobinas, también en forma perpendicular entre ellas. Los electrodos porosos deben presentar baja resistencia al contacto con el suelo y como bajo ruido eléctrico a través de las conexiones para una apropiada lectura de E. La señal de entrada de cada uno de los dos canales de campo eléctrico horizontal es la diferencia de voltaje entre cada par de electrodos. Mientras más alejados se encuentren éstos mayor será el voltaje medido, por lo que es deseable colocar los electrodos lo más separados como sea posible, entre otros, sujeto a la disponibilidad de espacio y tiempo disponible para ello. Para las operaciones rutinarias, que repercuten en una operación

utilizar longitudes fixas para cada sondagem. Uma vez estendidos os cabos dos dipolos, é muito importante cobri-los, mesmo que apenas parcialmente, para evitar que se movam sob a influência do vento e evitar, assim, oscilações indesejáveis que induzam ruído nas medições. Normalmente, é comum colocar várias pás de terra sobre a longitude do cabo com o propósito de mantê-lo preso ao solo. As características topográficas podem causar distorções similares às causadas por heterogeneidades de resistividade. Embora estas possam ser modeladas, é melhor evitá-las sempre que possível, principalmente se o relevo é mais de 10% da separação eletródica.

As bobinas de indução magnética são ainda mais sensíveis aos movimentos e vibrações que os cabos que conectam os eletrodos. Para evitar que se movam ou vibrem por causa do vento, as duas bobinas horizontais são enterradas em fossas de 30 a 50 cm de profundidade previamente cavadas para este propósito. As bobinas devem ser conectadas, devidamente orientadas e niveladas antes das fossas serem cobertas. Ademais, a bobina vertical é colocada em um poço vertical, nivelada e coberta com um recipiente plástico (invertido) com um orifício em sua base para permitir a passagem do cabo que o conecta ao equipamento de medição. O nivelamento das bobinas é realizado utilizando um indicador de nível de bolha com uma precisão de pelo menos 1°. A orientação das bobinas horizontais é realizada com o auxílio de um trânsito de precisão similar. Enterrar as bobinas tem a vantagem adicional de reduzir as mudanças de temperatura dos sensores durante a medição, reduzindo, com isso, as flutuações na resposta e conseqüentemente também o ruído no sinal. As bobinas devem ser separadas várias vezes da sua longitude, normalmente entre 8 e 10 metros para evitar os efeitos de autoindução entre elas.

Os locais de medição devem ser selecionados evitando possíveis fontes de ruído, tais como: linhas de alta tensão, cercas metálicas, tubulações, passagem constante de veículos e trânsito de pedestres. A utilização de duas brigadas separadas, mas bem coordenadas, sendo uma para o processo de medição e a outra para a instalação de cada estação, melhora consideravelmente a eficiência dos estudos magnetotélúricos. Para incrementar a eficiência, as horas de registro de dados podem ser programadas de modo que evite horas específicas de ruído. Normalmente, são levadas a cabo várias medições em cada banda de frequências,

eficiente, es recomendable utilizar longitudes fijas para cada sondeo. Una vez tendidos los cables de los dipolos es muy importante cubrirlos, aunque sea parcialmente, para evitar que se muevan bajo la influencia del viento y evitar así oscilaciones indeseables que induzcan ruido a las mediciones. Normalmente lo que se acostumbra es colocar varias paladas de tierra sobre la longitud del cable con el propósito de mantenerlo sujeto al suelo. Los rasgos topográficos pueden causar distorsiones similares a las causadas por heterogeneidades de resistividad. Aunque estas se pueden modelar, es mejor evitarlas mientras sea posible, especialmente si el relieve es más de un 10% de la separación electródica.

Las bobinas de inducción magnética son aún más sensibles a los movimientos y vibraciones que los cables que conectan los electrodos. Para evitar que se muevan o vibren a causa del viento las dos bobinas horizontales se entierran en fosas de 30 a 50 cm de profundidad previamente cavadas para este propósito. Las bobinas deben de ser conectadas, propiamente orientadas y niveladas antes de ser cubiertas las fosas. Por otro lado, la bobina vertical se coloca en un pozo vertical, se nivela y se cubre con un recipiente de plástico (invertido) que tenga un orificio en su base para que pueda pasar el cable que lo conecta al equipo de medición. La nivelación de las bobinas se lleva a cabo utilizando un nivel de burbuja con una precisión de por lo menos 1°. La orientación de las bobinas horizontales se realiza con la asistencia de un tránsito con una precisión similar. Enterrar las bobinas tiene la ventaja adicional de reducir los cambios de temperatura de los sensores durante la medición, reduciendo con ello las fluctuaciones en su respuesta y conseqüentemente también el ruido en la señal. Las bobinas deben de separarse varias veces su longitud, normalmente entre 8 y 10 metros para evitar los efectos de auto inducción entre ellas.

Los sitios de medición se deben seleccionar evitando posibles fuentes de ruido, tales como líneas de alta tensión, cercas metálicas, tuberías, paso continuo de vehículos y tráfico de peatones. La utilización de dos brigadas separadas, pero bien coordinadas una para el proceso de medición y otra para la instalación de cada estación mejora considerablemente la eficiencia de los levantamientos magnetotélúricos. Para incrementar la eficiencia las horas de registro de datos se pueden programar de tal forma que eviten horas de ruido específicas. Normalmente, se llevan a cabo varias mediciones en cada banda

visto que, em geral, tanto o ruído quanto o sinal são inconstantes e podem ser muito variáveis e imprevisíveis.

5.10 Processamento de dados

Uma vez transferidos os dados do instrumento para o computador, o primeiro passo é a transformação das séries de tempo para sua forma espectral, de onde se estimam os produtos cruzados entre os componentes Hx e Ey e entre os componentes Hy e Ex. A partir destes pares são calculadas as impedâncias nos eixos principais (Z_{xy} e Z_{yx}) de onde se obtém duas curvas de resistividade e duas de fase correspondentes à direção da estrutura principal e na direção perpendicular a esta. Como foi comentado anteriormente, se o meio é 1D, então as curvas de resistividade coincidem e as de fase são idênticas exceto por uma diferença de 180°. A figura 25 mostra um exemplo de sondagem AMT/MT, no qual se mostram tanto as curvas de resistividade, quanto as de fase. Neste caso em particular, observa-se que, para a categoria de frequências (10.000-0.1 Hz), o meio pode ser considerado como unidimensional, dado que as curvas de resistividade são idênticas, enquanto, para frequências mais baixas, o meio se comporta como bidimensional. Segundo a equação para a profundidade pelicular δ dada previamente, o meio pode ser considerado isotrópico (no plano horizontal) e estratificado até profundidades de pelo menos 4 quilômetros na zona próxima a esta sondagem.

Normalmente, a qualidade do sinal registrado apresenta variação durante o tempo de medição e, portanto, é necessário realizar uma edição dos produtos cruzados para eliminar valores que foram adquiridos durante períodos com ruído (por ex.: passagem de veículos pelo local) ou com baixa amplitude do sinal. Isto é feito para cada sondagem e para cada uma das 68 frequências que compreendem uma sondagem de espectro amplo. Esta sondagem composta é editada novamente, eliminando as medições daquelas frequências anômalas com suas vizinhas e/ou que apresentam grande desvio-padrão na resistividade elétrica ou na fase. Do resultado desse procedimento são obtidas duas curvas de resistividade e duas de fase em função da frequência, corrigidas e prontas para o processo de interpretação. Cada uma destas curvas pode ser

de frequências devido a que en general tanto el ruido como la señal son inconstantes y pueden ser muy variables e impredecibles.

5.10 Procesamientos de datos

Una vez transferidos los datos del instrumento a la computadora, el primer paso es la transformación de las series de tiempo a su forma espectral de donde se estiman los productos cruzados entre las componentes Hx y Ey y entre las componentes Hy y Ex. A partir de éstos pares se calculan las impedancias en los ejes principales (Z_{xy} y Z_{yx}) de donde se obtienen dos curvas de resistividad y dos de fase correspondientes a la dirección de la estructura principal y en la dirección perpendicular a ésta. Como se comentó anteriormente si el medio es 1D entonces las curvas de resistividad coinciden y las de fase son idénticas excepto por una diferencia de 180°. La Figura 25 muestra un ejemplo de sondeo AMT-MT, en donde se muestran las curvas tanto de resistividad como de fase. En este caso en particular, se observa que para el rango de frecuencias (10.000-0.1 Hz) el medio se puede considerar como unidimensional, dado que las curvas de resistividad son idénticas, mientras que para frecuencias más bajas el medio se comporta como bidimensional. Según la ecuación para la profundidad pelicular δ dada previamente, el medio se puede considerar isotrópico (en el plano horizontal) y estratificado hasta profundidades de al menos 4 kilómetros en la zona próxima a este sondeo.

Normalmente la calidad de la señal registrada presenta variación durante el tiempo de medición por lo que es necesario realizar una edición de los productos cruzados para eliminar valores que fueron adquiridos durante periodos con ruido (p.e. paso de vehículos por el sitio) o con baja amplitud de la señal. Esto se hace para cada sondeo y cada una de las 68 frecuencias que comprende un sondeo de espectro amplio. A éste sondeo compuesto se le edita nuevamente eliminando las mediciones de aquellas frecuencias anómalas con sus vecinas y/o que presentan gran desviación estándar en la resistividad eléctrica o en la fase. Del resultado de éste procedimiento se obtienen dos curvas de resistividad y dos de fase en función de la frecuencia, corregidas y listas para el proceso de interpretación. Cada una de éstas curvas se puede utilizar independientemente

utilizada independentemente para a estimativa da estrutura do subsolo, mas da interpretação conjunta de resistividade e fase obtém-se um ajuste muito mais robusto e, portanto, mais preciso. Antes da interpretação das sondagens é, necessário fazer as devidas correções, dada a fuga estática.

para la estimación de la estructura del subsuelo, pero de la interpretación conjunta de resistividad y fase se obtiene un ajuste mucho más robusto y por lo tanto más preciso. Previo a la interpretación de los sondeos es necesario corregirlos por efecto del corrimiento estático.

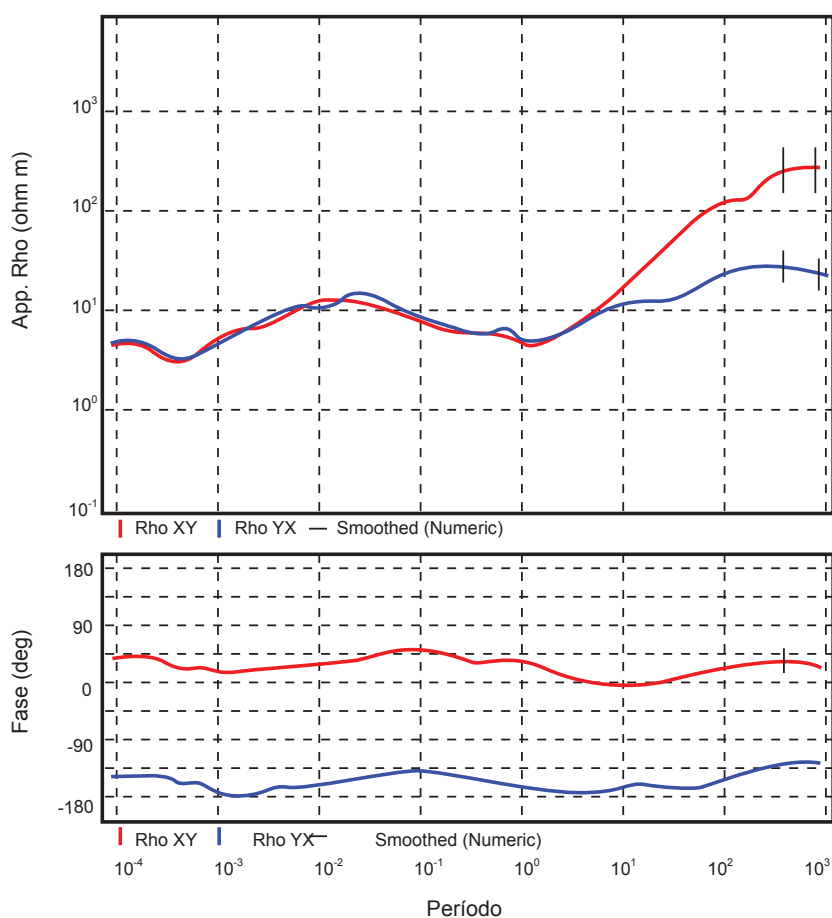


Figura 25.-

Exemplo de sondagem realizada, linha vermelha componente xy e linha azul yx.

É importante considerar que o fenômeno de fuga estática unicamente produz um deslocamento no valor da resistividade elétrica correspondente a cada unidade no subsolo, mas o mesmo fato não ocorre no cálculo das espessuras das camadas. O próximo passo é obter os modelos 1D para cada uma das sondagens medidas. Para o caso mais geral, normalmente os dois modos de polarização

Figura 25.-

Ejemplo de Sondeo realizado, línea roja componente xy y línea azul yx.

Es importante anotar que el fenómeno de corrimiento estático únicamente produce un desplazamiento en el valor de la resistividad eléctrica correspondiente a cada unidad en el subsuelo pero no así en los espesores calculados de los estratos. El siguiente paso es obtener los modelos 1D para cada uno de los sondeos medidos. Para el caso más general, normalmente se interpretan independientemente

são interpretados independentemente e, conforme mencionado anteriormente, representam os valores de condutividade paralela e perpendicular à direção principal de condução na área.

Vetores de indução. Um método qualitativo para analisar as variações laterais da condutividade na zona de estudo é o dos vetores de indução (ou vetores de Parkinson). Em geral, os vetores de indução se definem como a projeção no plano horizontal das variações do campo magnético vertical, que na ausência de variações laterais é nulo.

Estes vetores mostram a posição, a extensão e a polaridade das mudanças laterais de condutividade. A parte real do vetor é perpendicular à direção do condutor, e a magnitude do vetor tem relação direta com a proximidade dele ou com o contraste em condutividade, sendo maior quando o contraste de condutividade é maior também.

A equação vetorial que relaciona as variações do campo elétrico e magnético induzido é a seguinte (VOZOFF, 1989).

$$\nabla \times E = -\mu \frac{\partial H}{\partial t} \quad (36)$$

Desta equação observa-se que E e H são perpendiculares e além disso existe um componente vertical de H quando o rotacional $\nabla \times E$ também tiver um componente vertical. A relação entre H_z e os componentes do campo magnético horizontal a qualquer frequência pode ser escrita como:

$$H_z = A \cdot H_x + B \cdot H_y \quad (37)$$

Onde A e B são números complexos. A magnitude (I) e direção (β) dos vetores de indução se expressa da seguinte forma (WAFF et al., 1988).

$$I = (A^2 + B^2)^{1/2}$$

$$\beta = \tan^{-1} \left(\frac{B}{A} \right) \quad (38)$$

los dos modos de polarización, que como se mencionó anteriormente representan los valores de conductividad paralelo y perpendicular a la dirección principal de conducción en la zona.

Vectores de inducción.- Un método cualitativo para analizar las variaciones laterales de la conductividad en la zona de estudio es el los vectores de inducción (o vectores de Parkinson). A grandes rasgos los vectores de inducción se definen como la proyección en el plano horizontal de las variaciones del campo magnético vertical, que en ausencia de variaciones laterales es nulo.

Estos vectores muestran la posición, extensión y polaridad de los cambios laterales de conductividad. La parte real del vector es perpendicular a la dirección del conductor y la magnitud del vector está en relación directa con la cercanía del mismo o bien con el contraste en conductividad, siendo mayor cuando el contraste de conductividad lo es.

La ecuación vectorial que relaciona las variaciones del campo eléctrico y magnético inducido es la siguiente (Vozoff, 1989).

$$\nabla \times E = -\mu \frac{\partial H}{\partial t} \quad (36)$$

De este ecuación se observa que E y H son perpendiculares y además que existe una componente vertical de H cuando el rotacional $\nabla \times E$ también tenga una componente vertical. La relación entre H_z y las componentes del campo magnético horizontal a cualquier frecuencia se puede escribir como:

$$H_z = A \cdot H_x + B \cdot H_y \quad (37)$$

Donde A y B son números complejos. La magnitud (I) y dirección (β) de los vectores de inducción se expresa de la siguiente forma (Waff et al., 1988).

$$I = (A^2 + B^2)^{1/2}$$

$$\beta = \tan^{-1} \left(\frac{B}{A} \right) \quad (38)$$

A parte real destes parâmetros é conhecida como vetores de indução. Na figura 26 mostra-se um exemplo de como são representados, de forma gráfica, os vetores de indução em uma determinada zona de estudo; este caso particular corresponde à zona limítrofe entre Uruguai e a Argentina. A figura mostra os vetores de indução à frequência de 0.01 Hz para um conjunto de sondagens realizadas nesta zona (CORBO, 2006) para o estudo do Aquífero Guarani.

Diagramas polares. Outro método também qualitativo para analisar zonas de condutividade anômala em diferentes frequências é a partir dos diagramas polares. Estes diagramas mostram o módulo do componente de impedância em função do ângulo de rotação (REDDY et al., 1977) que é estimado a partir de:

$$Z_x(\theta) = Z_x \cos^2(\theta) + (Z_y - Z_x) \sin(\theta) \cos(\theta) - Z_y \sin^2(\theta)$$

$$Z_x(\theta) = Z_x \cos^2(\theta) + (Z_y - Z_x) \sin(\theta) \cos(\theta) - Z_y \sin^2(\theta)$$

La parte real de estos parámetros se conocen como los vectores de inducción. En la **Figura 26** se muestra un ejemplo de cómo se grafican los vectores de inducción en una determinada zona de estudio, este caso particular corresponde a la zona limítrofe entre Uruguay y Argentina. La figura muestra los vectores de inducción a la frecuencia de 0.01 Hz para un conjunto de sondeos realizados en esta zona (Corbo, 2006) para el estudio del acuífero Guaraní.

Diagramas Polares.- Otro método, también cualitativo, para analizar zonas de conductividad anómala a diferentes frecuencias es a partir de los diagramas polares. Estos diagramas muestran el módulo de la componente de la impedancia en función del ángulo de rotación (Reddy et al., 1977) que se estima a partir de:

$$Z_x(\theta) = Z_x \cos^2(\theta) + (Z_y - Z_x) \sin(\theta) \cos(\theta) - Z_y \sin^2(\theta)$$

$$Z_x(\theta) = Z_x \cos^2(\theta) + (Z_y - Z_x) \sin(\theta) \cos(\theta) - Z_y \sin^2(\theta)$$

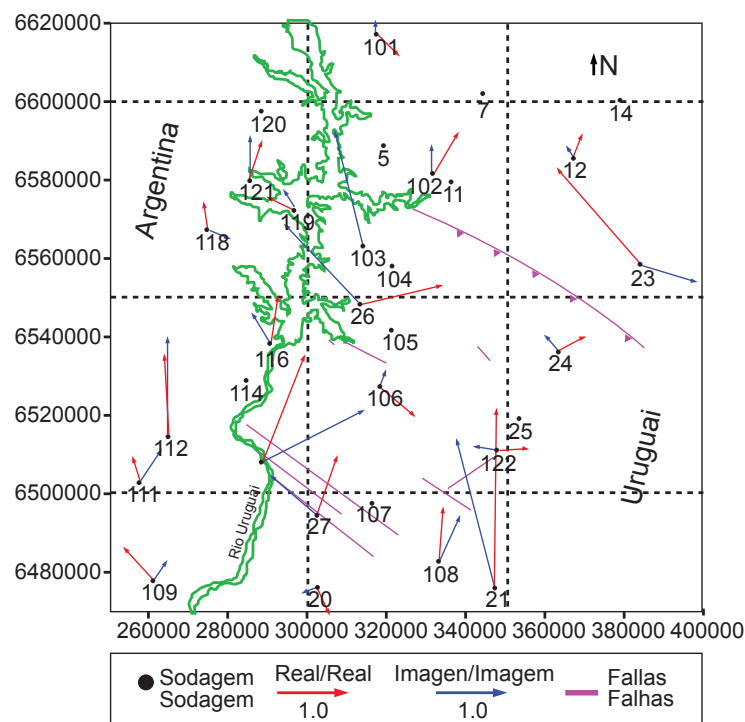


Figura 26.-
Vetores de indução (setas vermelhas) para 0.01 Hz.

Figura 26.-
Vectores de inducción (flechas rojas) para 0.01 Hz.

A análise dos diagramas polares indica o nível de distorção dos dados em diferentes frequências. Para estruturas com um comportamento 1D, os diagramas polares são círculos já que os componentes Z_{xx} e Z_{yy} (cor vermelha) são zero e os componentes Z_{yx} e Z_{xy} (cor preta) são iguais. Para um comportamento 2D ou 3D, os componentes Z_{xx} e Z_{yy} geram trevos e os componentes Z_{yx} e Z_{xy} em vez de círculos formam elipses. Estas se alongam em função da anisotropia do meio. Quanto maior esta for, mais alongada será a elipse e a direção do seu eixo maior proporciona a localização de zonas condutoras. Um exemplo deste tipo de diagramas é apresentado na figura 27 para a frequência de 0.01 Hz (CORBO, 2006).

El análisis de los diagramas polares indica el nivel de distorsión de los datos a diferentes frecuencias. Para estructuras con un comportamiento 1D, los diagramas polares son círculos ya que las componentes Z_{xx} y Z_{yy} (color rojo) son cero y las componentes Z_{yx} y Z_{xy} (color negro) son iguales. Para un comportamiento 2D o 3D las componentes Z_{xx} y Z_{yy} generan tréboles y las componentes Z_{yx} y Z_{xy} en vez de círculos forman elipses. Las elipses se alargan en función a la anisotropía del medio. Mientras mayor sea ésta más alargada será la elipse y la dirección de su eje mayor proporciona la ubicación de zonas conductoras. Un ejemplo de este tipo de diagramas se presentan en la Figura 27, para la frecuencia de 0.01 Hz (Corbo, 2006).

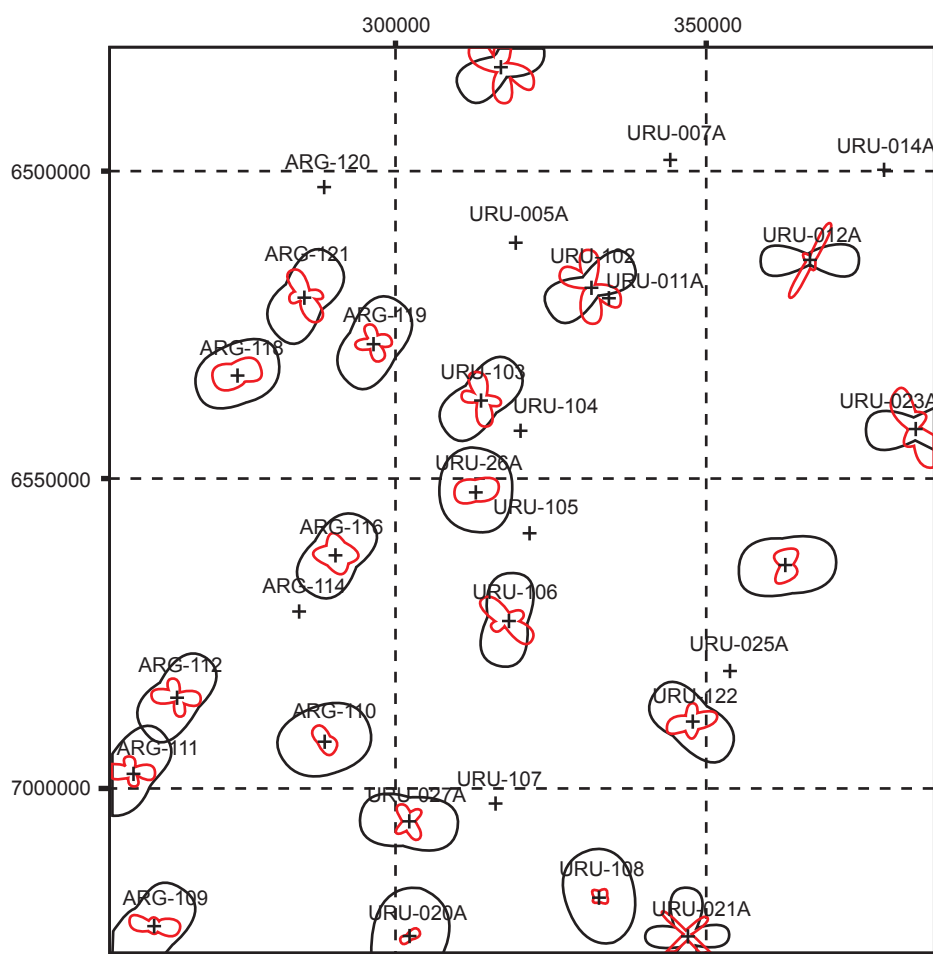


Figura 27.-
Vetores de indução (setas vermelhas) para 0.01 Hz.

Figura 27.-
Vectores de inducción (flechas rojas) para 0.01 Hz.

5.11 Interpretação

A interpretação de dados Magnetotelúricos consiste de três etapas: 1) análise qualitativa geral dos resultados; 2) ajuste de modelos de camadas para cada local (modelado 1D); e 3) interpretação bidimensional e tridimensional dos dados. Quando levada a cabo adequadamente, esta sequência resulta numa melhor forma de estimar a estrutura de condutividade da área estudada. Na prática, a terceira das etapas mencionadas inclui a designação de tipos de rochas e estruturação dos modelos de resistividade, desde que isto esteja bem garantido por meio da experiência ou do acesso à informação complementar.

5.12 Inversão 1D e 2D de dados MT

A inversão de dados permite obter um modelo a partir da comparação de dados geofísicos de campo que incluam propriedades físicas do subsolo. Um bom modelo obtido a partir da inversão é aquele que reproduz os dados de campo e é consistente com outra informação disponível, por exemplo, informação litológica de poços. Os modelos de sondagem MT buscam encontrar modelos de resistividade em função da profundidade das estruturas geológicas que se encontram no subsolo, que sejam consistentes com as resistividades e fases para a categoria de frequências utilizada em cada estação.

A inversão unidimensional é realizada sobre as curvas médias de resistividade e fase utilizando alguns dos algoritmos existentes, entre os quais o de Occam (CONSTABLE et al., 1987) é um dos mais populares. A principal vantagem deste método radica na obtenção de modelos suavizados com o fim de evitar uma superinterpretação dos dados.

Isto é obtido a partir da definição do conceito de aspereza, definida como a integral do quadrado da primeira derivada e segunda das resistividades em função da profundidade. A partir da inversão unidimensional de sondagens individuais, é possível construir seções de resistividade em função da profundidade a partir da interpolação dos valores de resistividade obtidos entre sondagens contíguas. Um exemplo do resultado desta operação é mostrado na figura 28, onde na escala vertical se localiza a profundidade (em m) e, na horizontal, a posição das sondagens (também em m).

5.11 Interpretación

La interpretación de datos magnetotelúricos consiste de tres etapas: 1) análisis cualitativo general de los resultados, 2) Ajuste de modelos de capas a cada sitio (modelado 1D), y 3) interpretación bidimensional y tridimensional de los datos. Cuando se lleva a cabo adecuadamente esta secuencia resulta en la mejor forma de estimar la estructura de conductividad del área estudiada. En la práctica, la tercera de las etapas mencionadas incluye la asignación de tipos de rocas y estructura a los modelos de resistividad siempre y cuando esto se garantiza bien a través de la experiencia o el acceso a información complementaria.

5.12 Inversión 1D y 2D de datos MT

La inversión de datos permite obtener un modelo a partir de la comparación de datos geofísicos de campo que incluya propiedades físicas del subsuelo. Un buen modelo obtenido a partir de la inversión es aquel que reproduce los datos de campo y es consistente con otra información disponible, por ejemplo, información litológica de pozos. Los modelos de sondeos MT buscan encontrar modelos de resistividad en función de la profundidad de las estructuras geológicas que se encuentran en el subsuelo que sean consistentes con las resistividades y fases para el rango de frecuencias utilizado en cada estación.

La inversión unidimensional se lleva a cabo sobre las curvas promedio de resistividad y fase utilizando algunos de los algoritmos existentes entre los cuales el de Occam (Constable et al., 1987) es de los más populares. La principal ventaja de este método radica en la obtención de modelos suavizados con el fin de evitar una sobre interpretación de los datos.

Esto se logra a partir de la definición del concepto de aspereza, la cual se define como la integral del cuadrado de la primera derivada y segunda de las resistividades en función de la profundidad. A partir de la inversión unidimensional de sondeos individuales es posible construir secciones de resistividad en función de la profundidad a partir de la interpolación de los valores de resistividad obtenidos entre sondeos contiguos. Un ejemplo del resultado de esta operación se muestra en la Figura 28, en donde en la escala vertical se ubica la profundidad (en m) y en la horizontal la posición de los sondeos (también en m).

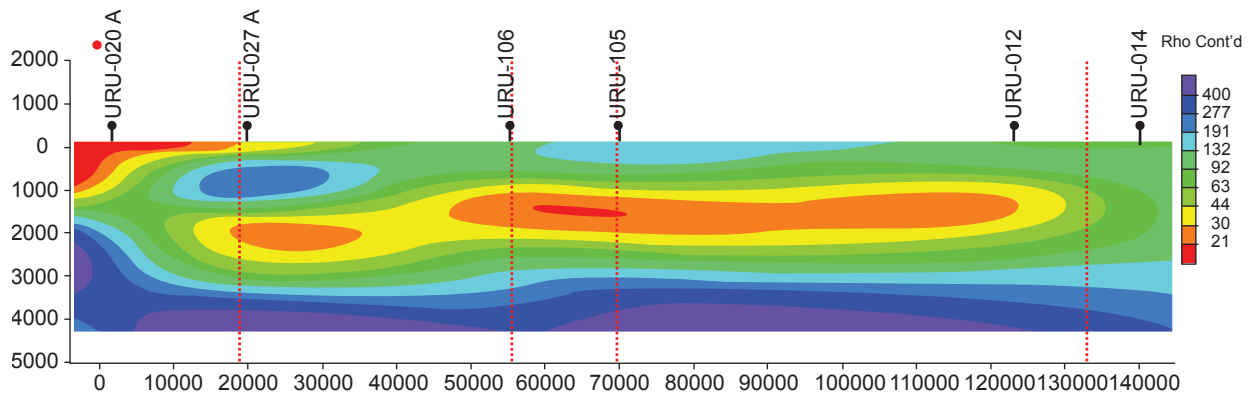


Figura 28.-

Seção de resistividade obtida a partir da interpolação de inversões unidimensionais de seis sondagens AMT/MT.

Na presença de anisotropia no plano horizontal em decorrência da influência de uma estrutura geológica alongada (tal como uma falha) próxima à zona de estudo, são definidos dois modos de polarização: um deles quando o fluxo de corrente é paralelo à estrutura (TE) e o outro perpendicular com o fluxo do campo magnético paralelo à estrutura (TM). Isto define duas resistividades e duas fases principais, uma ao longo da estrutura regional e outra perpendicular a esta. A inversão 2D é um processo mais elaborado que, contudo, pode ser realizado utilizando *software* comercial (por exemplo, Geotools, WingLink etc.) que utiliza rotinas amplamente comprovadas desenvolvidas por Rodi Mackie (2001) ou Smith e Booker (1991), entre outros. Uma suposição comum para ambas as rotinas é que o perfil para o qual vai se fazer a inversão é perpendicular ao campo elétrico. Por essa razão é importante estimar o azimute da estrutura regional e rotar a impedância ao sistema de referência definido pelas estruturas principais. A figura 29 mostra um exemplo da inversão simultânea dos dois modos de polarização TE e TM de um perfil de seis sondagens.

Figura 28.-

Sección de resistividad obtenida a partir de la interpolación de inversiones unidimensionales de 6 sondeos AMT-MT.

En la presencia de anisotropía en el plano horizontal debida a la influencia de una estructura geológica alargada (tal como una falla) próxima a la zona de estudio, se definen dos modos de polarización: uno cuando el flujo de corriente es paralelo a la estructura (TE) y otro perpendicular con el flujo del campo magnético paralelo a la estructura (TM). Esto define dos resistividades y dos fases principales, una a lo largo de la estructura regional y otra perpendicular a ésta. La inversión 2D es un proceso más elaborado que, sin embargo, se puede realizar utilizando *software* comercial (p.e. Geotools, WingLink, etc.) que utilizan rutinas ampliamente probadas desarrolladas por Rodi Mackie (2001) o Smith y Booker (1991) entre otros. Una suposición común a ambas rutinas es que el perfil al que se va a hacer la inversión es perpendicular al campo eléctrico. Por esta razón es importante estimar el azimut de la estructura regional y rotar la impedancia al sistema de referencia definido por las estructuras principales. La Figura 29 muestra un ejemplo de la inversión simultánea de los dos modos de polarización TE y TM de un perfil de 6 sondeos.

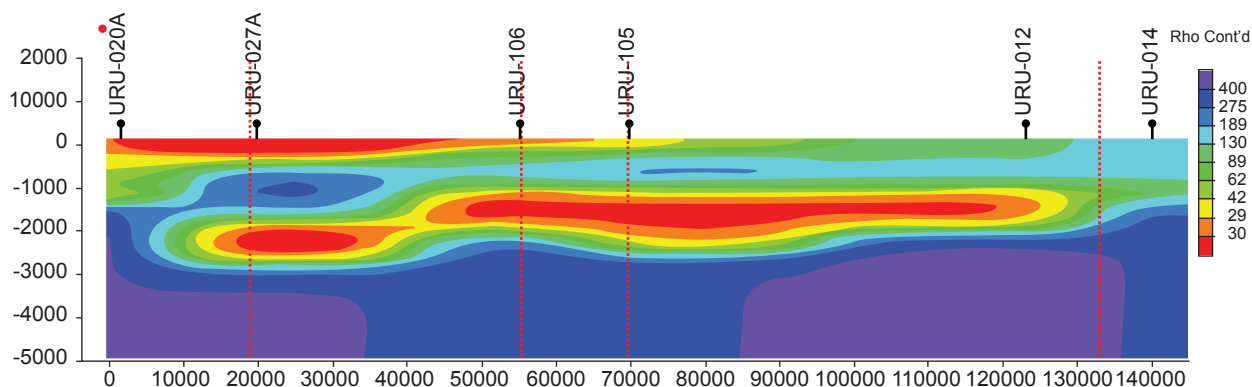


Figura 29.-

Seção de resistividade obtida a partir da inversão 2D de um perfil de seis sondagens MT. A escala vertical corresponde à profundidade, enquanto a horizontal corresponde à posição das sondagens, ambas em metros.

Figura 29.-

Sección de resistividad obtenida a partir de la inversión 2D de un perfil de 6 sondeos MT. La escala vertical corresponde a la profundidad en tanto que la horizontal corresponde a la posición de los sondeos, ambas en metros.

6 REFRAÇÃO SÍSMICA

6.1 Introdução

O princípio básico da sismologia de exploração consiste na geração de um sinal em um tempo conhecido exatamente, que resulta no movimento de ondas sísmicas que viajam através do subsolo e que se refletem e refratam em direção à superfície onde são registradas. O tempo transcorrido entre a fonte que é acionada e a chegada das várias ondas à superfície é utilizado para determinar a natureza dos estratos do subsolo. O registro e o subsequente processamento dos dados permitem uma análise detalhada das formas das ondas sísmicas geradas. A informação derivada deste processo é utilizada para desenvolver imagens das estruturas do subsolo e o conhecimento das propriedades físicas dos materiais presentes.

Tal como ocorreu com outros métodos geofísicos, o desenvolvimento mais acelerado

6 REFRACCIÓN SÍSMICA

6.1 Introducción

El principio básico de la sismología de exploración consiste en la generación de una señal en un tiempo conocido exactamente que resulta en el movimiento de ondas sísmicas que viajan a través del subsuelo y que se reflejan y refractan hacia la superficie donde son registradas. El tiempo transcurrido entre que la fuente es accionada y la llegada de las varias ondas a la superficie es utilizada para determinar la naturaleza de los estratos del subsuelo. El registro y subsecuente procesamiento de los datos permite un análisis detallado de las formas de las ondas sísmicas generadas. La información derivada de este proceso se utiliza para desarrollar imágenes de las estructuras del subsuelo y el conocimiento de las propiedades físicas de los materiales presentes.

Como ocurrió con otros métodos geofísicos, el desarrollo más acelerado en los métodos

nos métodos sísmicos veio como consequência da revolução dos computadores. O recente e vasto incremento no poder computacional veio acompanhado de uma maior habilidade para processar dados mais rapidamente e de maneira mais confiável, o que se traduz em capacidade para o modelamento sísmico. Há muitos livros disponíveis que abordam detalhadamente os vários aspectos da exploração sísmológica. Entre eles é possível mencionar os seguintes: Claerbout (1976, 1985), McQuillin et al. (1984), Hatton et al. (1986), Waters (1978), Yilmaz (1987) e Dobrin e Savit (1988), entre outros.

Há dois métodos sísmicos principais, o de refração e o de reflexão. A partir de 1980, houve uma tendência importante ao uso da exploração sísmica de reflexão para prospecção superficial, ou seja, para profundidades menores de 200 m e especialmente menores que 50 m. Antes desses dois métodos, a refração sísmica havia sido utilizada predominantemente para pesquisas do local em engenharia, em virtude de que não existiam ou não eram rentáveis fontes sísmicas adequadas nem a capacidade de processamento dos dados para explorações em pequena escala. Este não é o caso na atualidade, pois agora os trabalhos sísmicos a pouca profundidade são mais comuns, tanto na água, quanto na terra firme, seguindo procedimentos similares aos da escala de exploração de hidrocarbonetos. Além da sua utilização na exploração de hidrocarbonetos, os métodos sísmicos foram utilizados recentemente na exploração de água subterrânea, bem como em diversas outras aplicações (tabela 5).

O estudo das propriedades elásticas das rochas, que é o objetivo destes métodos, permite distinguir, em casos favoráveis, as rochas porosas ou as zonas de fratura em rochas compactas, as formações saturadas das não saturadas e as formações pouco consolidadas daquelas bem consolidadas. As medições geram principalmente dois parâmetros que são as trajetórias que recorrem às ondas no subsolo pelo efeito da vibração sísmica induzida do subsolo e as velocidades de deslocamento delas nas diversas formações rochosas. A partir da análise destas velocidades e trajetórias, é possível identificar limites de zonas aquíferas e estimar suas porosidades.

sísmicos vino como consecuencia de la revolución de las computadoras. El reciente y vasto incremento en el poder computacional vino acompañado de una mayor habilidad para procesar datos más rápidamente y de manera más confiable, lo cual se traduce en la capacidad para el modelado sísmico. Hay muchos libros disponibles que tratan detalladamente con los varios aspectos de la exploración sísmológica. Entre ellos se pueden mencionar los siguientes: Claerbout (1976, 1985), McQuillin et al. (1984), Hatton et al. (1986), Waters (1978), Yilmaz (1987) y Dobrin y Savit (1988), entre otros.

Hay dos métodos sísmicos principales, el de refracción y el de reflexión. A partir de 1980 ha habido una tendencia importante hacia el uso la exploración sísmica de reflexión para prospección superficial, es decir para profundidades menores de 200 m y especialmente menores que 50 m. Previamente, de los dos métodos la refracción sísmica había sido utilizada predominantemente para investigaciones del sitio en ingeniería debido a que no existían o no eran rentables fuentes sísmicas adecuadas ni la capacidad procesamiento de los datos para exploraciones a pequeña escala. Este no es el caso en la actualidad pues ahora los trabajos sísmicos a poca profundidad son más comunes, tanto en el agua como en tierra firme siguiendo procedimientos similares a los de la escala de exploración de hidrocarburos. Además de su utilización en la exploración de hidrocarburos, los métodos sísmicos han sido utilizados recientemente en la exploración de agua subterránea así como en número de otras aplicaciones (Tabla 5).

El estudio de las propiedades elásticas de las rocas, el cual es el objeto de éstos métodos, permite distinguir en casos favorables, las rocas porosas o las zonas de fractura en rocas compactas, las formaciones saturadas de las no saturadas y las formaciones poco consolidadas de aquellas bien consolidadas. Las mediciones aportan principalmente dos parámetros que son las trayectorias que recorren las ondas en el subsuelo por efecto de la vibración sísmica inducida del subsuelo y las velocidades de desplazamiento de las mismas en las diversas formaciones rocosas. A partir del análisis de estas velocidades y trayectorias es posible ubicar límites de zonas acuíferas y estimar sus porosidades.

Características geológicas regionais:
Profundidade do embasamento
Localização de falhas e zonas de fratura
Deslocamento de falhas
Localização e caracterização de paleovales
Determinações litológicas
Estratigrafia
Localização de diques ígneos
Informação petrofísica:
Módulos elásticos
Densidades
Atenuações
Porosidades
Velocidade de onda elástica
Anisotropia
Aplicações:
Hidrológica e exploração de águas subterrâneas
Pesquisas de locais de engenharia
Capacidade de carga
Recursos da areia e do cascalho
Deteção de cavidades
Integridade do fundo marinho
Degasificação ou dessecação de sedimentos marinhos
Integridade de sítios prévios à construção de:
Terraplanagens
Edificações
Marinhas e embarcadouros
Construção de túneis etc.
Velocidades de partículas
Aplicações forense

Tabela 5-

Aplicações de exploração sismológica.

Características geológicas regionales:
Profundidad de basamento
Localización de fallas y zonas de fractura
Desplazamiento de fallas
Localización y caracterización de paleo valles
Determinaciones litológicas
Estratigrafía
Localización de diques ígneos
Información petrofísica:
Módulos elásticos
Densidades
Atenuaciones
Porosidades
Velocidad de onda elástica
Anisotropía
Aplicaciones:
Hidrológica y exploración de aguas subterráneas
Investigaciones de sitios de ingeniería
Capacidad de carga
Recursos de la arena y de la grava
Detección de cavidades
Integridad de fondo marino
Degasificación o desecación de sedimentos marinos
Integridad de sitios previos a la construcción de:
Terraplenes
Edificaciones
Marinas y embarcaderos
Construcción de túneles, etc.
Velocidades de partículas
Aplicaciones forenses

Tabla 5-

Aplicaciones de exploración sismológica.

6.2 Ondas sísmicas

Esforço e deformação – quando uma força externa F é aplicada por meio de uma área A da superfície de um corpo, a força dentro do corpo é proporcional à força externa e o quociente entre a força e a área (F/A) é conhecido como **esforço**. O esforço pode ser separado em dois componentes: um a ângulo reto da superfície (esforço normal ou de dilatação) e o outro ao longo do plano da superfície (esforço de corte ou cisalha). O corpo sob esforço experimenta deformação que se expressa como a razão de mudança na longitude original (ou volume). Segundo a lei de Hooke, o esforço e a deformação são linearmente dependentes e o corpo se comporta elasticamente até que se alcança o ponto de deformação permanente. Abaixo desse ponto, quando é retirada a força que atua sobre o corpo, este pode retornar ao seu estado original não deformado, recuperando sua forma e tamanho. Todavia, se o esforço aumenta mais além desse ponto, o corpo se comporta plasticamente e não pode recuperar sua forma e tamanho original apesar da força ter sido retirada. E se em vez disso, se continuar aumentando o esforço, o corpo irá se deformar ainda mais até se fraturar. Os terremotos ocorrem quando as rochas são submetidas a esforços até o ponto no qual estas se fraturam, que é quando sua energia é liberada. Contudo, na exploração sísmica, as quantidades de esforço e a deformação longe da vizinhança imediata de uma fonte sísmica são muito pequenas e caem dentro do comportamento elástico de materiais naturais. O módulo de Young define-se como a relação esforço/deformação para um material, que corresponde ao caso de deformação triaxial, ou seja:

$$E = \frac{\text{Esforço longitudinal } \Delta F/A}{\text{Deformação longitudinal } \Delta L/L} = \frac{\sigma}{\epsilon} \quad (39)$$

De tal modo que o módulo volumétrico, definido para o caso de excesso da pressão volumétrica, está dado por

$$K = \frac{\text{Esforço volumétrico } \Delta P}{\text{Deformação volumétrica } \Delta V/V} \quad (40)$$

6.2 Ondas sísmicas

Esfuerzo y deformación.– Cuando una fuerza externa F se aplica a través de un área A de la superficie de un cuerpo, la fuerza dentro del cuerpo es proporcional a la fuerza externa y el cociente entre la fuerza y el área (F/A) se conoce como **esfuerzo**. El esfuerzo se puede separar en dos componentes: uno a ángulo recto de la superficie (esfuerzo normal o de dilatación) y el otro a lo largo del plano de la superficie (esfuerzo de corte o cizalla). El cuerpo bajo esfuerzo experimenta deformación que se expresa como la razón de cambio en la longitud original (o volumen). Según la ley de Hooke; el esfuerzo y la deformación son linealmente dependientes y el cuerpo se comporta elásticamente hasta que se alcanza el punto de deformación permanente. Debajo de este punto, cuando se retira la fuerza que actúa sobre el cuerpo, este puede regresar a su estado original no deformado recuperando su forma y tamaño. Por el contrario, si el esfuerzo aumenta más allá de éste punto, el cuerpo se comporta plásticamente y no puede recuperar su forma y tamaño original a pesar de que se le retire la fuerza. Y si en vez de ello se continúa aumentando el esfuerzo el cuerpo se deforma aún más hasta que se fractura. Los terremotos ocurren cuando las rocas son sometidas a esfuerzos hasta que las rocas se fracturan que es cuando se libera su energía. Sin embargo en la exploración sísmica las cantidades de esfuerzo y deformación lejos de la vecindad inmediata de la fuente sísmica es muy pequeña y cae dentro del comportamiento elástico de materiales naturales. El modulo de Young se define como la relación esfuerzo/deformación para un material, que corresponde al caso de deformación triaxial, es decir:

$$E = \frac{\text{Esfuerzo Longitudinal } \Delta F/A}{\text{Deformacion Longitudinal } \Delta L/L} = \frac{\sigma}{\epsilon} \quad (39)$$

en tanto que el módulo volumétrico, definido para el caso de exceso de la presión volumétrica está dado por

$$K = \frac{\text{Esfuerzo Volumetrico } \Delta P}{\text{Deformacion Volumetrica } \Delta V/V} \quad (40)$$

e o módulo de corte como

$$\mu = \frac{\text{Esforço de corte } \tau}{\text{Deformação de corte } \varepsilon} \quad (41)$$

O valor de μ para líquidos é zero e a categoria de variação para sólidos está entre 1 e 7×10^{14} Mpa. Ademais, o módulo axial correspondente ao caso de deformação numa dimensão, ou em outras palavras, não há deformação lateral. Se expressa como:

$$E = \frac{\text{Esforço longitudinal } \Delta F/A}{\text{Deformação } \Delta L/L} = \frac{\sigma}{\varepsilon} \quad (42)$$

Na figura 30 mostra-se conceitualmente o significado físico destes parâmetros. A relação entre o módulo de Young (E), o quociente de Poisson (σ) e as duas constantes de Lamé (μ e λ) ocorre por meio das seguintes expressões:

$$\begin{aligned} E &= \frac{\mu (3\lambda + 2\mu)}{(\lambda + \mu)} & \sigma &= \frac{\lambda}{2(\lambda + \mu)} \\ k &= \frac{3\lambda + 2\mu}{3} & \lambda &= \frac{E\sigma}{(1 + \sigma)(1 - \sigma)} \end{aligned} \quad (43)$$

6.3 Tipos de ondas sísmicas

As ondas sísmicas são formadas por minúsculos pacotes de energia elástica de deformação que viajam da fonte sísmica até o subsolo a velocidades que dependem do módulo de elasticidade e densidades do meio no qual viajam. Existem dois tipos principais de ondas sísmicas: aquelas que viajam através do meio propriamente dito, as chamadas *ondas de corpo*, e aquelas que viajam ao longo das interfaces, as chamadas *ondas de superfície*.

Outros tipos de onda que são utilizadas para aplicações muito específicas são as chamadas *ondas guia* que estão confinadas a viajar (por efeito da reflexão interna) em camadas estreitas empacotadas entre camadas de maior velocidade. Exemplos deste tipo de ondas são as

y el módulo de corte como

$$\mu = \frac{\text{Esfuerzo de corte } \tau}{\text{Deformacion de corte } \varepsilon} \quad (41)$$

El valor de μ para líquidos es cero y el rango de variación para sólidos está entre 1 y 7×10^{14} Mpa. Por otro lado, el módulo axial correspondiente a al caso de deformación en una dimensión, es decir no hay deformación lateral, se expresa como

$$E = \frac{\text{Esfuerzo Longitudinal } \Delta F/A}{\text{Deformacion } \Delta L/L} = \frac{\sigma}{\varepsilon} \quad (42)$$

En la Figura 30 se muestra conceptualmente el significado físico de estos parámetros. La relación entre el módulo de Young (E), el cociente de Poisson (σ) y las dos constantes de Lamé (μ y λ) es a través de las siguientes expresiones:

$$\begin{aligned} E &= \frac{\mu (3\lambda + 2\mu)}{(\lambda + \mu)} & \sigma &= \frac{\lambda}{2(\lambda + \mu)} \\ k &= \frac{3\lambda + 2\mu}{3} & \lambda &= \frac{E\sigma}{(1 + \sigma)(1 - \sigma)} \end{aligned} \quad (43)$$

6.3 Tipos de ondas sísmicas

Las ondas sísmicas consisten en minúsculos paquetes de energía elástica de deformación que viajan desde la fuente sísmica hacia el subsuelo a velocidades que dependen del módulo de elasticidad y densidades del medio en el cual viajan. Existen dos tipos principales de ondas sísmicas: aquellas que viajan a través del medio propriamente dicho, llamadas *ondas de cuerpo*, y aquellas que viajan a lo largo de las interfaces, llamadas *ondas de superficie*.

Otros tipos de onda que se utilizan para aplicaciones muy específicas son las llamadas *ondas guía* que se confinan a viajar (por efecto de reflexión interna) en capas estrechas empacotadas entre capas de mayor velocidad. Ejemplos de este tipo de ondas son las llamadas

chamadas *ondas de canal*, que se propagam ao longo de estratos de carvão (REGUEIRO 1900a, b), e *ondas tubulares*, que viajam ao longo de perfurações saturadas de fluido.

ondas de canal que se propagam a lo largo de estratos de carbón (Regueiro 1990a, b), y ondas tubulares, que viajan a lo largo de perforaciones saturadas de fluido.

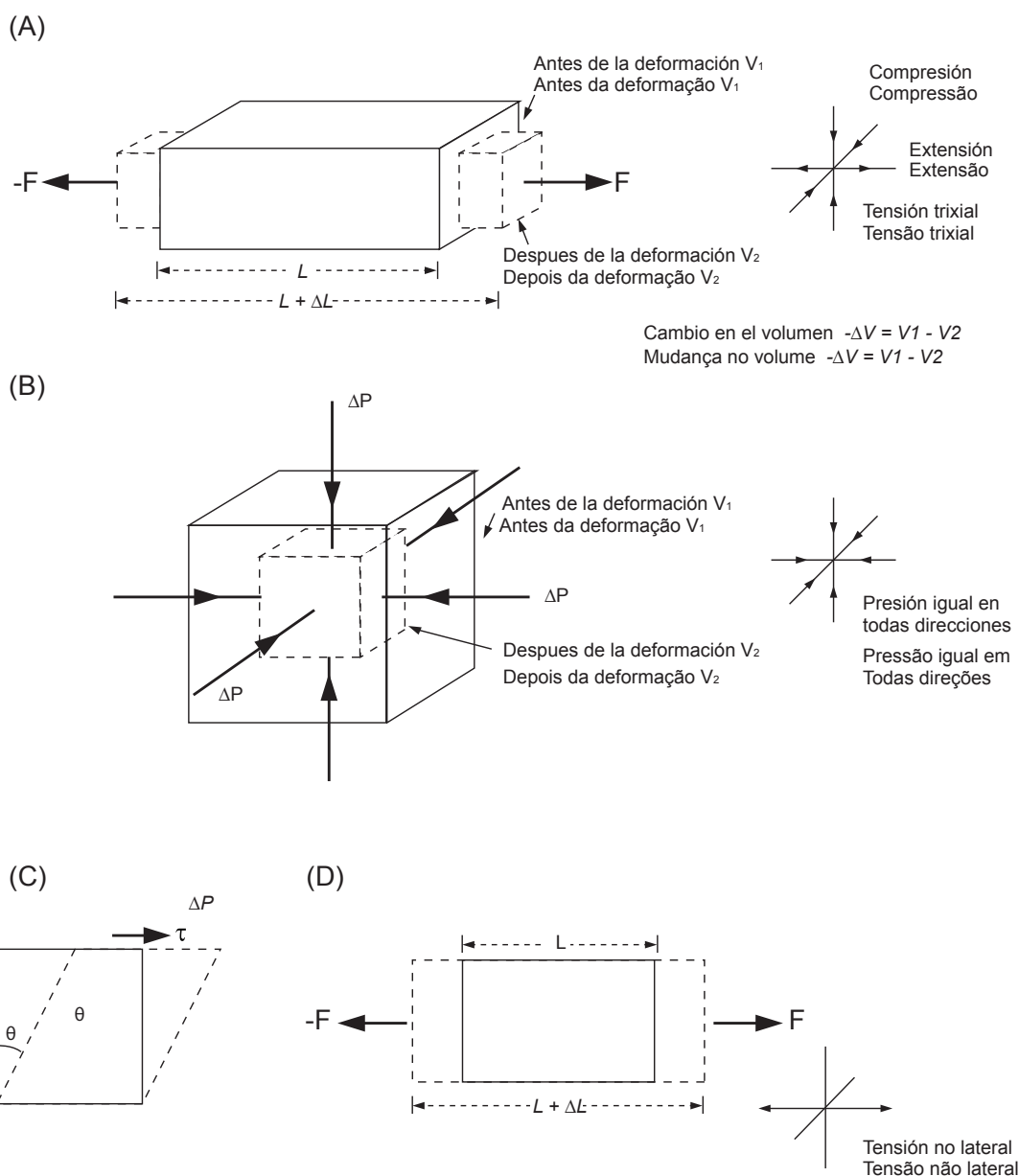


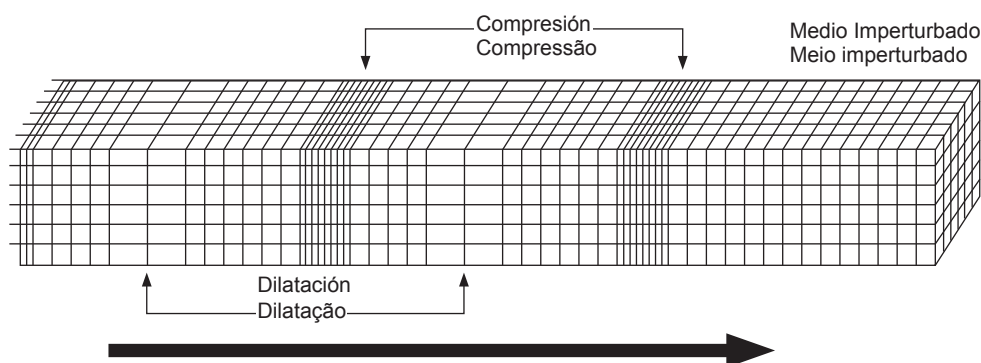
Figura 30.-
Módulo elástico de Young (A), volumétrico (B), de corte (C),
e axial (D).

Figura 30.-
Modulo elástico de Young (A), volumétrico (B), de corte
(C), y axial (D).

Ondas de corpo. Dois tipos de ondas de corpo podem viajar através de meios elásticos. As mais importantes para a exploração sísmica são as *ondas P*, também chamadas ondas longitudinais, primárias, de compressão. A geração deste tipo de ondas ocorre a partir da oscilação de partículas do solo, por compressão e dilatação, em relação a pontos fixos na direção de propagação (figura 31), exatamente do mesmo modo que uma onda de som. O outro tipo de ondas de corpo são as *ondas S*, também conhecidas como ondas transversais, secundárias ou de corte. O movimento de partículas neste caso ocorre perpendicular à direção de propagação dado o esforço de corte (figura 31). Quando o movimento das partículas se confina a um só plano, diz-se que a onda S está polarizada.

Ondas de cuerpo.- Dos tipos de ondas de cuerpo pueden viajar a través de medios elásticos. Las más importantes en exploración sísmica son las *ondas P*, también llamadas ondas longitudinales, primarias, de compresión o de empuje. La generación de este tipo de ondas es a partir de la oscilación de partículas de suelo, por compresión y dilatación, con respecto a puntos fijos en la dirección de propagación (Figura 31), exactamente del mismo modo que una onda de sonido. El otro tipo de ondas de cuerpo son las *ondas S*, también conocidas como ondas transversales, secundarias o de corte. El movimiento de partículas en este caso ocurre perpendicular a la dirección de propagación por efecto de puro esfuerzo de corte (Figura 31). Cuando el movimiento de las partículas se confina a un solo plano se dice que la onda S está polarizada.

(A) Onda - P



(B) Onda - S

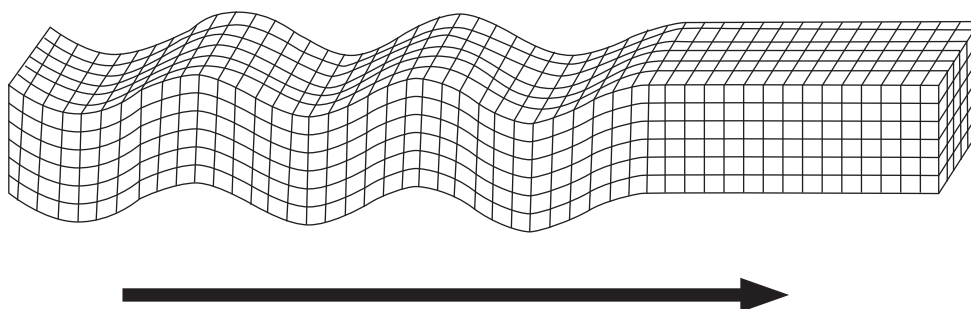


Figura 31.-

Deformações elásticas e movimento de partículas do subsolo associadas à passagem de ondas de corpo. Onda P (A), onda S (B).

Figura 31.-

Deformaciones elásticas y movimiento de partículas del subsuelo asociadas con el paso de ondas de cuerpo. Onda P (A), onda S (B).

A identificação e o uso de ondas das ondas de corte polarizadas nesses modos vertical e horizontal (SV e SH respectivamente) passaram a ter grande importância na exploração sísmica, como se verá mais adiante. Todo o conteúdo de frequências dentro das ondas de corpos viaja através do subsolo com a mesma velocidade sujeito à consistência tanto do módulo elástico quanto da densidade do meio no qual se propagam.

Ondas de superfície. As ondas que não penetram a profundidade do meio são conhecidas como ondas de superfície, entre as quais, existem dois tipos: ondas Rayleigh e ondas love. As ondas Rayleigh viajam ao longo da superfície livre da terra com amplitudes que diminuem exponencialmente com a profundidade. O movimento de partículas é em sentido elíptico, retrógrado em um plano vertical em relação à superfície (figura 32) e, como devido, contém componentes de corte, e só viajam através de meios sólidos. As ondas love ocorrem apenas onde um meio com ondas S de baixa velocidade sobrepõe uma camada com ondas S de maior velocidade. O movimento de partículas ocorre na direção perpendicular à direção de propagação da onda, mas paralelo à superfície (figura 32).

As ondas superficiais têm a característica de mudarem de forma enquanto viajam, dado que os diferentes componentes das frequências que as constituem se propagam em diferentes velocidades, o que é conhecido como *onda de dispersão*. Os padrões de dispersão são indicativos da estrutura de velocidade através do qual viaja a onda, e, portanto, as ondas de superfície, geradas por terremotos, podem ser usadas no estudo da litosfera e da astenosfera. As ondas de corpo não são dispersivas. Para a exploração sísmica, as ondas Rayleigh se manifestam normalmente como ondas de grande amplitude e baixas frequências, conhecidas como *ground roll*, as quais podem mascarar o registro de reflexões nos registros sísmicos e, portanto, são consideradas como ruído. Os levantamentos sísmicos podem ser realizados de tal forma que minimizem a geração de ondas *ground roll*, as quais podem até ser filtradas durante o processamento posterior.

La identificación y uso de ondas de las ondas de corte polarizadas en esos modos vertical y horizontal (SV y SH respectivamente) se ha vuelto de gran importancia en exploración sísmica, como se verá más adelante. Todo el contenido de frecuencias dentro de las ondas de cuerpos viaja a través del subsuelo con la misma velocidad sujeto a la consistencia tanto del módulo elástico como la densidad del medio en el que se propagan.

Ondas de superficie.- Las ondas que no penetran a profundidad del medio se conocen como ondas de superficie, de las cuales hay dos tipos: ondas Rayleigh y ondas love. Las ondas Rayleigh viajan a lo largo de la superficie libre de la tierra con amplitudes que disminuyen exponencialmente con la profundidad. El movimiento de partículas es en sentido elíptico retrogrado en un plano vertical con respecto a la superficie (Figura 32) y, como debido que contienen componentes de corte solo viajan a través de medios sólidos. Las ondas love ocurren solo en donde un medio con ondas S de baja velocidad sobreyace a una capa con ondas S de mayor velocidad. El movimiento de partículas ocurre en la dirección perpendicular a la dirección de propagación de la onda pero paralelo a la superficie. (Figura 32).

Las ondas superficiales tienen la característica de que cambian de forma mientras viajan, debido a que las diferentes componentes de las frecuencias que las constituyen se propagan a diferentes velocidades, lo cual se conoce como onda de dispersión. Los patrones de dispersión son indicativos de la estructura de velocidad a través del cual viaja la onda, y por lo tanto las ondas de superficie generadas por terremotos pueden ser usadas en el estudio de la litosfera y de la astenósfera. Las ondas de cuerpo no son dispersivas. En exploración sísmica, las ondas Rayleigh se manifiestan normalmente como ondas de gran amplitud y bajas frecuencias, conocidas como ground roll las cuales pueden enmascarar el registro de reflexiones en los registros sísmicos por lo cual se les considera como ruido. Los levantamientos sísmicos pueden ser realizados de tal forma que minimicen la generación de ondas ground roll, las cuales además pueden ser filtradas durante el procesado posterior.

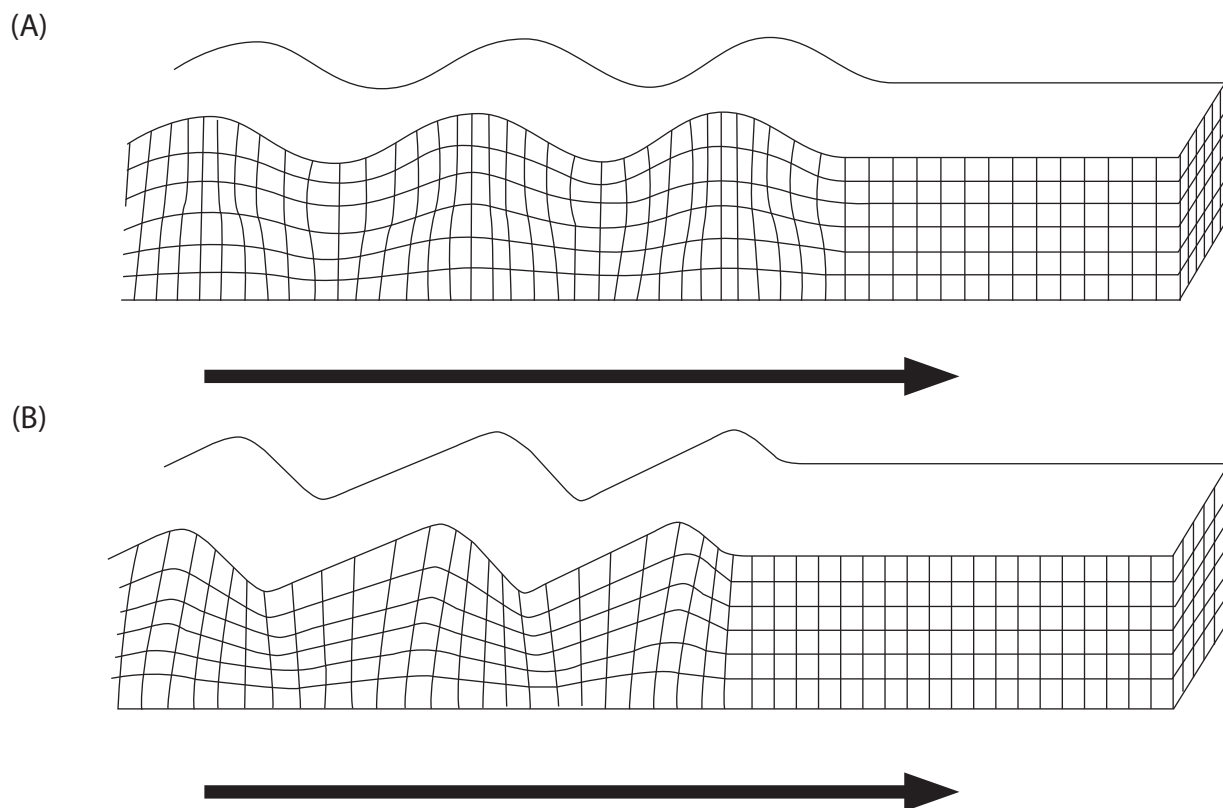


Figura 32.-

Deformações elásticas e movimento de partículas do subsolo associadas com a passagem das ondas de superfície. Onda Rayleigh (A), e onda Love (B).

Velocidades de ondas sísmicas. Como foi mencionado anteriormente, as velocidades de propagação das ondas sísmicas através de um meio elástico dependem do módulo de elasticidade e da densidade das rochas pelas quais se propagam, da seguinte maneira:

$$V = (\text{Módulo elástico apropriado} / \text{densidade } \rho)^{1/2} \quad (44)$$

Em particular, a velocidade da onda P está dada por:

$$V_P = \left(\frac{k + 4u / 3}{\rho} \right)^{1/2} \quad (45)$$

Figura 32.-

Deformaciones elásticas y movimiento de partículas del subsuelo asociadas con el paso de las ondas de superficie. Onda Rayleigh (A), y onda Love (B).

Velocidades de ondas sísmicas.- Como se mencionó anteriormente, las velocidades a las cuales se propagan las ondas sísmicas a través de un medio elástico dependen del módulo de elasticidad y la densidad de las rocas por las que se propagan, de la siguiente manera:

$$V = (\text{Modulo elastico apropiado} / \text{densidad } \rho)^{1/2} \quad (44)$$

En particular, la velocidad de la onda P está dada por:

$$V_P = \left(\frac{k + 4u / 3}{\rho} \right)^{1/2} \quad (45)$$

e a da onda S por

$$V_s = (\mu / \rho)^{1/2} \quad (46)$$

onde V_p/V_s é conhecido como o quociente de Poisson (σ) que está dado por:

$$\frac{V_p}{V_s} = \left(\frac{1 - \sigma}{1/2 - \sigma} \right)^{1/2} \quad (47)$$

Note-se que μ é zero para um fluido, dado que este não suporta esforços de corte e o valor máximo para o quociente de Poisson é de 0.5, para rochas muito duras seu valor é da ordem de 0.05, para sedimentos não consolidados é de aproximadamente 0.45 e na média é de 0.25.

Na tabela 6 apresentam-se valores para as velocidades das ondas P e S para um conjunto de materiais geológicos. A velocidade das ondas sísmicas de rochas sedimentares incrementa-se tanto com a profundidade quanto com a idade. Em geral, a velocidade das ondas aumenta com o incremento da densidade. A relação entre estes parâmetros para areias e cascalho está dada por (FAUST, 1951):

$$V = 1.47 (ZT)^{1/6} \text{ km/s} \quad (48)$$

onde Z é a profundidade em quilômetros e T é o tempo geológico em milhões de anos.

Da expressão para o coeficiente de Poisson (equação 47), é claro que o valor-limite deste parâmetro é 0.5. Para este valor o denominador passa a ser zero. Quando o coeficiente de Poisson alcança o valor 0.33, a velocidade da onda S é igual à metade da velocidade da onda P. Das ondas superficiais, as ondas *love* viajam aproximadamente na mesma velocidade que as ondas S, e as ondas *Rayleigh* viajam a aproximadamente 0.92 V_s (para um quociente de Poisson de 0.25).

Precisa-se ter cuidado ao comparar as velocidades sísmicas. As velocidades podem ser determinadas a partir de dados sísmicos e de medições em laboratório. Quando as velocidades são determinadas

y la de la onda S por

$$V_s = (\mu / \rho)^{1/2} \quad (46)$$

en tanto que V_p/V_s se conoce como el cociente de Poisson (σ) que está dado por:

$$\frac{V_p}{V_s} = \left(\frac{1 - \sigma}{1/2 - \sigma} \right)^{1/2} \quad (47)$$

Nótese que μ es cero para un fluido debido a que este no soporta esfuerzos de corte y el valor máximo para el cociente de Poisson es de 0.5, para rocas muy duras su valor es del orden de 0.05, para sedimentos no consolidados es de aproximadamente 0.45 y en promedio es de 0.25.

En la Tabla 6 se presentan valores para las velocidades de las ondas P y S para un conjunto de materiales geológicos. En particular, la velocidad de las ondas sísmicas de rocas sedimentarias se incrementa tanto con la profundidad como con la edad. En un sentido amplio, la velocidad de las ondas aumenta con el incremento de la densidad. La relación entre estos parámetros para arenas y gravas está dada por (Faust, 1951):

$$V = 1.47 (ZT)^{1/6} \text{ km/s} \quad (48)$$

en donde Z es la profundidad en kilómetros y T es el tiempo geológico en millones de años.

De la expresión para el coeficiente de Poisson (Ecuación 47), es claro que el valor límite de este parámetro es 0.5. Para este valor el denominador se vuelve cero. Cuando el coeficiente de Poisson alcanza el valor 0.33 la velocidad de la onda S es igual a la mitad de la velocidad de la onda P. De las ondas superficiales, las ondas *love* viajan a aproximadamente la misma velocidad que las ondas S, y las ondas *Rayleigh* viajan a aproximadamente 0.92 V_s (para un cociente de Poisson de 0.25).

Se tiene que tener cuidado cuando se comparan las velocidades sísmicas. Las velocidades pueden ser determinadas a partir de datos sísmicos y de mediciones en el laboratorio. Cuando las velocidades

usando refração sísmica, deve-se citar a categoria de velocidades obtidas para certo material, preferentemente proporcionando a derivação-padrão. As medições feitas no local usando estudos de refração podem proporcionar velocidades que são significativamente diferentes das medições obtidas em laboratório. Isto ocorre quando na rocha do lugar há, por exemplo, fratura. As velocidades de refração mostram tanto a rocha quanto as discontinuidades, enquanto, no laboratório, se examina normalmente uma amostra sólida. Usando o sistema de martelo de Schmidt é possível realizar medições mais detalhadas de velocidades representativas do sítio a uma escala local. O método consiste em colocar dois geofones separados a uma distância pequena. Posteriormente utiliza-se um martelo para gerar ondas P diretamente sobre a rocha exposta a uma distância conhecida dos receptores. A velocidade é obtida a partir da diferença do tempo de viagem entre os dois receptores em relação à sua separação. Nenhuma velocidade é absoluta. No caso da determinação de velocidades em laboratório, utiliza-se um transdutor ultrassônico para transmitir um impulso por meio da amostra cuja longitude é conhecida, e assim é possível calcular sua velocidade. Contudo, as frequências ultrassônicas utilizadas (0.5 a 1.5 MHz) são três ou quatro ordens de magnitude maiores do que as utilizadas em trabalhos sísmicos, de modo que as velocidades podem não ser diretamente comparáveis.

Além de conhecer a frequência dos transdutores, também é importante determinar se as amostras foram medidas em seco ou saturadas, e se este for o caso, deve-se saber a salinidade da água e a temperatura na qual a amostra foi medida. Talvez, uma questão ainda mais importante, é a relacionada com o relaxamento mecânico durante a recuperação da amostra. Se uma rocha for coletada em profundidades significativas, onde normalmente existem pressões substanciais, o núcleo de rocha recuperada irá se expandir ao trazê-la à superfície, resultando na geração de microfaturas. Portanto, estas microfendas aumentam a porosidade, ao mesmo tempo em que decresce a densidade da rocha.

Em rochas porosas, a natureza do material dentro dos poros influencia fortemente a velocidade das ondas elásticas. Por exemplo, as rochas saturadas com água têm diferentes velocidades de onda elástica se comparadas às rochas saturadas com gás; as areníticas com argila intersticial têm

se determinan usando refracción sísmica, se debe citar el rango de velocidades obtenidas para un cierto material, preferentemente proporcionando la derivación estándar. Las mediciones en el lugar hechas usando estudios de refracción pueden proporcionar velocidades que son significativamente diferentes de las mediciones obtenidas en el laboratorio. Esto ocurre cuando en la roca del lugar está por ejemplo, fractura. Las velocidades de refracción muestrean tanto la roca como las discontinuidades mientras que en el laboratorio se examina normalmente una muestra sólida. Usando el sistema de martillo de Schmidt se pueden llevar a cabo mediciones más detalladas de velocidades representativas del sitio a una escala local. El método consiste en colocar dos geófonos separados a una distancia pequeña. Posteriormente se utiliza un martillo para generar ondas P directamente sobre la roca expuesta a una distancia conocida de los receptores. La velocidad se obtiene a partir de la diferencia del tiempo de viaje entre los dos receptores relativo a su separación. Ninguna velocidad es absoluta. En el caso de la determinación de velocidades en el laboratorio se utiliza un transductor ultrasónico para transmitir un pulso a través de la muestra cuya longitud es conocida por lo que se puede calcular su velocidad. Sin embargo, las frecuencias ultrasónicas utilizadas (0.5 a 1.5 MHz) son tres o cuatro ordenes de magnitud mayores a las que se utilizan en trabajos sísmicos, por lo que las velocidades pueden no ser directamente comparables.

Además de conocer la frecuencia de los transductores es también importante determinar si las muestras fueron medidas en seco o saturadas y si éste es el caso se debe conocer la salinidad del agua y la temperatura a la que la muestra fue medida. Tal vez de mayor importancia sea el problema relacionado con la relajación mecánica durante la recuperación de la muestra. Si una roca se colecta de profundidades significativas en donde normalmente existen presiones sustanciales, el núcleo de roca recuperada se expandirá al traerla a la superficie resultando en la generación de micro-fracturas. Por lo tanto, estas micro-grietas aumenta la porosidad al mismo tiempo que decrece la densidad de la roca.

En rocas porosas, la naturaleza del material dentro de los poros influencia fuertemente la velocidad de las de ondas elásticas. Por ejemplo, las rocas saturadas con agua tienen diferentes velocidades de onda elástica comparadas con rocas de saturadas con gas; las areniscas con arcilla

diferentes características de propagação em comparação às areníticas limpas. As velocidades sísmicas podem ser usadas para estimar a porosidade usando a equação de tempo médio dada por (WYLLIE et al., 1958).

$$\frac{1}{V} = \frac{\phi}{V_f} + \frac{1 + \phi}{V_m} \quad (49)$$

onde V é a velocidade da onda P da rocha cuja porosidade é ϕ . V_f e V_m são as velocidades acústicas do fluido e da matriz da rocha respectivamente. Valores típicos de V_f e de V_m são 1500 e 2800 m/s respectivamente.

A velocidade da onda P na água depende da temperatura e da salinidade de acordo com a expressão (EWING et al., 1948):

$$V = 1449.2 + 4.6 T - 0.055 T^2 + 0.0003 T^3 + (1.34 - 0.01 T) (S - 35) + 0.016 d \quad (50)$$

onde S e T são a salinidade (em partes por milhar) e a temperatura ($^{\circ}\text{C}$), d é a profundidade (em m).

Material	V_p (m/s)
Ar	330
Água	1450-1530
Petróleo	1300-1400
Tierra amarilla	300-600
Solo	100-500
Neve	350-3000
Glacial sólido	3000-4000
Areia (terra amarela)	200-2000
Areia (seca)	200-1000
Areia (saturada de água)	1500-2000
Glacial	1500-2700
Areia e cascalho (perto das superfícies)	400-2300
Areia e cascalho (a 2 km de profundidade)	3000-3500

intersticial tienen diferentes características de propagación en comparación con areniscas limpias. Las velocidades sísmicas pueden ser usadas para estimar la porosidad usando la ecuación de tiempo promedio dada por (Wyllie et al., 1958)

$$\frac{1}{V} = \frac{\phi}{V_f} + \frac{1 + \phi}{V_m} \quad (49)$$

en donde V es la velocidad de la onda P de la roca cuya porosidad es ϕ . V_f y V_m son las velocidades acústicas del fluido y de la matriz de la roca respectivamente. Valores típicos de V_f y de V_m son 1500 y 2800 m/s respectivamente.

La velocidad de la onda P en el agua depende de la temperatura y la salinidad de acuerdo a la expresión (Ewing et al., 1948):

$$V = 1449.2 + 4.6 T - 0.055 T^2 + 0.0003 T^3 + (1.34 - 0.01 T) (S - 35) + 0.016 d \quad (50)$$

en donde S y T son la salinidad (en partes por millar) y la temperatura ($^{\circ}\text{C}$), d es la profundidad (en m).

Material	V_p (m/s)
Aire	330
Agua	1450-1530
petroleo	1300-1400
Tierra amarilla	300-600
Suelo	100-500
Nieve	350-3000
Glacial solido	3000-4000
Arena (tierra amarilla)	200-2000
Arena (seca)	200-1000
Arena (saturada de agua)	1500-2000
Glacial	1500-2700
Arenas y gravas (cerca de la superficie)	400-2300
Arenas y gravas (a 2 Km de profundidad)	3000-3500

Material	V_p (m/s)
Argila	1000-2500
Estuário de lama	300-1800
Aluvião	1800-2200
Crosta de gelo permanente	1500-4900
Arenito	1400-4500
Limonita (suave)	1700-4200
Limonita (dura)	2800-7000
Dolomita	2500-6500
Anidrita	3500-5500
Sal	4000-5500
Gesso	2000-3500
Xista	2000-4100
Granito	4600-6200
Basalto	5500-6500
Gabro	6400-7000
Peridotita	7800-8400
Serpentinita	5500-6500
Gnelss	3500-7600
Mármore	3780-7000
Minerais de sulfureto	3950-6700
Cinza pulverizada de combustível	600-1000
Terra feita (escombros etc.)	160-600
Lixo de terraplanagem	400-750
Concreto	3000-3500
Solo perturbado	180-335
Casquilho de terraplanagem de argila	335-380

Tabela 6.-

Exemplos de velocidades de ondas P e S.

Material	V_p (m/s)
<i>Areilla</i>	<i>1000-2500</i>
<i>Estuarios de fango</i>	<i>300-1800</i>
<i>Aluvion</i>	<i>1800-2200</i>
<i>Escarcha permanente</i>	<i>1500-4900</i>
<i>Arenisca</i>	<i>1400-4500</i>
<i>Limonita (suave)</i>	<i>1700-4200</i>
<i>Limonita (dura)</i>	<i>2800-7000</i>
<i>Dolomita</i>	<i>2500-6500</i>
<i>Anidrita</i>	<i>3500-5500</i>
<i>Sal</i>	<i>4000-5500</i>
<i>Yeso</i>	<i>2000-3500</i>
<i>Pizarra</i>	<i>2000-4100</i>
<i>Granito</i>	<i>4600-6200</i>
<i>Basalto</i>	<i>5500-6500</i>
<i>Gabro</i>	<i>6400-7000</i>
<i>Peridotita</i>	<i>7800-8400</i>
<i>Serpentinita</i>	<i>5500-6500</i>
<i>Gnelss</i>	<i>3500-7600</i>
<i>Marmoles</i>	<i>3780-7000</i>
<i>Minerales de sulfuro</i>	<i>3950-6700</i>
<i>Ceniza pulverizada de combustible</i>	<i>600-1000</i>
<i>Tierra hecha (escombros etc.)</i>	<i>160-600</i>
<i>Basura de terraplén</i>	<i>400-750</i>
<i>Concreto</i>	<i>3000-3500</i>
<i>Suelo disturbado</i>	<i>180-335</i>
<i>Casquilo de taraplén de arcilla</i>	<i>335-380</i>

Tabla 6.-

Ejemplos de velocidades de ondas P y S.

Normalmente, a velocidade da onda P na água está considerada ao redor dos 1500 m/s para uma salinidade de 35 partes por mil a 13 °C. Nos estudos sísmicos de alta resolução levados a cabo em lugares onde os corpos de água contêm diferentes temperaturas e salinidades, a estratigrafia da coluna de água adquire uma importância particular para determinar o fator de correção das ondas P para um processamento subsequente dos dados.

Na presença de um meio estratificado, as velocidades sísmicas mostram anisotropia. As velocidades das ondas paralelas à estratigrafia podem estar de 10% a 15% acima dos valores das ondas que se propagam na direção perpendicular. Além disso, algumas rochas com mineralização bem desenvolvida podem também produzir anisotropia. Nas situações nas quais for possível antecipar que há anisotropia é essencial realizar linhas de testes para identificar direções de disparo que degradam a qualidade dos dados, bem como aquelas que proporcionam boa resolução e profundidade de penetração. Uma vez realizados os testes, deve-se definir uma malha de linhas adequadas para assegurar a qualidade ideal dos dados.

6.4 Geometria de trajetória de raios em um meio estratificado

Reflexão e transmissão de raios incidentes normalmente. O princípio de Huygens é fundamental para compreender a propagação das ondas sísmicas por um meio estratificado. O princípio de Huygens estabelece que qualquer ponto de uma frente de onda pode ser considerado como uma fonte secundária de ondas esféricas. A nova frente de onda é o envoltório destas ondas depois de certo intervalo de tempo (figura 33). Tendo este conceito em mente, é fácil compreender como ocorre a reflexão, a refração e a difração de ondas. Em vez de considerar a frente de ondas das ondas individuais, é mais conveniente considerar uma linha perpendicular a essa frente de onda como o raio ao longo do qual viaja a energia sísmica. Como consequência, frequentemente, ao realizar uma descrição da propagação de ondas sísmicas, utiliza-se termos de trajetória de raios.

Quando uma onda incide numa interface por meio da qual existe um contraste nas propriedades

Normalmente, la velocidad de la onda P en el agua se considera alrededor de los 1500 m/s para una salinidad de 35 partes por mil a 13°C. En los estudios sísmicos de alta resolución llevados a cabo en lugares en donde los cuerpos de agua contienen diferentes temperaturas y salinidades, la estratigrafía de la columna de agua adquiere una importancia particular para determinar el factor de corrección de las ondas P para un procesamiento subsecuente de los datos.

En un medio de estratificación, las velocidades sísmicas muestran anisotropía. Las velocidades de las ondas paralelas a la estratigrafía pueden estar de 10 a 15% mas arriba de los valores de las ondas que se propagan en la dirección perpendicular. Además, algunas rocas con mineralización bien desarrollada pueden también producir anisotropía. En situaciones en donde se anticipa que existe anisotropía es esencial realizar líneas de prueba para identificar direcciones de disparo que degradan la calidad de los datos así como aquellas que proporcionan buena resolución y profundidad de penetración. Una vez que se hayan realizado las pruebas, se debe definir un mallado de líneas adecuado para asegurar la óptima calidad de los datos.

6.4 Geometría de trayectoria de rayos en un medio estratificado

Reflexión y transmisión de rayos incidentes normalmente.- El principio de Huygens es fundamental para comprender la propagación de las ondas sísmicas a través de un medio estratificado. El principio de Huygens establece que cualquier punto de un frente de onda puede ser considerado como una fuente secundaria de ondas esféricas. El nuevo frente de onda es la envoltura de estas ondas después de cierto intervalo de tiempo (Figura 33). Teniendo este concepto en mente es fácil comprender como ocurre la reflexión, refracción y difracción de ondas. En vez de considera el frente de ondas de las ondas individuales es más conveniente considerar una línea perpendicular al frente de onda como el rayo a lo largo del cual viaja la energía sísmica. En consecuencia frecuentemente cuando se describe la propagación de ondas sísmicas se hace en términos de trayectoria de rayos.

Cuando una onda incide en una interfase a través de la cual existe un contraste en las propiedades

elásticas do meio, parte da energia se reflete e o restante passa por meio desta fronteira e se refrata. As amplitudes relativas da energia das ondas transmitidas e refletidas estão descritas pelas equações de Zoeppritz-Knott em termos das velocidades sísmicas e das densidades dos dois meios (TELFORD et al., 1990). O produto da densidade (ρ) e a velocidade sísmica (V) para cada uma das camadas é conhecido como a impedância acústica (Z).

elásticas del medio, parte de la energía se refleja y el resto pasa a través de esta frontera y se refracta. Las amplitudes relativas de la energía de las ondas transmitidas y reflejadas están descritas por las ecuaciones de Zoeppritz-Knott en términos de las velocidades sísmicas y las densidades de los dos medios (Telford et al., 1990). El producto de la densidad (ρ) y la velocidad sísmica (V) para cada una de las capas se conoce como la impedancia acústica (Z).

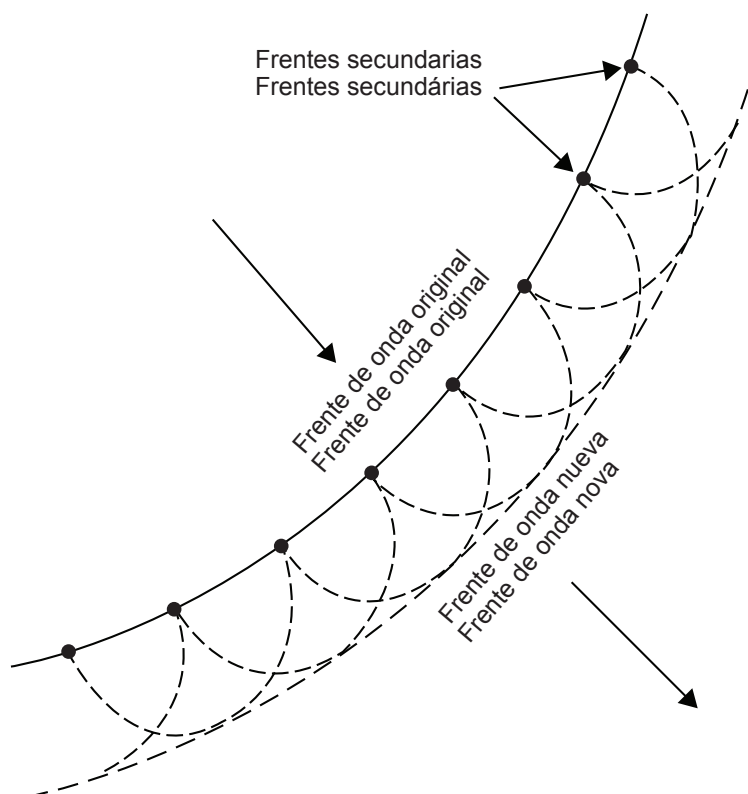


Figura 33.-

Propagação de uma frente de onda de acordo com o princípio de Huygens.

Geralmente, quanto mais consolidada estiver uma rocha, maior será sua impedância acústica. Para que uma onda acústica se propague com a maior facilidade, o contraste por meio de uma interface deve ser pequeno. Para o caso de incidência normal (perpendicular) e se a amplitude da energia incidente é A_0 e a da energia refletida e

Figura 33.-

Propagación de un frente de onda de acuerdo al principio de Huygens.

Generalmente mientras más consolidada esté una roca mayor será su impedancia acústica. Para que una onda acústica se propague con mayor facilidad el contraste a través de una interfase debe ser pequeño. Para el caso de incidencia normal (perpendicular) y si la amplitud de la energía incidente es A_0 y la de la energía reflejada

transmitida são respectivamente A_1 e A_2 (figura 34), então a energia da onda incidente será igual à soma da energia da onda refletida e da transmitida (i.e. $A_0 = A_1 + A_2$), desde que não haja perda de energia. O coeficiente de reflexão R descreve o grau de refletividade de uma interface para incidência normal ou de baixo ângulo ($< 20^\circ$) e se define como o quociente entre a onda refletida (A_1) e a onda incidente (A_0).

É possível observar que a magnitude do coeficiente de reflexão cai na categoria de 1. Quando um raio passa de um meio de maior velocidade para outro de baixa velocidade, o coeficiente de reflexão é negativo e ocorre uma inversão de fase inversa (180°) do raio refletido. Os valores típicos de R encontram-se entre < 0.1 (reflexão fraca), $0.1-0.2$ (reflexão moderada) > 0.2 (reflexão forte).

y transmitida son respectivamente A_1 y A_2 (Figura 34), entonces la energía de la onda incidente será igual a la suma de la energía de la onda reflejada y de la transmitida (i.e. $A_0 = A_1 + A_2$), siempre y cuando no haya pérdida de energía. El coeficiente de reflexión R describe el grado de reflectividad de una interfase para incidencia normal o de bajo ángulo ($< 20^\circ$) y se define como el cociente entre la onda reflejada (A_1) y la onda incidente (A_0).

Se puede observar que la magnitud del coeficiente de reflexión cae en el rango de 1. Cuando un rayo pasa de un medio de mayor velocidad a otro de baja velocidad, el coeficiente de reflexión es negativo y ocurre una inversión de fase inversa (180°) del rayo de reflejado. Los valores típicos de R se encuentran entre < 0.1 (reflexión débil), $0.1-0.2$ (reflexión moderada) > 0.2 (reflexión fuerte).

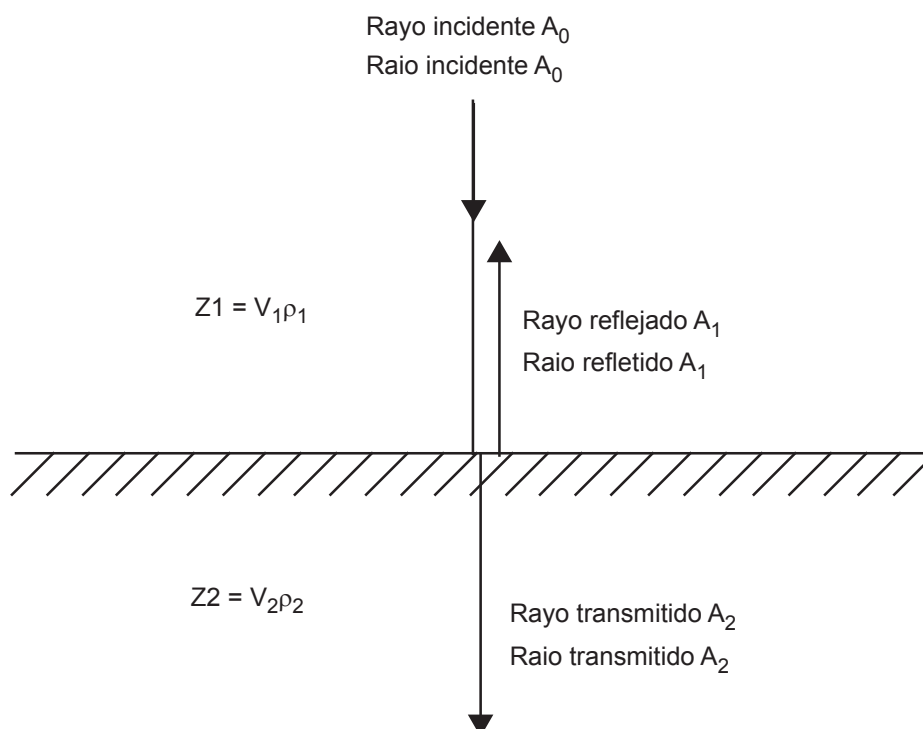


Figura 34.-

Partição de energia de um raio com incidência normal de amplitude A_0 nos raios refletidos e transmitidos com amplitudes A_1 e A_2 respectivamente. Z_1 e Z_2 são as impedâncias acústicas das duas camadas.

Figura 34.-

Partición de energía de un rayo con incidencia normal de amplitud A_0 en los rayos reflejado y transmitido con amplitudes A_1 y A_2 respectivamente. Z_1 y Z_2 son las impedancias acústicas de las dos capas.

No caso de um raio que emerge da água que incide da interface água-ar, proveniente de uma fonte submarina, o coeficiente de reflexão é -1, e o raio refletido experimenta uma mudança de fase na interface. O grau de transmissibilidade de uma interface para uma incidência normal ou de baixo ângulo ($< 20^\circ$) é descrito pelo coeficiente de transmissão T , que é igual ao quociente da amplitude da onda transmitida (A_2) entre a amplitude da onda incidente (A_0).

As proporções da energia que são refletidas ou transmitidas são conhecidas também como coeficientes de reflexão e de transmissão respectivamente e são dados por:

$$E_r = (Z_2 - Z_1)^2 / (Z_2 + Z_1)^2 \quad (51)$$

e

$$E_T = (4 Z_1 Z_2) / (Z_2 + Z_1)^2 \quad (52)$$

E o coeficiente de transmissibilidade por:

$$T = \frac{A_2}{A_1} = \frac{2Z_1}{(Z_2 + Z_1)} \quad (53)$$

onde Z_1 e Z_2 são as impedâncias acústicas da primeira e segunda camadas respectivamente. $Z = V\rho$, onde V e ρ são a velocidade sísmica e a densidade de um extrato dado, A_0 , A_1 e A_2 são as amplitudes relativas do raio incidente, refletido e transmitido respectivamente. Quando o coeficiente de reflexão E_R é igual a ± 1 , então toda a energia incidente é refletida e nada é transmitido, ou seja, $T = 0$ e $E_T = 0$. Entretanto, se $R = 0$ e $E_R = 0$, então toda a energia incidente será transmitida, ou seja, $T = 1$ e $E_T = 1$. Isto sugere que não há contraste na impedância acústica por meio da interface, o que significa que $Z_1 = Z_2$; em tal situação é ainda possível que existam diferenças tanto na velocidade quanto na densidade dos dois materiais.

No debate anterior havia a suposição de que as reflexões analisadas eram provenientes de um só ponto. Na realidade, estas são geradas em uma área finita da superfície refletora definida pela primeira zona Fresnel (figura 35). A segunda e subsequente zona de Fresnel pode ser ignorada

En el caso de un rayo que emerge del agua que incide en la interfase agua-aire, proveniente de una fuente submarina, el coeficiente de reflexión es -1 y el rayo reflejado experimenta un cambio de fase en la interfase. El grado de transmissibilidad de una interfase para una incidencia normal o de bajo ángulo ($< 20^\circ$) se describe por el coeficiente de transmisión T , el cual es igual al cociente de la amplitud de la onda transmitida (A_2) entre la amplitud de la onda incidente (A_0).

Las proporciones de la energía que son reflejadas o transmitidas se conocen también como coeficientes de reflexión y de transmisión respectivamente y están dados por:

$$E_r = (Z_2 - Z_1)^2 / (Z_2 + Z_1)^2 \quad (51)$$

y

$$E_T = (4 Z_1 Z_2) / (Z_2 + Z_1)^2 \quad (52)$$

y el coeficiente de transmissibilidad por:

$$T = \frac{A_2}{A_1} = \frac{2Z_1}{(Z_2 + Z_1)} \quad (53)$$

en donde Z_1 y Z_2 son las impedancias acústicas de la primera y segunda capas respectivamente. $Z = V\rho$, en donde V y ρ son la velocidad sísmica y la densidad de un estrato dado, A_0 , A_1 y A_2 son las amplitudes relativas del rayo incidente, reflejado y transmitido respectivamente. Cuando el coeficiente de reflexión E_R es igual a ± 1 , entonces toda la energía incidente es reflejada y nada es transmitido, es decir, $T = 0$ y $E_T = 0$. Por otro lado, si $R = 0$ y $E_R = 0$, entonces toda la energía incidente será transmitida, es decir $T = 1$ y $E_T = 1$. Esto último sugiere que no hay contraste en la impedancia acústica a través de la interfase, lo cual significa que $Z_1 = Z_2$; en tal situación es todavía posible que existan diferencias tanto en la velocidad como en la densidad de los dos materiales.

En la discusión anterior se ha supuesto que las reflexiones analizadas provienen de un solo punto. En realidad, estas se generan en un área finita de la superficie reflectora definida por la primera zona Fresnel (Figura 35). La segunda y subsecuente zona de Fresnel puede ser ignorada en el caso

no caso de incidência normal. Então, o coeficiente de reflexão para uma interface dada é igual à resposta média sobre a primeira zona Fresnel. Além disso, se a interface tiver uma superfície áspera e a amplitude das asperezas é da mesma ordem ou maior que um quarto da longitude de onda do raio incidente, então a quantidade de energia que essa superfície alcança é muito reduzida e o coeficiente observado é muito menor que aquele previsto para um contraste dado de impedâncias acústicas. O quociente (r) da primeira zona de Fresnel relaciona-se à profundidade do refletor debaixo da superfície (h) e à longitude de onda da onda incidente (λ) por meio de:

$$r \approx \frac{\lambda h}{2} = \left(\frac{V}{2} \right) \left(\frac{t}{f} \right)^{1/2} \quad (54)$$

onde t e f são o tempo de percurso de duas vias e a frequência da onda incidente. Contudo, dado que nos estudos sismológicos são considerados tempos de duas vias (percurso ida e volta da onda), utiliza-se um quarto de longitude de onda em vez de meia longitude de onda como é usual na óptica clássica. Da equação 54 fica claro que a primeira zona de Fresnel se alarga como resultado do aumento na profundidade do refletor e da diminuição da frequência da onda incidente (ou seja, maiores longitudes de onda).

de incidencia normal. Entonces, el coeficiente de reflexión para una interfase dada es igual a la respuesta promedio sobre la primera zona Fresnel. Adicionalmente, si la interfase consta de una superficie áspera y la amplitud de las asperezas es del mismo orden o mayor que un cuarto de la longitud de onda del rayo incidente, entonces la cantidad de energía que alcanza esta superficie se ve muy reducida y el coeficiente observado es mucho menor que el que se predice para un contraste dado de impedancias acústicas. El cociente (r) de la primera zona de Fresnel se relaciona a la profundidad del reflector debajo de la superficie (h) y a la longitud de onda de la onda incidente (λ) a través de:

$$r \approx \frac{\lambda h}{2} = \left(\frac{V}{2} \right) \left(\frac{t}{f} \right)^{1/2} \quad (54)$$

en donde t y f son el tiempo de recorrido de dos vías y la frecuencia de la onda incidente. Sin embargo, debido a que en estudios sismológicos se consideran tiempos de dos vías (recorrido ida-vuelta de la onda), se utiliza un cuarto de longitud de onda en vez de media longitud de onda como es usual en la óptica clásica. De la Ecuación 54 resulta claro que la primera zona de Fresnel se ensancha como resultado del incremento en la profundidad del reflector y la disminución de la frecuencia de la onda incidente (es decir, mayores longitudes de onda).

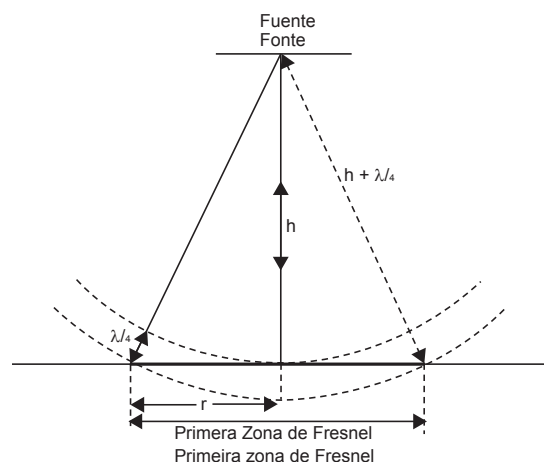


Figura 35.-

A primeira zona de Fresnel sobre um refletor a uma profundidade h debaixo da fonte da onda esférica incidente.

Figura 35.-

La primera zona de Fresnel sobre un reflector a una profundidad h debajo de la fuente de la onda esférica incidente.

Reflexão e refração oblíqua de raios incidentes. No caso de que uma onda oblíqua incida sobre uma interface, por meio da qual exista um contraste na impedância acústica, então da mesma maneira descrita no caso de incidência normal, são geradas ondas refletidas e transmitidas nessa interface (figura 36). Para ângulos de incidência intermediária as ondas S refletidas, que são geradas a partir da conversão de ondas P, podem ter maiores amplitudes que estas últimas. Este efeito é particularmente útil no estudo de eventos de reflexões profundas em estudos de crosta onde são utilizadas grandes distâncias fonte–receptor. Em geral, a amplitude da onda P é incrementada com o aumento do ângulo de incidência. Isto é equivalente à diminuição da amplitude da onda P com o aumento da distância fonte–receptor. Quando uma onda P incide em um ângulo oblíquo sobre uma superfície plana são gerados quatro tipos de ondas: ondas P refletida e transmitida e ondas S refletida e transmitida. As amplitudes relativas destas ondas estão descritas em Telford et al. (1990). A direção das ondas que atravessam para outro meio muda, e essa mudança é conhecida como *refração*. A geometria das ondas refletidas e refratadas relativa às ondas incidentes é análoga à da luz e, portanto, pode ser descrita usando a lei de refração de Snell, que estabelece que os raios incidentes e refratados e a normal no ponto de incidência se situam no mesmo plano, e o quociente do seno do ângulo do raio incidente entre o seno do raio refratado é constante. Em sua forma generalizada, a lei de Snell também estabelece que para um raio sobre o ponto de incidência sobre a interface, o quociente entre o seno do ângulo de incidência e a velocidade de propagação dentro do meio permanece constante, o que é conhecido como *parâmetro de trajetória do raio*.

Reflexión y refracción oblicua de rayos incidentes. - En el caso de que una onda oblicua incida sobre una interfase, a través de la cual exista un contraste en la impedancia acústica, entonces de la misma manera descrita en el caso de incidencia normal, se generan ondas reflejadas y transmitidas en dicha interfase (Figura 36). A ángulos de incidencia intermedia las ondas S reflejadas, las cuales se generan a partir de la conversión de ondas P, pueden tener mayores amplitudes que estas últimas. Este efecto es particularmente útil en el estudio de eventos de reflexiones profundas en estudios de corteza en donde se utilizan grandes distancias fuente-receptor. En general, la amplitud de la onda P se incrementa con el aumento del ángulo de incidencia. Esto es equivalente a la disminución de la amplitud de la onda P con el aumento de la distancia fuente-receptor. Cuando una onda P incide a un ángulo oblicuo sobre una superficie plana se generan cuatro tipos de ondas: ondas P reflejada y transmitida y ondas S reflejada y transmitida. Las amplitudes relativas de estas ondas se describen en Telford et al. (1990). La dirección de las ondas que atraviesan a otro medio cambia y este cambio se conoce como refracción. La geometría de las ondas reflejas y refractadas relativa a las ondas incidentes es análoga a la de la luz y por lo tanto puede ser descrita usando la ley de refracción de Snell, la cual establece que los rayos incidentes y refractados y la normal en el punto de incidencia se ubican en el mismo plano y el cociente del seno del ángulo del rayo incidente entre el seno del rayo refractado es constante. En su forma generalizada, la ley de Snell también establece que para un rayo sobre el punto de incidencia sobre la interfase, el cociente entre el seno del ángulo de incidencia y la velocidad de propagación dentro del medio permanece constante, lo cual es conocido como parámetro de trayectoria del rayo.

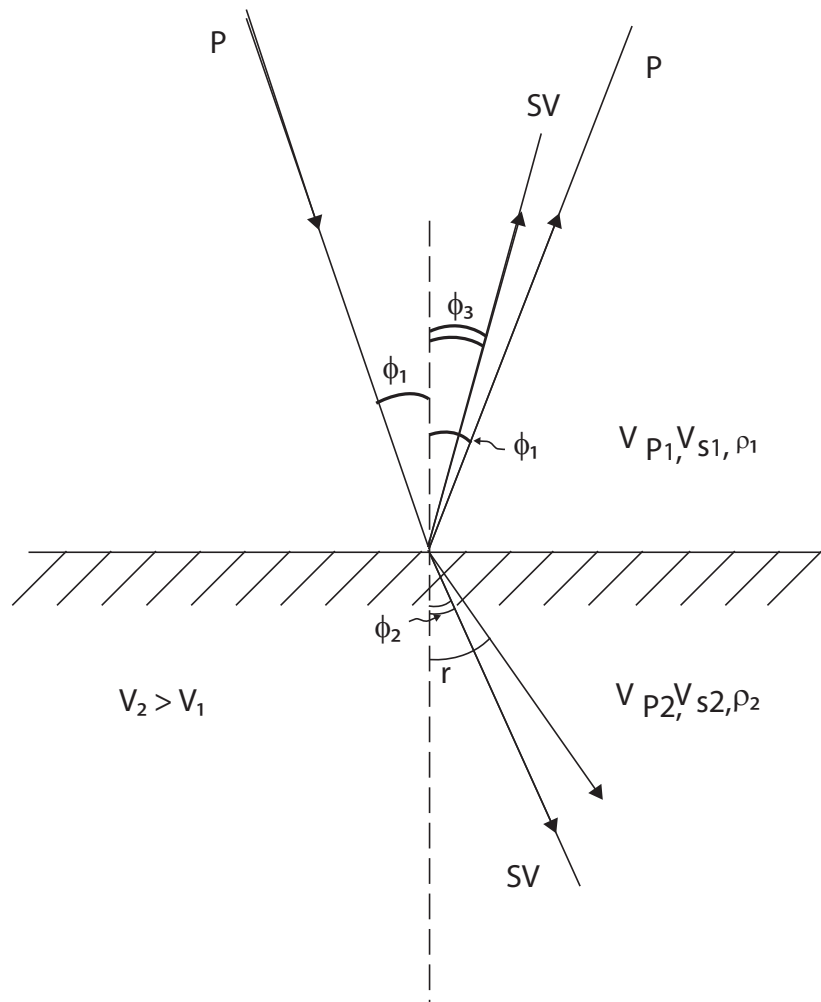


Figura 36.-

Geometria dos raios associados às ondas P que incidem obliquamente sobre uma interface plana, convertido e verticalmente polarizado em onda S (mostrado como SV). V_p e V_s são as velocidades da onda P e S respectivamente, e ρ é a densidade. Os sufixos 1 e 2 representam o número de camada.

A seguir, as leis de reflexão e a lei de refração de Snell resumidas:

Leis de reflexão:

- 1) O ângulo de incidência é igual ao ângulo de reflexão.
- 2) Os raios incidentes, refletido e refratado e a normal no ponto de incidência encontram-se todos no mesmo plano.

Figura 36.-

Geometría de los rayos asociados a las ondas P que inciden obliquamente sobre una interfase plana, y convertido verticalmente polarizado en onda S (mostrado como SV). V_p y V_s son las velocidades de la onda P y S respectivamente y ρ es la densidad. Los sufixos 1 y 2 representan el número de capa.

Las leyes de reflexión y la ley de refracción de Snell se pueden resumir como sigue:

Leyes de Reflexión:

- 1) El ángulo de incidencia es igual al ángulo de reflexión.
- 2) Los rayos incidentes, reflejado y refractado y la normal en el punto de incidencia se encuentran todos en el mismo plano.

Lei de refração:

$$\frac{\sin(i)}{V_{p1}} = \frac{\sin(r)}{V_{p2}} = \frac{\sin(\beta_1)}{V_{s1}} = \frac{\sin(\beta_2)}{V_{s2}} = p \quad (55)$$

onde i e r são os ângulos de incidência e refração respectivamente, V_1 e V_2 são as velocidades de propagação das camadas 1 e 2 para as ondas P e S conforme o sufixo, e p é o parâmetro de trajetória do raio. A equação 55 também é expressa frequentemente da seguinte maneira:

$$\frac{\sin(i)}{\sin(r)} = \frac{V_1}{V_2}, \quad (56)$$

e no caso de uma refração crítica

$$\frac{\sin(ic)}{\sin(90^\circ)} = \frac{V_1}{V_2} \quad (57)$$

mas como $\sin 90^\circ = 1$, então

$$\sin(ic) = \frac{V_1}{V_2} \quad (58)$$

onde ic é o ângulo crítico.

Refração crítica. Quando o ângulo de incidência alcança um valor particular, conhecido como o ângulo crítico, o ângulo de refração é de 90° . Neste caso, as ondas refratadas viajam ao longo do limite superior da camada inferior, cuja velocidade de propagação é maior que a da camada superior, ou seja, $V_2 > V_1$. Nestas condições, o material da interface está sujeito a uma tensão de oscilação pela passagem da onda refratada, o que gera um padrão de ondas que se movem em direção à superfície (figura 37), conhecido como ondas principais (ou *head waves*). A orientação do ângulo do raio incidente e do raio principal é igual ao ângulo crítico.

Ley de refracción:

$$\frac{\sin(i)}{V_{p1}} = \frac{\sin(r)}{V_{p2}} = \frac{\sin(\beta_1)}{V_{s1}} = \frac{\sin(\beta_2)}{V_{s2}} = p \quad (55)$$

en donde i y r son los ángulos de incidencia y refracción respectivamente y V_1 y V_2 las velocidades de propagación de las capas 1 y 2 para las ondas P y S de acuerdo al sufijo, y p es el parámetro de trayectoria del rayo. La ecuación 55 también se expresa frecuentemente de la manera siguiente:

$$\frac{\sin(i)}{\sin(r)} = \frac{V_1}{V_2}, \quad (56)$$

y en el caso de una refracción crítica

$$\frac{\sin(ic)}{\sin(90^\circ)} = \frac{V_1}{V_2} \quad (57)$$

pero como $\sin 90^\circ = 1$, entonces

$$\sin(ic) = \frac{V_1}{V_2} \quad (58)$$

en donde ic es el ángulo crítico.

Refracción crítica.- Cuando el ángulo de incidencia alcanza un valor particular, conocido como el ángulo crítico, el ángulo de refracción es de 90° . En este caso, las ondas refractadas viajan a lo largo del límite superior de la capa inferior, cuya velocidad de propagación es mayor que la de la capa superior, es decir $V_2 > V_1$. En estas condiciones, el material de la interfase está sujeto a una tensión de oscilación por el paso de la onda refractada, lo cual genera un patrón de ondas que se mueven hacia la superficie (Figura 37), conocido como ondas principales (o *head waves*). La orientación del El ángulo del rayo incidente y del rayo principal es igual al ángulo crítico.

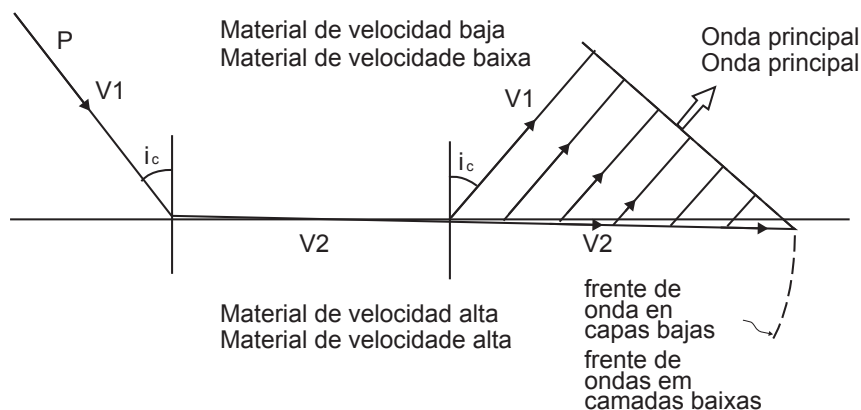


Figura 37.-

Refracción crítica numa interface plana e a geração de uma onda principal.

Figura 37.-

Refracción crítica en una interfase plana y la generación de una onda principal.

Difração. Se uma onda incide sobre uma superfície que tem uma borda, tal como um estrato com falhas, então a frente da onda curva-se ao redor da borda e gera, como resultado, a difração da onda (figura 38). A curvatura das ondas de difração é função da velocidade e do meio anfitrião (figura 39). Embora, normalmente, as difrações sejam consideradas como ruído e geralmente se tente filtrá-las do processamento dos dados, estas podem ser de grande utilidade como um auxílio na interpretação.

Difracción.- Si una onda incide sobre una superficie que tiene un borde, tal como un estrato fallado, entonces el frente de onda se curva alrededor del borde y da como resultado la difracción de la onda (Figura 38). La curvatura de las ondas de difracción es función de la velocidad y del medio anfitrión (Figura 39). Aunque normalmente las difracciones se consideran como ruido y generalmente se intenta filtrarlas a través del procesado de los datos, éstas pueden ser de gran utilidad como una ayuda en la interpretación.

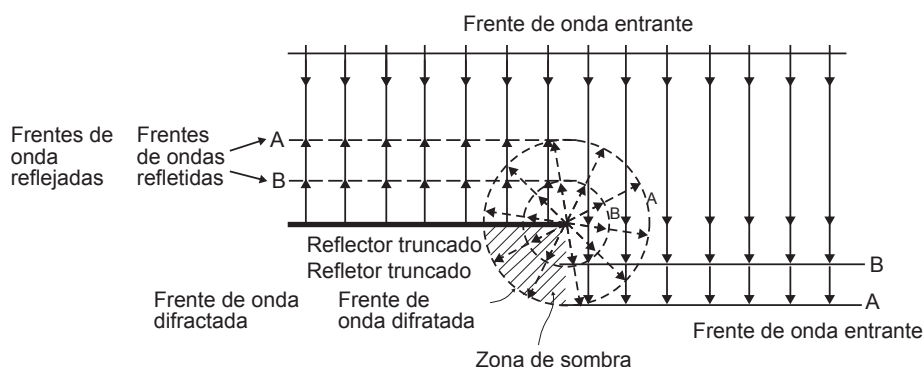


Figura 38.-

Frentes de onda difratadas geradas a partir de um refletor truncado. A área sombreada é uma "zona escura" onde, conforme a teoria dos raios, não se deveria observar energia. O princípio de Huygens de geração de frentes de onda explica porque o sinal é observado também na zona escura.

Figura 38.-

Frentes de onda difratados generados a partir de un reflector truncado. El área sombreada es una "zona oscura" en donde, de acuerdo a la teoría de rayos no se debería observar energía. El principio de Huygens de generación de frentes de onda explica porque la señal se observa también en la zona oscura.

A razão pela qual ocorre a difração explica-se a partir do princípio de Huygens de frentes secundárias, pois, no caso de um refletor truncado, a margem atua como uma fonte secundária de ondas que se propagam de forma esférica a partir desse ponto e podem viajar para zonas onde, de acordo com a teoria dos raios, não deveria se observar nenhum sinal, tal como as zonas de sombra mostradas na figura 38. No caso de um refrator isolado, tal como um seixo rolado (ou algum outro recorte geológico), se o ponto de tiro está situado exatamente sobre este recorte, então a resposta é observada como uma hipérbole simétrica, tal como observado na figura 39A. Para propósitos de comparação, na figura 39B mostra o tempo de percurso (duas vias) de um par fonte–receptor com incremento de distância entre eles, ou seja, começando com ambos no ponto 6, movendo depois a fonte e o receptor aos pontos 5 e 7, 4 e 8, 3 e 9 etc.

Enquanto que uma difração de uma fonte pontual em um meio com velocidade uniforme é simétrica, uma difração causada por um refletor truncado experimenta uma mudança da fase de 180° para ambos os lados da borda de difração (TROREY, 1970).

6.5 Perda de energia sísmica

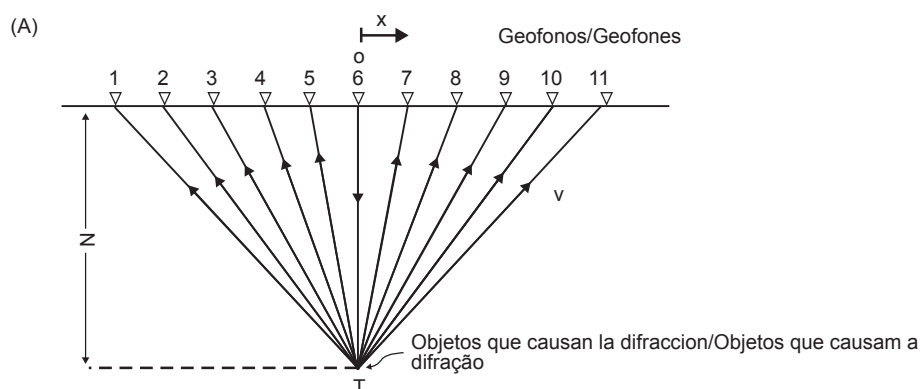
A perda da amplitude de uma onda sísmica com a distância ocorre de três formas principais: divergência esférica, atenuação intrínseca e dispersão, resumida na figura 40. A quantidade de energia transmitida também diminui cada vez que se atravessa um limite de impedância acústica, posto que parte da energia é refletida.

La razón por la cual ocurre la difracción se explica a partir del principio de Huygens de frentes secundarios, pues en el caso de un reflector truncado la orilla actúa como una fuente secundaria de ondas que se propagan de forma esférica a partir de ese punto y pueden viajar a zonas en donde, de acuerdo a la teoría de rayos, no debería observarse ninguna señal, tal como las zonas de sombra mostradas en la Figura 38. En el caso de un refractor aislado, tal como un canto rodado (o algún otro rasgo geológico), si el punto de tiro se ubica exactamente sobre este rasgo, entonces la respuesta se observa como una hipérbola simétrica como se observa en la Figura 39A. Para propósitos de comparación, en la Figura 39B se muestra el tiempo de recorrido (dos vías) de un par fuente-receptor con incremento de distancia entre ellos, es decir comenzando con ambos en el punto 6, moviendo después la fuente y receptor a los puntos 5 y 7, 4 y 8, 3 y 9, etc.

Mientras que una difracción de una fuente puntual en un medio con velocidad uniforme es simétrica, una difracción causada por un reflector truncado experimenta un cambio de la fase de 180° a ambos lados del borde de difracción (Torey, 1970).

6.5 Pérdida de energía sísmica

La pérdida de la amplitud de una onda sísmica con la distancia ocurre de tres formas principales: divergencia esférica, atenuación intrínseca y dispersión las cuales se resumen en la Figura 40. La cantidad de energía transmitida también disminuye cada vez que se cruza un límite de impedancia acústica debido a que parte de la energía es reflejada.



Continua.-

Continua.-

Continuação.-

Continuación.-

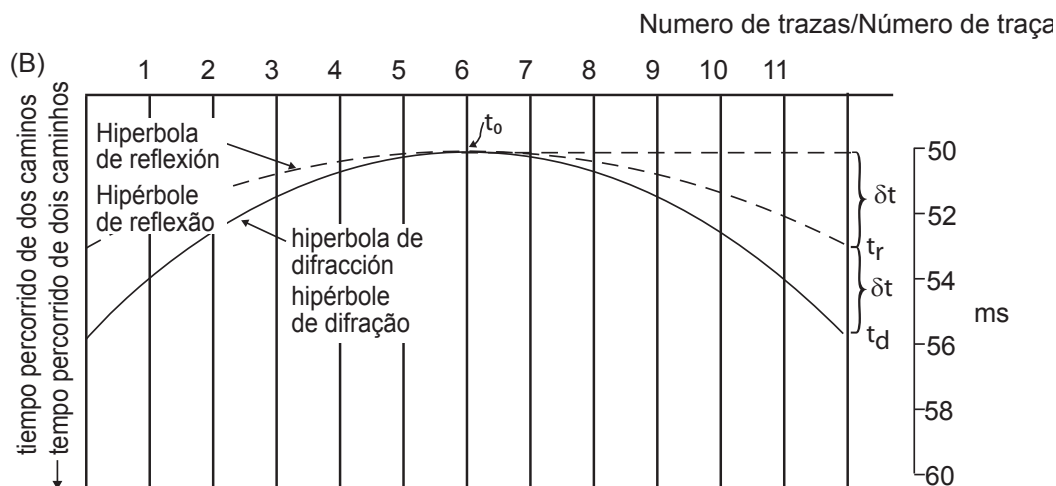


Figura 39.-

(A) Geometria da trajetória de raios difratados que surgem de um ponto situado abaixo de um ponto de tiro. (B) Seção de tempo correspondente para ilustrar a forma e simetria da difração comparada com a hipérbole de reflexão.

Figura 39.-

(A) Geometría de la trayectoria de rayos difractados que surgen de un punto situado debajo de un punto de tiro. (B) Sección de tiempo correspondiente para ilustrar la forma y simetría de la difracción comparada con la hipérbole de reflexión.

Divergência esférica ou dispersão geométrica. A energia das ondas sísmicas se propaga radialmente da fonte, e sua amplitude diminui com o aumento da distância. A energia total (E) gerada no instante do tiro se expande sobre uma figura esférica com raio (r) que aumenta com o tempo.

A energia se expande sobre a superfície da esfera de tal modo que a densidade de energia, ou seja, a energia por unidade de área é $E/4\pi r^2$. Depois de certo tempo, quando a casca tem um raio R , a densidade de energia é $E/4\pi R^2$ (figura 41). Como $R > r$ a energia é menor neste ponto e de fato diminui como numa proporção igual a $1/r^2$. Portanto, a amplitude que é proporcional à raiz quadrada da energia varia em proporção de $1/r$.

Divergencia esférica o dispersión geométrica.- La energía de las ondas sísmicas se propaga radialmente de la fuente y su amplitud disminuye con el aumento de la distancia. La energía total (E) generada en el instante del tiro se expande sobre una cáscara esférica con de radio (r) que se incrementa con el tiempo.

La energía se expande sobre la superficie de la esfera de tal modo que la densidad de energía, es decir, la energía por unidad de área es $E/4\pi r^2$. Cierta tiempo mas adelante, cuando la cáscara tiene un radio R , la densidad de energía es $E/4\pi R^2$ (Figura 41). Como $R > r$ la energía es menor en éste punto, y de hecho disminuye como en una proporción igual a $1/r^2$. Por lo tanto, la amplitud que es proporcional a la raíz cuadrada de la energía, varía en proporción de $1/r$.

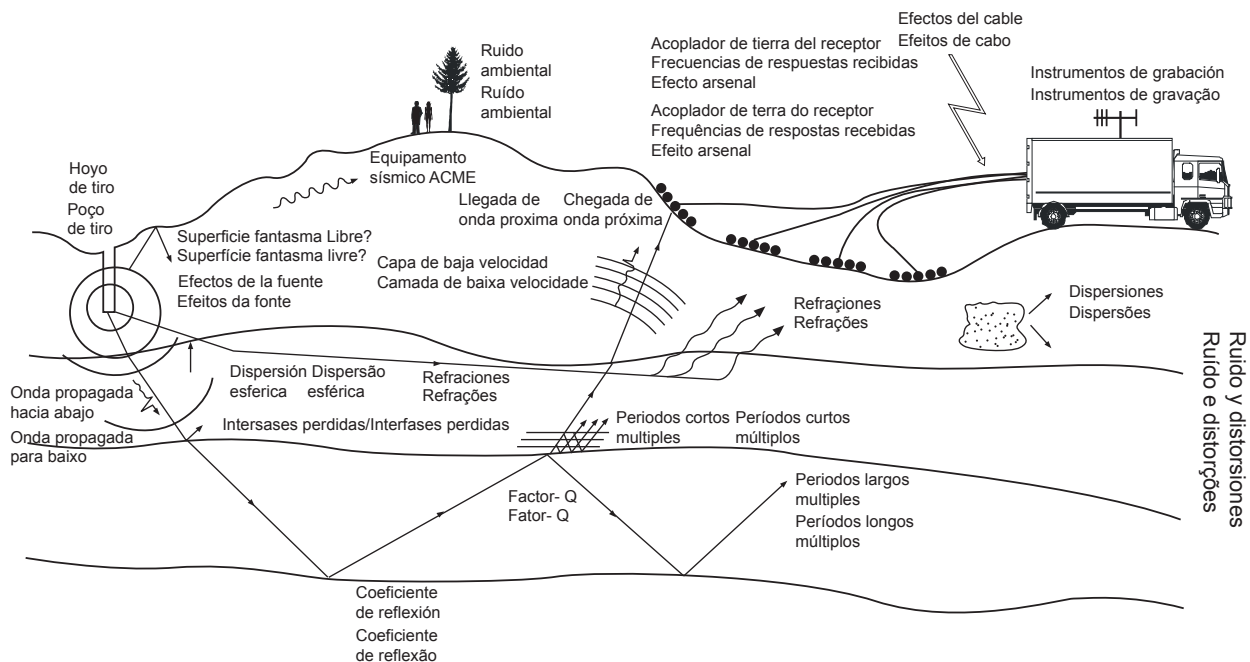


Figura 40.-
Fenômenos que causam a degradação das ondas sísmicas.

Figura 40.-
Fenómenos que causan la degradación de las ondas sísmicas.

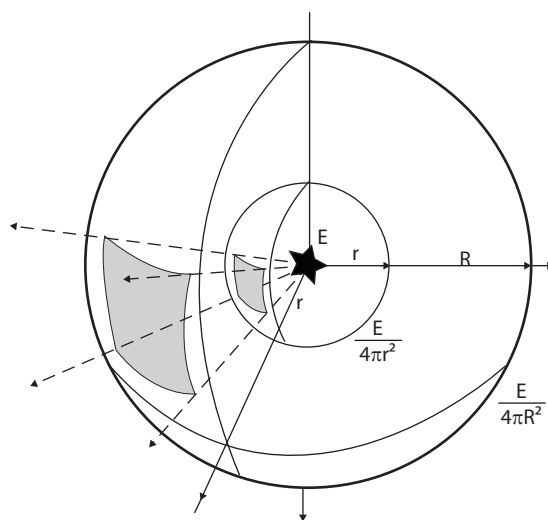


Figura 41.-
A diminuição progressiva da energia por unidade de área
causada pela propagação esférica de uma fonte de energia E.

Figura 41.-
La disminución progresiva de la energía por unidad de área
causada por la propagación esférica de una fuente de energía E.

Atenuação intrínseca. Além da divergência esférica, a energia elástica é absorvida pelo meio em razão da transferência de calor pelo atrito do movimento de partículas individuais ao passo das ondas sísmicas, entre outros mecanismos. O processo exato pelo qual se atenuam as ondas sísmicas ainda não é compreendido em sua totalidade. Contudo, sabe-se que a absorção da energia (ou atenuação intrínseca) decresce exponencialmente com a distância percorrida. A atenuação também varia com o tipo de material no qual se propagam as ondas e está caracterizada pelo coeficiente de atenuação α . Se forem combinadas a divergência esférica ($1/r$) e a absorção ($\exp -\alpha r$), a redução na amplitude com a distância é dada pela expressão:

$$\frac{A}{A_0} = \frac{r_0}{r} \exp \{-\alpha (r - r_0)\} \quad (59)$$

onde A e A_0 são as amplitudes às distâncias r e r_0 a partir da fonte, α é o coeficiente de atenuação relacionado à velocidade das ondas sísmicas (V) e sua frequência (f) por meio de

$$\alpha = \pi f / QV \quad (60)$$

$$Q^{-1} = 2 \alpha \lambda \quad (61)$$

onde Q é o fator de qualidade e λ é a longitude de onda. Q tem sido utilizado em estudos sismológicos de tectônica de placas (JACOBS, 1992) e particularmente ao redor de arcos de ilha. O coeficiente de atenuação é um diagnóstico físico de diferentes tipos de rocha. Por isso, nos últimos tempos tem se dedicado muita atenção aos métodos para determinar o Q diretamente dos dados sísmicos, especialmente em levantamentos sísmicos de superfície. O coeficiente de atenuação é uma medida de perda de energia por unidade de distância, e $2\pi/Q$ é a perda por fração de longitude de onda. Da equação (60) pode-se observar que o coeficiente de atenuação aumenta com o incremento da frequência, de modo que as ondas de baixa frequência serão atenuadas mais lentamente que as ondas de alta frequência.

Dispersão. A dispersão da energia incidente é evidenciada como uma atenuação aparente,

Atenuación intrínseca.- Además de la divergencia esférica, la energía elástica es absorbida por el medio debida a la transferencia en calor por la fricción del movimiento de partículas individuales al paso de las ondas sísmicas, entre otros mecanismos. El proceso exacto por el cual se atenúan las ondas sísmicas no se acaba de comprender en su totalidad. Sin embargo, se sabe que la absorción de la energía (o atenuación intrínseca) decrece exponencialmente con la distancia recorrida. La atenuación también varía con el tipo de material en el que se propagan las ondas y se caracteriza por el coeficiente de atenuación α . Si se combinan la divergencia esférica ($1/r$) y la absorción ($\exp -\alpha r$), la reducción en la amplitud con la distancia está dado por la expresión

$$\frac{A}{A_0} = \frac{r_0}{r} \exp \{-\alpha (r - r_0)\} \quad (59)$$

en donde A y A_0 son las amplitudes a las distancias r y r_0 a partir de la fuente, α es el coeficiente de atenuación el cual se relaciona con la velocidad de las ondas sísmicas (V) y su frecuencia (f) a través de

$$\alpha = \pi f / QV \quad (60)$$

$$Q^{-1} = 2 \alpha \lambda \quad (61)$$

en donde Q es el factor de calidad y λ es la longitud de onda. Q ha sido utilizado en estudios sismológicos de tectónica de placas (Jacobs, 1992) y particularmente alrededor de arcos de isla. El coeficiente de atenuación es un diagnóstico físico de diferentes tipos de roca. Por ello, últimamente se ha puesto mucha atención en métodos para determinar Q directamente de datos sísmicos, particularmente en levantamientos sísmicos someros. El coeficiente de atenuación es una medida de pérdida de energía por unidad de distancia y $2\pi/Q$ es la pérdida fraccional por longitud de onda. De la ecuación 60 se puede observar que el coeficiente de atenuación aumenta con el incremento de la frecuencia por lo que las ondas de baja frecuencia serán atenuadas más lentamente que las ondas de alta frecuencia.

Dispersión.- La dispersión de la energía incidente se evidencia como una atenuación aparente que

que ocorre a partir da reflexão, da refração e da difração das ondas sísmicas. Existem três níveis de dispersão que podem ser descritos em termos do produto do número de onda ($k = 2f/V$) e a escala de heterogeneidade (α).

- 3) Quando $ka \ll 0.01$, o material por meio do qual viajam as ondas sísmicas se considera *quase homogêneo*, pois os dispersores são muito pequenos para serem vistos pelas ondas sísmicas, exceto como uma anisotropia aparente quando existem fendas alinhadas dentro das rochas.
- 4) Quando a longitude da onda das ondas sísmicas é grande comparada à heterogeneidade ($ka < 0.1$), ocorre a *dispersão Rayleigh* que produz uma atenuação aparente. Esta situação é a mais comum.
- 5) Nas áreas onde há variações muito rápidas na velocidade da onda sísmica e da densidade lateral e vertical, a dispersão pode ser muito significativa e ficará evidente nos registros sísmicos como uma confusão caótica do sinal que aparenta ser ruído. Neste caso ka cai na categoria entre 0.1 a 10, e a energia de dissipação é conhecida como *dispersão Mie*.

Em levantamentos sísmicos superficiais de alta resolução, num meio como o de argilas com cantos da ordem de 0.5-1 m que são suficientemente grandes se comparados à longitude de onda da onda incidente, a dispersão não é uma causa significativa de perda de amplitude. Entretanto, para o caso de um levantamento sísmico com ondas de frequência igual a 500 Hz em um meio com velocidade de onda P de 2000 m/s, os seixos rolados do tamanho dado anteriormente alcançam um valor de ka entre 0.8 e 1.6, pelo que neste caso poderia ocorrer dispersão Mie.

6.6 Fontes de energia sísmica

Os requerimentos principais que uma fonte sísmica deve cumprir estão listados na tabela 7. O objetivo de usar uma fonte sísmica é produzir um sinal o suficientemente grande no subsolo para assegurar suficiente penetração e resolução para explorar o meio. Existe uma grande variedade de fontes sísmicas que podem ser utilizadas numa diversidade de ambientes e investiu-se muito

toma lugar a partir da reflexão, refracção y difracción de las ondas sísmicas. Existen tres niveles de dispersión que pueden ser descritos en términos del producto del numero de onda ($k = 2f/V$) y la escala de heterogeneidad (α).

- 3) Cuando $ka \ll 0.01$, el material a través del cual viajan las ondas sísmicas se considera *quasi-homogéneo* pues los dispersores son muy pequeños para ser vistos por las ondas sísmicas excepto como una anisotropía aparente cuando existen grietas alineadas dentro de las rocas.
- 4) Cuando la longitud de onda de las ondas sísmicas es grande comparada con la heterogeneidad ($ka < 0.1$) ocurre la *dispersión Rayleigh* que produce una atenuación aparente. Esta situación es la más común.
- 5) En áreas donde hay variaciones muy rápidas en la velocidad de la onda sísmica y de la densidad lateral y vertical, la dispersión puede ser muy significativa y será evidente en los registros sísmicos como un embrollo caótico de la señal que aparentan ser ruido. En este caso ka cae en el rango entre 0.1 a 10, y la energía de disipación se conoce como *dispersión Mie*.

En levantamientos sísmicos someros de alta resolución, en un medio tal como arcillas con cantos del orden de 0.5-1 m que son suficientemente grandes comparados con la longitud de onda de la onda incidente, la dispersión no es una causa significativa de pérdida de amplitud. Sin embargo, para el caso de un levantamiento sísmico con ondas de frecuencia igual a 500 Hz en un medio con velocidad de onda P de 2000 m/s, los cantos rodados del tamaño dado arriba arrojan un valor de ka entre 0.8 y 1.6, por lo que en este caso podría ocurrir dispersión Mie.

6.6 Fuentes de energía sísmica

Los requerimientos principales que debe cumplir una fuente sísmica están listados en la Tabla 7. El objetivo de usar una fuente sísmica es producir una señal lo suficientemente grande en el subsuelo para asegurar suficiente penetración y resolución para explorar el medio. Existe un gran número de diferentes fuentes sísmicas que pueden ser utilizadas en una gran variedad de ambientes y se ha invertido mucho tiempo y

tempo e talento na construção de fontes que fossem eficientes e efetivas.

Requerimientos técnicos
1. Ter suficiente energia para gerar um sinal medível com uma boa relação sinal-ruído.
2. Gerar um impulso de curta duração (com frequências suficientemente altas) para a resolução requerida.
3. Contar com uma fonte de onda de forma conhecida (ou fase mínima).
4. Gerar uma mínima quantidade de ruído.
Requerimientos operacionais
1. Eficiente de usar, especialmente se forem exigidos lances múltiplos ou repetições rápidas.
2. Forma de impulso reproduzível.
3. Segura para a operação e com uma manutenção mínima.
4. Ser operada com um mínimo de pessoas possível.
5. Suficientemente econômica para adquirir ou alugar e usar.

Tabela 7.-

Requerimientos de uma fonte sísmica.

A seleção da fonte mais efetiva para um tipo específico de estudo sísmico é muito importante. Miller et al. (1986, 1992, 1994) fornecem um amplo panorama dos diferentes tipos de fontes disponíveis, com referência especial para aplicações ambientais e de engenharia. Em geral, as fontes podem ser classificadas em três tipos: de impacto, impulsivas e de vibração. Podem ser para terra firme, água ou poços. A tabela 8 mostra um resumo delas.

Para selecionar uma fonte sísmica, sempre deve haver um equilíbrio entre a profundidade de penetração e a resolução mínima, que é igual a um quarto da longitude da onda do sinal. Para alcançar boas profundidades de penetração é necessária uma fonte de baixa frequência, porém, isto reduz a resolução. Os levantamentos sísmicos de superfície de alta resolução requerem fontes de

talento en la construcción de fuentes que sean eficientes y efectivas.

Requerimientos técnicos
1. Tenga suficiente energía para generar una señal medible con una buena relación señal-ruído.
2. Genere un pulso de corta duración (con frecuencias suficientemente altas) para la resolución requerida.
3. Cuente con una fuente de onda de forma conocida (o fase mínima).
4. Genere una mínima cantidad de ruido.
Requerimientos operacionales
1. Eficiente de usar, especialmente si se requieren tiros múltiples o repeticiones rápidas.
2. Forma de pulso reproducible.
3. Segura de operar y con un mínimo mantenimiento.
4. Ser operada con un mínimo de personas posible.
5. Suficientemente económica para adquirir o rentar y usar.

Tabla 7.-

Requerimientos de una fuente sísmica.

La selección de la fuente más efectiva para un tipo particular de estudio sísmico es muy importante. Miller et al (1986, 1992, 1994) dan un amplio panorama de los diferentes tipos de fuentes disponibles, con referencia particular a aplicaciones a las aplicaciones ambientales y de ingeniería. En general, las fuentes se pueden clasificar en tres tipos: de impacto, impulsivas y de vibración. Pueden ser para tierra firme, agua o para pozos. En la Tabla 8 se muestra un resumen de estas.

Para seleccionar una fuente sísmica siempre debe haber un balance entre la profundidad de penetración y la resolución mínima, la cual es igual a un cuarto de la longitud de onda de la señal. Para alcanzar buenas profundidades de penetración requiere una fuente de baja frecuencia pero esto reduce la resolución. Los levantamientos sísmicos someros de alta resolución requieren fuentes

alta frequência, mas pela mesma razão, têm uma profundidade de penetração limitada. É possível encontrar uma discussão detalhada das fontes sísmicas e suas características nos trabalhos de Lugg (1979), Sieck e Self (1977) e Reynolds (1990b), entre outros.

Tipo	Terra	Água
Impacto	Martelo	
	Peso em queda	
	Massa acelerada	
Impulsiva	Dinamite	Pistola de ar (Pinger)
	Cordão detonante	Pistola de gás (Boomer)
	Pistola de ar	Pistola coberta (Sparker)
	Pistola	Pistola de vapor
	Arco de poço	Pistola de água
Vibração	Vibroseis	
	Placa vibradora	
	Gerador de ondas Rayleigh	

Tabela 8.-

Fontes sísmicas.

6.7 Detecção e registro de ondas sísmicas

Os estudos sísmicos não seriam possíveis sem os sensores para detectar os sinais refletidos ou refratados. Estes sensores são chamados geofones e são utilizados normalmente sobre a superfície do terreno ou dentro de poços perfurados. Sua função é converter a energia sísmica numa voltagem elétrica que possa ser medida. Existe uma forma específica de geofones chamados acelerômetros que, como seu próprio nome indica, são usados para medir a aceleração. O sensor equivalente usado para levantamentos na superfície da água é conhecido como hidrofone. Estes também podem ser utilizados em poços perfurados cheios de água.

A maior parte dos geofones é do tipo bobina móvel, o que significa que no seu interior se encontra uma bobina cilíndrica suspensa por uma mola dentro

de alta frecuencia pero por lo mismo tienen una profundidad de penetración limitada. Se puede encontrar una discusión detallada de las fuentes sísmicas y sus características en los trabajos de Lugg (1979), Sieck y Self (1977) y Reynolds (1990b) entre otros.

Tipo	Tierra	Agua
Impacto	Marro	
	Pesa en caída	
	Masa acelerada	
Impulsiva	Dinamita	Pistola de aire (Pinger)
	Cordão detonante	Pistola de gas (Boomer)
	Pistola de ar	Pistola cubierta (Sparker)
	Pistola	Pistola de vapor
	Arco de poço	Pistola de agua
Vibración	Vibroseis	
	Placa vibradora	
	Gerador de ondas Rayleigh	

Tabla 8.-

Fuentes sísmicas.

6.7 Detección y registro de ondas sísmicas

Los estudios sísmicos no serían posibles sin los sensores para detectar las señales reflejas o refractadas. Estos sensores son llamados geófonos y son utilizados normalmente sobre la superficie del terreno o dentro de pozos perforados. Su función es convertir la energía sísmica en un voltaje eléctrico que pueda ser medido. Existe una forma particular de geófonos llamados acelerómetros que, como su nombre lo indica, se usan para medir la aceleración. El sensor equivalente usado para levantamientos en la superficie del agua se conoce como hidrófono los cuales también pueden ser utilizados en pozos perforados llenos de agua.

La mayor parte de los geófonos son del tipo de bobina móvil, lo cual significa que en su interior se encuentra una bobina cilíndrica suspendida

de um campo magnético proporcionado por um ímã permanente que está fixo à armação plástica do geofone (figura 42). Quando se suspende a bobina da mola, forma-se um sistema oscilatório com uma frequência de ressonância que depende da massa da mola e da sua rigidez.

de un resorte dentro de un campo magnético proporcionado por un imán permanente que está fijo al armazón plástico del geófono (**Figura 42**). Al suspender la bobina del resorte se forma un sistema oscilatorio con una frecuencia de resonancia que depende de la masa del resorte y de su rigidez.

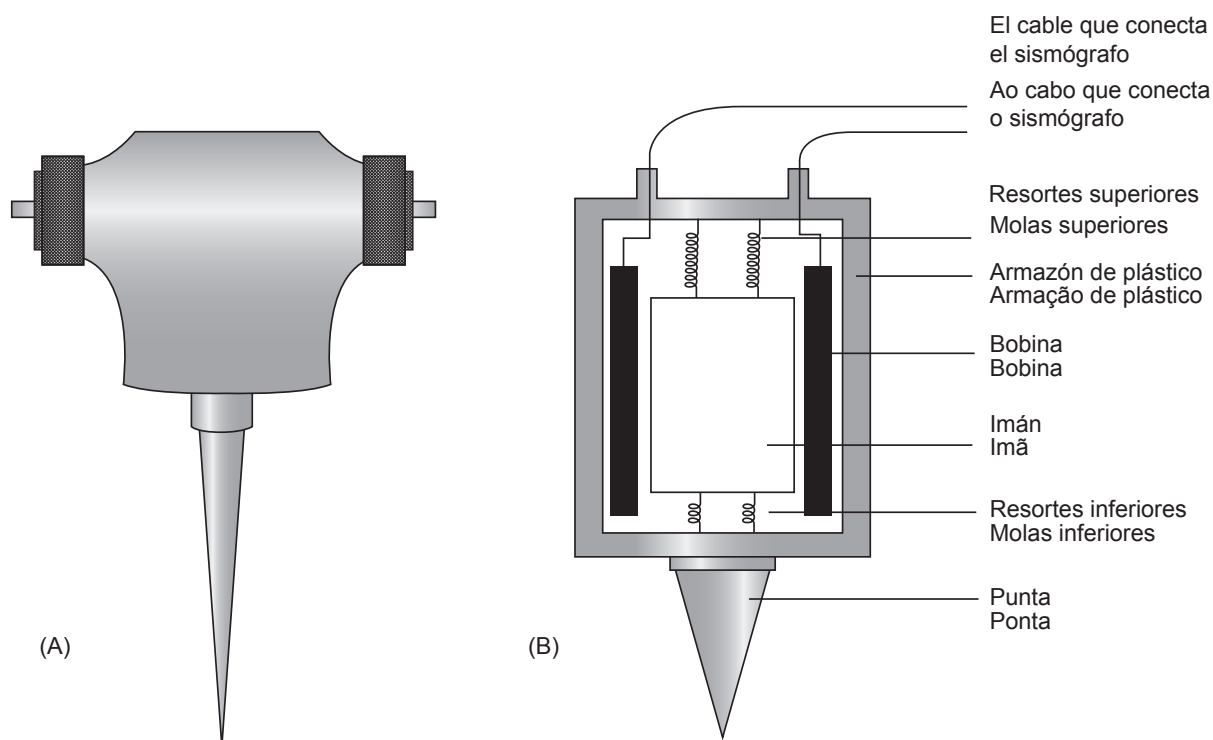


Figura 42.-
Geofone de campo (A) e construção esquemática deste (B).

O geofone é encaixado no solo com uma ponta colocada na base da armação para garantir um bom acoplamento ao solo. A passagem das ondas sísmicas pela superfície ocasiona um deslocamento do solo que move o geofone e, portanto, o ímã está em sincronia com o solo, mas relativo à bobina por causa de sua inércia. Este movimento relativo do ímã em relação à bobina resulta na geração de uma pequena voltagem através dos terminais da bobina que é proporcional à velocidade relativa dos dois componentes. Portanto, os geofones respondem à mudança do movimento do solo (ou, em outras palavras, à velocidade das partículas do solo) e não à

Figura 42.-
Geófono de campo (A) y construcción esquemática del mismo (B).

El geófono se encaja en el suelo con un pico colocado en la base del armazón para asegurar un buen acoplamiento con el suelo. El paso de las ondas sísmicas por la superficie ocasiona un desplazamiento del suelo que mueve el geófono y por lo tanto el imán en sincronía con el suelo pero relativo a la bobina debido a su inercia. Este movimiento relativo del imán con respecto a la bobina resulta en la generación de un pequeño voltaje a través de las terminales de la bobina que es proporcional a la velocidad relativa de los dos componentes. Por lo tanto, los geófonos responden al cambio del movimiento del suelo (es decir, a la velocidad de las partículas del suelo) y

quantidade de movimento ou deslocamento. A sensibilidade máxima de qualquer geofone ocorre quando o eixo da bobina é paralelo à direção do máximo deslocamento do solo.

Como as ondas P refletidas e refratadas incidem com uma orientação próxima à vertical em relação à superfície do solo e, portanto, produzem um deslocamento vertical do mesmo, os geofones com deslocamento vertical de bobinas são utilizados para detectá-las. De forma análoga, como as ondas S polarizadas tendem a produzir um movimento horizontal paralelo à superfície, os geofones utilizados para detectá-las contam com uma ensablagem de bobina e imã horizontais. A instalação de geofones com uma orientação específica de seu eixo pode filtrar respostas ortogonais.

Os geofones devem responder rapidamente à chegada das ondas sísmicas, mas não é desejável que fiquem oscilando, posto que isso afetaria a detecção de ondas sísmicas subsequentes. Por essa razão, o movimento da bobina precisa ser amortecido (*damped*) após sua primeira resposta ao movimento do solo, de tal modo que o geofone esteja pronto para a chegada do próximo evento. Os geofones estão naturalmente amortecidos por causa de que o movimento oscilatório da bobina é freado por movimento relativo da bobina e do imã. A corrente gerada na bobina em decorrência do relativo movimento inicial do imã permanente induz um campo magnético que interage com o do imã permanente, de tal modo que se opõe ao movimento da bobina.

Os geofones estão desenhados para responder a diferentes frequências. Para refração sísmica e estudos de reflexão profundos, as frequências naturais mais comuns encontram-se na categoria entre 4 e 30 Hz. Ademais, para estudos de reflexão superficial de alta resolução, as frequências naturais dos geofones mais utilizados são de 100 Hz ou maiores. Próxima ou abaixo da frequência natural, a resposta dos geofones vê-se fortemente atenuada e para a maioria dos estudos sísmicos isto ajuda a filtrar ruído de baixa frequência não desejável. Todavia, muito acima da frequência natural, a resposta dos geofones é praticamente plana.

Um acelerômetro é um dispositivo cuja resposta é proporcional à aceleração a qual está sujeito. Um geofone cuja resposta está abaixo da frequência

no a la cantidad de movimiento o desplazamiento. La sensibilidad máxima de cualquier geófono ocurre cuando el eje de la bobina es paralelo a la dirección del máximo desplazamiento del suelo.

Como las ondas P reflejadas y refractadas inciden con una orientación cercana a la vertical respecto de la superficie del suelo y por lo tanto producen un desplazamiento vertical del mismo, los geófonos con desplazamiento vertical de bobinas se utilizan para detectarlas. De manera análoga, como las ondas S polarizadas tienden a producir un movimiento horizontal paralelo a la superficie, los geófonos que se utilizan para detectarlas cuentan con un ensamblaje de bobina e imán horizontales. La instalación de geófonos con una orientación específica de su eje puede filtrar respuestas ortogonales.

*Los geófonos deben responder rápidamente a la llegada de las ondas sísmicas pero no es deseable que se queden oscilando pues esto afectaría la detección de ondas sísmicas subsiguientes. Por esta razón, el movimiento de la bobina necesita ser amortiguado (*damped*) después de su primera respuesta al movimiento del suelo, de tal forma que el geófono quede listo para la llegada del próximo evento. Los geófonos están inherentemente amortiguados debido a que el movimiento oscilatorio de la bobina es frenado por movimiento relativo de la bobina y el imán. La corriente que se genera en la bobina debida al relativo movimiento inicial del imán permanente induce un campo magnético que interacciona con el del imán permanente de tal forma que se opone al movimiento de la bobina.*

Los geófonos están diseñados para responder a diferentes frecuencias. Para refracción sísmica y estudios de reflexión profundos las frecuencias naturales más comunes se encuentran en el rango entre 4 y 30 Hz. Por otro lado, para estudios de reflexión superficial de alta resolución las frecuencias naturales de los geófonos más utilizados son de 100 Hz o mayores. Cerca o debajo de la frecuencia natural, la respuesta de los geófonos se ve fuertemente atenuada y para la mayor parte de los estudios sísmicos esto ayuda a filtrar ruido de baja frecuencia no deseable. En cambio, muy arriba de la frecuencia natural la respuesta de los geófonos es prácticamente plana.

Un acelerómetro es un dispositivo cuya respuesta es proporcional a la aceleración a la cual está sujeto. Un geófono cuya respuesta está por debajo

natural pode ser utilizado como um acelerômetro. Estes últimos são utilizados em sistemas de navegação inercial e com sistemas gravimétricos marinhos e aéreos para registrar variações na aceleração. É necessário conhecer a aceleração para a redução dos dados gravimétricos.

Os sismômetros (geófonos de três componentes) são instrumentos utilizados para medir a forma da onda dos sismos e normalmente são instalados em estações desenhadas especialmente para seu registro. É necessário um bom acoplamento ao solo, o que é obtido a partir de uma prancha de concreto sobre um afloramento de rocha no lugar. Os sismômetros multicomponentes registram os componentes horizontais ortogonais e uma vertical. Os registros são realizados em três canais diferentes de forma simultânea. Detalhes adicionais dos princípios de operação dos sismômetros são dados em Howell (1990).

6.8 Princípios de prospecção com refração sísmica

Os estudos de refração sísmica podem ser levados a cabo em três escalas distintas: em escala global (usando ondas de terremotos), em escala cortical (usando explosões) e próximos da superfície (fontes de baixa energia: martelo, espingarda etc.). Para os propósitos da exploração de água subterrânea, a escala adequada encontra-se entre a segunda e a terceira mencionadas, e, portanto, a ênfase é dada para as pesquisas em escala média–superficial.

A maior vantagem do método de refração sísmica é que pode ser utilizado para detectar mudanças laterais na profundidade do refrator e a velocidade da onda sísmica dentro deste. O parâmetro geofísico mais comum derivado é a velocidade sísmica das camadas presentes. Dos valores deste parâmetro é possível determinar um número importante de fatores geotécnicos, tais como: a dureza da rocha, o conteúdo potencial de fluidos ou a determinação da fraturação. A refração sísmica é cada vez mais utilizada em pesquisas hidrológicas para determinar espessuras de aquíferos grossos saturados, zonas de falhas intemperizadas etc. A localização de falhas, fraturas e outras zonas alteradas usando a refração sísmica são de grande importância para a decisão da conveniência de locais potenciais para a disposição segura de resíduos perigosos, especialmente os tóxicos.

de la frecuencia natural puede ser utilizado como un acelerómetro. Los acelerómetros son utilizados en sistemas de navegación inercial y con sistemas gravimétricos marinos y aéreos para registrar variaciones en la aceleración que resulta necesario conocer para la reducción de los datos gravimétricos.

Los sismómetros (geófonos de tres componentes) son instrumentos que se utilizan para medir la forma de la onda de los sismos y normalmente se instalan en estaciones diseñadas especialmente para su registro. Se requiere de un buen acoplamiento con el suelo lo cual se logra a partir de una plancha de concreto sobre un afloramiento de roca en el lugar. Los sismómetros multicomponente registran dos componentes horizontales ortogonales y una vertical. Los registros se realizan en tres canales diferentes en forma simultánea. Detalles adicionales de los principios de operación de los sismómetros están dados en Howell (1990).

6.8 Principios de prospección con refracción sísmica

Los estudios de refracción sísmica se pueden llevar a cabo a tres escalas distintas: a escala global (usando ondas de terremotos), a escala cortical (usando explosiones), y cerca de la superficie (fuentes de baja energía: martillo, escopeta, etc.). Para los propósitos de la exploración de agua subterránea la escala adecuada se encuentra entre la segunda y la tercera de las que se menciona por lo cual, el énfasis se pone en investigaciones a escala media-superficial.

La mayor ventaja del método de refracción sísmica es que puede ser utilizado para detectar cambios laterales en la profundidad del refractor y la velocidad de la onda sísmica adentro de este. El parámetro geofísico más común que se deriva es la velocidad sísmica de las capas presentes. De los valores de este parámetro se pueden determinar un número importante de factores geotécnicos, tales como la dureza de la roca, el contenido potencial de fluidos, o la determinación del fracturamiento. La refracción sísmica es cada vez mas utilizada en investigaciones hidrológicas para determinar espesores de acuíferos gruesos saturados, zonas de falla intemperizadas etc. La localización de fallas, fracturas, y otras zonas alteradas usando refracción sísmica es de gran importancia para la decisión de la conveniencia de sitios potenciales para la disposición segura de desechos peligrosos particularmente tóxicos.

Refracção crítica. O método de refração sísmica baseia-se no seguinte princípio: quando as ondas sísmicas (ondas P ou S) incidem sobre um limite por meio do qual existe um contraste de velocidade, então a direção do percurso dessas ondas muda ao entrar no novo meio. Tal como foi mencionado anteriormente, a quantidade da mudança na direção da onda é função do contraste na velocidade sísmica através de tal limite de acordo com a lei de Snell. O ângulo crítico numa interface para ondas P pode ser diferente do que é para ondas S, posto que o quociente das velocidades entre as duas camadas para as ondas P e S pode não ser o mesmo (equações 18 e 20).

Uma das limitações do método de refração é que somente opera de forma adequada quando a velocidade dos estratos aumenta com a profundidade, o que de fato ocorre com frequência. Apesar disso, se houvesse uma camada de baixa velocidade (por exemplo, $V_2 < V_1$ chamada inversão de velocidade), então a onda refratada irá se “dobrar” em direção à normal. Isto gera uma situação conhecida como *camada oculta*, a qual não poderá ser detectada com este método.

No método de refração, supõe-se que a espessura de cada camada presente é maior que a longitude de onda da energia incidente e que cada camada sucessiva tem a mesma ou maior espessura que a camada que a precede. Uma suposição adicional é que as trajetórias estão restritas ao plano vertical da linha do perfil de refração, de tal forma que não há energia sísmica (refratada ou refletida) proveniente de outros limites fora do plano. Em algumas aplicações de engenharia, este fator é significativo e tem de ser considerado durante a aquisição dos dados.

Em geral, nos estudos de refração considera-se a aquisição e a análise das ondas P. A figura 43 mostra esquematicamente a localização da fonte e dos receptores (geofones), bem como as trajetórias das ondas P geradas, que são de três tipos: a) as ondas diretas, que viajam ao longo da parte superior da camada superficial; b) as refletidas diretamente na interface do refrator; e c) a refração crítica que viaja ao longo da parte inferior da interface. A chegada das ondas é detectada ao longo da linha de geofones, e os tempos de chegada e a intensidade do sinal se registram em um sismógrafo, em que a resposta de cada geofone é registrada como um traçado individual. As primeiras chegadas de cada traçado podem ser identificadas e associadas ao tempo

Refracción crítica.- El método de refracción sísmica se basa en el principio que cuando las ondas sísmicas (ondas P o S) inciden sobre un límite a través del cual existe un contraste de velocidad, entonces la dirección del recorrido de esas ondas cambia al entrar al nuevo medio. Como se mencionó anteriormente, la cantidad de cambio en la dirección de la onda es función del contraste en la velocidad sísmica a través de dicho límite de acuerdo a la ley de Snell. El ángulo crítico en una interfase para ondas P puede ser diferente que para las ondas S puesto que el cociente de las velocidades entre las dos capas para las ondas P y S puede no ser el mismo (Ecuaciones 18 y 20).

Una de las limitaciones del método de refracción es que solamente opera adecuadamente cuando la velocidad de los estratos aumenta con la profundidad, lo cual de hecho ocurre frecuentemente. Sin embargo, si hubiera una capa de baja velocidad (por ejemplo $V_2 < V_1$ llamada inversión de velocidad) entonces la onda refractada se “doblará” hacia la normal. Esto da lugar a una situación conocida como de una capa oculta la cual no podrá ser detectada con este método.

En el método de refracción se supone que el espesor de cada capa presente es mayor que la longitud de onda de la energía incidente, y que cada capa sucesiva tiene el mismo o mayor espesor que la capa que le precede. Una suposición adicional es que las trayectorias están constreñidas al plano vertical de la línea del perfil de refracción de tal forma que no hay energía sísmica (refractada o reflejada) proveniente de otros límites fuera del plano. En algunas aplicaciones de ingeniería, este factor es significativo y tiene que ser considerado durante la adquisición de los datos.

En general, en los estudios de refracción solo se considera la adquisición y análisis de las ondas P. La Figura 43 muestra esquemáticamente la ubicación de fuente y receptores (geófonos) así como las trayectorias de las ondas P generadas las cuales son de tres tipo: a) las ondas directas, que viajan a lo largo de la parte superior de la capa superficial; b) las reflejadas directamente en la interfase del refractor y c) la refracción crítica que viaja a lo largo de la parte inferior de la interfase. La llegada de las ondas se detecta a lo largo de la línea de geófonos y los tiempos de arribo y la intensidad de la señal se registran en un sismógrafo, en donde la respuesta de cada geófono se registra como una traza individual. Los primeros arribos de cada traza se pueden identificar y asociar al tiempo de recorrido

percorrido que pode ser analisado num gráfico de tempo *versus* distância (figura 44).

Para a distância crítica, a chegada do raio refletido coincide com o primeiro raio criticamente refratado, e os tempos de percurso neste caso são idênticos. Portanto, a distância crítica é aquela para a qual o ângulo de reflexão é igual ao ângulo crítico. Esta distância é diferente da chamada *distância de cruzamento*, que é aquela para onde as ondas criticamente refratadas precedem à onda direta. O ponto de cruzamento define a mudança na pendente do segmento de reta que define as primeiras chegadas do segmento que define a onda refratada no gráfico tempo *vs* distância. Apesar de a figura 44 mostrar a hipérbole que define os raios refletidos, somente são exigidos os tempos das primeiras chegadas para levar a cabo a análise de refração.

que puede ser analizado en una gráfica de tiempo *contra* distancia (Figura 44).

A la distancia crítica, la llegada del rayo reflejado coincide con el primer rayo críticamente refractado por lo que los tiempos de recorrido en este caso son idénticos. Por lo tanto la distancia crítica es aquella a la cual el ángulo de reflexión es igual al ángulo crítico. Esta distancia es diferente a la llamada distancia de cruce, la cual es aquella a la cual las ondas críticamente refractadas preceden a la onda directa. El punto de cruce define el cambio en la pendiente del segmento de recta que definen los primeros arribos del segmento que define la onda refractada en la gráfica tiempo *vs* distancia. A pesar de que en la Figura 44 se muestra la hipérbola que definen los rayos reflejados, solamente se requieren los tiempos de los primeros arribos para llevar a cabo el análisis de refracción.

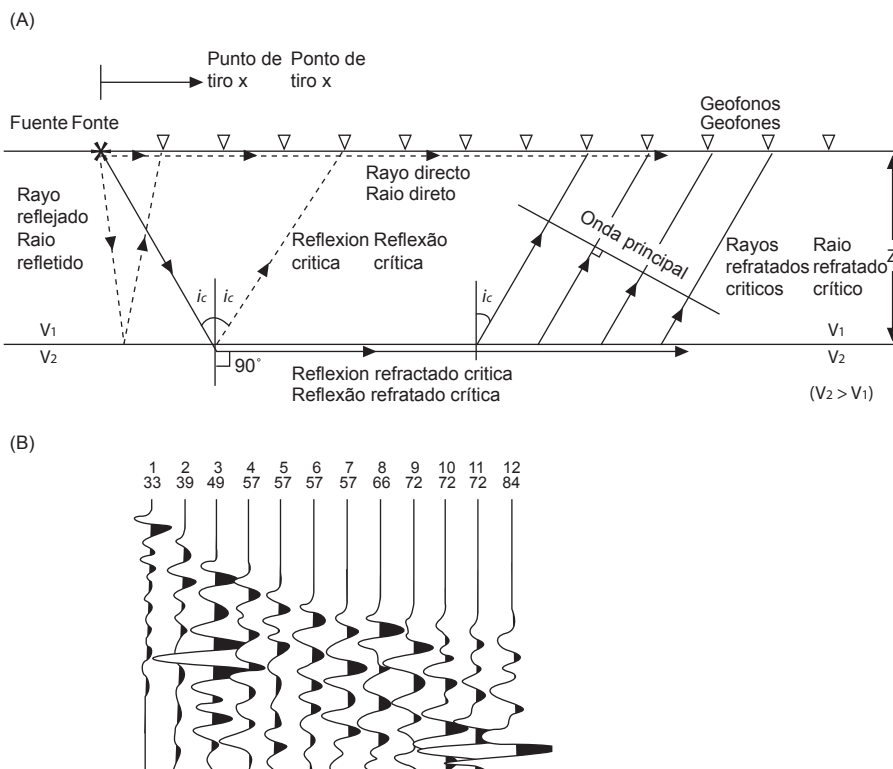


Figura 43.-

Diagrama de trajetórias de ondas diretas, refletidas e refratadas geradas a partir de uma fonte (A) e exemplo de um registro de refração sísmica, conforme se observa na tela de um sísmógrafo EG&G 1225 (B).

Figura 43.-

Diagrama de trayectorias de ondas directas, reflejadas y refractadas generadas a partir de una fuente (A) y ejemplo de un registro de refracción sísmica según se observa en la pantalla de un sísmógrafo EG&G 1225 (B).

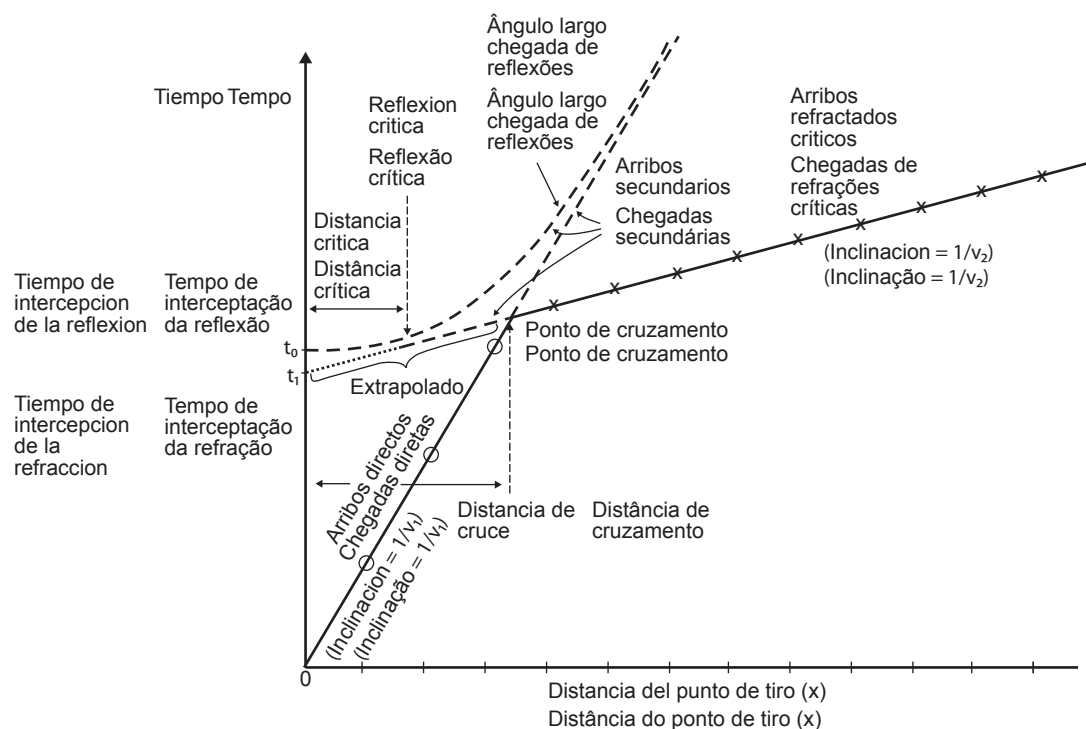


Figura 44.-

Tempos das primeiras chegadas em um gráfico distância-tempo e terminologia utilizada.

Figura 44.-

Tiempos de los primeros arribos en una gráfica distancia-tiempo y terminología utilizada.

6.9 Arranjo de campo para levantamentos terrestres

Para levantamentos de refração sísmica sobre terra (podem ser realizados também na água), a disposição básica mostrada na figura 45 é a mais comum. Ao longo de uma linha, colocam-se os geofones, normalmente 14 ou 24, que se conectam por meio de um cabo com o número correspondente de contatos para cada um. Este conjunto de geofones é conhecido como arranjo (ou *spread*). A fonte sísmica (ou tiro), qualquer que seja seu tipo, localiza-se numa das cinco posições mostradas na figura (com asterisco). O caso mais simples é localizar o tiro no princípio e no final do arranjo, denominado tiro sobre-extremos (*end-on shot*). Uma linha localizada a uma distância discreta do final do arranjo é chamada tiro fora de linha (*off-end*). Quando a fonte está localizada em um ponto ao longo do arranjo (exceto em um de

6.9 Arreglo de campo para levantamientos terrestres

Para levantamientos de refracción sísmica sobre tierra (se puede llevar a cabo también en el agua), la disposición básica mostrada en la **Figura 45** es la más común. A lo largo de una línea se colocan los geófonos, normalmente 14 o 24, que se conectan por medio de un cable con el número correspondiente de contactos para cada uno. Este conjunto de geófonos se conoce como arreglo (o *spread*). La fuente sísmica (o tiro), cualquiera que sea su tipo, se ubica en una de las cinco posiciones mostradas en la figura (con asterisco). El caso más simple es ubicar el tiro al principio y al final del arreglo, lo cual se conoce como tiro sobre-extremos (*end-on shot*). Una fuente ubicada a una distancia discreta del final del arreglo se llama tiro fuera de línea (*off-end*). Cuando la fuente se ubica en un punto a lo largo del arreglo (excepto en uno

seus extremos), este é conhecido com o nome de tiro em arranjo (*split-spread*); normalmente, situa-se na metade, a um quarto ou a três quartos da distância total ao longo do arranjo. Os tiros são realizados geralmente nos extremos do arranjo em direções direta e contrária. A localização dos tiros deve-se em grande medida em função da cobertura que se exige da superfície do refrator e da resolução lateral necessária. Para cada tiro, são obtidos tempos de chegada das ondas direta e refratada, obtidos de cada um dos traçados do registro sísmico do conjunto de geofones. Variando a posição de tiro para um mesmo arranjo, adquirem-se dados adicionais que proporcionam maiores detalhes do horizonte refrator.

de sus extremos) este se conoce con el nombre de tiro en-arreglo (*split-spread*), normalmente es a la mitad, a un cuarto o a tres cuartos de la distancia total a lo largo del arreglo. Los tiros se realizan generalmente en los extremos del arreglo en direcciones directa e inversa. La ubicación de los tiros es función en gran medida de la cobertura que se requiera de la superficie del refractor y de la resolución lateral necesaria. Para cada tiro se obtienen tiempos de arribo de las ondas directa y refractada que se obtienen de cada una de las trazas del registro sísmico del conjunto de geófonos. Variando la posición de tiro para un mismo arreglo, se adquieren datos adicionales que proporcionan mayor detalle del horizonte refractor.

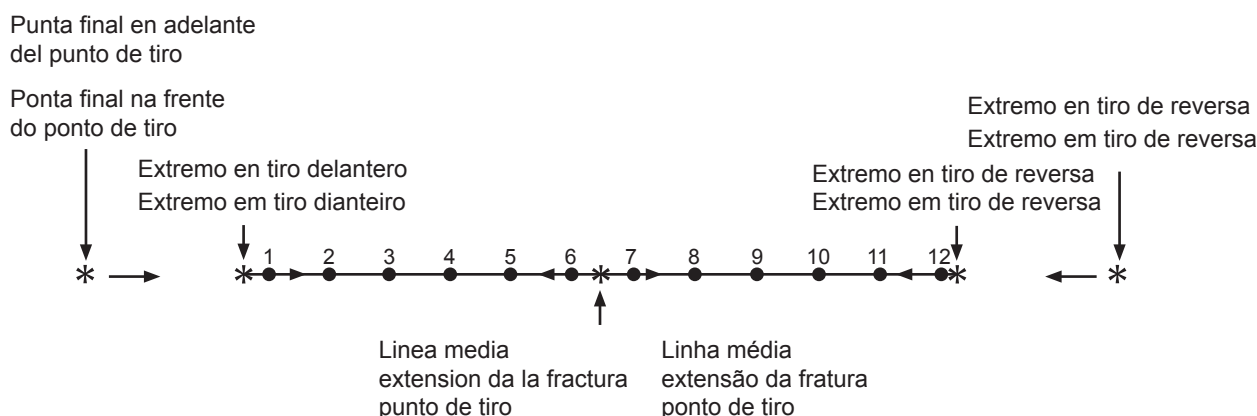


Figura 45.-

Arranjo de geofones para levantamentos de refração com a localização de pontos de tiro mais comuns.

Figura 45.-

Arreglo de geófonos para levantamientos de refracción con la ubicación de puntos de tiro más comunes.

6.10 Geometria de trajetória de raios refratados

6.10.1 Caso de duas camadas

A suposição básica para a interpretação de dados de refração sísmica é que os estratos do subsolo são horizontais ou, no máximo, levemente inclinados em ângulos leves e, em princípio, são superfícies planas.

Na figura 46, mostra-se a trajetória dos raios a partir do ponto de tiro S que viaja até o ponto A, onde sofre uma refração crítica de onde viaja até o ponto B e mais além deste. A onda (*head wave*)

6.10 Geometría de trayectoria de rayos refractados

6.10.1 Caso de dos capas

La suposición básica para la interpretación de datos de refracción sísmica es que los estratos en el subsuelo son horizontales o a lo más, levemente inclinados a ángulos suaves y, en principio son superficies planas.

En la **Figura 46** se muestra la trayectoria de los rayos a partir del punto de tiro S viaja hacia el punto A en donde sufre una refracción crítica de donde viaja hacia el punto B y más allá de éste. La onda (*head wave*)

que se origina do refrator no ponto B viaja através do estrato 1 onde é detectada pelo geofone G. O geofone está a uma distância x do ponto de tiro. O tempo total de percurso é igual à soma dos três componentes da trajetória, isto é:

$$T_{sg} = T_{sa} + T_{ab} + T_{bg} \quad (62)$$

onde

$$\begin{aligned} T_{sa} &= T_{bg} = z (V_1 \cos i_c) \\ T_{ab} &= (x - 2z \tan i_c) / V_2 \end{aligned} \quad (63)$$

e, substituindo estas duas últimas equações na primeira, obtém-se

$$T_{sg} = z / (V_1 \cos i_c) + (x - 2z \tan i_c) / V_2 + z / (V_1 \cos i_c) \quad (64)$$

que pode ser simplificada em:

$$T_{sg} = (1 / V_2) x + 2z (\cos i_c) / V_1 \quad (65)$$

Esta equação tem a forma geral de uma linha reta $y = mx + b$, onde m é a pendente e c é a ordenada para a origem num gráfico tempo–distância. Então, a partir da equação (65), observa-se que a pendente m é igual a $1/V_2$ e que c é igual a $2z(\cos i_c)/V_1$, que é o tempo de interseção da refração t_i . Uma forma alternativa da equação (65) é:

$$T_{sg} = x (\sin i_c) / V_1 + 2z (\cos i_c) / V_1 \quad (66)$$

ou

$$T_{sg} = x / V_2 + t_i \quad (67)$$

onde

$$t_i = 2z (V_2^2 - V_1^2)^{1/2} / V_1 V_2 \quad (68)$$

e

$$z = t_i V_1 V_2 / 2 (V_2^2 - V_1^2)^{1/2} \quad (69)$$

que se origina del refractor en el punto B viaja a través del estrato 1 en donde es detectada por el geófono G. El geófono está a una distancia x del punto de tiro. El tiempo total de recorrido es igual a la suma de las tres componentes del trayecto, es decir

$$T_{sg} = T_{sa} + T_{ab} + T_{bg} \quad (62)$$

donde

$$\begin{aligned} T_{sa} &= T_{bg} = z (V_1 \cos i_c) \\ T_{ab} &= (x - 2z \tan i_c) / V_2 \end{aligned} \quad (63)$$

y sustituyendo estas dos últimas ecuaciones en la primera se tiene

$$T_{sg} = z / (V_1 \cos i_c) + (x - 2z \tan i_c) / V_2 + z / (V_1 \cos i_c) \quad (64)$$

que se puede simplificar a:

$$T_{sg} = (1 / V_2) x + 2z (\cos i_c) / V_1 \quad (65)$$

Esta ecuación tiene la forma general de una línea recta $y = mx + b$, en donde m es la pendiente y c es la ordenada al origen en una gráfica tiempo–distancia. Entonces, a partir de la ecuación (65), se observa que la pendiente m es igual a $1/V_2$ y que c es igual a $2z(\cos i_c)/V_1$, el cual es el tiempo de intersección de la refracción t_i . Una forma alternativa de la ecuación (65) es:

$$T_{sg} = x (\sin i_c) / V_1 + 2z (\cos i_c) / V_1 \quad (66)$$

o bien

$$T_{sg} = x / V_2 + t_i \quad (67)$$

en donde

$$t_i = 2z (V_2^2 - V_1^2)^{1/2} / V_1 V_2 \quad (68)$$

y

$$z = t_i V_1 V_2 / 2 (V_2^2 - V_1^2)^{1/2} \quad (69)$$

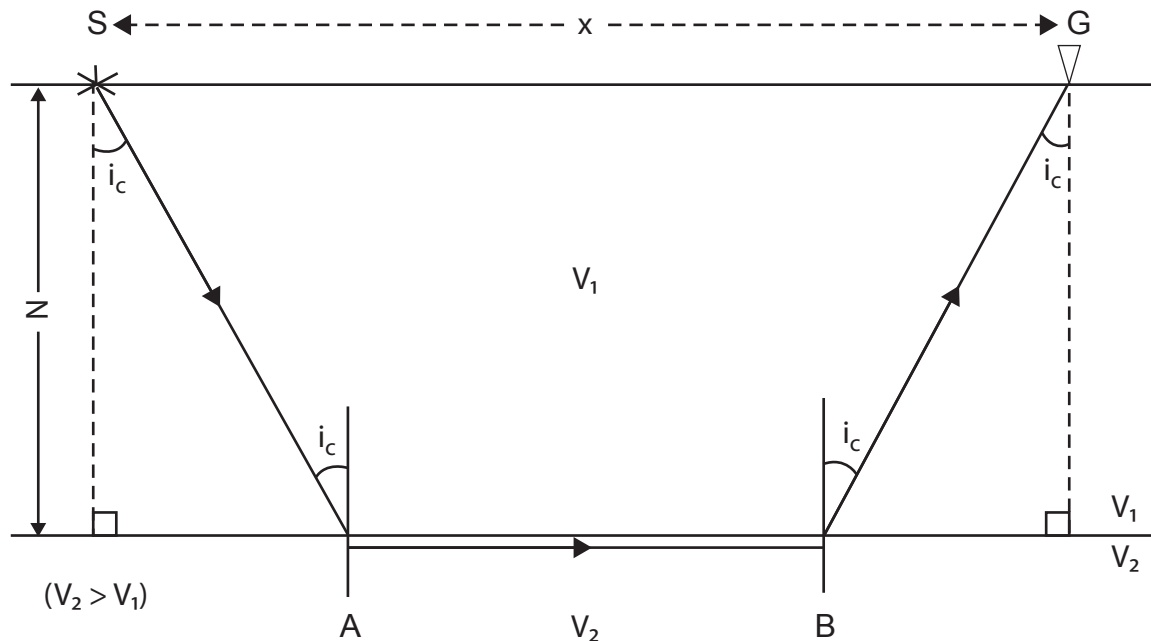


Figura 46.-
Trajetória de raios para um meio de duas camadas estruturais.

O gráfico de distância–tempo para o caso de duas camadas (figura 44) é utilizado para calcular suas velocidades V_1 e V_2 a partir das pendentes dos dois segmentos de linha reta (pendente = $1/V$). A extrapolação do segmento que corresponde à onda criticamente refratada sobre o eixo dos tempos proporciona o tempo de interseção t_i a partir do qual se calcula a profundidade z à interface do refrator utilizando a equação (70). Na figura 44 é possível observar que o tempo de percurso da onda direta e da refratada criticamente é igual à distância de cruzamento x_c . Esta distância proporciona uma forma alternativa de calcular a profundidade z do refrator, que se deduz assim: o tempo de percurso da onda direta no ponto de cruzamento é x_c/V_1 , enquanto o tempo de percurso da onda crítica neste mesmo ponto está dado por

$$T = x_c / V_2 + 2z (V_2^2 - V_1^2)^{1/2} / V_1 V_2 \quad (70)$$

Figura 46.-
Trayectoria de rayos para un medio de dos capas estructurales.

La gráfica de distancia tiempo para el caso de dos capas (Figura 44) se utiliza para calcular sus velocidades V_1 y V_2 a partir de las pendientes de los dos segmentos de línea recta (pendiente = $1/V$). La extrapolación del segmento que corresponde a la onda críticamente refractada sobre el eje de los tiempos proporciona el tiempo de intersección t_i a partir del cual se calcula la profundidad z a la interfase del refractor utilizando la ecuación (70). De la Figura 44 se puede observar que los tiempo de recorrido de la onda directa y de la refractada críticamente es igual a la distancia de cruce x_c . Esta distancia proporciona una forma alternativa de calcular la profundidad z del refractor, la cual se deduce como sigue: el tiempo de recorrido de la onda directa en el punto de cruce es x_c/V_1 en tanto que el tiempo de recorrido de la onda crítica en este mismo punto está dado por

$$T = x_c / V_2 + 2z (V_2^2 - V_1^2)^{1/2} / V_1 V_2 \quad (70)$$

e, portanto, no ponto de cruzamento:

$$x_c / V_1 = x_c / V_2 + 2z (V_2^2 - V_1^2)^{1/2} / V_1 V_2 \quad (71)$$

de onde se obtém finalmente que

$$z = 1/2 x_c [(V_2 - V_1) / (V_2 + V_1)]^{1/2} \quad (72)$$

6.10.2 Caso de três camadas

Na figura 47A, mostra-se a trajetória dos raios a partir do ponto de tiro S para o caso de um modelo de três camadas com interfaces horizontais e, na figura 47B, o gráfico tempo-distância correspondente. O efeito de reduzir a espessura da camada 2 em um gráfico de tempo-distância é a redução e até mesmo o desaparecimento do segmento de linha correspondente às chegadas refratadas da parte superior da camada 2. No caso de três camadas, o sinal viaja da fonte em direção ao primeiro refrator (em A), onde é refratado dentro do segundo meio por meio da segunda interface (em B), ponto no qual é refratado de forma crítica. Deste ponto, a frente de onda gerada no refrator inferior viaja desde C por meio das camadas sobrepostas até alcançar o geofone G. O tempo total de percurso neste caso está dado por:

$$T_{sg} = T_{sa} + T_{ab} + T_{bc} + T_{cd} + T_{dg} \quad (73)$$

onde

$$\begin{aligned} T_{sa} &= T_{dg} = z_1 / V_1 \cos \theta_1 \\ T_{ab} &= T_{cd} = z_2 / V_2 \cos \theta_c \\ T_{bc} &= (x - 2z_1 \tan \theta_1 - 2z_2 \tan \theta_c) / V_3 \end{aligned} \quad (74)$$

que substituindo na equação (73) nos dá

$$\begin{aligned} T_{sg} &= x / V_3 + (z_2 \cos \theta_c) / V_2 + (2z_1 \cos \theta_1) / V_1 \\ T_{sg} &= x / V_3 + t_2 \end{aligned} \quad (75)$$

y por lo tanto en el punto de cruce:

$$x_c / V_1 = x_c / V_2 + 2z (V_2^2 - V_1^2)^{1/2} / V_1 V_2 \quad (71)$$

de donde se obtiene finalmente que

$$z = 1/2 x_c [(V_2 - V_1) / (V_2 + V_1)]^{1/2} \quad (72)$$

6.10.2 Caso de tres capas

En la **Figura 47A** se muestra la trayectoria de los rayos a partir del punto de tiro S para el caso de un modelo de tres capas con interfases horizontales y en la **Figura 47B** la gráfica tiempo-distancia correspondiente. El efecto de reducir el espesor de la capa 2 en una gráfica de tiempo-distancia es la reducción e incluso la desaparición del segmento de línea correspondiente a los arribos refractados de la parte superior de la capa 2. En el caso de tres capas, la señal viaja de la fuente hacia el primer refractor (en A) en donde es refractado dentro del segundo medio a través de la segunda interfase (en B), punto en el cual es refractado críticamente. De este punto, el frente de onda generado en el refractor inferior viaja de regreso desde C a través de las capas que le sobreyacen hasta alcanzar el geófono G. El tiempo total de recorrido en este caso está dada por:

$$T_{sg} = T_{sa} + T_{ab} + T_{bc} + T_{cd} + T_{dg} \quad (73)$$

en donde

$$\begin{aligned} T_{sa} &= T_{dg} = z_1 / V_1 \cos \theta_1 \\ T_{ab} &= T_{cd} = z_2 / V_2 \cos \theta_c \\ T_{bc} &= (x - 2z_1 \tan \theta_1 - 2z_2 \tan \theta_c) / V_3 \end{aligned} \quad (74)$$

que sustituyendo en la ecuación (73) nos da

$$\begin{aligned} T_{sg} &= x / V_3 + (z_2 \cos \theta_c) / V_2 + (2z_1 \cos \theta_1) / V_1 \\ T_{sg} &= x / V_3 + t_2 \end{aligned} \quad (75)$$

e as espessuras correspondentes estão dadas por

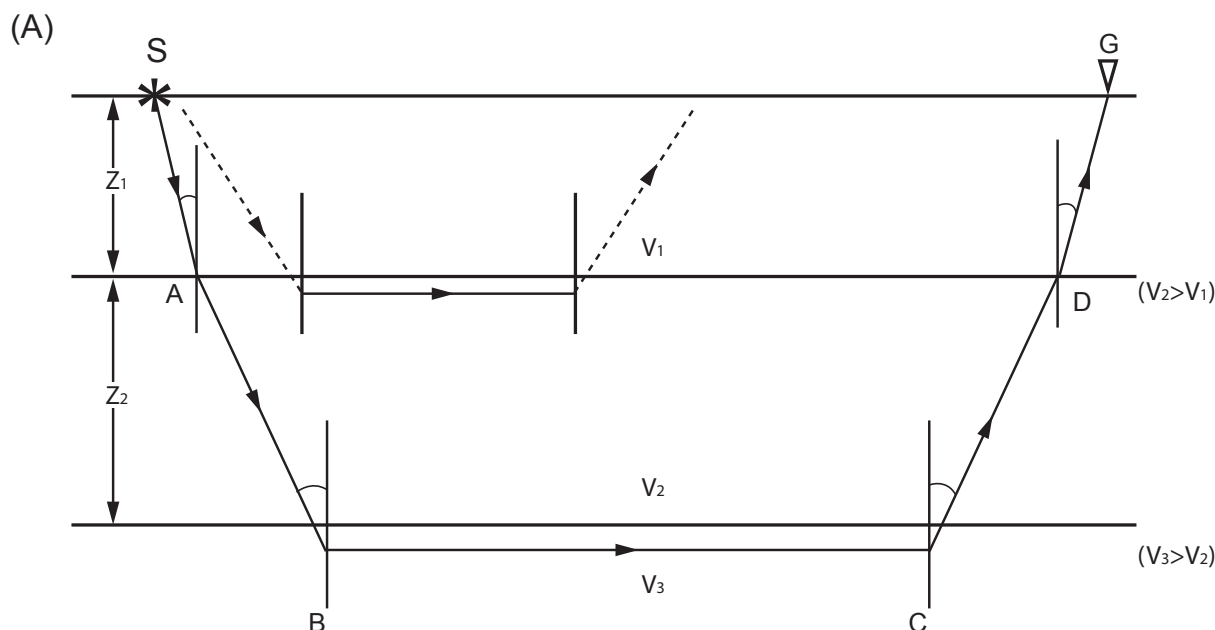
$$\begin{aligned} z_1 &= t_1 V_1 V_2 / 2 (V_2^2 - V_1^2)^{1/2} \\ z_2 &= t_2 V_2 V_2 / 2 (V_3^2 - V_2^2)^{1/2} - z_1 V_2 (V_3^2 - V_1^2)^{1/2} / V_1 (V_3^2 - V_2^2)^{1/2} \end{aligned} \quad (76)$$

A partir da determinação de V_1 , V_2 , t_1 e t_2 do gráfico de tempo de percurso para as duas camadas superiores é possível calcular as espessuras das primeiras duas camadas usando as equações (76). Em geral, ao usar esse procedimento, a espessura das camadas é subestimada em aproximadamente 3%, e esta porcentagem de imprecisão aumenta com o número de camadas do meio.

y los espesores correspondientes están dados por

$$\begin{aligned} z_1 &= t_1 V_1 V_2 / 2 (V_2^2 - V_1^2)^{1/2} \\ z_2 &= t_2 V_2 V_2 / 2 (V_3^2 - V_2^2)^{1/2} - z_1 V_2 (V_3^2 - V_1^2)^{1/2} / V_1 (V_3^2 - V_2^2)^{1/2} \end{aligned} \quad (76)$$

A partir de la determinación de V_1 , V_2 , t_1 y t_2 de la gráfica de tiempo de recorrido para las dos capas superiores es posible calcular los espesores de las primeras dos capas usando las ecuaciones (76). En general, usando este procedimiento el espesor de las capas se subestima en aproximadamente 3%, y este porcentaje de imprecisión aumenta con el número de capas del medio.



Continua.-

Continua.-

Continuação.-

Continuación.-

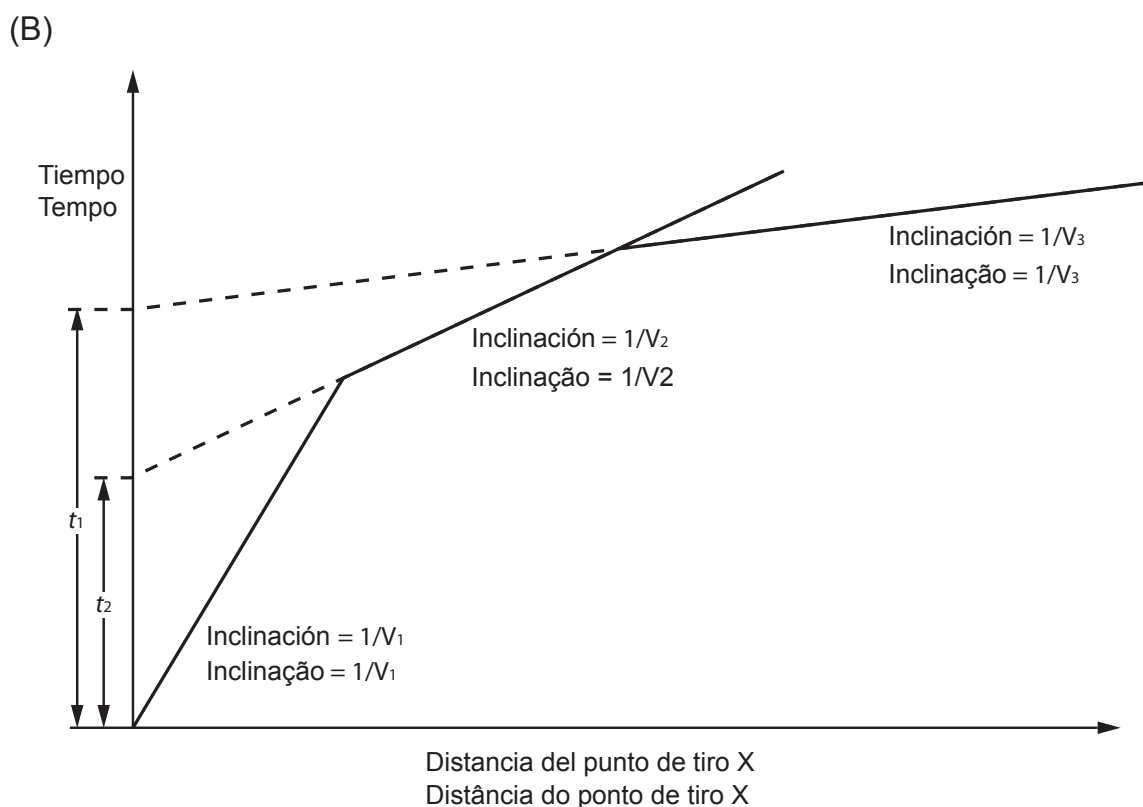


Figura 47.-

Diagrama simplificado da trajetória de raios refratados (A) e seu respectivo gráfico de tempo de percurso *versus* distância para o caso de três camadas horizontais com interface planas (B).

Figura 47.-

Diagrama simplificado de la trayectoria de rayos refractados (A), y su respectiva gráfica de tiempo de recorrido contra distancia para el caso de tres capas horizontales con interfase planas (B).

6.10.3 Caso multicamadas

A expressão geral que governa as relações tempo de percurso-velocidade para o caso de mais de três camadas horizontais e planas é obtida de forma análoga ao caso de três camadas, mas estende-se ao número total de camadas presente. Esta é dada por:

$$t_{sg} = x / V_n + \sum_{i=1}^{n-1} [(2z_i \cos \theta_i) / V_i] \quad (77)$$

onde $\cos \theta_i = V_i / V_n$.

6.10.3 Caso multicapas

La expresión general que gobierna las relaciones tiempo de recorrido-velocidad para el caso de más de tres capas horizontales y planas se obtiene de forma análoga al caso de tres capas pero se extiende al número total de capas presente. Esta está dada por:

$$t_{sg} = x / V_n + \sum_{i=1}^{n-1} [(2z_i \cos \theta_i) / V_i] \quad (77)$$

en donde $\cos \theta_i = V_i / V_n$.

Para aplicações em engenharia, não é comum analisar mais de três ou no máximo quatro camadas. Na realidade, é muito mais comum analisar o caso de duas camadas em que a velocidade da primeira é uma média das variações observadas. É comum que em áreas com recheio aluvial, as variações laterais e verticais na velocidade possam chegar a ser significativas. Sempre é recomendável levar a cabo microarranjos com intervalos entre geofones de 1 metro, com o propósito de medir a velocidade da camada superficial ao longo da linha de medição. É recomendável que, nas áreas onde existir uma cobertura sedimentar quaternária ou recente, seja incluída a execução de microarranjos nos trabalhos de campo, com o objetivo de determinar as velocidades locais. É importante dedicar atenção ao significado estatístico das variações da velocidade da onda P determinada a partir de refração sísmica. Se não for dedicada a devida atenção às variações da velocidade, qualquer estimativa de profundidade obtida de um estudo de refração tem a possibilidade de ser inexata, provavelmente em até 30%-40% da espessura real. A determinação de espessuras deve ir acompanhada de margens de erro apropriadas para valorar adequadamente os alcances das estimativas realizadas.

6.10.4 O caso de camadas inclinadas

Quando um refrator tende a um ângulo da horizontal, a geometria simples até agora descrita complica-se em virtude da adição desta inclinação. Nestas condições, já não é válido simplesmente realizar os tiros numa só direção e passa a ser necessário realizar os tiros em ambas as direções (direto e reverso) para determinar todos os parâmetros requeridos e, assim, resolver a geometria do refrator. A velocidade do refrator, determinada para o caso de camadas inclinadas, é conhecida como a velocidade aparente em decorrência da velocidade determinada a partir da pendente reversa dos segmentos de reta no gráfico de tempo vs distância é maior na direção do tiro direto (V_d) que na direção do tiro reverso (V_r).

A geometria da trajetória dos raios para um refrator inclinado é mostrada na figura 48A, e o gráfico correspondente de tempo vs distância, na figura 48B. Seguindo o procedimento da seção anterior para o refrator plano de duas camadas horizontais, é possível deduzir

Para aplicaciones en ingeniería, no es común que se analicen más de tres o a lo mucho cuatro capas, de hecho es mucho más común que se analice el caso de dos capas en donde la velocidad de la primera es un promedio de las variaciones observadas. Es común que en áreas con relleno aluvial las variaciones laterales y verticales en la velocidad puedan llegar a ser significativas. Siempre es recomendable llevar a cabo micro-arreglos con intervalos entre geófonos de 1 metro, con el propósito de medir la velocidad de la capa superficial a lo largo de la línea de medición. Se recomienda que en áreas en donde existe una cubierta sedimentaria Cuaternaria o Reciente, se incluya la ejecución de micro-arreglos en los trabajos de campo con el objeto de determinar las velocidades locales. Se debe poner atención al significado estadístico de las variaciones de la velocidad de la onda P determinada a partir de refracción sísmica. Si no se pone suficiente cuidado a las variaciones de la velocidad cualquier estimación de profundidad obtenida de un estudio de refracción tiene la posibilidad de ser inexacta, probablemente hasta en 30-40% del espesor real. La determinación de espesores debe ir acompañada de barras de error apropiadas para valorar adecuadamente los alcances de las estimaciones realizadas.

6.10.4 El caso de capas inclinadas

Cuando un refractor tiende un ángulo de la horizontal, la geometría simple hasta ahora descrita se complica por la adición de inclinación. En estas condiciones ya no es válido simplemente realizar los tiros en sola dirección y se vuelve necesario que se lleven a cabo los tiros en ambas direcciones (directo e inverso) para determinar todos los parámetros requeridos para resolver la geometría del refractor. A la velocidad del refractor determinada para el caso de capas inclinadas (o buzantes) se le conoce como la velocidad aparente debido a que la velocidad determinada a partir de la pendiente inversa de los segmentos de recta en la gráfica de tiempo-distancia es mayor en la dirección del tiro directo (V_d) que en la dirección del tiro inverso (V_r).

La geometría de la trayectoria de los rayos para un refractor inclinado se muestra en la Figura 48A y la correspondiente gráfica de tiempo-distancia en la Figura 48B. Siguiendo el procedimiento de la sección anterior para el refractor plano de dos capas horizontales es posible deducir las

as expressões análogas que relacionam velocidade, espessura da camada e ângulo de inclinação da interface e, a partir daí, deduzir a geometria do subsolo. É possível estimar as profundidades (d_a e d_b) verticalmente à interface dos pontos extremos do arranjo a partir das profundidades perpendiculares (z_a e z_b) obtidas da expressão $d = z/\cos \alpha$.

expresiones análogas que relacionan velocidad, espesor de la capa y ángulo de inclinación de la interfase, a partir de lo cual es posible deducir la geometría del subsuelo. Se pueden estimar las profundidades (d_a y d_b) verticalmente a la interfase desde los puntos extremos del arreglo a partir de las profundidades perpendiculares (z_a y z_b) obtenidas de la expresión $d = z/\cos \alpha$.

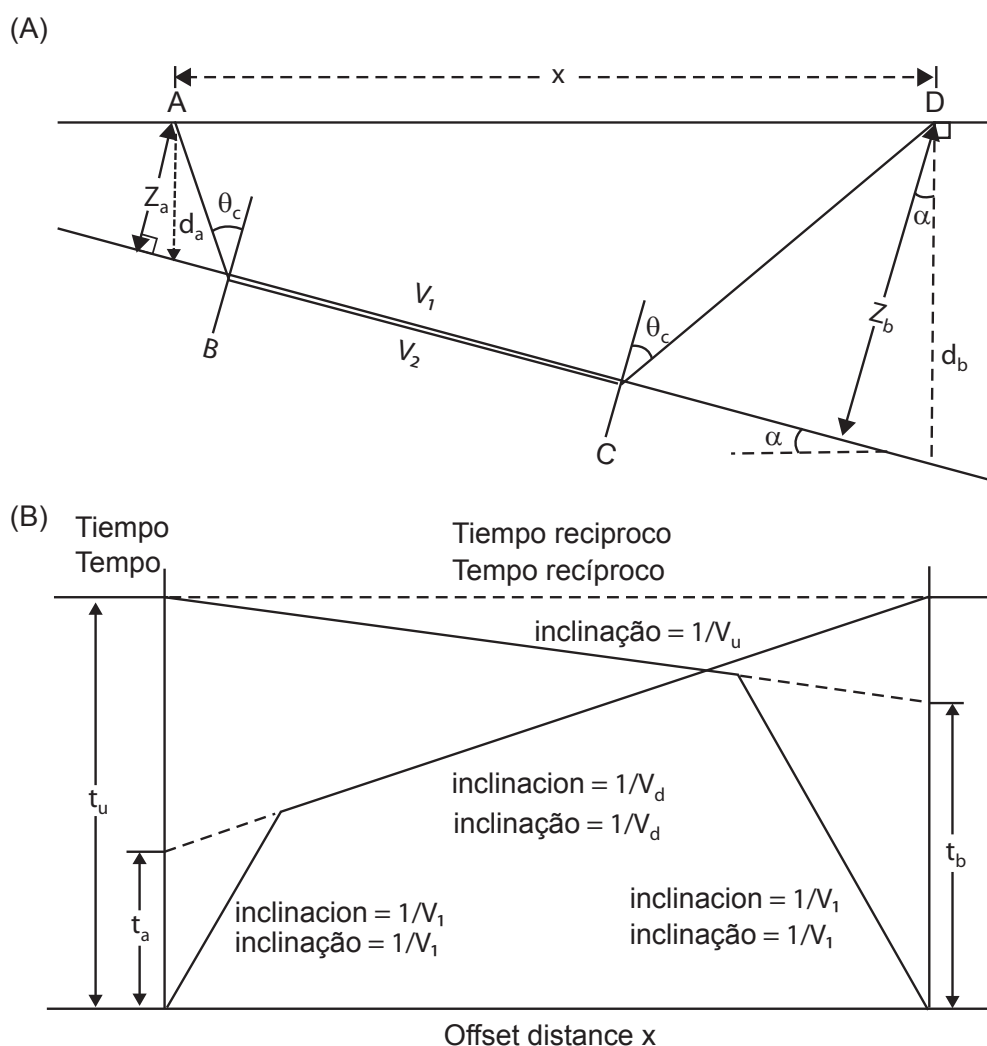


Figura 48.-

Geometria da trajetória dos raios sobre um refrator inclinado a um ângulo (A) e o respectivo gráfico de percurso tempo vs distância para as direções de disparo direta (pendente abaixo) e reversa (pendente acima) (B).

Figura 48.-

Geometría de la trayectoria de los rayos sobre un refractor inclinado a un ángulo (A) y la respectiva gráfica de recorrido tiempo-distancia para las direcciones de disparo directa (pendiente abajo) e inversa (pendiente arriba) (B).

O tempo total de viagem sobre o refrator inclinado a um ângulo α está dado por:

$$T_{abcd} = (x \cos \alpha) / V_2 + [(z_a + z_b) \cos i_c] / V_1 \quad (78)$$

onde V_2 é a velocidade da camada inclinada, e z_a e z_b são as distâncias perpendiculares à interface. O tempo de percurso pendente abaixo t_d está dado por:

$$t_d = x [\sin (\theta_c - \alpha)] / V_1 + t_a \quad (79)$$

onde

$$t_a = 2z_a (\cos \theta_c) / V_1 \quad (80)$$

e

$$t_u = x [\sin (2z_a (\theta_c - \alpha))] / V_1 + t_b \quad (81)$$

com

$$t_b = (\cos \theta_c) / V_1$$

As equações (80) e (81) podem ser reescritas em termos da velocidade aparente pendente acima (V_u) e da velocidade aparente pendente abaixo (V_d) de tal modo que resulta

$$\begin{aligned} t_d &= x / V_d + t_a' & \text{onde: } V_d &= V_1 / \sin (\theta_c - \alpha) \\ t_u &= x / V_u + t_b' & \text{onde: } V_u &= V_1 / \sin (\theta_c - \alpha) \end{aligned} \quad (82)$$

Uma relação aproximada entre a resistividade real e as velocidades aparentes para ângulos pequenos ($\alpha < 10^\circ$) está dada por:

$$V_2 \approx (V_d + V_u) / 2 \quad (83)$$

É importante considerar que o tempo total obtido dos tiros direto e reverso deve ser igual ($T_{AD} = T_{DA}$), sendo conhecido com o nome de tempos recíprocos. Ao realizar os tiros direto e reverso, deve-se verificar a reciprocidade dos tempos de percurso. Quando estes não são os mesmos, é importante certificar-se de que as primeiras chegadas e as separações entre os geofones são a correta, e que não existem erros em nenhum dos casos.

El tiempo total de viaje sobre el refractor inclinado a un ángulo está dado por:

$$T_{abcd} = (x \cos \alpha) / V_2 + [(z_a + z_b) \cos i_c] / V_1 \quad (78)$$

en donde V_2 es la velocidad de la capa inclinada y z_a y z_b las distancias perpendiculares a la interfase. El tiempo de recorrido pendiente abajo t_d está dado por

$$t_d = x [\sin (\theta_c - \alpha)] / V_1 + t_a \quad (79)$$

en donde

$$t_a = 2z_a (\cos \theta_c) / V_1 \quad (80)$$

y

$$t_u = x [\sin (2z_a (\theta_c - \alpha))] / V_1 + t_b \quad (81)$$

con

$$t_b = (\cos \theta_c) / V_1$$

Las ecuaciones (80) y (81) pueden reescribirse en términos de la velocidad aparente pendiente arriba (V_u) y la velocidad aparente pendiente abajo (V_d) de tal modo que resulta

$$\begin{aligned} t_d &= x / V_d + t_a' & \text{donde: } V_d &= V_1 / \sin (\theta_c - \alpha) \\ t_u &= x / V_u + t_b' & \text{donde: } V_u &= V_1 / \sin (\theta_c - \alpha) \end{aligned} \quad (82)$$

Una relación aproximada entre la resistividad real y las velocidades aparentes para ángulos pequeños ($\alpha < 10^\circ$) está dada por

$$V_2 \approx (V_d + V_u) / 2 \quad (83)$$

Se debe tener en cuenta que el tiempo total obtenido de los tiros directo e inverso deben ser iguales ($T_{AD} = T_{DA}$) y se conocen con el nombre de tiempos recíprocos. Cuando se llevan a acabo los tiros directo e inverso se debe verificar la reciprocidad de los tiempos de recorrido. Cuando estos no resultan ser los mismos, debe cerciorarse que la selección de los primeros arribos y las separaciones entre geófonos sea la correcta y no existen errores en ninguno de los casos.

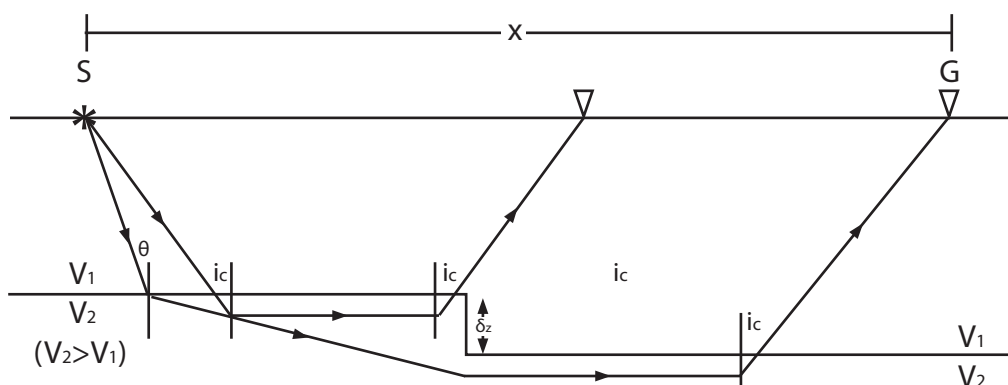
6.10.5 Caso de uma descontinuidade de escala

Até agora, assumiu-se que o refrator é plano e contínuo. Todavia, há situações nas quais existe uma descontinuidade escalonada por causa da presença de uma falha vertical dos estratos. Em tal situação, a velocidade do refrator deve permanecer a mesma ao longo de sua extensão, sendo este degrau a única fonte de distorção na trajetória das ondas (figura 49). Se a descontinuidade escalonada foi produzida por uma falha normal, pode haver a complicação extra de que a velocidade do refrator seja diferente em ambos os lados da falha. A presença da mudança lateral na velocidade do refrator no caso de duas camadas pode gerar como resultado um gráfico de tempo vs distância idêntico ao produzido por um meio de três camadas horizontais com velocidades uniformes. A forma mais simples de diferenciação entre estes dois casos é realizar um tiro reverso. Se o ponto de cruzamento x_c do gráfico tempo vs distância se desvia lateralmente ao longo do eixo X, isto indica que se trata de um meio de três camadas. Se, todavia, o ponto de cruzamento x_c se desloca verticalmente no eixo dos tempos (isto é, há um tempo de atraso) então isto é indicativo de um meio de duas camadas, tal como o caso de um plano de falha através do qual não existe efeito topográfico, mas sim um contraste lateral significativo de velocidade.

6.10.5 Caso de una discontinuidad de escalón

Hasta ahora se ha asumido que el refractor es plano y continuo. Sin embargo hay situaciones en las que existe una discontinuidad de escalón debido a la presencia de un fallamiento vertical de los estratos. En tal situación la velocidad del refractor debe permanecer la misma a lo largo de su extensión siendo dicho escalón la única fuente de distorsión en la trayectoria de las ondas (**Figura 49**). Si la discontinuidad de escalón ha sido producida por una falla normal puede haber la complicación adicional de que la velocidad del refractor sea diferente a ambos lados de la falla. La presencia de cambio lateral en la velocidad del refractor en el caso de dos capas puede dar como resultado una gráfica de tiempo-distancia idéntica a la producida por un medio de tres capas horizontales con velocidades uniformes. La forma más simple de discriminar entre estos dos casos es llevar a cabo un tiro inverso. Si el punto de cruce x_c de la gráfica tiempo-distancia se corre lateralmente a lo largo del eje X, esto indica que se trata de un medio de tres capas. Si en cambio, el punto de cruce x_c se desplaza verticalmente en el eje de los tiempos (es decir hay un tiempo de retraso) entonces esto es indicativo de un medio de dos capas, tal como el caso de un plano de falla a través del cual no existe efecto topográfico pero con un contraste lateral significativo de velocidad.

(A)



Continua.-

Continua.-

Continuação.-

Continuación.-

(B)

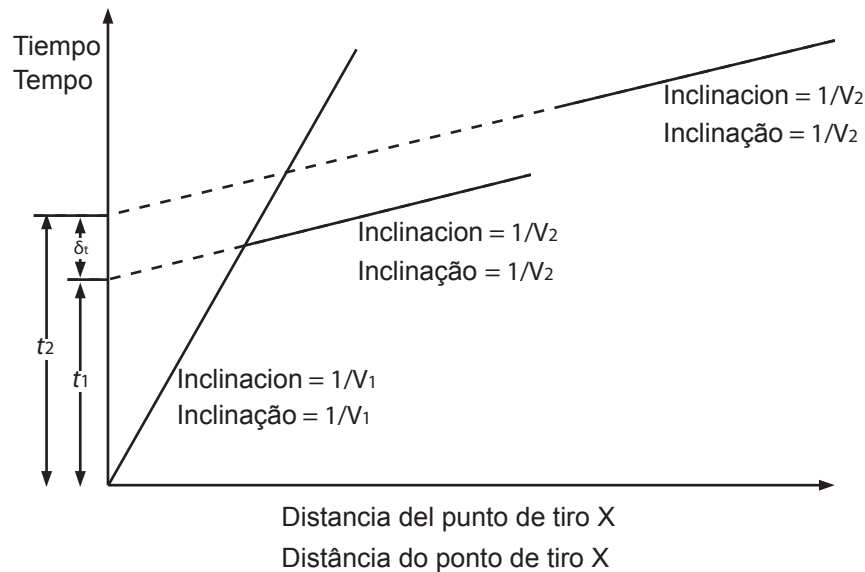


Figura 49.-

(A) geometria da trajetória dos raios sobre um refrator com uma descontinuidade escalonada, mas sem alteração lateral na velocidade da camada, e (B) gráfico tempo vs distância correspondente.

Figura 49.-

A) Geometría de la trayectoria de los rayos sobre un refractor con una discontinuidad de escalón pero sin cambio lateral en la velocidad de la capa, y (B) gráfica tiempo-distancia correspondiente.

Quando o tamanho do degrau (δz) é pequeno em relação à profundidade da interface, a diferença em profundidade com o refrator é dada por:

$$\delta z = \delta t V_1 V_2 / (V_2^2 - V_1^2)^{1/2} \quad (84)$$

Enquanto o tempo de atraso (δt) pode ser observado no gráfico tempo vs distância do tiro direto, geralmente as amplitudes dos sinais refratados do tiro reverso são muito pequenos e pode não ser possível obter dados satisfatórios.

6.10.6 Interfaces irregulares (não planares)

A discussão anterior fez referência apenas às camadas uniformes horizontais ou levemente

Quando el tamaño del escalón (δz) es pequeño respecto a la profundidad de la interfase, entonces, la diferencia en profundidad al refractor está dada por

$$\delta z = \delta t V_1 V_2 / (V_2^2 - V_1^2)^{1/2} \quad (84)$$

Mientras que el tiempo de retardo (δt) se puede observar en la gráfica tiempo-distancia del tiro directo, comúnmente las amplitudes de las señales refractadas del tiro inverso son muy pequeñas y puede que no sea posible obtener datos satisfactorios.

6.10.6 Interfases irregulares (no planares)

La discusión precedente ha sido solo para capas planas uniformes horizontales o levemente inclinadas

inclinadas e sem variação lateral da velocidade. Contudo, é muito importante sempre levar a cabo o desenho e a execução do trabalho de campo, julgar apropriadamente qual é o tipo de caso presente, a partir da qualidade e da natureza do gráfico tempo vs distância obtido. Em um número significativo de casos, os modelos simples são claramente inapropriados. Por exemplo, o caso de um vale rochoso, coberto por sedimentos. Neste caso, faz-se necessário realizar a interpretação sobre a base de que o refrator não é nem plano, nem necessariamente horizontal.

6.11 Métodos de interpretação

Antes de começar qualquer interpretação detalhada dos dados, é importante verificar cuidadosamente os gráficos tempo vs distância obtidos como uma forma de controle de qualidade dos dados, bem como decidir qual método de interpretação deve ser usado. Alguns aspectos comuns que devem ser considerados se encontram listados na tabela 9. Os quatro últimos casos (iii-vi) estão ilustrados na figura 50. A amenização excessiva das primeiras chegadas poderia ocultar o que podem ser características importantes e gerar erros sérios de interpretação.

(i) Primeiras chegadas isoladas em razão de uma seleção ruim ou a um erro no gráfico do valor correto do tempo de percurso
(ii) Mudanças na velocidade ou na espessura na região próxima à superfície
(iii) Mudanças na superfície topográfica
(iv) Zonas de diferentes velocidades nos níveis de profundidades intermediárias
(v) Características topográficas localizadas sobre um refrator plano
(vi) Mudanças laterais na velocidade do refrator

Tabela 9.-

Anomalias no tempo de percurso.

y sin variación lateral de la velocidad. Sin embargo, es muy importante que siempre que se lleve a cabo el diseño y ejecución del trabajo de campo, se juzgue apropiadamente qué tipo de caso esté presente, a partir de la calidad y naturaleza de la gráfica tiempo-distancia que se obtenga. En un número significativo de casos los modelos simples son claramente inapropiados, por ejemplo, como en el caso de un valle rocoso cubierto por sedimentos. En este caso se hace necesario realizar la interpretación sobre la base de que el refractor no es ni plano ni necesariamente horizontal.

6.11 Métodos de interpretación

*Antes de comenzar cualquier interpretación detallada de los datos es importante inspeccionar cuidadosamente las gráficas tiempo-distancia obtenidas como una forma de control de calidad de los datos así como para decidir qué método de interpretación debe de usarse. Algunos aspectos comunes que tienen que ser considerados se encuentran listados en la **Tabla 9**. Los cuatro últimos casos (iii-vi) se ilustran en la **Figura 50**. El suavizado excesivo de los primeros arribos puede ocultar lo que pueden ser rasgos importantes y resultar en errores serios de interpretación.*

(i) Primeros arribos aislados debido a una mala selección o a un error en el graficado del valor correcto de tiempo de recorrido
(ii) Cambios en la velocidad o espesor en la región cercana a la superficie
(iii) Cambios en la superficie topográfica
(iv) Zonas de diferentes velocidades en los rangos de profundidades intermedias
(v) Rasgos topográficos localizados sobre un refractor plano
(vi) Cambios laterales en la velocidad del refractor

Tabla 9.-

Anomalías en el tiempo de recorrido.

Foram publicados vários métodos de interpretação, que recaem em duas categorias: a) métodos baseados no tempo de atraso; e b) métodos de construção de frente de onda. Exemplos do primeiro tipo podem ser encontrados nos trabalhos de Gardner (1939, 1967), Wyrobek (1956), Barry (1967), Palmer (1980) e exemplos do último em Thornburgh (1930), Hales (1958), Hagedoorn (1959), Schenck (1967), Hill (1987), Vidale (1990), Aldridge e Oldenburg (1992). Entretanto, o método “mais-menos” (HAGEDOORN, 1959) e o método recíproco generalizado (GRM) (PALMER, 1980), explicados mais adiante, são os mais usados na interpretação de dados de refração.

6.11.1 Camadas fantasmas

A cobertura do subsolo de um refrator inclinado obtida a partir dos tiros direto e reverso se sobrepõe somente ao longo de segmentos do refrator, e estes não são totalmente coincidentes, como se mostra na figura 51 (LANKSTON, 1990). As velocidades aparentes obtidas, pendente acima e pendente abaixo, provêm de fato de diferentes segmentos do refrator. Se a interface é plana, então é possível justificar o uso destas velocidades aparentes para derivar a espessura da camada e seu ângulo de inclinação.

Com o objetivo de incrementar a cobertura do subsolo e dependendo da geologia local, tanto a posição de tiro, quanto o próprio arranjo tem de ser deslocados ao longo da linha do perfil. Se não há variações laterais na velocidade do refrator, então os gráficos tempo vs distância a partir da onda gerada de pontos de tiro consecutivos se atrasam no tempo, mas as pendentes da onda refratada são as mesmas (figura 51).

O paralelismo que é observado nos dois gráficos de tempo vs distância indica que a diferença no tempo de percurso é constante para cada posição desses geofones. Subtraindo essa diferença de tempo das primeiras chegadas das ondas refratadas provenientes do segundo tiro (fora do arranjo), obtêm-se os tempos de chegada que deveriam ter sido registrados a partir do primeiro tiro.

As chegadas correspondentes aos tempos deslocados verticalmente são conhecidas como chegadas fantasmas (REDPATH, 1973), e o processo de deslocamento destes tempos é

Se han publicado varios métodos de interpretación, los cuales caen en dos categorías: a) métodos basados en el tiempo de retraso y b) métodos de construcción de frente de onda. Ejemplos del primer tipo se pueden encontrar en los trabajos de Gardner (1939, 1967), Wyrobek (1956), Barry (1967), y Palmer (1980), y ejemplos de los últimos en Thornburgh (1930), Hales (1958), Hagedoorn (1959), Schenck (1967), Hill (1987), Vidale (1990), y Aldridge y Oldenburg (1992). Sin embargo, el método “mas-menos” (Hagedoorn, 1959) y el método recíproco generalizado (GRM) (Palmer, 1980) que se explican más adelante, son los más frecuentemente usados en la interpretación de datos de refracción.

6.11.1 Capas fantasmas

*La cobertura del subsuelo de un refractor inclinado obtenida a partir de los tiros directo e inverso se traslapa solamente a lo largo de segmentos del refractor y estos no son totalmente coincidentes, como se muestra en la **Figura 51** (Lankston, 1990). Las velocidades aparentes obtenidas, pendiente arriba y pendiente abajo, provienen de hecho de diferentes segmentos del refractor. Si la interfase es plana, entonces se puede justificar el uso de estas velocidades aparentes para derivar el espesor de la capa y su ángulo de inclinación.*

*Con el objeto de incrementar la cobertura del subsuelo y dependiendo de la geología local, tanto la posición de tiro como el propio arreglo tienen que ser desplazados a lo largo de la línea del perfil. Si no hay variaciones laterales en la velocidad del refractor, entonces las gráficas tiempo-distancia a partir de la onda generada desde puntos de tiro consecutivos se retrasa en el tiempo pero las pendientes de la onda refractada es la misma (**Figura 51**).*

El paralelismo que se observa en las dos gráficas de tiempo-distancia indica que la diferencia en el tiempo de recorrido es constante para cada posición de esos geófonos. Restando esta diferencia de tiempo de los primeros arribos de las ondas refractadas provenientes del segundo tiro (fuera del arreglo) se obtienen los tiempos de arribo que deberían de haberse registrado a partir del primer tiro.

Los arribos correspondientes a los tiempos desplazados verticalmente se conocen como arribos fantasmas (Redpath, 1973) y al proceso de desplazamiento de estos tiempos

conhecido como “efeito fantasma” (do inglês *phantoming*). Este processo proporciona os meios para obter informação real das primeiras chegadas entre o tiro do extremo do arranjo e o ponto de cruzamento X_c original, o que não poderia ter sido registrado com apenas o primeiro tiro. Portanto, as chegadas fantasmas evitam a necessidade de extrapolar o gráfico tempo vs distância, do ponto de cruzamento em direção ao ponto de origem, tal como foi feito na figura 52.

“fantasmear” (del inglés *Phantoming*). Este proceso proporciona los medios para obtener información real de los primeros arribos entre el tiro del extremo del arreglo y el punto de cruce x_c original que no se hubiera podido registrar con solo el primer tiro. Por lo tanto, los arribos fantasmas evitan la necesidad de extrapolar la gráfica tiempo-distancia desde el punto de cruce hacia el punto de origen, tal como se hace en la Figura 52.

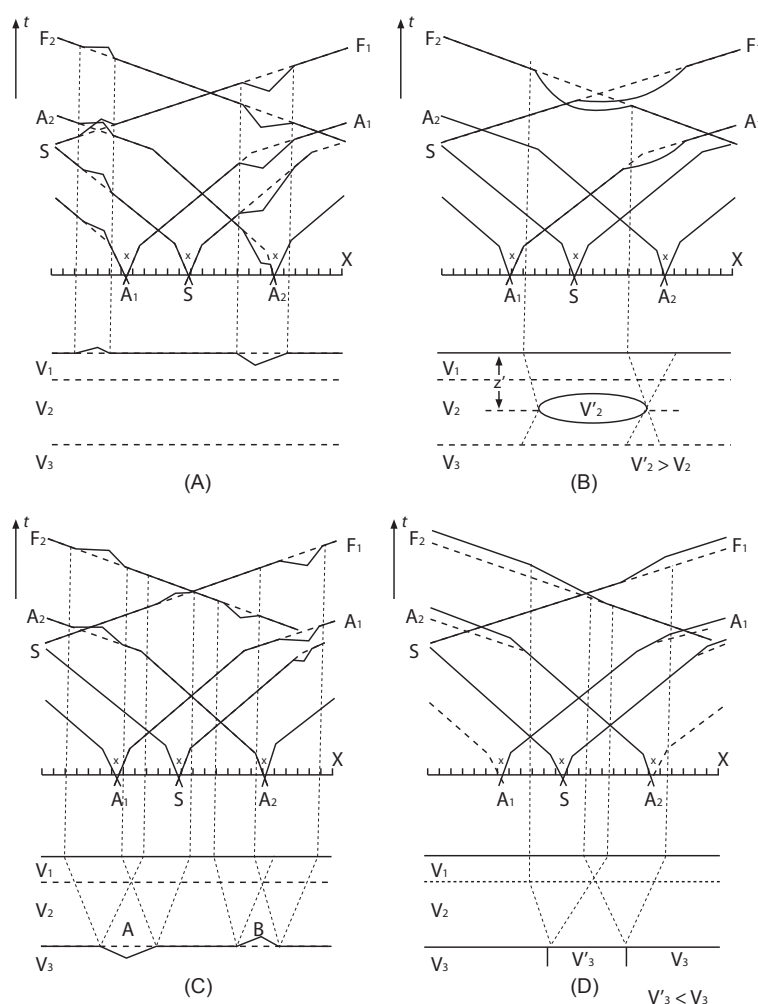


Figura 50.-

Anomalias de tempo de percurso e suas respectivas causas .
(A) picos e quedas na camada 1. (B) lentes com velocidades anômalas (V'_2) na camada 2. (C) picos e quedas na interface entre as camadas 2 e 3. (D) zona vertical estreita com velocidade anômala (V'_3) dentro da camada 3.

Figura 50.-

Anomalias de tiempo de recorrido y sus causas respectivas.
(A) picos y baches en la capa 1 (B) lentes con velocidades anómalas (V'_2) en la capa 2. (C) picos y baches en la interfase entre las capas 2 y 3. (D) zona vertical estrecha con velocidad anómala (V'_3) dentro de la capa 3.

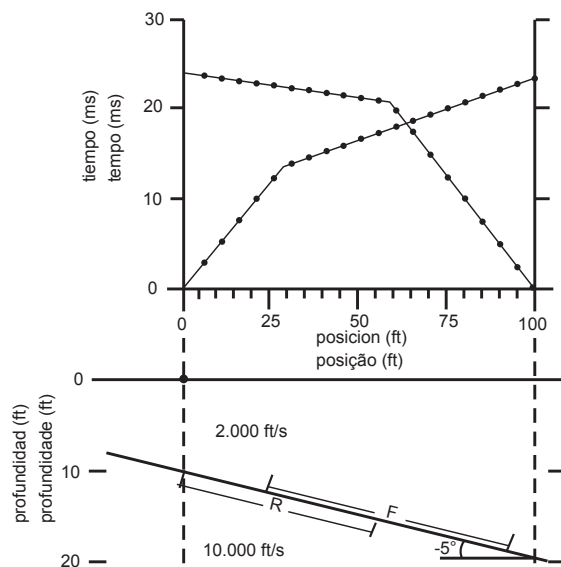


Figura 51.-

Gráfico de percurso de tempo vs distância (acima) e sobreposição das zonas de cobertura do subsolo de tiros direto e reverso sobre um refrator inclinado (abaixo).

Figura 51.-

Gráfica de recorrido de tiempo-distancia (arriba) y traslape de las zonas de cobertura del subsuelo de tiros directo e inverso sobre un refractor inclinado (abajo).

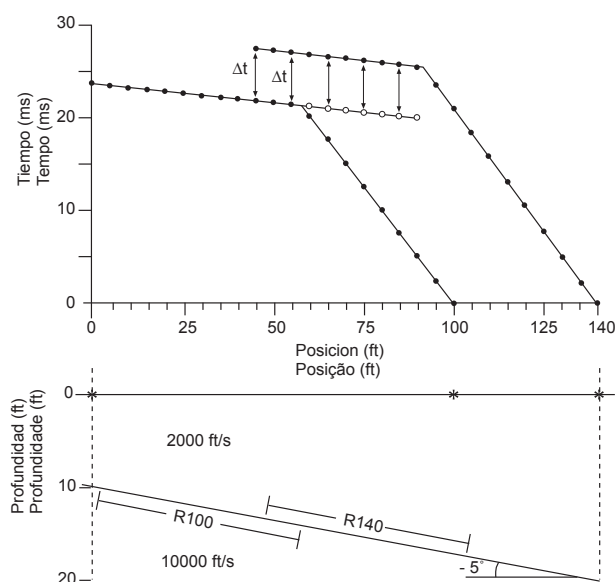


Figura 52.-

Gráfico de percurso do tempo vs distância (acima) e cobertura do subsolo de dois arranjos reversos sobrepostos. Os círculos pequenos ao longo do refrator inferior denotam as chegadas fantasmas.

Figura 52.-

Gráfica de recorrido de tiempo-distancia (arriba) y cobertura del subsuelo de dos arreglos inversos traslapados. Los círculos pequeños a lo largo del refractor inferior denotan los arribos fantasmas.

6.11.2 O método “mais-menos” de Hagedoorn

Neste método assume-se que as camadas do subsolo são homogêneas, que existe um bom contraste entre as camadas e que o ângulo de inclinação do refrator é menor que 10°. O método utiliza os tempos de interseção e de atraso para o cálculo da profundidade para a interface abaixo de qualquer um dos geofones. Na figura 53 é possível ver que o tempo de atraso (δt) é igual à diferença entre: 1) o tempo que demora para um raio viajar ao longo da trajetória criticamente refratada da fonte via a interface e de retorno à superfície (T_{SG} ao longo de SABG); e 2) o tempo de percurso que demora para um raio viajar a distância equivalente da fonte ao geofone (x) ao longo da interface (T_{PQ} ao longo da projeção PQ), isto é:

$$\delta t = T_{sg} - T_{pq} \quad (85)$$

e

$$\begin{aligned} T_{sg} &= (SA + BG) / V_1 \\ T_{pq} &= PQ / V_2 \end{aligned} \quad (86)$$

Portanto

$$\begin{aligned} \delta t &= (SA + BG) / V_1 - (PA + BQ) / V_2 \\ &= (SA / V_1 - PA / V_2) + (BG / V_1 - BQ / V_2) \\ &= \delta t_s + \delta t_g \approx T_{sg} - x / V_2 \end{aligned} \quad (87)$$

Ou, alternativamente

$$T_{sg} = x / V_2 + \delta t_s + \delta t_g \quad (88)$$

onde δt_s é o tempo de atraso do ponto de tiro e δt_g o tempo de atraso do geofone. Para o caso das suposições nas quais se baseia o método serem realistas, é válido considerar que a distância PQ é aproximadamente igual à distância entre a fonte e o geofone (SG). Para o caso de um refrator horizontal $\delta t_s = t_i$, ou seja, o tempo de interseção no gráfico tempo vs distância correspondente. Na figura 54, A e B são as posições dos pontos de tiro direto e reverso, e G é a posição arbitrária de um geofone entre os dois. Usando a equação (88),

6.11.2 El método “mas-menos” de Hagedoorn

En este método se asume que las capas en el subsuelo son homogéneas, que existe un buen contraste entre las capas y que el ángulo de inclinación del refractor es menor a 10°. El método utiliza los tiempos de intersección y de retraso para el cálculo de la profundidad a la interfase debajo de cualquiera de los geófonos. De la Figura 53 se puede ver que el tiempo de retraso (δt) es igual a la diferencia entre: 1) el tiempo que le lleva a un rayo viajar a lo largo de la trayectoria críticamente refractada desde la fuente vía la interfase y de regreso a la superficie (T_{SG} a lo largo de SABG), y 2) el tiempo de recorrido que le lleva a un rayo viajar la distancia equivalente de la fuente al geófono (x) a lo largo de la interfase (T_{PQ} a lo largo de la proyección PQ), es decir:

$$\delta t = T_{sg} - T_{pq} \quad (85)$$

y

$$\begin{aligned} T_{sg} &= (SA + BG) / V_1 \\ T_{pq} &= PQ / V_2 \end{aligned} \quad (86)$$

Por lo tanto

$$\begin{aligned} \delta t &= (SA + BG) / V_1 - (PA + BQ) / V_2 \\ &= (SA / V_1 - PA / V_2) + (BG / V_1 - BQ / V_2) \\ &= \delta t_s + \delta t_g \approx T_{sg} - x / V_2 \end{aligned} \quad (87)$$

o alternativamente

$$T_{sg} = x / V_2 + \delta t_s + \delta t_g \quad (88)$$

en donde δt_s es el tiempo de retraso del punto de tiro y δt_g el tiempo de retraso del geófono. Para el caso en el que las suposiciones en las que se basa el método son realistas, es suficientemente preciso considerar que la distancia PQ es aproximadamente igual a la distancia entre la fuente y el geófono (SG). Para el caso de un refrator horizontal $\delta t_s = t_i$ o sea el tiempo de intersección en la gráfica tiempo-distancia correspondiente. En la Figura 54, A y B son las posiciones de los puntos de tiro directo e inverso y G es la posición arbitraria de un geófono entre los dos.

define-se o tempo de percurso do raio refratado de um ponto de tiro ao geofone G em termos de seus respectivos tempos de atraso. Em geral, os tempos de percurso de um raio refratado para qualquer geofone são dados por:

$$T_{ag} = x / V_2 + \delta t_g + \delta t_a \quad (89)$$

$$t_{bg} = (L - x) / V_2 + \delta t_g + \delta t_b \quad (90)$$

$$t_{ab} = L / V_2 + \delta t_a + \delta t_b \quad (91)$$

Usando la ecuación (88) se puede definir el tiempo de recorrido del rayo refractado desde un punto de tiro al geófono G en términos de sus respectivos tiempos de retardo. En general, los tiempos de recorrido de un rayo refractado a cualquier geófono están dados por:

$$T_{ag} = x / V_2 + \delta t_g + \delta t_a \quad (89)$$

$$t_{bg} = (L - x) / V_2 + \delta t_g + \delta t_b \quad (90)$$

$$t_{ab} = L / V_2 + \delta t_a + \delta t_b \quad (91)$$

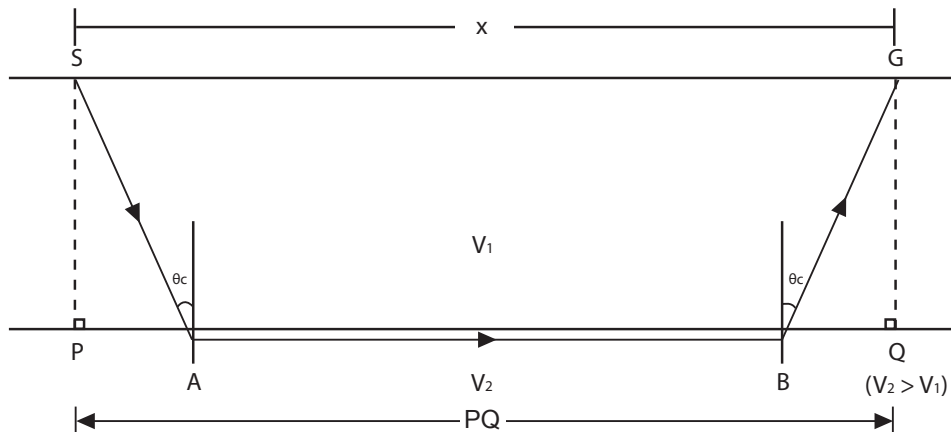


Figura 53.-

O princípio do tempo de atraso (ver texto para detalhes).

O termo T^+ de Hagedoorn é dado por:

$$T^+ = t_{ag} + t_{bg} - t_{ab} = 2\delta t_g = 2z_g (\cos \theta_c) / V_1 \quad (92)$$

pelo que a profundidade ao refrator abaixo de qualquer um dos geofones é

$$z_g = (T^+) V_1 / 2 \cos \theta_c = (T^+) V_1 V_2 / 2 (V_2^2 - V_1^2)^{1/2} \quad (93)$$

Figura 53.-

El principio del tiempo de retraso (ver texto para detalles).

El término T^+ de Hagedoorn está dado por:

$$T^+ = t_{ag} + t_{bg} - t_{ab} = 2\delta t_g = 2z_g (\cos \theta_c) / V_1 \quad (92)$$

por lo que la profundidad al refractor debajo de cualquiera de los geófonos es

$$z_g = (T^+) V_1 / 2 \cos \theta_c = (T^+) V_1 V_2 / 2 (V_2^2 - V_1^2)^{1/2} \quad (93)$$

e o termo T^- é dado por:

$$T^- = t_{ag} - t_{gb} = (2x - L) / V_2 + \delta t_a - \delta t_b \quad (94)$$

y el término T^- está dado por:

$$T^- = t_{ag} - t_{gb} = (2x - L) / V_2 + \delta t_a - \delta t_b \quad (94)$$

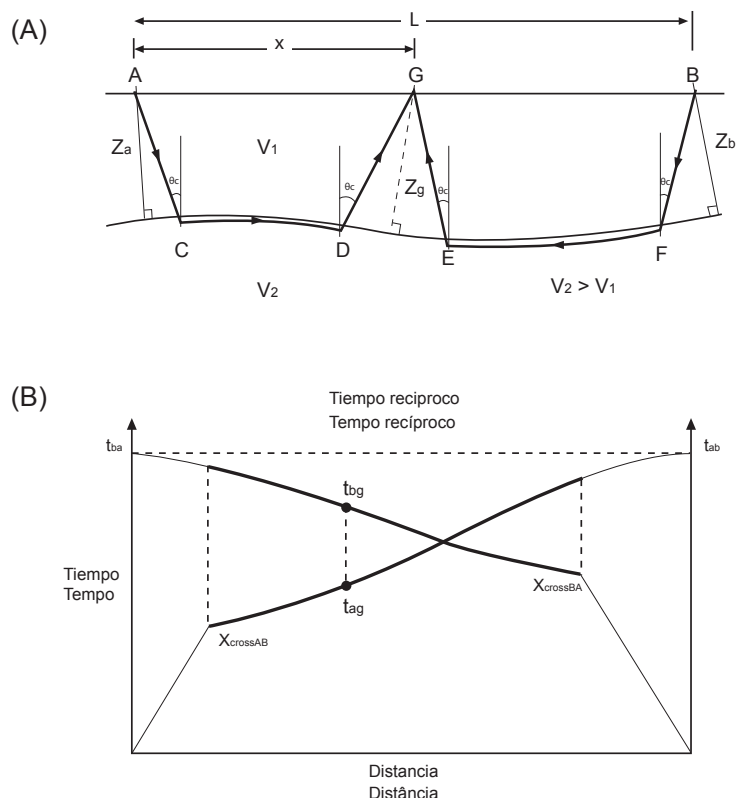


Figura 54.-

Geometria de raios para os tiros direto e reverso sobre um refrator com uma interface de topografia irregular (A) e os gráficos tempo vs distância correspondentes (B). Os segmentos entre as distâncias de cruzamento respectivas são as linhas mais grossas. Estes segmentos são os utilizados no método mais-menos.

O termo T^+ é a soma dos tempos de percurso do tiro ao geofone de cada extremo menos o tempo de percurso total entre um ponto de tiro e o outro. O termo T^- , por sua vez, é a diferença no tempo de percurso dos raios de cada posição de tiro até um dado geofone. Os valores de T podem ser inseridos no gráfico contra a distância em cujo caso a velocidade é determinada a partir da pendente $2/V_2$, ou também podem ser inseridos no gráfico contra $(2x - L)$ em cujo caso a velocidade é simplesmente a recíproca da pendente ($1/V_2$). Os valores da

Figura 54.-

Geometría de raios para los tiros directo e inverso sobre un refractor con una interfase de topografía irregular (A) y las gráficas tiempo-distancia correspondientes (B). Los segmentos entre las distancias de cruce respectivas se muestran con líneas más gruesas. Estos segmentos son los utilizados en el método más-menos.

El término T^+ es la suma de los tiempos de recorrido del tiro al geófono de cada extremo menos el tiempo de recorrido total entre un punto de tiro y el otro. El término T^- por otro lado, es la diferencia en el tiempo de recorrido que le lleva a los rayos desde cada posición de tiro a un geófono dado. Los valores de T pueden ser graficados contra la distancia en cuyo caso la velocidad se determina a partir de la pendiente $2/V_2$, o bien pueden ser graficados contra $(2x - L)$ en cuyo caso la velocidad es simplemente el recíproco de la pendiente ($1/V_2$). Los valores de la velocidad

velocidade da primeira camada podem ser obtidos na forma convencional a partir da recíproca da pendente ($1/V_1$) do gráfico tempo–distância. Em cada caso, o termo T^* proporciona um meio para examinar as variações laterais na velocidade do refrator com uma resolução lateral igual à separação entre eletrodos. Consegue-se obter uma maior precisão na estimativa da velocidade realizando uma análise de regressão linear sobre os segmentos apropriados do gráfico para determinar as pendentes com maior exatidão e proporcionar elementos para a estimativa de desvios-padrão.

Uma vez que os valores das velocidades das camadas foram calculados pode-se estimar a profundidade z_g perpendicular à interface abaixo de cada geofone usando também o termo T^* . Os cálculos são mais simples se as velocidades forem expressas em Km/s e o tempo em milissegundos para obter as profundidades em metros. Sob as suposições realizadas, a precisão no cálculo da profundidade está geralmente dentro dos 10%. Um exemplo dos gráficos obtidos a partir do método “mais-menos” é mostrado na figura 55. Existem no mercado programas para o processamento de dados que usam este método, o que facilita muito a análise de dados.

O método “mais-menos” assume também que o refrator é uniforme entre os pontos de emergência D e E da figura 54. Se esta suposição não for válida, mas apesar disso, for usado este método, então as características não planares do refrator tenderão a ser amenizadas e irá se obter uma interpretação supersimplificada. Esta amenização pode ser evitada aplicando o método de reciprocidade generalizado que é discutido na próxima seção.

6.11.3 Método de reciprocidade generalizada (GRM)

O método de reciprocidade generalizada (PALMER, 1980) é uma técnica de inversão que utiliza os tempos de percurso dos tiros direto e reverso para determinar a geometria dos refratores no subsolo por meio de uma solução gráfica. O método emprega a migração de refrações para obter uma estrutura detalhada da interface e variações laterais da mesma. A migração de refrações usa a distância de defasagem (migração) que é a separação horizontal entre o ponto sobre o refrator onde ocorre a refração crítica e outro sobre a superfície onde o raio emerge.

de la primera capa se pueden obtener en la forma convencional a partir del recíproco de la pendiente ($1/V_1$) de la gráfica tiempo-distancia. En cada caso, el término T^* proporciona un medio para examinar las variaciones laterales en la velocidad del refractor con una resolución lateral igual a la separación entre electrodos. Se puede obtener una mayor precisión en la estimación de la velocidad llevando a cabo un análisis de regresión lineal sobre los segmentos apropiados de la gráfica para determinar las pendientes con mayor exactitud y proporcionar elementos para la estimación de desviaciones estándar.

Una vez que los valores de las velocidades de las capas han sido calculados se puede estimar la profundidad z_g perpendicular a la interfase debajo de cada geófono usando también el término T^* . Los cálculos son más simples si las velocidades se expresan en km/s y el tiempo en milisegundos para obtener las profundidades en metros. Bajo las suposiciones realizadas, la precisión en el cálculo de la profundidad está generalmente dentro del 10%. Un ejemplo de las gráficas obtenidas a partir del método “mas-menos” se muestra en la Figura 55. Existen en el mercado programas para el procesamiento de datos usando este método, lo cual simplifica mucho el análisis de datos.

El método mas-menos asume también que el refractor es uniforme entre los puntos de emergencia D y E de la Figura 54. Si esta suposición no fuera válida pero a pesar de ello se usara este método, entonces los rasgos no planares del refractor tenderán a ser suavizados y se obtendrá una interpretación sobre simplificada. Este suavizado se puede evitar aplicando el método de reciprocidad generalizado que se discute en la próxima sección.

6.11.3 Método de reciprocidad generalizada (GRM)

El método de reciprocidad generalizada (Palmer, 1980) es una técnica de inversión que utiliza los tiempos de recorrido de los tiros directo e inverso para determinar la geometría de los refractores en el subsuelo a través de una solución gráfica. El método emplea la migración de refracciones para obtener una estructura detallada de la interfase y variaciones laterales de la misma. La migración de refracciones usa la distancia de desfase (migração) que es la separación horizontal entre el punto sobre el refractor en donde ocurre la refracción crítica y otro sobre la superficie en donde el rayo emerge.

Uma diferença fundamental entre o método GRM e o “mais-menos” é que os raios criticamente refratados emergem no mesmo ponto de refração ou muito próximo a este, o que ajuda a evitar o problema de amenização mencionado anteriormente. Os raios chegam a dois geofones separados a uma distância XY (figura 56).

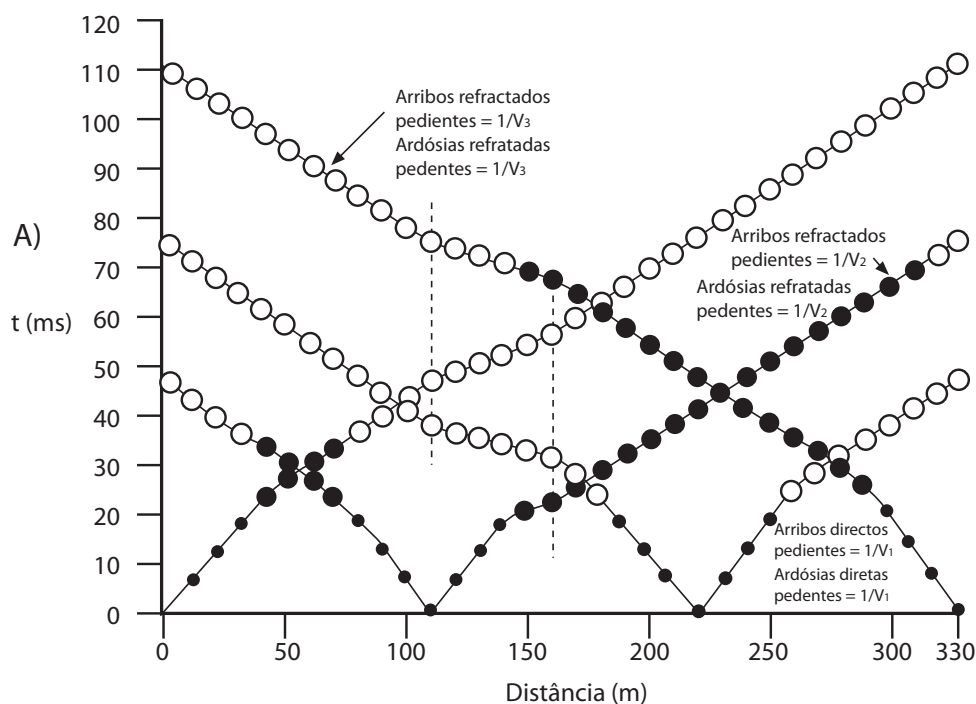
Consideram-se duas funções neste método para a análise dos dados: a função de análise de velocidades (t_v) e a função tempo–profundidade (t_e). Esta última é determinada em relação à posição G no ponto médio entre os pontos onde emergem para a superfície os raios dos tiros direto e reverso, em Y e em X respectivamente. A função de análise de velocidades é dada por:

$$t_v = (T_{ay} - T_{bx} + T_{ab}) / 2 \quad (95)$$

Una diferencia fundamental entre el método GRM y el más-menos es que los rayos críticamente refractados emergen en o muy cerca del mismo punto de refacción, lo que ayuda a evitar el problema de suavizado mencionado anteriormente. Los rayos llegan a dos geófonos separados a una distancia XY (Figura 56).

Se consideran dos funciones en este método para el análisis de los datos: la función de análisis de velocidades (t_v) y la función tiempo–profundidad (t_e). Esta última se determina con respecto a la posición G en el punto medio entre los puntos donde emergen a la superficie los rayos de los tiros directo e inverso, en Y y en X respectivamente. La función de análisis de velocidades está dada por:

$$t_v = (T_{ay} - T_{bx} + T_{ab}) / 2 \quad (95)$$



Continua.-

Continua.-

Continuação.-

Continuación.-

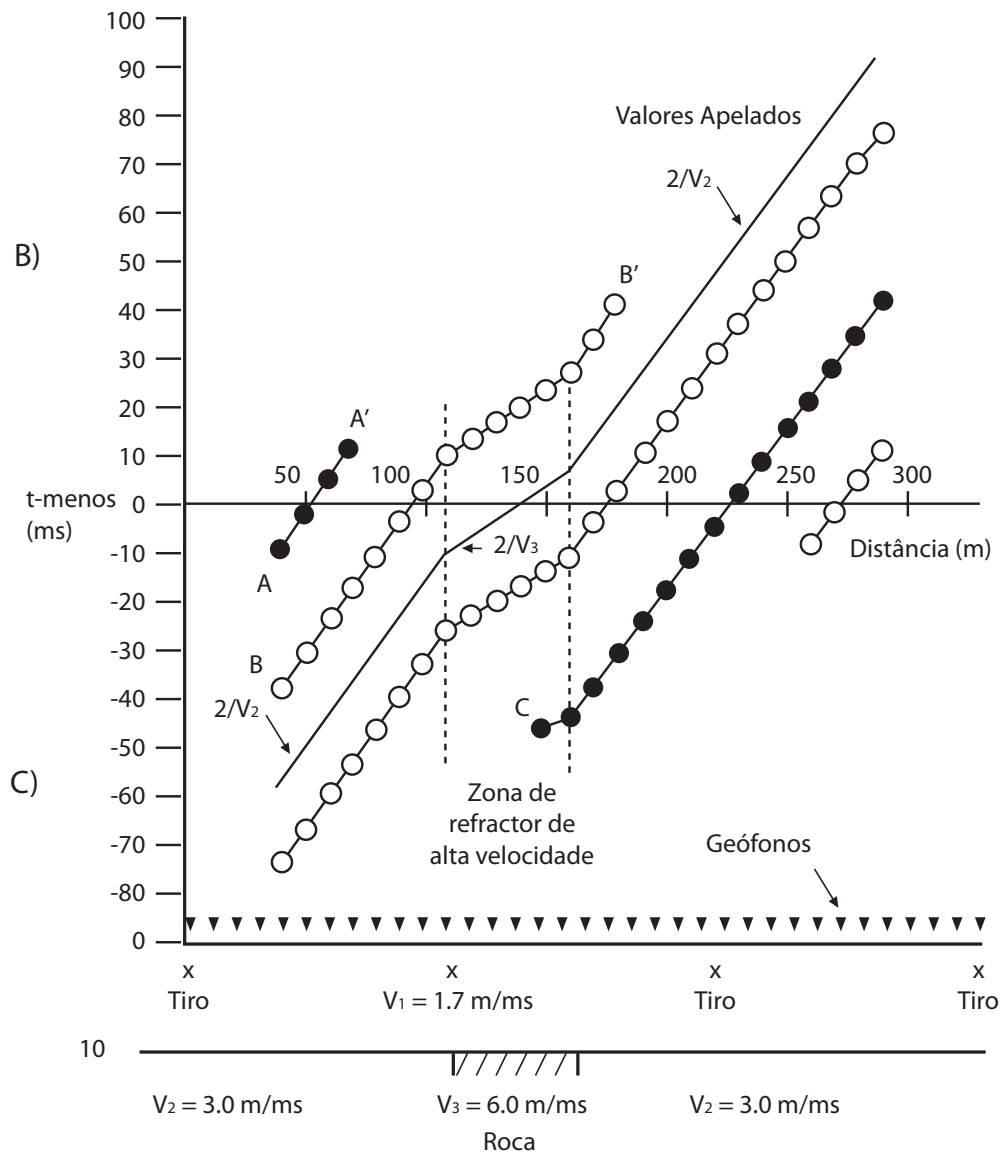


Figura 55.-

Gráficos distância-tempo compostos (A), gráfico T- (t menos) (B) e profundidade calculada para um refrator (C).

Figura 55.-

Gráficas distancia-tiempo compuestas (A), gráfica T- (t menos) (B) y profundidad calculada a un refractor (C).

onde as distâncias AY e BX podem ser definidas em termos de XY e AG , de tal forma que:

$$AY = AG + XY/2$$

y

$$BX = AB - AG + XY/2$$

O gráfico de t_v como função da distância x tem uma pendente $= 1/V_n$, onde V_n é a velocidade sísmica no refrator, isto é, a n -ésima camada. Todavia, a função tempo–profundidade está dada por:

$$t_g = [T_{ay} + T_{bx} - (T_{ab} + xy / V_n)] / 2 \quad (96)$$

en donde las distancias AY y BX se pueden definir en términos de XY y AG , de tal forma que:

$$AY = AG + XY/2$$

y

$$BX = AB - AG + XY/2$$

La gráfica de t_v como función de la distancia x tiene una pendiente $= 1/V_n$, donde V_n es la velocidad sísmica en el refractor, es decir, la n -ésima capa. Por otro lado, la función tiempo–profundidad está dada por:

$$t_g = [T_{ay} + T_{bx} - (T_{ab} + xy / V_n)] / 2 \quad (96)$$

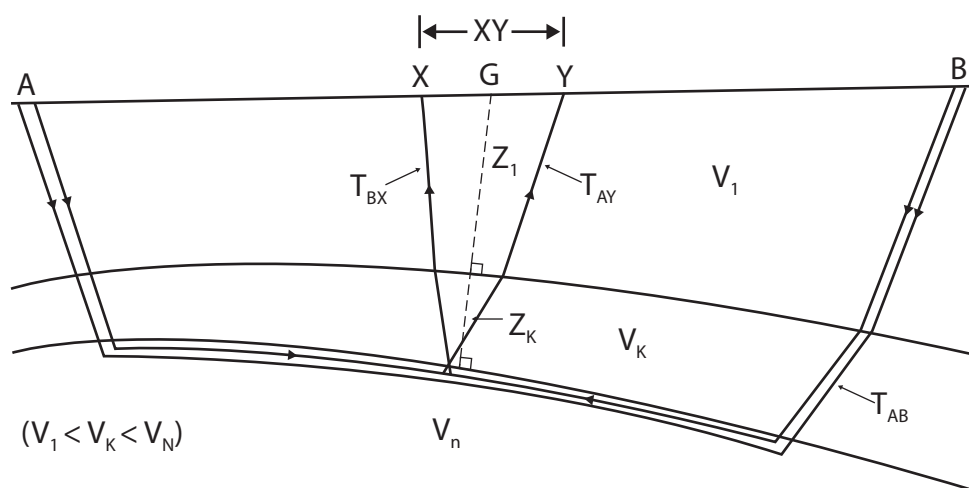


Figura 56.-

Resumo esquematizado dos parâmetros usados no método recíproco generalizado (GRM).

Esta função, representada no gráfico em relação à posição G , está relacionada à espessura (z_{jG}) das camadas que se sobrepõem ao refrator, de tal forma que:

$$t_g = \sum_{j=1}^{n-1} z_{jG} (V_n^2 - V_j^2)^{1/2} / V_n V_j \quad (97)$$

Figura 56.-

Resumen esquematizado de parámetros usados en el método recíproco generalizado (GRM).

Esta función, graficada con respecto a la posición G , está relacionada al espesor (z_{jG}) de las capas que sobreyacen al refractor de tal forma que:

$$t_g = \sum_{j=1}^{n-1} z_{jG} (V_n^2 - V_j^2)^{1/2} / V_n V_j \quad (97)$$

onde z_{jG} e V_j são a espessura perpendicular abaixo de G e a velocidade da j -ésima camada respectivamente. A distância ótima XY (XY_{opt}) está relacionada à espessura z_{jG} e às velocidades sísmicas V_j e V_n por meio de:

$$XY_{opt} = 2 \sum_{j=1}^{n-1} z_{jG} \tan \theta_{jn} \quad (98)$$

com $\sin \theta_{jn} = V_j/V_n$. Dado o valor de XY_{opt} , a velocidade média V' de todas as camadas sobre o refrator (n camadas) está dada por:

$$V' = [V_n^2 XY_{opt} / (XY_{opt} + 2tgV_n)]^{1/2} \quad (99)$$

As equações (55) e (56) são muito similares às equações de T^- e T^+ respectivamente quando os pontos X e Y coincidem. Nos casos em que o ângulo máximo de inclinação é inferior a 20°, o método GRM proporciona velocidades com erros dentro dos 5%.

Tanto a função de análise de velocidade, quanto a função de tempo–profundidade são avaliadas para uma categoria de valores XY do zero até um valor ideal. Se o espaçamento entre os geofones fosse de 5 m, então a distância XY aumenta em intervalos de 5 m. O valor ideal de XY na análise de velocidades define-se como aquele que proporciona uma função tempo–profundidade que se aproxima o máximo possível a uma linha reta. Onde existirem variações laterais da velocidade do refrator, o valor ideal de XY pode diferir da distância. Para selecionar o valor ideal de XY para a função de tempo–profundidade deve-se selecionar o gráfico que apresenta mais detalhes. Em geral, o valor ideal deve ser o mesmo para ambas as análises.

Uma vez determinadas as velocidades do refrator a partir da função de análise de velocidades, bem como a distância ideal XY, pode-se, então, utilizar a equação (93) para calcular a profundidade perpendicular ao refrator abaixo do geofone. Estes valores de profundidade são a localização da profundidade centrada em qualquer uma das posições dos geofones. Em outras palavras, gera-se um arco centralizado na posição de um dado geofone com um

en donde z_{jG} y V_j son el espesor perpendicular debajo de G y la velocidad de la j -ésima capa respectivamente. La distancia óptima XY (XY_{opt}) está relacionada al espesor z_{jG} y a las velocidades sísmicas V_j y V_n a través de:

$$XY_{opt} = 2 \sum_{j=1}^{n-1} z_{jG} \tan \theta_{jn} \quad (98)$$

con $\sin \theta_{jn} = V_j/V_n$. Dado el valor de XY_{opt} , la velocidad promedio V' de todas las capas sobre el refractor (n capas) está dada por:

$$V' = [V_n^2 XY_{opt} / (XY_{opt} + 2tgV_n)]^{1/2} \quad (99)$$

Las ecuaciones (55) y (56) son muy similares a las ecuaciones de T^- y T^+ respectivamente cuando los puntos X y Y coinciden. En los casos en que el máximo ángulo de inclinación es inferior a 20° el método GRM proporciona velocidades con errores dentro del 5%.

Tanto la función de análisis de velocidad como la función de tiempo–profundidad se evalúan para un rango de valores XY desde cero hasta un valor óptimo. Si el espaciamento entre los geófonos fuera de 5 m, entonces la distancia XY se incrementa en intervalos de 5 m. El valor óptimo de XY en el análisis de velocidades se define como aquel que proporciona una función tiempo–profundidad que se aproxima lo más cercanamente posible a una línea recta. En donde existen variaciones laterales de la velocidad del refractor el valor óptimo de XY puede diferir de la distancia. Para seleccionar el valor óptimo de XY para la función de tiempo–profundidad se debe seleccionar la gráfica que muestra mayor detalle. En general, el valor óptimo debe ser el mismo para ambos análisis.

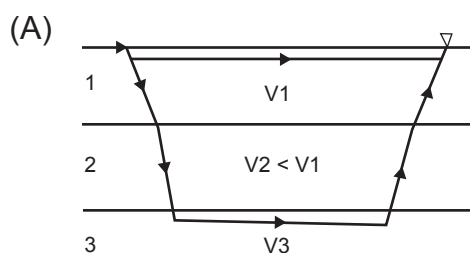
Una vez determinadas las velocidades del refractor a partir de la función de análisis de velocidades así como la distancia óptima XY, entonces se puede utilizar la ecuación (93) para calcular la profundidad perpendicular al refractor debajo del geófono. Estos valores de profundidad son la ubicación de la profundidad centrada en cualquiera de las posiciones de los geófonos. Es decir, se genera un arco centrado en la posición de un geófono dado con un radio equivalente a la

raio equivalente à profundidade calculada. A superfície do refrator é construída a partir das tangentes dos arcos gerados, de tal modo que a geometria verdadeira da interface é migrada para sua posição correta no espaço.

6.11.4 Problema de camada oculta

Uma camada oculta ou zona cega ocorre quando uma camada que está presente no subsolo não é detectada com refração sísmica. Há quatro casos nos quais ocorre este problema: inversão de velocidade; falta de contraste de velocidade; presença de uma camada muito delgada; e separação inapropriada de geófonos (figura 57). O caso de uma camada com velocidade menor que aquela que lhe sobrepõe pode não ser detectado com refração sísmica, por causa de não ocorrer refrações críticas e, portanto, não são geradas ondas primárias na interface.

Ademais, se existir pouco contraste na velocidade entre as duas camadas, então, pode ser extremamente difícil identificar as primeiras chegadas da interface. Além disso, no caso onde a velocidade aumenta com a profundidade, mas a espessura da camada é menor que uma longitude de onda da onda incidente, então a capa delgada não se faz evidente no gráfico tempo-distância correspondente e, portanto, está considerada oculta. Adicionalmente, a porção do gráfico de tempo-distância que resulta desta camada delgada pode não ser detectada se a separação dos geófonos for muito grande.



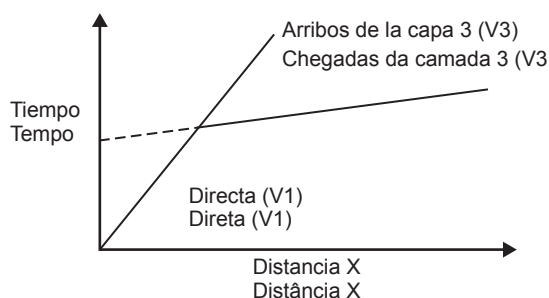
Continua.-

profundidad calculada. La superficie del refractor se construye a partir de las tangentes de los arcos generados, de tal forma que la geometría verdadera de la interfase es migrada a su posición correcta en el espacio.

6.11.4 Problema de capa oculta

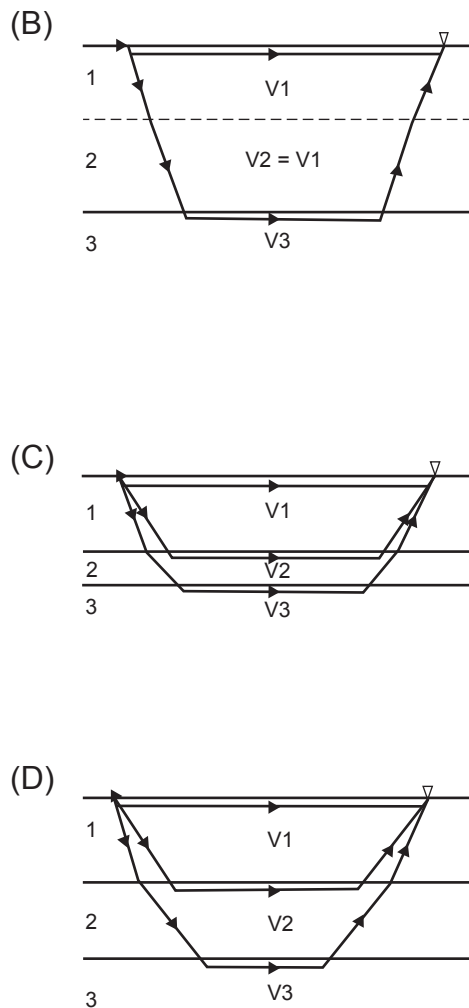
Una capa oculta o zona ciega ocurre cuando una capa que está presente en el subsuelo no se detecta con refracción sísmica. Hay cuatro casos en los que ocurre este problema: inversión de velocidad; falta de contraste de velocidad; presencia de una capa muy delgada; y separación inapropiada de geófonos (Figura 57). El caso de una capa con velocidad menor que la que le sobrepone puede no ser detectada con refracción sísmica debido a que no ocurren refracciones críticas y por lo tanto no se generan ondas primarias en la interfase.

Por otro lado, si existe poco contraste en la velocidad entre las dos capas, entonces puede ser extremadamente difícil identificar los primeros arribos de la interfase. Además, en el caso en el que la velocidad aumenta con la profundidad pero el espesor de la capa es menor de una longitud de onda de la onda incidente, entonces la delgada capa no se hace evidente en la gráfica tiempo-distancia correspondiente y por lo tanto se considera oculta. Adicionalmente, la porción de la gráfica de tiempo-distancia que resulta de esta capa delgada puede no ser detectada si la separación de los geófonos es muy grande.



Continua.-

Continuação.-



Continuación.-

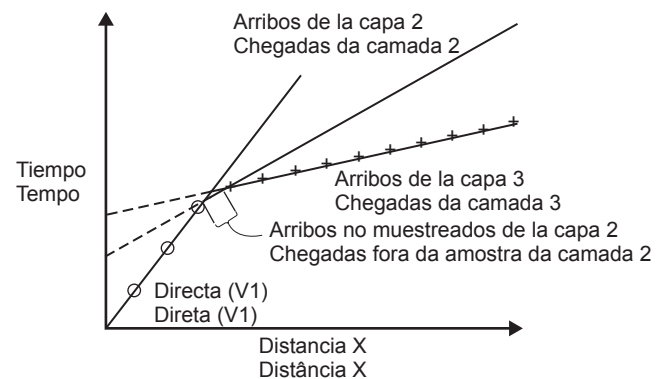
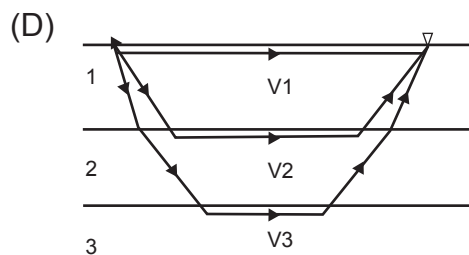
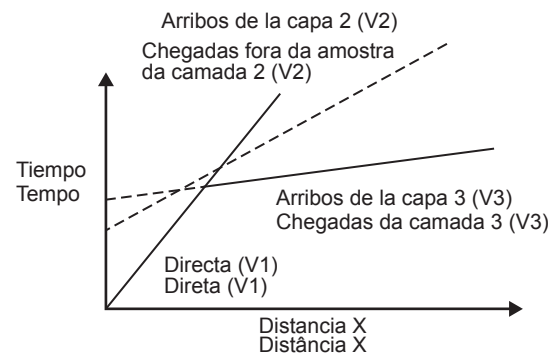
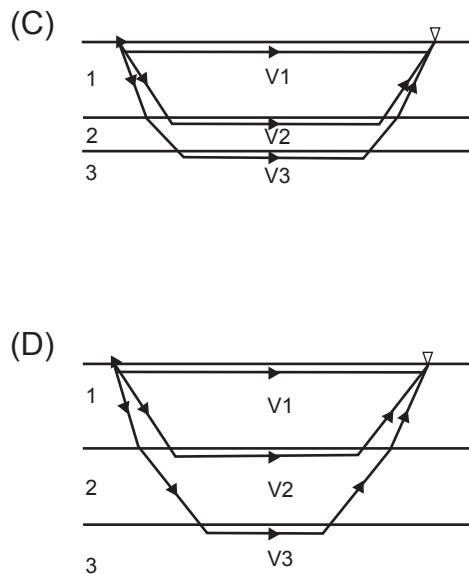
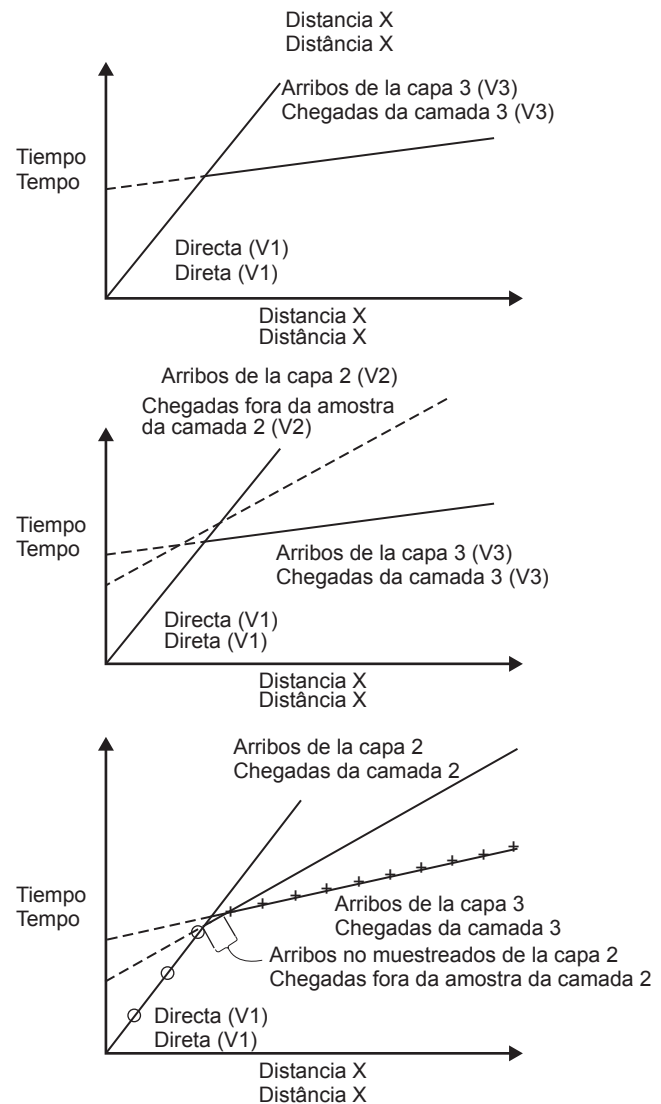


Figura 57.-

Definição do problema de camada oculta por causa da: A) inversão de velocidade ($V_2 < V_1$); B) falta de contraste de velocidade; C) camada delgada (camada 2) situada entre as camadas 1 e 3; D) a distância entre geófonos é muito grande para permitir a identificação da camada 2.

Figura 57.-

Definición del problema de capa oculta debido a: A) inversión de velocidad ($V_2 < V_1$); B) Falta de contraste de velocidad; C) capa delgada (capa 2) ubicada entre las capas 1 y 3; D) la distancia entre geófonos es muy grande para permitir la identificación de la capa 2.

7 GRAVIMETRIA

7.1 Fundamentos do método

As medições gravimétricas são utilizadas para determinar a distribuição de unidades geológicas em uma zona de estudo de acordo com a quantidade de massa em consequência da densidade associada a cada uma destas. As irregularidades na distribuição da densidade do subsolo e da sua superfície topográfica dão lugar às variações laterais na magnitude da aceleração da gravidade g de um lugar para outro. O objetivo do método gravimétrico é medir essas variações e utilizar esta informação para fazer inferências acerca da configuração das rochas no subsolo que tenham uma densidade característica que seja consistente com o entorno geológico. Isto geralmente requer medições com uma sensibilidade de pelo menos 10^{-9} cm/s^2 por causa das variações esperadas serem extremamente pequenas. O instrumento que mede tais variações chama-se gravímetro, o qual consiste em termos simples em uma “massa prova” sujeita a uma mola extremamente sensível que se deforma perante a influência de outras massas que se encontram próximas desta.

Os princípios da exploração gravimétrica se baseiam precisamente na Lei da Gravitação Universal, que trata da força de atração entre dois corpos em função de sua massa e da separação entre eles. A lei diz que dois corpos de massa m_1 e m_2 se atraem com uma força inversamente proporcional ao quadrado da distância r que os separa:

$$F = G \frac{m_1 m_2}{r^2} \quad (100)$$

onde G é uma constante igual a $G = 6.67 \times 10^{-11} \text{ N.m}^2/\text{kg}^2$. A aceleração referente à massa m_2 separada a uma distância r da massa m_1 se obtém dividindo a força de atração F pela massa de referência m_2 do gravímetro:

$$a = \frac{F}{m_2} = G \frac{m_1}{r^2} \quad (101)$$

7 GRAVIMETRÍA

7.1 Fundamentos do método

Las mediciones gravimétricas se utilizan para determinar la distribución de unidades geológicas en una zona de estudio de acuerdo a la cantidad de masa y en consecuencia a la densidad asociada a cada una de éstas. Las irregularidades en la distribución de la densidad del subsuelo y de su superficie topográfica, dan lugar a variaciones laterales en la magnitud de la aceleración de la gravedad g de un lugar a otro. El objetivo del método gravimétrico es medir esas variaciones y utilizar esta información para hacer inferencias acerca de la configuración de las rocas en el subsuelo que tengan una densidad característica que sea consistente con el entorno geológico. Esto generalmente requiere mediciones con una sensibilidad de por lo menos 10^{-9} cm/s^2 debido a que las variaciones esperadas son extremadamente pequeñas. El instrumento que mide tales variaciones se llama gravímetro el cual consiste en términos simples de una “masa prueba” sujeta a un resorte extremadamente sensible que se deforma ante la influencia de otras masas que se encuentran cercanas a ésta.

Los principios de la exploración gravimétrica se basan precisamente en la ley de la Gravitación Universal, la cual predice la fuerza de atracción entre dos cuerpos en términos de su masa y la separación entre ellos. La ley dice que dos cuerpos de masa m_1 y m_2 se atraen con una fuerza que es inversamente proporcional al cuadrado de la distancia r que los separa:

$$F = G \frac{m_1 m_2}{r^2} \quad (100)$$

donde G es una constante igual a $G = 6.67 \times 10^{-11} \text{ N.m}^2/\text{kg}^2$. La aceleración respecto a la masa m_2 separada a una distancia r de la masa m_1 se obtiene dividiendo la fuerza de atracción F por la masa de referencia m_2 del gravímetro:

$$a = \frac{F}{m_2} = G \frac{m_1}{r^2} \quad (101)$$

A aceleração é a quantidade convencional para medir o campo gravitacional sobre a superfície, em virtude do fato de ser independente da massa de prova. À aceleração de 1 cm/s^2 chama-se um Gal. A aceleração da terra na superfície é de aproximadamente 9.8 m/s^2 , ou 980 Gal. Em trabalhos de exploração gravimétrica fazem-se medições de diferenças de aceleração da ordem de dez milionésimos ou menos do campo gravitacional terrestre. Para fins práticos, em trabalhos em que se utilizem dados gravimétricos obtidos em estudos geofísicos, usa-se como unidade o miligal ($1 \text{ mGal} = 1/1000 \text{ Gal}$). Na maioria dos estudos gravimétricos, a quantidade observada realmente não é a atração gravitacional da Terra, o que se mede são as variações do campo gravitacional terrestre de um ponto ao outro.

Como as medições feitas em trabalhos de exploração mostram somente diferença na gravidade de um lugar ao outro, a atração da Terra somente é significativa na medida em que esta varie lateralmente sobre a superfície. Tal variação deverá ser levada em conta na avaliação do efeito gravitatório de corpos sepultados que são significativos geologicamente.

Se a Terra fosse uma esfera perfeita, se fosse homogênea e se, além disso, não fizesse rotação, a atração na superfície do planeta seria a mesma em qualquer lugar e não afetaria as leituras dos gravímetros. No entanto, a Terra tem um movimento de rotação (e por causa disso uma força centrífuga está sobreposta à atração gravitacional), é aproximadamente um elipsóide (está achatada em seus polos) e tem irregularidades laterais na densidade do subsolo, então o valor da gravidade depende da latitude, da elevação, da topografia e dos movimentos das marés, assim como das mudanças laterais na densidade do subsolo, sendo estes últimos os mais relevantes do ponto de vista da interpretação geológica. As variações não associadas às características geológicas na atração gravitacional podem ser estimadas com alto grau de precisão. Estas variações previsíveis devem ser incorporadas às leituras gravimétricas que sejam feitas com o propósito de isolar as variações que são exclusivamente devidas às variações de densidade no subsolo que são o objetivo final dos levantamentos gravimétricos de exploração. Este processo é conhecido como “correção de dados gravimétricos”.

La aceleración es la cantidad convencional para medir el campo gravitacional sobre la superficie, debido a que es independiente de la masa de prueba. A una aceleración de 1 cm/s^2 se le llama un Gal. La aceleración de la tierra en la superficie es de aproximadamente 9.8 m/s^2 , ó 980 Gal. En trabajos de exploración gravimétrica se hacen mediciones de diferencias de aceleración del orden de un diezmillonésimo o menos del campo gravitacional terrestre. Para fines prácticos, en trabajos donde se manejen datos gravimétricos obtenidos en estudios geofísicos se usa como unidad el miligal ($1 \text{ mGal} = 1/1000 \text{ Gal}$). En la mayoría de los estudios gravimétricos la cantidad observada realmente no es la atracción gravitacional de la tierra, lo que se mide son las variaciones del campo gravitacional terrestre de un punto a otro.

Como las mediciones tomadas en trabajos de exploración muestran solamente diferencia en la gravedad de un lugar a otro, la atracción de la tierra es significativa solamente en la medida en que esta varie lateralmente sobre la superficie. Tal variación deberá ser tomada en cuenta en la evaluación del efecto gravitatorio de cuerpos sepultados que son significativos geológicamente.

Si la tierra fuera una perfecta esfera, fuera homogénea y además no rotara, la atracción en la superficie del planeta sería la misma en cualquier lugar y no afectaría las lecturas de los gravímetros. Sin embargo, la tierra tiene un movimiento de rotación (y debido a esto una fuerza centrífuga está sobrepuesta a la atracción gravitacional), es aproximadamente un elipsoide (está achatada en sus polos) y tiene irregularidades laterales en la densidad del subsuelo, entonces el valor de la gravedad depende de la latitud, la elevación, la topografía y de los movimientos de marea, así como de los cambios laterales en la densidad del subsuelo, estos últimos, los más relevantes desde el punto de vista de la interpretación geológica. Las variaciones en la atracción gravitacional no asociadas a rasgos geológicos pueden ser estimadas con un alto grado de precisión. Estas variaciones predecibles se tienen que incorporar a las lecturas gravimétricas que se lleven a cabo con el propósito de aislar las variaciones que son exclusivamente debidas a las variaciones de densidad en el subsuelo que son el objetivo final de los levantamientos gravimétricos de exploración. A éste proceso se le conoce como “corrección de datos gravimétricos”.

Efeito da latitude e da forma esferoidal da Terra no campo gravitacional. Foram feitas aproximações com expressões teóricas para descrever a forma da Terra que, especificamente falando, não é a de uma esfera. A que mais se adequou é a que corresponde a um elipsóide de revolução com o eixo radial maior no Equador e um achatamento nos polos. Em 1967, a *Internacional Association of Geodesy* estimou os valores para o eixo radial do elipsóide (6 378 160 m) e do achatamento dos polos de 1/298.247. Com base no elipsóide de 1967, deduziu-se uma fórmula da gravidade normal no nível do mar em função da latitude e levando-se em conta o efeito da força centrífuga que se origina da rotação da Terra. A fórmula é a usada para questões de exploração gravimétrica e é conhecida como a fórmula de gravidade de 1967, ou fórmula de gravidade relativa ao elipsóide de 1967 (TELFORD et al., 1990). A expressão é a seguinte:

$$g_{\phi 1967} = 978031.85 [1 + (0.0053024 \sin^2 \phi) - (0.00000587 \sin^2 2\phi)] \quad \text{mGal} \quad (102)$$

onde ϕ é a latitude da estação gravimétrica. Um conceito importante na correção de dados gravimétricos é o de geóide. O geóide é uma superfície definida pelo nível médio do mar ao redor de todo o planeta. Se todas as massas continentais acima do nível médio do mar fossem eliminadas e as zonas que se encontram abaixo do nível do mar fossem preenchidas, ter-se-ia a forma real do geóide. As elevações de terreno em direção aos continentes são referenciadas ao geóide. Uma anomalia gravimétrica define-se como a diferença entre o valor da gravidade reduzida ao *datum* (que geralmente é o nível do mar) menos o valor da gravidade deduzida com o modelo dado da Terra para o mesmo lugar. Para nossos fins usaremos o valor que se obtém ao aplicar a fórmula de gravidade de 1967.

Os seguintes passos se aplicam normalmente às leituras do instrumento de medição (gravímetro) para obter um valor observado da gravidade (g_{obs}):

1. Calibração (conversão das unidades do instrumento para mGal).
2. Correção por marés.
3. Correção por deriva do instrumento.
4. Ligar os dados a uma base de gravidade absoluta (quando se quer combinar dados de vários estudos).

Efecto de la latitud y la forma esferoidal de la tierra en el campo gravitacional: Se han hecho aproximaciones con expresiones teóricas para describir la forma de la tierra que estrictamente hablando no es la de una esfera. La que más se ajusta es una que corresponde a un elipsoide de revolución con el eje radial mayor en el ecuador y un achatamiento de en los polos. En 1967 la *Internacional Asociación de Geodesy* estimó los valores para el eje radial del elipsoide (6 378 160 m) y del achatamiento en los polos de 1/298.247. Con base al elipsoide de 1967 se dedujo una formula de la gravedad normal a nivel del mar en función de la latitud y tomando en cuenta el efecto de la fuerza centrífuga que se origina por la rotación de la Tierra. La formula es la que se usa para cuestiones de exploración gravimétrica y es conocida como la formula de gravedad de 1967, o formula de gravedad relativa al elipsoide de 1967 (Telford et al., 1990). La expresión es la siguiente:

$$g_{\phi 1967} = 978031.85 [1 + (0.0053024 \sin^2 \phi) - (0.00000587 \sin^2 2\phi)] \quad \text{mGal} \quad (102)$$

donde ϕ es la latitud de la estación gravimétrica. Un concepto importante en la corrección de datos gravimétricos es el del geode. El geode es una superficie definida por el nivel medio del mar alrededor de todo el planeta. Si se eliminaran todas las masas continentales por encima del nivel medio del mar, y se rellenaran las zonas que se encuentran por debajo del nivel del mar, se tendría la forma real del geode. Las elevaciones del terreno hacia los continentes son referenciadas al Geode. Una anomalía gravimétrica se define como la diferencia entre el valor de la gravedad reducida al *datum* (que comúnmente es el nivel del mar) menos el valor de la gravedad deducida con un modelo dado de la Tierra para el mismo sitio. Para nuestros fines usaremos el valor que se obtiene al aplicar la formula de gravedad de 1967.

Los siguientes pasos se aplican normalmente a las lecturas del instrumento de medición (gravímetro) para obtener un valor observado de la gravedad (g_{obs}):

1. Calibración (conversión de las unidades del instrumento a mGal).
2. Corrección por mareas.
3. Corrección por deriva del instrumento.
4. Ligar los datos a una base de gravedad absoluta (cuando se quiere combinar datos de varios estudios).

Os gravímetros modernos (figura 58) são capazes de realizar os três primeiros passos automaticamente, e o usuário só tem que programar o instrumento adequadamente. Uma vez realizadas estas correções dos dados de campo procede-se fazer as reduções com a finalidade de eliminar os efeitos de altitude e o efeito da massa entre o ponto medido e a altura média do mar para obter a gravidade no nível do geóide e poder compará-la com a teórica dada pela fórmula de gravidade de 1967. (As reduções ou correções restantes são conhecidas como: a) redução de ar livre; b) redução de Bouguer; e c) redução topográfica.)

Los gravímetros modernos (**Figura 58**) son capaces de realizar los tres primeros pasos automáticamente por lo que el usuario solo tiene que programar el instrumento adecuadamente. Una vez realizadas estas correcciones a los datos de campo se procede a hacer las reducciones con el fin de eliminar el efecto de altitud y el efecto de la masa entre el punto medido y la altura media del mar para obtener la gravedad al nivel del geoide y poderla comparar con la teórica dada por la formula de gravedad de 1967. Las reducciones o correcciones restantes se conocen como: a) reducción de Aire Libre, b) reducción de la losa de Bouguer, y c) reducción topográfica.



Figura 58.-
Gravímetro Scintrex CG-3 e tripé para nivelar o sensor.

Figura 58.-
Gravímetro Scintrex CG-3 y tripié para nivelar el sensor.

Redução de ar livre. A redução do ar livre é a compensação que se deve fazer nos dados, pelo efeito da variação da altitude de cada uma das medições a respeito do *datum*. A correção soma-se à gravidade observada se o ponto de medição está sobre este nível de referência e subtrai-se se estiver abaixo dele. A redução do ar livre (g_{FA}) se baseia no fato de que a atração gravitacional da Terra pode ser considerada uniforme se toda a massa do planeta se idealiza concentrada no seu centro. Se pegarmos medições em diferentes pontos, cada um deles com elevações, distintas, estamos nos aproximando ou afastando do centro de atração gravitacional e conseqüentemente a distância varia e assim aumentam ou diminuem

Reducción de Aire libre: La reducción de aire libre es la compensación que hay que hacer a los datos, por efecto de la variación de la altitud de cada una de las mediciones con respecto al *datum*. La corrección se suma a la gravedad observada si el punto de medición está sobre este nivel de referencia y se resta si está bajo éste. La reducción de aire libre (g_{FA}) se basa en el hecho de que la atracción gravitacional de la tierra puede ser considerada uniforme si toda la masa del planeta se idealiza concentrada en su centro. Si tomamos mediciones en diferentes puntos, cada uno de ellos con elevaciones distintas, nos estamos acercando o alejando del centro de atracción gravitacional y en consecuencia la distancia varía y con esto aumenta

os valores medidos da aceleração gravitacional. As expressões da lei de Newton permitem determinar quanto aumenta ou diminui a aceleração da gravidade com as mudanças na altitude dos locais das estações.

$$\frac{\partial}{\partial r} \left(G \frac{m}{r^2} \right) h = - \frac{2Gm}{r^3} h$$

Para fins práticos emprega-se:

$$g_{fa} = 0.3086h \quad \text{mGal} \quad (103)$$

onde h é a altura expressa em metros, acima ou abaixo do nível do mar conforme o caso.

Redução simples de Bouguer. Os valores de gravidade medidos também são afetados pela atração da massa que existe entre a elevação das estações e o *datum*. O componente vertical da atração exercido por esta massa é conhecido como a redução de Bouguer ou correção simples de Bouguer. Esta correção se subtrai da gravidade observada com o objetivo de reduzir os dados a valores de gravidade no nível do mar.

o disminuyen los valores medidos de la aceleración gravitacional. Las expresiones de la ley de Newton permiten determinar cuanto aumenta o disminuye la aceleración de la gravedad con los cambios en la altitud de los sitios de las estaciones gravimétricas.

$$\frac{\partial}{\partial r} \left(G \frac{m}{r^2} \right) h = - \frac{2Gm}{r^3} h$$

Para fines prácticos se emplea:

$$g_{fa} = 0.3086h \quad \text{mGal} \quad (103)$$

donde h es la altura expresada en metros, sobre o bajo el nivel del mar según sea el caso.

Reducción simple de Bouguer: Los valores de gravedad medidos también se ven afectados por la atracción de la masa que hay entre la elevación de las estaciones y el *datum*. La componente vertical de la atracción que ejerce esta masa se conoce como la reducción de la losa de Bouguer o corrección simple de Bouguer. Esta corrección se resta de la gravedad observada con el objeto de reducir los datos a valores de gravedad a nivel del mar.

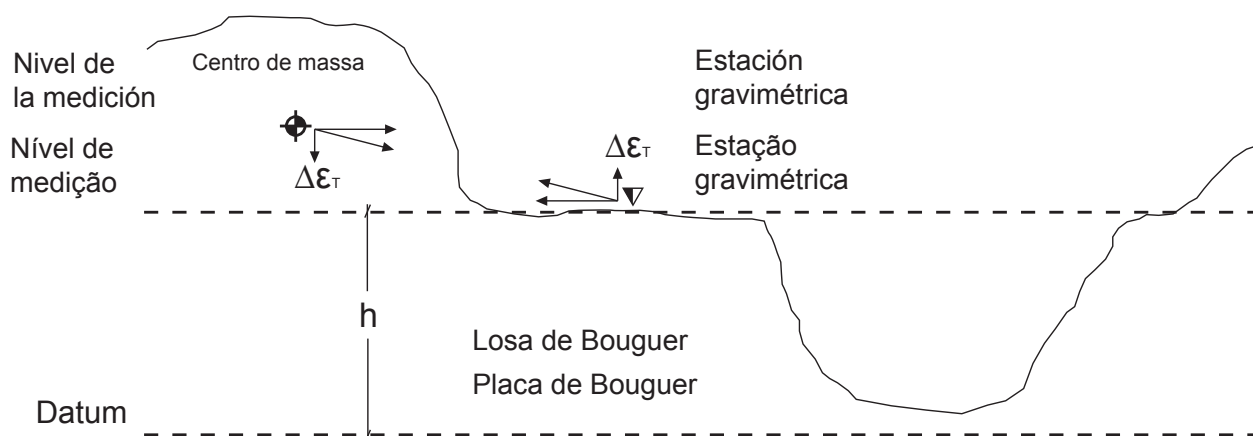


Figura 59.-

Esquema para a redução de Bouguer. Para a redução simples determina-se o efeito da placa infinita de espessura " h ". Para a redução por efeitos de terreno, determina-se o " $\Delta\epsilon_T$ " do volume de massa acima do nível da estação, assim como o " $\Delta\epsilon_T$ " dos vazios abaixo do nível da estação.

Figura 59.-

Esquema para la reducción de Bouguer. Para la reducción simple se determina el efecto de la losa infinita de espesor " h ". Para la reducción por efectos de terreno se determina el " $\Delta\epsilon_T$ " del volumen de masa arriba del nivel de la estación, así como el " $\Delta\epsilon_T$ " de los vacíos bajo del nivel de la estación.

A redução simples de Bouguer (g_{BS}) obtém-se substituindo o efeito da gravidade observada. Para uma placa com densidade constante, pode-se determinar seu efeito com:

$$g_{BS} = G\rho \int_0^{2\pi} \int_0^h \int_0^\infty \frac{zr}{(r^2 + z^2)^{3/2}} dr dz d\theta$$

Integrando esta expressão:

$$g_{BS} = 2\pi G\rho h$$

Para fins práticos usa-se:

$$g_{bs} = 0.0419\rho h \quad \text{mGal} \quad (104)$$

onde h é a espessura da placa em metros (a elevação da estação sobre o datum) e ρ é a densidade média da placa (figura 58).

Redução completa de Bouguer. A redução completa de Bouguer (g_{BT}) é obtida diminuindo o efeito de uma placa horizontal infinita cuja superfície superior tem a forma do terreno. A correção é aplicada para se ter em conta os efeitos da topografia circundante ao ponto de medição. O rádio de influência da topografia sobre as medições depende em grande parte de quanto seja acidentada a topografia. Normalmente, os dados medidos em uma topografia suave não requerem esta correção que pode ser muito elaborada, pois requer o modelo digital do terreno ao redor de cada ponto de medição. A redução (g_{BT}) consiste em ressaltar ao efeito da placa da redução simples de Bouguer (g_{BS}) uma correção por terreno "εT", a qual se leva em conta as irregularidades da topografia da área.

$$g_{bt} = (g_{bs}) - "\epsilon T" \quad (105)$$

A correção por terreno sempre se soma à gravidade observada (subtraindo-se ao efeito da placa). Isto vem do fato de que os terrenos, com elevação maior que a da estação, exercem um componente de atração gravitacional vertical para cima sobre o ponto de medição, fazendo com que a gravidade observada seja menor. Para terrenos mais baixos que a estação já foi subtraída, o efeito de uma massa igual ao volume que existe entre o plano horizontal em altitude igual a da estação e a superfície do terreno, quando se subtraiu o efeito da placa (g_{BS}), devendo então ser

La reducción simple de Bouguer (g_{BS}), es obtenida substituyendo el efecto gravitatorio de una losa horizontal infinita de la gravedad observada. Para una losa con densidad constante podemos determinar su efecto con:

$$g_{BS} = G\rho \int_0^{2\pi} \int_0^h \int_0^\infty \frac{zr}{(r^2 + z^2)^{3/2}} dr dz d\theta$$

Integrando esta expresión:

$$g_{BS} = 2\pi G\rho h$$

Para fines prácticos se usa:

$$g_{bs} = 0.0419\rho h \quad \text{mGal} \quad (104)$$

en donde h es el espesor de la losa en metros (la elevación de la estación sobre el datum) y ρ es la densidad media de la losa (Figura 58)

Reducción completa de Bouguer: La reducción completa de Bouguer (g_{BT}), se obtiene restando el efecto de una losa horizontal infinita cuya superficie superior tiene la forma del terreno. La corrección es aplicada para tomar en cuenta los efectos de la topografía circundante al punto de medición. El radio de influencia de la topografía sobre las mediciones depende en gran medida de lo accidentado de la topografía. Normalmente, los datos medidos en una topografía suave no requieren de esta corrección que puede ser muy elaborada pues requiere del modelo digital del terreno alrededor de cada punto de medición. La reducción (g_{BT}) consiste en restarle al efecto de la losa de la reducción simple de Bouguer (g_{BS}), una corrección por terreno "εT", la cual toma en cuenta las irregularidades de la topografía de la zona.

$$g_{bt} = (g_{bs}) - "\epsilon T" \quad (105)$$

La corrección por terreno siempre se suma a la gravedad observada (restandose al efecto de losa). Esto se ve del hecho de que los terrenos con elevación mayor que la de la estación, ejercen una componente de atracción gravitacional vertical hacia arriba sobre el punto de medición, haciendo que la gravedad observada sea menor. Para terrenos más bajos que la estación, ha sido ya restando el efecto de una masa igual al volumen que hay entre el plano horizontal a una altitud igual a la de la estación y la superficie del terreno, cuando se subtrajo el efecto

compensado (figura 59); ou seja, devemos somar o efeito das partes baixas que foram eliminadas com a redução simples de Bouguer (g_{BS}) as quais não contribuem para aumentar a aceleração gravitacional na estação.

O procedimento clássico para calcular a atração produzida pelos segmentos de um cilindro com a estação no seu eixo (figura 60) consiste em dividir o cilindro em segmentos de tal forma que para cada cilindro se determina sua altura média " Δh " que é a diferença entre o nível da estação e a elevação média dentro do segmento. A correção por terreno correspondente a cada segmento do cilindro com raio interior e exterior r_1 e r_2 , θ_1 e θ_2 e Δh pode ser escrita como:

$$\Delta \varepsilon T = G\rho \iiint \frac{zr}{(r^2 + z^2)^{3/2}} dr dz d\theta \quad (106)$$

Integrando obtém-se:

$$\Delta \varepsilon T = G\rho (\theta_2 - \theta_1) [(r_1^2 + \Delta h^2)^{1/2} - (r_2^2 + \Delta h^2)^{1/2} + (r_2 + r_1)] \quad (107)$$

A correção total por terreno é a soma das correções de cada segmento

$$\varepsilon T = \sum_{i=1}^{i=n} (\Delta \varepsilon T) n \quad (108)$$

de la losa (g_{BS}), debiendo entonces ser compensado (Figura 59); es decir debemos de sumar el efecto de las partes bajas que se eliminó con la reducción simple de Bouguer (g_{BS}) las cuales no contribuyen a aumentar la aceleración gravitacional en la estación.

El procedimiento clásico para calcular la atracción producida por segmentos de un cilindro con la estación en su eje (Figura 60), consiste en dividir el cilindro en segmentos de tal forma que para cada cilindro se determina su altura promedio " Δh ", que es la diferencia entre el nivel de la estación y la elevación promedio dentro del segmento. La corrección por terreno correspondiente a cada segmento del cilindro con radio interior y exterior r_1 y r_2 , θ_1 y θ_2 y altura Δh se puede escribir como:

$$\Delta \varepsilon T = G\rho \iiint \frac{zr}{(r^2 + z^2)^{3/2}} dr dz d\theta \quad (106)$$

Integrando se obtiene:

$$\Delta \varepsilon T = G\rho (\theta_2 - \theta_1) [(r_1^2 + \Delta h^2)^{1/2} - (r_2^2 + \Delta h^2)^{1/2} + (r_2 + r_1)] \quad (107)$$

La corrección total por terreno es la suma de las correcciones de cada segmento

$$\varepsilon T = \sum_{i=1}^{i=n} (\Delta \varepsilon T) n \quad (108)$$

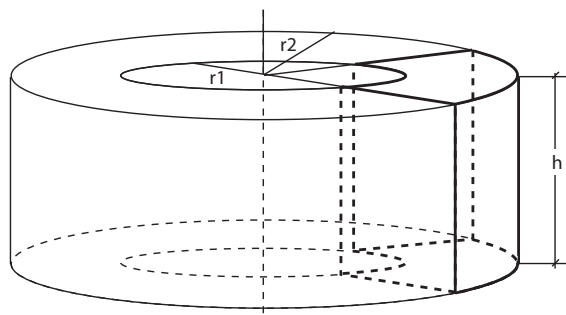


Figura 60.-

Elemento para determinar o efeito do terreno circundante com segmentos de cilindro de altura variável ao redor da estação (centro do cilindro).

Figura 60.-

Elemento para determinar el efecto del terreno circundante con segmentos de cilindro de altura variable alrededor de la estación (centro del cilindro).

Para efeito de cálculo da correção por topografia desenvolveu-se um programa o qual se encontra disponível em Pacheco (2006).

Anomalias gravimétricas: as anomalias gravimétricas são obtidas pela equação:

$$\Delta g = (g_{obs} + \sum_l g_l + \sum_n \varepsilon_n) - g_\phi \quad (109)$$

Onde $\sum_l g_l$ é a soma l reduções, $\sum_n \varepsilon_n$ é a soma de n correções, e g_ϕ é o valor da gravidade à latitude ϕ calculada com a fórmula de 1967 (equação 102). As anomalias mais utilizadas são a anomalia de ar livre e a anomalia de Bouguer simples.

Por definição, a anomalia de ar livre (Δg_{FA}) é, então:

$$\Delta g_{fa} = (g_{obs} + g_{fa}) - g_\phi \quad (110)$$

onde g_{FA} é a redução de ar livre. A anomalia é calculada com a fórmula direta:

$$\Delta g_{fa} = (g_{obs} + 0.3086 h) - g_\phi \text{ mGal.} \quad (111)$$

com h dada em metros. A gravidade observada foi reduzida no nível do mar corrigindo por elevação sem considerar o efeito da topografia e a massa entre a estação gravimétrica e o nível do mar.

As cartas de anomalia de ar livre são particularmente úteis em levantamentos marinhos em que não se tem uma placa de Bouguer e, portanto, a presença de descontinuidades laterais no leito do mar pode ser deduzida diretamente a partir destas.

A demais, a anomalia simples de Bouguer (Δg_{BS}) está definida por:

$$\Delta g_{bs} = (g_{obs} + g_{fa} - g_{bs}) - g_\phi \quad (112)$$

Em sua forma direta é:

$$\Delta g_{bs} = [g_{obs} + (0.3086 - 0.0419\rho) h] - g_\phi \text{ mGal} \quad (113)$$

Os valores de gravidade obtidos com esta expressão são reduzidos no nível do mar, fazendo a correção pela elevação de cada estação e

Para efecto de calcular la corrección por topografía se desarrolló un programa el cual se encuentra disponible en Pacheco (2006).

Anomalías gravimétricas: Las anomalías gravimétricas son obtenidas por la ecuación:

$$\Delta g = (g_{obs} + \sum_l g_l + \sum_n \varepsilon_n) - g_\phi \quad (109)$$

Donde $\sum_l g_l$ es la suma de l reducciones, $\sum_n \varepsilon_n$ es la suma de n correcciones y g_ϕ es el valor de la gravedad a la latitud ϕ calculada con la fórmula de 1967 (Ecuación 102). Las anomalías más comúnmente utilizadas son la anomalía de Aire libre y la anomalía de Bouguer simple.

Por definición la anomalía de Aire Libre (Δg_{FA}) es entonces:

$$\Delta g_{fa} = (g_{obs} + g_{fa}) - g_\phi \quad (110)$$

donde g_{FA} es la reducción de aire libre. La anomalía se calcula con la formula directa:

$$\Delta g_{fa} = (g_{obs} + 0.3086 h) - g_\phi \text{ mGal.} \quad (111)$$

con h dada en metros. La gravedad observada ha sido reducida al nivel del mar corrigiendo por elevación sin considerar el efecto de la topografía y la masa entre la estación gravimétrica y el nivel del mar.

Las cartas de anomalía de Aire Libre son particularmente útiles en levantamientos marinos en donde no se tiene una losa de Bouguer y por lo tanto la presencia de discontinuidades laterales en el lecho del mar puede ser deducida directamente a partir de éstas.

Por otro lado, la anomalía simple de Bouguer (Δg_{BS}), está definida por:

$$\Delta g_{bs} = (g_{obs} + g_{fa} - g_{bs}) - g_\phi \quad (112)$$

En su forma directa es:

$$\Delta g_{bs} = [g_{obs} + (0.3086 - 0.0419\rho) h] - g_\phi \text{ mGal} \quad (113)$$

Los valores de gravedad obtenidos con esta expresión son reducidos al nivel del mar haciendo la corrección

removendo o efeito da massa que existe entre a estação e o nível do mar. As cartas simples de anomalia de Bouguer são úteis sobre terrenos de topografia suave ou nula. Nestas condições, as variações nos valores da gravidade calculada refletem variações efetivas na distribuição de massas anômalas do subsolo. No entanto, na presença de topografia acidentada, essas variações devem ser interpretadas com maior cuidado posto que podem ser devidas à proximidade de acidentes topográficos

Quando este for o caso, a melhor alternativa para interpretar a distribuição de massa no subsolo é o cálculo da anomalia de Bouguer completa. A estimativa desta anomalia inclui a correção por terreno εT , ou seja:

$$\Delta g_{bt} = (g_{obs} + g_{fa} - g_{bs} + \varepsilon T) - g_{\phi} \quad (114)$$

Ou bem,

$$\Delta g_{bs} = [g_{obs} + (0.3086 - 0.0419\rho) h + \varepsilon T] - g_{\phi} \quad (115)$$

mGal

$$\text{onde } \varepsilon T = \sum_{i=1}^{i=n} (\Delta \varepsilon T)_n$$

A partir desta expressão (115), a gravidade observada se reduz ao geóide fazendo uma correção pela elevação da estação e tirando o efeito da massa que se encontra entre o nível do mar e a estação, considerando uma placa infinita cuja superfície superior tem a forma da topografia circundante à estação.

7.2 Levantamentos gravimétricos

Um levantamento gravimétrico é uma operação relativamente simples, no entanto muitas campanhas terminam com problemas por causa principalmente de os gravímetros medirem somente diferenças de campo gravitacional, e as medições terem de ser ligadas a um sistema de referência comum, o que pode se tornar problemático se não se planejar adequadamente o trabalho.

Princípios de campo. Uma campanha ou levantamento gravimétrico consiste em um número de *loops* ou circuitos, onde cada qual começa e termina com medições no mesmo lugar, ou seja,

por la elevación de cada estación y removiendo el efecto de la masa que hay entre la estación y el nivel del mar. Las cartas de anomalía de Bouguer simple son útiles sobre terrenos con topografía suave o nula. En estas condiciones, las variaciones en los valores de la gravedad calculada reflejan variaciones efectivas en la distribución de masas anómalas del subsuelo. Sin embargo, en presencia de topografía accidentada estas variaciones deben de interpretarse con mayor cuidado puesto que pueden ser debidas a la cercanía de accidentes topográficos.

Quando éste es el caso, la mejor alternativa para interpretar la distribución de masa en el subsuelo es el cálculo de la anomalía de Bouguer completa. La estimación de esta anomalía incluye la corrección por terreno εT , es decir:

$$\Delta g_{bt} = (g_{obs} + g_{fa} - g_{bs} + \varepsilon T) - g_{\phi} \quad (114)$$

o bien,

$$\Delta g_{bs} = [g_{obs} + (0.3086 - 0.0419\rho) h + \varepsilon T] - g_{\phi} \quad (115)$$

mGal

$$\text{donde } \varepsilon T = \sum_{i=1}^{i=n} (\Delta \varepsilon T)_n$$

A partir de esta expresión (115) la gravedad observada se reduce al geode haciendo una corrección por la elevación de la estación y quitando el efecto de la masa que se encuentra entre el nivel del mar y la estación, considerando una losa infinita cuya superficie superior tiene la forma de la topografía circundante a la estación.

7.2 Levantamientos gravímetros

Un levantamiento gravimétrico es una operación relativamente simple, sin embargo muchas campañas terminan con problemas debido principalmente a que los gravímetros miden solamente diferencias de campo gravitacional y las mediciones tienen de ser ligadas a un sistema de referencia común lo cual puede resultar problemático si no se planea adecuadamente el trabajo.

Princípios de campo.- Una campaña o levantamiento gravimétrico consiste de un número de *loops* o circuitos cada uno de los cuales comienza y termina con mediciones en el mismo

a estação-base. Os levantamentos terrestres, o tamanho do *loop* está em função da precisão requerida; normalmente se utilizam circuitos de 2 horas para um trabalho detalhado. Da rede de medições planejada com antecedência, pelo menos uma das estações das bases de referência deve ser ocupada no curso de cada circuito de medições, e as operações são simplificadas se esta base de referência é também a base de deriva do *loop*. A princípio, a rede de estações-base se estabelece gradualmente com o progresso do trabalho, no entanto se for completada e ajustada antes do levantamento, podem-se calcular valores absolutos de gravidade em cada estação depois da leitura, evitando com isso possíveis erros que podem ser corrigidos enquanto as atividades de campo são executadas. Existem muitas vantagens no reconhecimento prévio da área de estudo que pode ser feito durante a localização das estações-base. A prévia demarcação das estações-base, além de permitir o reconhecimento do local, garante o desempenho organizado da campanha de medições e a execução do trabalho de maneira mais fluida. No caso de um levantamento pequeno, pode-se utilizar uma base arbitrária sem ligação com uma base de gravidade absoluta. Os problemas poderiam vir depois, caso se desejasse ligar tais dados com outros ou com uma base nacional. Isto acontece eventualmente, e o uso de uma referência puramente local deve ser considerado uma falsa economia.

Estações-base. O critério básico utilizado para estabelecer estações de referência consiste em localizá-las em local que possa ser reocupado. Além disso, por causa de a precisão do estudo depender da repetição de leituras nas bases é importante que se localizem em ambientes tranquilos e de fácil acesso. O barulho do tráfego e outras vibrações indesejáveis podem invalidar as leituras da base. Adicionalmente, devem-se registrar de forma adequada a localização e a descrição detalhada, se for requerido, com a ajuda de um esquema ou planta, para facilitar a reocupação exata tanto em elevação quanto em posição no nível de poucos centímetros.

Posicionamento de estações. A localização das estações de campo também deve ser selecionada cuidadosamente, exceto em levantamentos detalhados onde as estações são localizadas em intervalos regulares ao longo de traversas e nas quais geralmente os operadores têm muitas

lugar, es decir la estación base de deriva. Los levantamientos terrestres, el tamaño del loop está en función de la precisión requerida; normalmente se utilizan circuitos de dos horas para un trabajo detallado. De la red de mediciones planeada con anterioridad, al menos una de las estaciones de las bases de referencia debe ser ocupada en el curso de cada circuito de mediciones, y las operaciones se simplifican si esta base de referencia es también la base de deriva del loop. En principio, la red de estaciones bases se establece gradualmente con el progreso del trabajo, sin embargo si se completa y ajusta antes del levantamiento, se pueden calcular valores absolutos de gravedad en cada estación después de la lectura, evitando con ello posibles errores que pueden ser corregidos en tanto las actividades de campo se llevan a cabo. Existen muchas ventajas del reconocimiento previo del área de estudio, que se puede llevar a cabo durante la ubicación de las estaciones base. El emplazamiento previo de las estaciones base, además de que permite el reconocimiento del lugar, garantiza el desempeño organizado de la campaña de mediciones y la ejecución del trabajo de manera más fluida. En el caso de un levantamiento pequeño se puede utilizar una base arbitraria sin liga a una base de gravedad absoluta. Los problemas podrían venir luego si se desea ligar los datos a otros o a una base nacional. Esto casi siempre sucede eventualmente por lo que el uso de una referencia puramente local debe considerarse como de falsa economía.

Estaciones base.- El criterio básico utilizado para establecer estaciones de referencia consiste en ubicarlas en un sitio que se pueda reocupar. Además, debido a que la precisión de todo el estudio depende de la repetición de lecturas en las bases es importante que se localicen en ambientes tranquilos y de fácil acceso. El ruido del tráfico y otras vibraciones indeseables pueden invalidar las lecturas de la base. Adicionalmente se debe registrar adecuadamente la ubicación y descripción detallada, si se requiere con la asistencia de un esquema o plano, para facilitar la reocupación exacta tanto en elevación como en la posición en el rango de unos pocos centímetros.

Posicionamiento de estaciones.- Las ubicaciones de las estaciones de campo también tienen que ser seleccionadas cuidadosamente, excepto en levantamientos detallados en donde las estaciones son localizadas a intervalos regulares a lo largo de traversas y en los que usualmente los operadores

possibilidades de seleção. O efeito de um veículo de campo normal é detectável pelo instrumento somente se a estação estiver localizada abaixo dele, pelo que não é preocupante se este estiver nas proximidades, embora seja recomendável retirá-lo alguns metros. Os muros grossos de estruturas antigas, assim como cavidades próximas, podem produzir anomalias de várias unidades gravitacionais (u.g.; 1 mGal=10 u.g.), pelo que é recomendável afastá-la destes sempre que possível. O método gravimétrico é utilizado para a detecção de cavernas e grutas subterrâneas, mas quando este não é o objetivo do estudo é importante que as estações se localizem fora da influência de lugares com estas características

Efeitos das marés. Antes que se possa estimar a deriva instrumental deve-se levar a cabo a correção por deriva terrestre. Esta tem a ver com as variações ocorridas pelas mudanças nas posições relativas da Terra, da Lua e do Sol, e os seus efeitos são cíclicos com ciclos de 24 horas sobrepostos ao ciclo relacionado com o mês lunar. As variações no valor de g são maiores na Lua nova e na Lua cheia e quando a Terra, a Lua e o Sol estão alinhados. Nestas condições podem acontecer mudanças de mais de 0.5 u.g. no decurso de uma hora, e a mudança total pode chegar a 2.5 u.g. A suposição de linearidade que se faz quando se corrige por deriva instrumental pode ser ineficaz se os efeitos da deriva terrestre não forem corrigidos antes. A deriva terrestre é previsível pelo menos em uma exatidão de 0.1 u.g. que se requer para levantamentos gravimétricos, e esta correção pode ser levada a cabo utilizando programas de computador disponíveis para isso. As leituras do gravímetro devem se converter em mGals (ou u.g.) antes que a correção possa ser aplicada aos dados.

Correção por deriva. A suposição de que a deriva instrumental é linear com o tempo entre duas leituras na estação-base é provável que não seja completamente correta, pois a deriva depende principalmente de mudanças na temperatura externa e podem ocorrer mudanças importantes durante este tempo. No entanto, é difícil fazer qualquer outra suposição. O problema se reduz com instrumentos modernos, tal como o gravímetro CG-5 da Scintrex, no qual a temperatura interna se registra e se compensa automaticamente. Para corrigir manualmente por deriva instrumental, usando a suposição de linearidade, é preciso primeiro corrigir os dados por deriva terrestre e o dado inicial corrigido

tienen muchas posibilidades de selección. El efecto de un vehículo de campo normal es detectable por el instrumento solamente si la estación se ubica debajo del mismo, por lo que no es de preocuparse si éste se localiza en las cercanías, aunque es recomendable retirarlo unos cuantos metros. Los muros gruesos de estructuras antiguas así como las cavidades cercanas pueden producir anomalías de varias unidades gravitacionales (u.g.; 1 mGal = 10 u.g.), por lo cual es recomendable alejarla de estos siempre que sea posible. El método gravimétrico se utiliza para la detección de cavernas y cuevas en el subsuelo pero cuando ese no es el objetivo del estudio es importante que las estaciones se ubiquen fuera de la influencia de un lugar con estos rasgos.

Efectos de marea. - Antes de que se pueda estimar la deriva instrumental se debe llevar a cabo la corrección por deriva terrestre. Esta tiene que ver con variaciones debidas a cambios en las posiciones relativas de la Tierra, la Luna y el Sol y sus efectos son cíclicos con ciclos de 24 horas superpuestos al ciclo relacionado con el mes lunar. Las variaciones en el valor de g son mayores con la luna nueva y con la luna llena y cuando la Tierra la Luna y el Sol están en línea. En estas condiciones pueden ocurrir cambios de más de 0.5 u.g. en el transcurso de una hora y el cambio total puede llegar a 2.5 u.g. La suposición de linearidad que se hace cuando se corrige por deriva instrumental puede ser ineficaz si los efectos de la deriva terrestre no se corrigen antes. La deriva terrestre es predecible, al menos hasta una exactitud de 0.1 u.g. que se requiere para levantamientos gravimétricos y esta corrección puede ser llevada a cabo utilizando programas de computadora disponibles para este propósito. Las lecturas del gravímetro se tienen que convertir a mGals (o u.g.) antes de que la corrección pueda ser aplicada a los datos.

Corrección por deriva. - La suposición de que la deriva instrumental es lineal en el tiempo entre dos lecturas en la estación base es probable que no sea completamente correcta pues la deriva depende principalmente de cambios en la temperatura externa y pueden ocurrir cambios importantes durante este tiempo. Sin embargo, es difícil hacer cualquier otra suposición. El problema se reduce con instrumentos modernos, tal como el gravímetro CG-5 de Scintrex, en el que la temperatura interna se registra y compensa automáticamente. Para corregir manualmente por deriva instrumental usando la suposición de linearidad, primero se tienen que corregir los datos por deriva terrestre y el

na base de deriva subtrai-se de cada um do restante dos dados do *loop*. O resultado deste procedimento ao dado final na base de deriva proporciona a deriva total. A marca da correção é dada pelo requisito de que após a correção todos os valores relativos das bases devem ser zero. Os valores absolutos de gravidade são obtidos somando o valor absoluto de gravidade da base de deriva com as diferenças de gravidade corrigidas por deriva em cada estação.

Controle de elevação. A elevação das estações de um levantamento gravimétrico pode ser determinada por várias formas diferentes. Caso se desejem contornos de gravidade de 0.01 mGals, é preciso um nivelamento de precisão por meios óticos, ondas de rádio ou GPS diferencial. Caso se utilize nivelamento barométrico ou referências diretas ao nível do mar, então os mapas de contorno não poderão ter resolução maior do que 5 mGals, o que pode resultar apropriado para um levantamento regional. A medição da elevação é normalmente a parte de maior custo de um levantamento gravimétrico pelo que, às vezes, é necessário (e possível) aproveitar levantamentos topográficos prévios realizados para outros propósitos, por exemplo, o nivelamento de uma estrada.

Notas de campo. Em cada ponto de medição, devem-se registrar o número, o tempo e a leitura de cada estação. Os instrumentos mais modernos registram automaticamente esta informação na memória digital, no entanto qualquer outra informação relevante deve ser registrada em um caderno de anotações. Isto pode incluir, por exemplo, a posição obtida com GPS e a altitude barométrica. Também se deve registrar em um caderno de anotações qualquer fator que possa afetar a medição, tais como: a vibração pela passagem de maquinário, o tráfego, o gado, as pessoas caminhando, o piso instável etc. As condições do clima também pode ser um fator importante, mesmo que só seja útil para registrar o estado de ânimo do operador. Cada *loop* deve ser claramente diferenciado, assim como o número de série e o fator de calibragem (quando for o caso), o número da estação-base e o valor da gravidade. Também é útil anotar a diferença entre o tempo local e o tempo universal (GTM) em cada folha por causa de este ser necessário para realizar as correções por deriva.

dato inicial corregido en la base de deriva se resta de cada uno del resto de los datos del loop. El resultado de este procedimiento al dato final en la base de deriva proporciona la deriva total. El signo de la corrección está dado por el requisito de que después de la corrección todos los valores relativos de las bases deben de ser cero. Los valores absolutos de gravedad se obtienen sumando el valor absoluto de gravedad de la base de deriva a las deferencias de gravedad corregidas por deriva en cada estación.

Control de elevación.- La elevación de las estaciones de un levantamiento gravimétrico puede ser determinada en varias formas diferentes. Si se desean contornos de gravedad de 0.01 mGals se requiere de una nivelación de precisión por medios ópticos, ondas de radio o GPS diferencial. Si se utiliza nivelación barométrica o referencias directas al nivel del mar entonces los mapas de contorno no podrán tener mayor resolución que 5 mGals lo cual puede resultar apropiado para un levantamiento regional. La medición de la elevación es normalmente la parte más costosa de un levantamiento gravimétrico por lo que es a veces necesario (y posible) aprovechar levantamientos topográficos previos realizados para otros propósitos, por ejemplo la nivelación de una carretera.

Notas de campo.- En cada punto de medición se debe registrar el número, el tiempo y la lectura de cada estación. Los instrumentos más modernos registran automáticamente esta información en la memoria digital, sin embargo cualquier otra información relevante debe registrarse en una libreta de notas. Esto puede incluir por ejemplo, posición obtenida con GPS y altitud barométrica. También se debe registrar en la libreta de notas cualquier factor que pueda afectar la medición, tales como vibración por paso de maquinaria, tráfico, ganado, gente caminando, piso inestable, etc. Las condiciones del clima también pueden ser un factor importante incluso si solo es útil para evaluar el estado anímico del operador. Cada *loop* debe de ser diferenciada claramente, así como el número de serie y factor de calibración (cuando proceda) así como el número de la estación base y el valor de la gravedad. Es también útil anotar la diferencia entre el tiempo local y el tiempo universal (GMT) en cada hoja debido a que este será necesario para realizar las correcciones por deriva.

7.3 Interpretação de anomalias gravimétricas

A interpretação direta de algumas das características de uma anomalia gravimétrica permite obter rapidamente informação qualitativa e semiquantitativa referente à natureza e à posição do corpo anômalo (figura 61). A forma e a orientação da anomalia vistas num plano são o reflexo mais ou menos modificado da forma e orientação do corpo no subsolo que produz tal anomalia, sempre e quando este estiver a uma profundidade relativamente superficial. As anomalias produzidas por corpos profundos tendem a ter formas circulares ou menos ovóides. A magnitude das anomalias sobre os perfis gravimétricos é um dos parâmetros mais significativos para a interpretação, a qual é proporcional ao volume do corpo e ao contraste de densidade entre este e as rochas que o rodeiam e, geralmente, inversamente proporcional à sua profundidade. A magnitude da anomalia produzida na superfície por um corpo isométrico decresce com o quadrado da profundidade entre a superfície e o centro de gravidade do corpo. As estruturas delgadas e alongadas horizontalmente produzem anomalias onde a magnitude decresce linearmente com a profundidade. A diminuição da amplitude é nula ou quase nula para as camadas horizontais ou sub-horizontais. A pendente da anomalia tem relação com sua curvatura e varia com a profundidade do corpo que a ocasiona.

En Plano:
Em Plano:

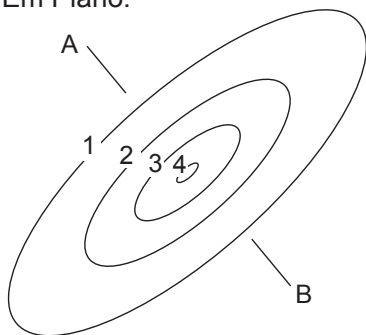


Figura 61.-
Parâmetros característicos de uma anomalia.

7.3 Interpretación de anomalías gravimétricas

La interpretación directa de algunas de las características de una anomalía gravimétrica permite obtener rápidamente información cualitativa y semicuantitativa en cuanto a la naturaleza y posición del cuerpo anómalo (**Figura 61**). La forma y orientación de la anomalía vistas en plan, son el reflejo más o menos modificado de forma y orientación del cuerpo en el subsuelo que produce dicha anomalía, siempre y cuando éste se encuentre situado a una profundidad relativamente somera. Las anomalías producidas por cuerpos profundos tienden a tomar formas circulares o menos ovoides. La magnitud de las anomalías sobre los perfiles gravimétricos es uno de los parámetros más significativos para la interpretación, la cual es proporcional al volumen del cuerpo y al contraste de densidad entre este y las rocas que le rodean y generalmente inversamente proporcional a su profundidad. La magnitud de la anomalía producida en la superficie por un cuerpo isométrico decrece con el cuadrado de la profundidad entre la superficie y el centro de gravedad del cuerpo. Las estructuras delgadas y alargadas horizontalmente producen anomalías donde la magnitud decrece linealmente con la profundidad. La disminución de la amplitud es nula o casi nula para las capas horizontales o subhorizontales. La pendiente de la anomalía está en relación a su curvatura y varía con la profundidad del cuerpo que la ocasiona.

En Perfil:
Em Perfil:

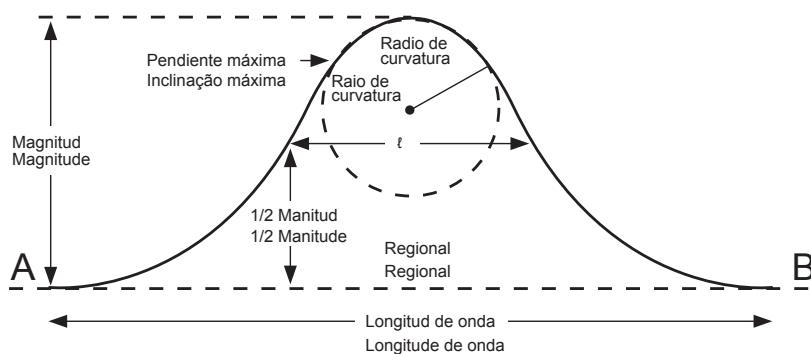


Figura 61.-
Parâmetros característicos de uma anomalia.

Smith (1959) propôs as seguintes fórmulas que permitem obter a profundidade h à parte superior do corpo.

Para um corpo isométrico

$$h \leq 0.086 \cdot \frac{\Delta g \text{ máxima}}{\Delta g' \text{ máxima}} = \frac{\text{magnitude máxima}}{\text{inclinação máxima da curva}} \quad (\text{em m e mGals})$$

Para um corpo alongado em uma direção horizontal

$$h \leq 0.065 \cdot \frac{\Delta g \text{ máxima}}{\Delta g' \text{ máxima}} \quad (\text{em m e mGals})$$

Para uma falha ou dobra

$$h \leq 0.032 \cdot \frac{\Delta g \text{ máxima}}{\Delta g' \text{ máxima}} \quad (\text{em m e mGals})$$

Para um cilindro horizontal infinito, a distância horizontal entre o ponto onde Δg é máximo e o ponto onde Δg vale a metade do máximo aproximadamente igual a h .

Uma possibilidade alternativa de interpretação direta é atribuída a Hammer (1945). A análise da anomalia gravimétrica permite avaliar a massa do corpo anômalo ou, mais exatamente, o excesso ou a falta de massa dele. A forma do corpo e a profundidade não têm influência na estimativa do excesso de massa. Hammer demonstrou que a massa anômala total é igual ao volume do corpo anômalo multiplicada pela diferença da densidade entre este e as rochas encaixantes, ou seja:

$$M_a = V \cdot \Delta \rho \cdot \sum (\Delta g \cdot \Delta S) \quad (116)$$

M_a está dada em toneladas, V é volume de corpo, $\Delta \rho$ é o contraste na densidade, ΔS um elemento de superfície coberto pela anomalia, por exemplo, o espaço compreendido entre duas isolinhas consecutivas, e Δg é o valor médio da anomalia por cada elemento de superfície selecionada. A massa verdadeira do corpo anômalo pode ser obtida a partir da seguinte equação:

$$M = 23.9 \cdot \frac{\rho^2}{\rho^2 - \rho^1} \cdot \sum (\Delta g \cdot \Delta S) \quad (117)$$

Smith (1959) propuso las formulas siguientes que permiten obtener la profundidad h a la parte superior del cuerpo.

Para un cuerpo isométrico

$$h \leq 0.086 \cdot \frac{\Delta g \text{ maxima}}{\Delta g' \text{ maxima}} = \frac{\text{magnitud maxima}}{\text{pendiente maxima de la curva}} \quad (\text{en m y mGals})$$

Para un cuerpo alargado en una dirección horizontal

$$h \leq 0.065 \cdot \frac{\Delta g \text{ maxima}}{\Delta g' \text{ maxima}} \quad (\text{en m y mGals})$$

Para una falla o un pliegue

$$h \leq 0.032 \cdot \frac{\Delta g \text{ maxima}}{\Delta g' \text{ maxima}} \quad (\text{en m y mGals})$$

Para un cilindro horizontal infinito, la distancia horizontal entre el punto en donde Δg es máximo y el punto en donde Δg vale la mitad del máximo es aproximadamente igual a h .

Una posibilidad alternativa de interpretación directa es debida a Hammer (1945). El análisis de la anomalia gravimétrica permite evaluar la masa del cuerpo anômalo o más exactamente, el exceso o la falta de masa del mismo. La forma del cuerpo y la profundidad no tiene influencia en la estimación del exceso de masa. Hammer demostró que la masa anômala total es igual al volumen del cuerpo anômalo multiplicada por la diferencia en la densidad entre éste y las rocas encajonantes, es decir:

$$M_a = V \cdot \Delta \rho \cdot \sum (\Delta g \cdot \Delta S) \quad (116)$$

M_a está dado en toneladas, V es volumen del cuerpo, $\Delta \rho$ es el contraste en la densidad, ΔS un elemento de superficie cubierto por la anomalia, por ejemplo el espacio comprendido entre dos isolíneas consecutivas, y Δg es el valor medio de la anomalia por cada elemento de superficie seleccionada. La masa verdadera del cuerpo anômalo se puede obtener a partir de la ecuación siguiente:

$$M = 23.9 \cdot \frac{\rho^2}{\rho^2 - \rho^1} \cdot \sum (\Delta g \cdot \Delta S) \quad (117)$$

Estas relações, normalmente utilizadas para avaliar jazidas minerais, são também de grande utilidade na avaliação de recursos hidrológicos. Por exemplo, na maior parte dos casos, a composição mineralógica e, portanto, a densidade dos aquíferos são muito próximas à da rocha encaixante. A partir da estimativa da deficiência de massa associada a um aquífero, faz-se de fato uma estimativa do volume total de vazios (vazios ou não) que contém em consequência de sua porosidade total.

Para obter interpretações mais precisas, é necessário contar com o conhecimento geológico adequado para propor a estrutura mais aproximada que produza uma anomalia idêntica à observada no terreno. Graças aos computadores, agora é possível modelar progressivamente a estrutura proposta até que a anomalia calculada coincida com a anomalia medida em campo. É importante ressaltar que o fato de se ter um excelente ajuste entre as curvas do campo e as calculadas não garante que o modelo selecionado coincida exatamente com a realidade (figura 62). Para a criação de um modelo interpretativo e, de forma geral, para facilitar a interpretação, é muito importante contar com informação auxiliar que possa ser levada em conta na análise de resultados e substitua parâmetros hipotéticos. É muito mais proveitoso contar com esta informação antes do processo de interpretação, posto que dessa forma é possível proporcionar modelos mais realistas que forcem fisicamente as características destes. Pode-se tratar da profundidade do corpo anômalo, obtida a partir de uma perfuração, ou bem da densidade das formações ou mesmo valores de gravidade obtidos sobre aflorações das formações de interesse. Este processo de prova e erro é conhecido como método direto de interpretação e, como se percebe, consiste em proporcionar um modelo que se ajuste passo-a-passo até obter um ajuste aceitável das curvas de campo e das teóricas. A validade do resultado, além de selecionar o modelo adequado do ponto de vista geológico, depende do seguinte: a) que as medições tenham sido feitas corretamente; b) que estas tenham sido corrigidas adequadamente; c) que as densidades selecionadas sejam as corretas; d) que o regional tenha sido selecionado adequadamente; e e) que as rochas modeladas apresentem certa homogeneidade.

Estas relaciones, normalmente utilizadas para evaluar yacimientos minerales, son también de gran utilidad en la evaluación de recursos hidrológicos. Por ejemplo, en la mayor parte de los casos la composición mineralógica y por lo tanto la densidad de los acuíferos es muy próxima a la de la roca encajonante. A partir de la estimación de la deficiencia de masa asociada a un acuífero se hace de hecho una estimación del volumen total de vacíos (vacíos o no) que contiene y en consecuencia de su porosidad total.

*Para obtener interpretaciones más precisas es necesario contar con el conocimiento geológico adecuado para proponer la estructura más aproximada que produzca una anomalía idéntica a la observada en el terreno. Gracias a las computadoras, ahora es posible modelar progresivamente la estructura propuesta hasta que la anomalía calculada coincida con la anomalía medida en campo. Es importante hacer notar que el hecho de que se obtenga un excelente ajuste entre las curvas de campo y calculada, esto no garantiza que el modelo seleccionado coincida exactamente con la realidad (**Figura 62**). Para la creación de un modelo interpretativo, y de una forma general, para facilitar la interpretación es muy importante contar con información auxiliar que pueda ser tomada en cuenta en el análisis de resultados y reemplacen parámetros hipotéticos. Es de mucho más provecho contar con esta información antes del proceso de interpretación puesto que de esta manera es posible proporcionar modelos más realistas que constriñan físicamente las características de estos. Se puede tratar de la profundidad al cuerpo anómalo, obtenida a partir de una perforación o bien de la densidad de las formaciones o incluso valores de gravedad obtenidos sobre afloramientos de las formaciones de interés. A este proceso de prueba y error se le conoce como método directo de interpretación y como se puede notar, consiste en proporcionar un modelo que se ajusta paso a paso hasta obtener un ajuste aceptable de las curvas de campo y teórica. La validez del resultado, además de seleccionar el modelo adecuado desde el punto de vista geológico depende de lo siguiente: a) que las mediciones hayan sido realizadas correctamente, b) que estas hayan sido corregidas adecuadamente, c) que las densidades seleccionadas sean las correctas, d) que el regional haya sido adecuadamente seleccionado, y e) que las rocas modeladas presenten una cierta homogeneidad.*

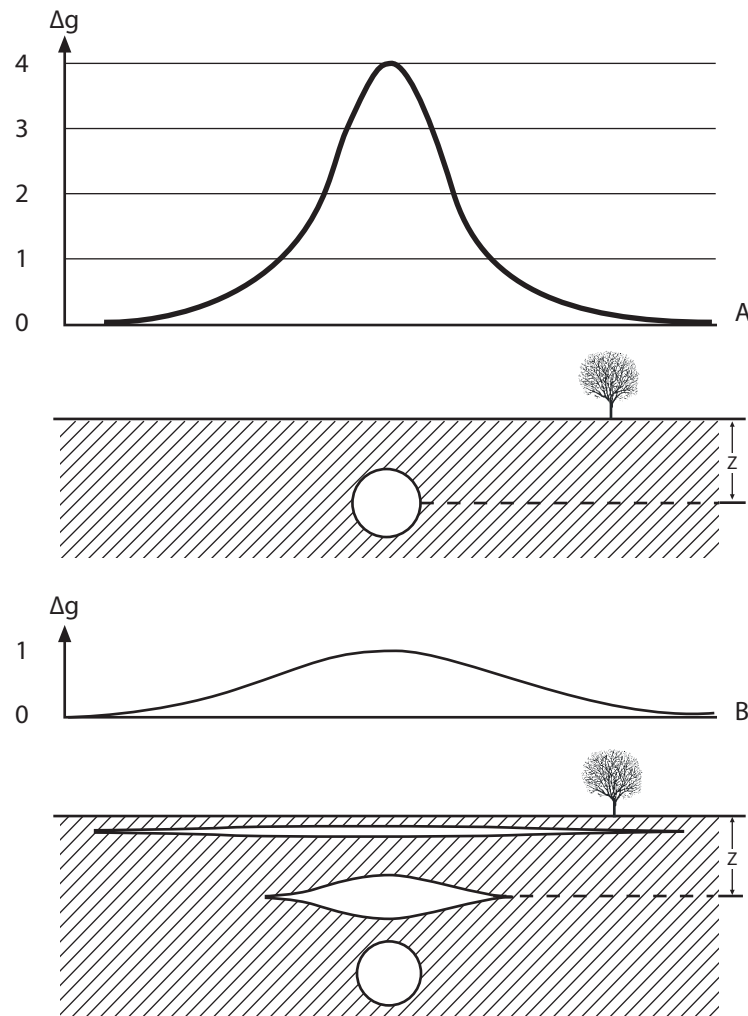


Figura 62.-

Efeito da forma e da profundidade do corpo anômalo sobre as características da anomalia.

Figura 62.-

Efecto de la forma y de la profundidad del cuerpo anómalo sobre las características de la anomalía.

7.4 Etapas de uma prospecção gravimétrica para exploração do SAG

A execução de uma prospecção gravimétrica completa passa por várias etapas que se resumem a seguir:

- Prever formas e dimensões aproximadas das anomalias associadas ao aquífero que permitam imaginar a geologia local.
- Estabelecer um plano de medições, inicialmente ao longo de perfis, de tal forma que as anomalias fiquem definidas

7.4 Etapas de una prospección gravimétrica para exploración del SAG

La ejecución de una prospección gravimétrica completa pasa por varias etapas que se resumen a continuación:

- Prever formas y dimensiones aproximadas de las anomalías asociadas al acuífero que permita imaginar la geología local.
- Establecer un plan de mediciones, inicialmente a lo largo de perfiles, de tal forma que las anomalías queden definidas

pelomaioirnúmerodemediçõespossíveis. Prever os pontos de amarração, tais como afloramentos, poços etc. para os diversos perfis.

- Localizar os pontos de medições sobre o terreno. A qualidade do nivelamento deve estar de acordo com a precisão requerida para o levantamento gravimétrico.
- Avaliar a importância das correções do relevo topográfico próximo. Neste caso, prever a realização de uma correção por topografia.
- Executar as medições gravimétricas retornando à estação-base de deriva previamente selecionada. A frequência de cada ciclo (o *loop*) depende da precisão desejada e do tipo de gravímetro utilizado.
- Efetuar as correções por deriva terrestre, após o qual se requer examinar a qualidade dos ciclos medidos e comparar os valores obtidos com os de retornos sucessivos à base.
- Efetuar a correção da altitude e da placa de Bouguer usando uma densidade escolhida em função da geologia local. Se o valor da densidade utilizada para essa correção estiver bem selecionada, a correlação entre os valores de g e a altitude se reduz ao mínimo. No caso em que a densidade selecionada resultar muito diferente da real, pode-se observar uma correlação líquida entre a altitude e o valor da gravidade; uma densidade menor tende a aumentar artificialmente a anomalia, uma densidade maior tende a diminuí-la.
- Filtrar os resultados traçando o regional Documento Técnico ou digitalmente, levando-se em conta os valores gravimétricos e os conhecimentos geológicos de que se disponham sobre a zona. Designar previamente as anomalias residuais para subtrair o regional dos perfis.
- Interpretar qualitativamente e, posteriormente, semiquantitativamente as anomalias residuais. Examinar se as conclusões estão de acordo com o que se conhece da geologia local.
- Propor a localização de um ou vários poços.
- Refinar a interpretação levando-se em conta os resultados das perfurações.

por el mayor número de mediciones posible. Prever los puntos de amarre, tales como afloramientos, pozos, etc. para los diversos perfiles.

- Localizar los puntos de medición sobre el terreno. La calidad de la nivelación debe estar de acuerdo a la precisión requerida para el levantamiento gravimétrico.
- Evaluar la importancia de las correcciones del relieve topográfico cercano. En su caso, prever la realización de una corrección por topografía.
- Ejecutar las mediciones gravimétricas regresando a la estación base de deriva previamente seleccionada. La frecuencia de cada ciclo (o *loop*) depende de la precisión deseada y del tipo de gravímetro utilizado.
- Efectuar las correcciones por deriva terrestre, después de lo cual se requiere examinar la calidad de los ciclos medidos y comparar los valores obtenidos con los de los retornos sucesivos a la base.
- Efectuar la corrección de altitud y de la placa de Bouguer usando una densidad escogida en función de la geología local. Si el valor de la densidad utilizada para esta corrección está bien seleccionada la correlación entre los valores de g y la altitud se reduce al mínimo. En el caso en el que la densidad seleccionada resulta muy diferente al real se podrá observar una correlación neta entre la altitud y el valor de la gravedad; una densidad menor tiende a aumentar artificialmente la anomalía, una densidad mayor tiende a disminuirla.
- Filtrar los resultados trazando el regional Documento Técnico o digitalmente teniendo en cuenta los valores gravimétricos y los conocimientos geológicos que se tengan de la zona. Designar previamente las anomalías residuales para restar el regional a los perfiles.
- Interpretar cualitativamente y posteriormente semi-cuantitativamente las anomalías residuales. Examinar si las conclusiones están de acuerdo con lo que se conoce de la geología local.
- Proponer la ubicación de uno o varios pozos
- Afinar la interpretación teniendo en cuenta los resultados de las perforaciones.

8 MAGNETOMETRIA

8.1 Fundamentos teóricos

A princípio, o método magnético não tem um papel preponderante na exploração da água subterrânea, no entanto, pode ser muito útil em um importante número de casos. Por exemplo, permite estimar a distribuição de uma base cristalina impermeável por baixo de um pacote de sedimentos, o que facilita o mapeio, no caso do SAG, da distribuição dos derramamentos basálticos ou a localização de falhas ou diques que possam ter um papel relevante como reservatórios de caráter hidrológico.

O campo magnético terrestre, esquematizado na figura 63, pode ser representado localmente por um vetor, isto é, o vetor, o de campo total F o um de seus componentes horizontal H o vertical Z (figura 64).

8 MAGNETOMETRÍA

8.1 Fundamentos teóricos

En principio, el método magnético no juega un papel preponderante en la exploración de agua subterránea, sin embargo puede ser muy útil en un número importante de casos. Por ejemplo, permite estimar la distribución de un basamento cristalino impermeable debajo de un paquete de sedimentos, o facilita el mapeo, en el caso del SAG, de la distribución de los derrames basálticos o la localización de fallas o diques que puedan jugar un papel relevante como reservorios de carácter hidrológico.

*El campo magnético terrestre, esquematizado en la **Figura 63** puede ser representado localmente por un vector, es decir, el vector de campo total F o una de sus componentes horizontal H o vertical Z (**Figura 64**).*

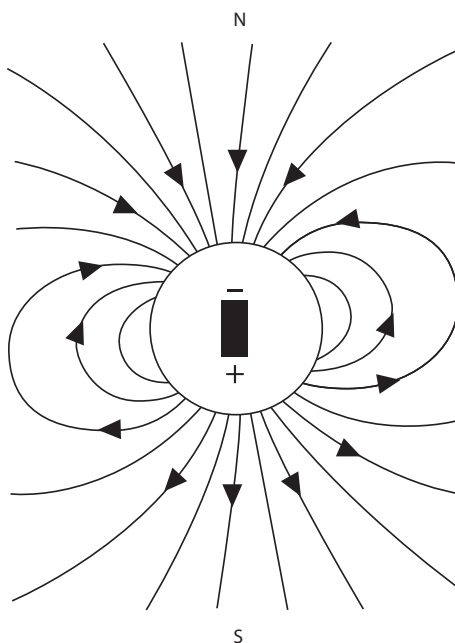


Figura 63.-
Campo magnético terrestre producido por um dipolo magnético.

Figura 63.-
Campo magnético terrestre producido por un dipolo magnético.

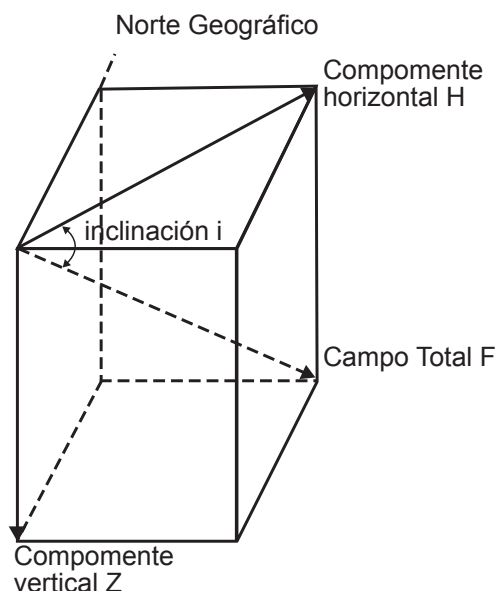


Figura 64.-

Componentes do vetor de campo magnético em um ponto da superfície terrestre.

A prospecção magnética se baseia na análise das anomalias magnéticas, que são aquelas decorrentes da distorção local do campo terrestre, que modifica a direção e a magnitude do vetor que representa localmente o campo. Estas anomalias são produzidas pela presença no subsolo de corpos com conteúdo de magnetita, um mineral comum na natureza. Para as anomalias magnéticas induzidas, a inclinação do campo no lugar determina as características da distorção do campo. Para as anomalias remanescentes, estas características dependem mais da inclinação do campo remanescentes de outras épocas geológicas, que ficaram gravadas nas rochas de modo permanente. A forma das anomalias, então, depende, por um lado, da inclinação do campo, atual ou passado, e, por outro, da posição, das dimensões, da forma e da natureza dos corpos anômalos.

As unidades utilizadas na exploração geofísica para medir a intensidade do campo F são o gama (γ) e o nanotesla (nT). Estas são iguais entre si e são equivalentes a 10^{-5} oersted. Um

Figura 64.-

Componentes del vector de campo magnético en un punto de la superficie terrestre.

La prospección magnética se basa en el análisis de las anomalías magnéticas, que son aquellas debidas a la distorsión local del campo terrestre que modifica la dirección y magnitud del vector que representa localmente el campo. Estas anomalías son producidas por la presencia en el subsuelo, de cuerpos con contenido de magnetita, un mineral común en la naturaleza. Para las anomalías magnéticas inducidas, la inclinación del campo en el lugar determina las características de la distorsión del campo. Para las anomalías remanentes estas características dependen más de la inclinación del campo remanente de otras épocas geológicas que ha quedado grabado en las rocas de manera permanente. La forma de las anomalías entonces depende, por una parte de la inclinación del campo, actual o pasado, y por otra de la posición, las dimensiones, de la forma y la naturaleza de los cuerpos anómalos.

Las unidades utilizadas en la exploración geofísica para medir la intensidad del campo F son el gamma (γ) y el nanotesla (nT). Estas son iguales entre sí y son equivalentes a 10^{-5} oersted.

oersted    a intensidade do campo em um ponto onde se exerce uma f  r  a de um dina sobre um polo magnético unitário. A intensidade do campo magnético terrestre    em média igual a 30,000 γ no Equador e 60,000. γ nos polos (Figura 65).

Un oersted es la intensidad del campo en un punto en donde se ejerce una fuerza de un dina sobre un polo magnético unitario. La intensidad del campo magnético terrestre es en promedio igual a 30,000 γ en el ecuador y 60,000. γ en los polos (Figura 65).

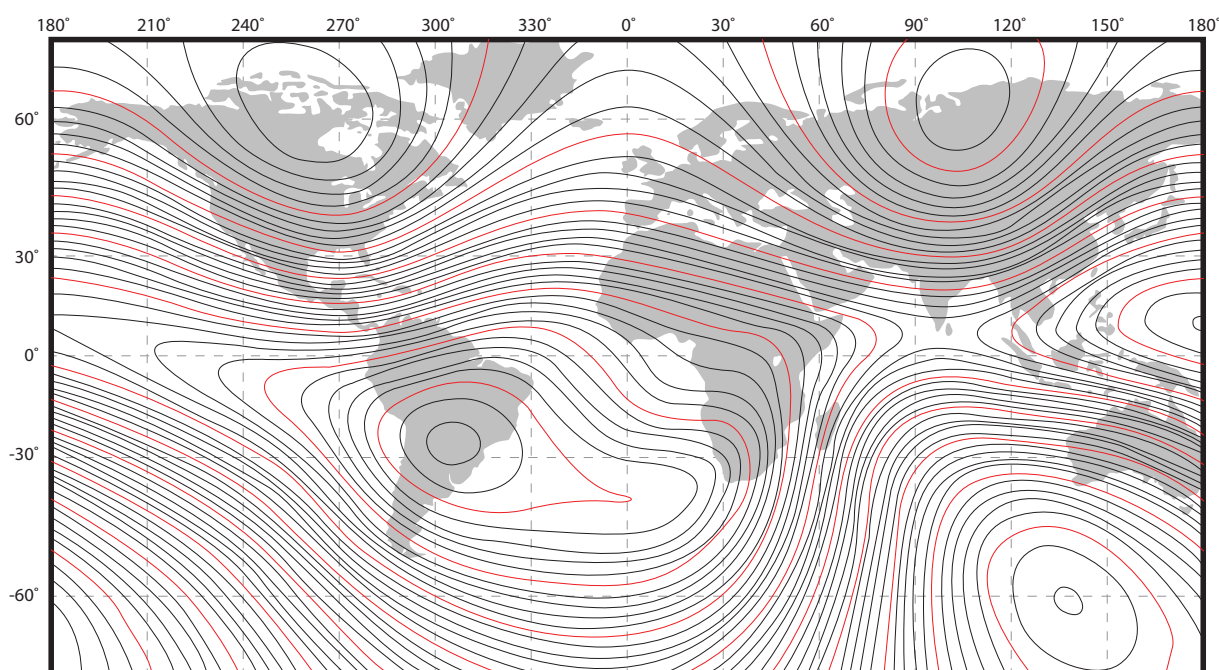


Figura 65.-

Linhas de igual intensidade de campo magnético terrestre.

Figura 65.-

Líneas de igual intensidad de campo magnético terrestre.

8.2 Varia    es do campo magnético terrestre

Quando a suscetibilidade magnética das rochas subjacentes    considerada nula ou constante, o campo magnético na superfície da Terra varia muito pouco. As variações do campo magnético terrestre com a latitude em uma área confinada (algumas centenas de quilômetros quadrados) são desprez  veis. Quanto    altitude, apenas varia 0.03 nT por cada metro nos polos, e a metade desta quantidade, no Equador, o que faz com que não sejam consideradas estas variações no cálculo das anomalias magnéticas. As varia    es mais importantes do campo magnético terrestre são de caráter temporal. Estas são as seguintes:

8.2 Variaciones del campo magnético terrestre

Si la susceptibilidad magnética de las rocas subyacentes se considera nula o constante, el campo magnético en la superficie de la tierra varía muy poco. Las variaciones del campo magnético terrestre con la latitud en una zona confinada (algunas centenas de kilómetros cuadrados) son despreciables. En cuanto a la altitud apenas varía 0.03 nT por cada metro en los polos, y la mitad de esta cantidad en el ecuador, lo cual hace que no se consideren estas variaciones en el cálculo de las anomalías magnéticas. Las variaciones más importantes del campo magnético terrestre son de caráter temporal. Estas son las siguientes:

- a) A variação secular com valores de dezenas de nT ao ano. Em alguns lugares atinge até 150 nT/ano e de 6 a 10 minutos/ano para a declinação e a inclinação magnética.
- b) As variações periódicas, com períodos de 12 horas, um dia, 27 dias, 6 meses e 1 ano. Estas variações podem chegar a ter valores de até 100 nT.
- c) As variações não periódicas, associadas às tempestades magnéticas, com flutuações de até 500 nT.
- d) As pulsações magnéticas que são variações com períodos muito curtos e amplitudes muito pequenas.

As variações diurnas (figura 66) são as mais importantes do ponto de vista da exploração magnética, e o que se deve ter em conta durante o processamento dos dados.

- a) La variación secular con valores de decenas de nT al año. En algunos sitios alcanza hasta 150 nT/año y de 6 a 10 minutos/año para la declinación e inclinación magnética.
- b) Las variaciones periódicas, con periodos de doce horas, un día, veintisiete días, seis meses, y un año. Estas variaciones pueden llegar a tener valores de hasta 100 nT.
- c) Las variaciones no periódicas, asociadas a las tormentas magnéticas, con fluctuaciones de hasta 500 nT.
- d) Las pulsaciones magnéticas que son variaciones con periodos muy cortos y amplitudes muy pequeñas.

Las variaciones diurnas (**Figura 66**) son las más importantes desde el punto de vista de la exploración magnética, por lo que se deben de tener en cuenta durante le procesamiento de los datos.

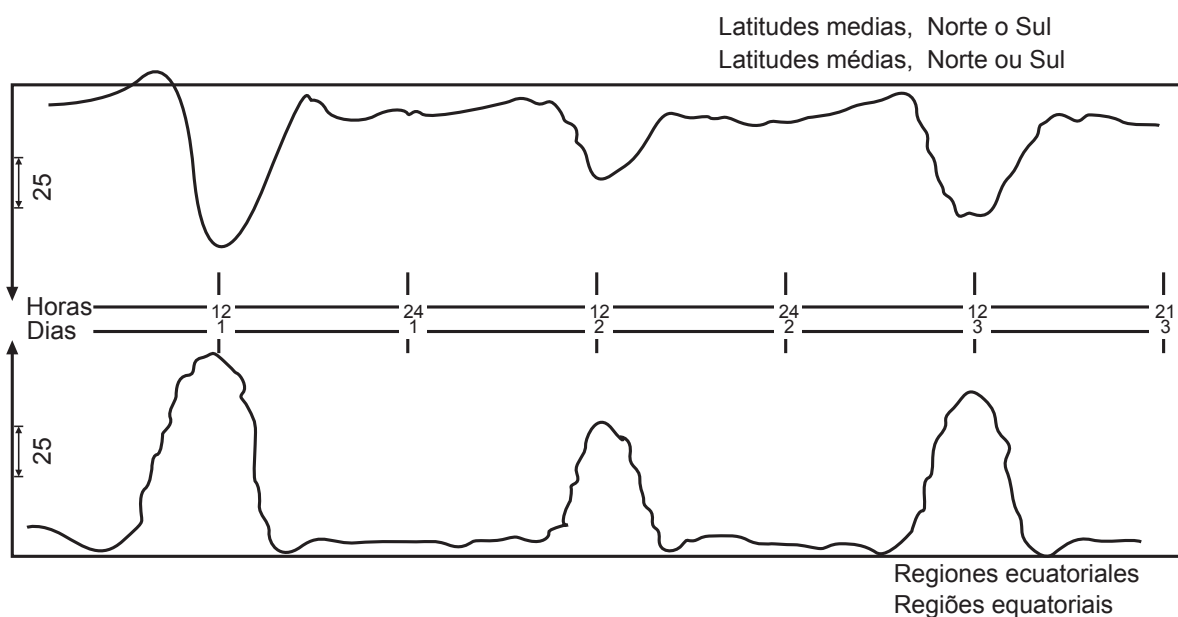


Figura 66.-

Exemplos de registro da variação diurna do campo magnético.

Figura 66.-

Ejemplos de registro de la variación diurna del campo magnético.

8.3 Propriedades magnéticas das rochas

As rochas que produzem anomalias magnéticas são aquelas que diferem das rochas encaixantes

8.3 Propiedades magnéticas de las rocas

Las rocas que producen anomalías magnéticas son aquellas que difieren de las rocas encajonantes

pela sua intensidade de magnetização I . Esta propriedade pode ser descrita como a faculdade de um material para polarizar-se magneticamente sob a influência de um campo F . Quando o campo magnético exterior é fraco, por exemplo, o campo terrestre, a intensidade de magnetização I , ou seja, a magnetização por unidade de superfície é proporcional ao campo se o campo é normal à superfície do corpo. Isto é:

$$I = \kappa \cdot F \quad (118)$$

onde κ é a suscetibilidade magnética. Este parâmetro é essencial para a prospecção em decorrência de que permite caracterizar certas famílias de minerais ou de rochas; κ é positiva para os corpos paramagnéticos, zero no vácuo, e negativo ou muito fraco para os minerais diamagnéticos. A suscetibilidade magnética das rochas depende principalmente do seu conteúdo de magnetita. De fato, esta pode variar consideravelmente dentro de uma mesma família petrográfica. Alguns valores médios experimentais em unidades c.g.s. $\times 10^6$ são os seguintes:

Tipo de Rocha	$\kappa \times 10^6$
Rochas básicas	2,600
Rochas ígneas ácidas	680
Rochas metamórficas	350
Rochas sedimentares	20
Magnetita	500,000
Pirrotita	125,000
Ilmenita	125,000
Quartzo	0

Tabela 10.-

Valores médio de suscetibilidades magnéticas de rochas.

Como se pode observar, certas famílias de rochas diferem notavelmente nas suscetibilidades magnética e, conseqüentemente, na intensidade de magnetização sob o campo terrestre.

por su intensidad de magnetización I . Esta propiedad se puede describir como la facultad de un material para polarizarse magnéticamente bajo la influencia de un campo exterior F . Cuando el campo magnético exterior es débil, por ejemplo el campo terrestre, la intensidad de magnetización I , o sea la magnetización por unidad de superficie, es proporcional al campo si el campo es normal a la superficie del cuerpo. Es decir:

$$I = \kappa \cdot F \quad (118)$$

en donde κ es la susceptibilidad magnética. Este parámetro es esencial para la prospección debido a que permite caracterizar ciertas familias de minerales o de rocas; κ es positiva para los cuerpos paramagnéticos, cero en el vacío, y negativo o muy débil para los minerales diamagnéticos. La susceptibilidad magnética de las rocas depende principalmente de su contenido de magnetita. De hecho esta puede variar fuertemente dentro de una misma familia petrográfica. Algunos valores medios experimentales en unidades c.g.s. $\times 10^6$ son los siguientes:

Tipo de Roca	$\kappa \times 10^6$
Rocas básicas	2,600
Rocas ígneas ácidas	680
Rocas metamórficas	350
Rocas sedimentarias	20
Magnetita	500,000
Pirrotita	125,000
Ilmenita	125,000
Cuarzo	0

Tabla 10.-

Valores promedio de suscetibilidades magnéticas de rocas.

Como se puede observar, ciertas familias de rocas diferencian notablemente en la susceptibilidad magnética y, en consecuencia, en la intensidad de magnetización bajo el campo terrestre.

8.4 Deformação do campo sob a influência de um corpo anômalo

Os minerais e as rochas magnéticas se polarizam sob o efeito do campo terrestre, magnetizam-se e perturbam o campo magnético nos seus arredores. A figura 67 representa a anomalia que pode produzir na superfície do terreno em corpo da figura 68. Por definição, diz-se que a anomalia é positiva quando a soma vetorial do campo terrestre (campo indutor), mas o campo secundário (campo induzido) é maior que o campo normal. No entanto, se diz que a anomalia é negativa quando o vetor resultante é menor que o vetor que representa o campo terrestre normal do lugar.

8.4 Deformación del campo bajo la influencia de un cuerpo anómalo

Los minerales y las rocas magnéticas se polarizan bajo el efecto del campo terrestre, se magnetizan y perturban el campo magnético en sus alrededores. La **Figura 67** representa la anomalía que puede producir en la superficie del terreno en cuerpo de la **Figura 68**. Por definición, se dice que la anomalía es positiva cuando la suma vectorial del campo terrestre (campo inductor) mas el campo secundario (campo inducido) es mayor que el campo normal. Por otro lado, se dice que la anomalía es negativa cuando el vector resultante es menor que el vector que representa el campo terrestre normal del lugar.

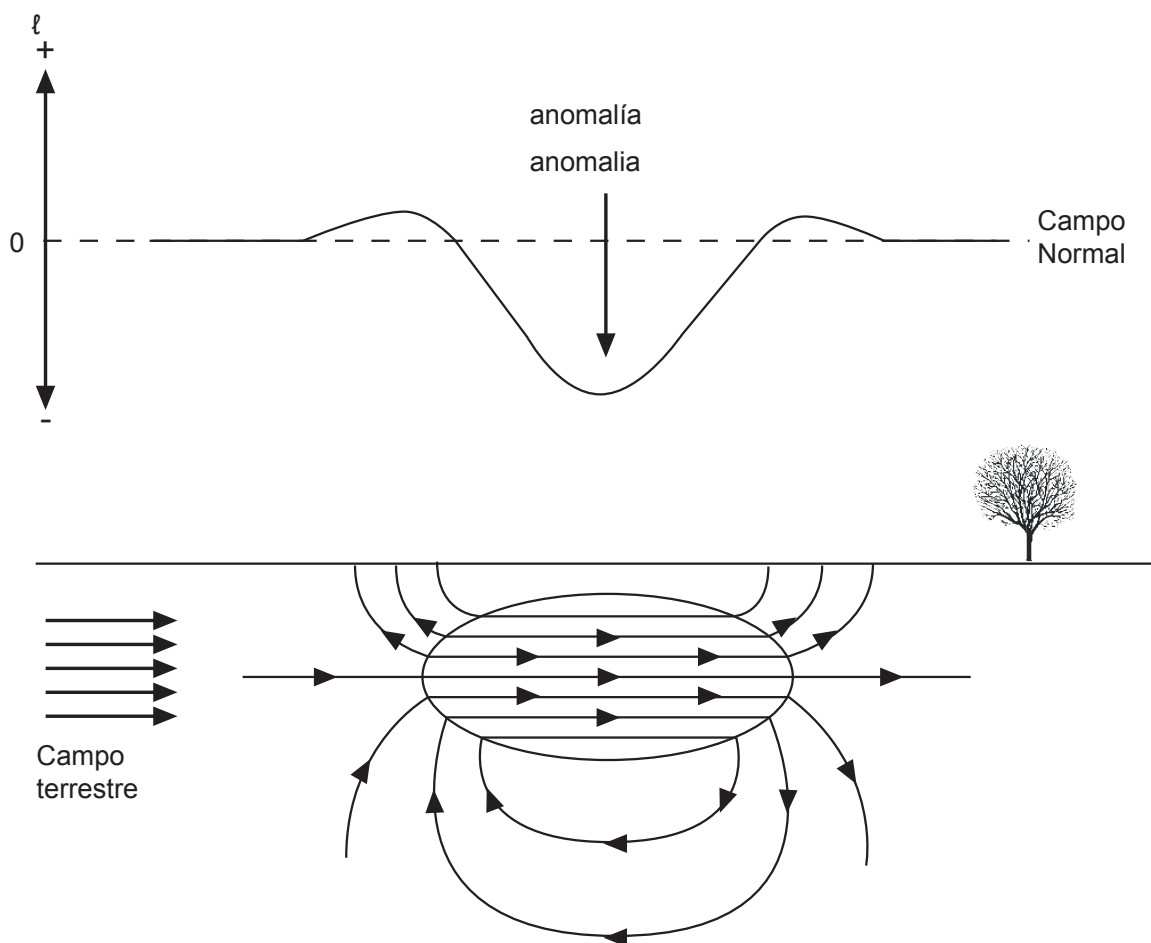


Figura 67.-
Exemplo de uma anomalia magnética em um campo terrestre normal.

Figura 67.-
Ejemplo de una anomalía magnética en un campo terrestre normal.

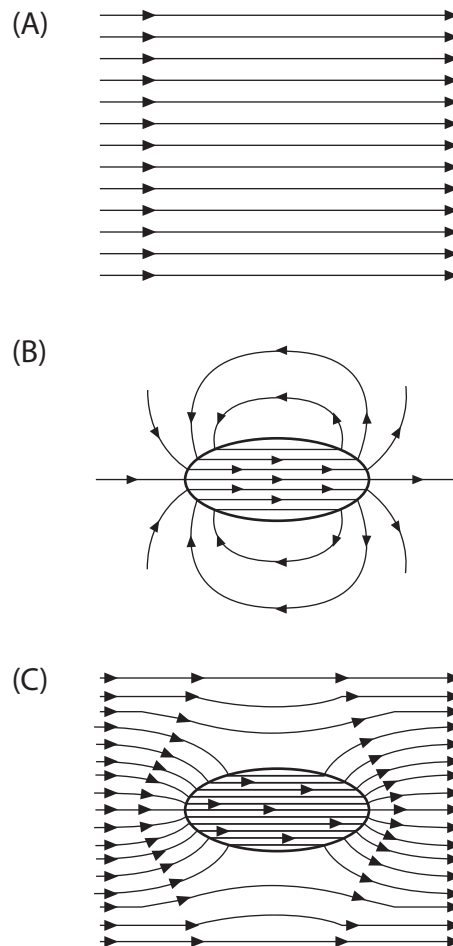


Figura 68.-

Distorção do campo magnético na presença de um corpo paramagnético.

A magnitude das anomalias maiores e menores de zero pode variar consideravelmente de um lugar a outro. Em certas circunstâncias, a magnitude das anomalias significativas pode ser de algumas dezenas de gammas enquanto que em outras pode ser de vários centos ou, até mesmo, alguns milhares de gammas. Todas as formações rochosas paramagnéticas colocadas no campo magnético terrestre podem ser consideradas como um dipolo ou um conjunto de dipolos. Observados desde a superfície, certos dipolos podem tomar a forma de e as características de monopolos ou de linhas de monopolos. A análise das anomalias permite definir se é possível caracterizar como

Figura 68.-

Distorsión del campo magnético en presencia de un cuerpo paramagnético.

La magnitud de las anomalías mayores y menores de cero puede variar considerablemente de lugar a otro. En ciertas circunstancias, la magnitud de las anomalías significativas de algunas decenas de gammas en tanto que en otras puede ser de varios cientos o incluso algunos miles de gammas. Todas las formaciones rocosas paramagnéticas colocadas en el campo magnético terrestre se pueden considerar como un dipolo o un conjunto de dipolos. Observados desde la superficie, ciertos dipolos pueden tomar la forma de y las características de monopolos o de líneas de monopolos. El análisis de las anomalías permite definir si se pueden caracterizar como producto

produto de dipolos ou de monopolos. Nos estudos de exploração hidrológica é possível, em geral, focar as anomalias particularmente simples além de considerar insignificante a magnetização remanescente. Neste caso é possível anunciar alguns resultados úteis para o cálculo de parâmetros do corpo anômalo:

Caso de um dipolo. A anomalia máxima (A_m) está dada por

$$A_m = \frac{\kappa FV}{r^3} \text{ e } \frac{2\kappa FV}{r^3} \text{ no eixo do dipolo} \quad (119)$$

onde κ é a suscetibilidade, F é a intensidade do campo terrestre, V é o volume do corpo anômalo (isométrico), e r é a distância entre a posição do valor máximo na superfície e o centro do dipolo.

Caso de uma linha de dipolos.

$$A_m = \frac{\kappa Ft}{r^2} \quad (120)$$

onde t é a longitude do corpo subvertical.

Caso de um monopolo.

$$A_m = \frac{2\kappa FV}{r^3} \quad (121)$$

onde S é a superfície do corpo perpendicular ao campo terrestre.

Caso de uma linha de monopolos.

$$A_m = \frac{\kappa FS}{r} \quad (122)$$

Caso de uma capa grossa.

$$A = 2 \cdot \pi \kappa F$$

Com exceção deste último caso, a revisão das expressões para os casos anteriores mostra que a amplitude da anomalia decresce com a profundidade do corpo anômalo e que, além disso, a outra dimensão que caracteriza as anomalias, isto é, sua extensão horizontal ou longitude de onda, cresce com a profundidade do corpo anômalo.

de dipolos o de monopolos. En los estudios de exploración hidrológica es posible en general enfocarse a las anomalías particularmente simples además de considerar insignificante la magnetización remanente. En este caso es posible anunciar algunos resultados útiles para el cálculo de parámetros del cuerpo anómalo:

Caso de un dipolo.- La anomalía máxima (A_m) está dada por

$$A_m = \frac{\kappa FV}{r^3} \text{ e } \frac{2\kappa FV}{r^3} \text{ no eixo do dipolo} \quad (119)$$

en donde κ es la susceptibilidad, F la intensidad del campo terrestre, V el volumen del cuerpo anómalo (isométrico) y r es la distancia entre la posición del valor máximo en la superficie y el centro del dipolo.

Caso de una línea de dipolos.-

$$A_m = \frac{\kappa Ft}{r^2} \quad (120)$$

en donde t es la longitud del cuerpo subvertical.

Caso de un monopolo.-

$$A_m = \frac{2\kappa FV}{r^3} \quad (121)$$

en donde S es la superficie del cuerpo perpendicular al campo terrestre.

Caso de una línea de monopolos.-

$$A_m = \frac{\kappa FS}{r} \quad (122)$$

Caso de una capa gruesa.-

$$A = 2 \cdot \pi \kappa F$$

Excepto en éste último caso, la revisión de las expresiones para los casos anteriores muestra que la amplitud de la anomalía decrece con la profundidad del cuerpo anómalo y que además, la otra dimensión que caracteriza a las anomalías, es decir su extensión horizontal o longitud de onda,

Esta longitude de onda ultrapassa raramente três vezes a longitude do corpo, em geral esta é de uma a três vezes esta profundidade.

É importante recalcar neste ponto que não todas as anomalias apresentam o mesmo interesse em explorações de água subterrânea. Normalmente, os esforços se concentram sobre as evidências de falhas ou diques verticais que possam ser o suficientemente permeáveis por estar fraturados, ou bem em definir a distribuição do embasamento sob uma série de sedimentos porosos. A figura 69 mostra um conjunto de exemplos de resultados teóricos obtidos sobre diques e falhas em diferentes condições de incidência do campo normal.

8.5 Execução do trabalho de campo

A preparação de um levantamento magnético é essencial para o sucesso do trabalho de prospecção. Para levar a cabo apropriadamente, deve-se ter uma ideia clara dos objetivos geológicos que se procuram e dos tipos de anomalias que poderiam estar associadas a eles. A revisão de fotografias aéreas e cartas geológicas da área de estudo bem como o conhecimento da inclinação do campo magnético terrestre permitem ter uma ideia aproximada das características e das dimensões das anomalias associadas às estruturas que se procuram e conseqüentemente é possível planejar melhor o trabalho de campo.

Para que os corpos anômalos apresentem anomalias reconhecíveis (com uma amplitude suficientemente grande), idealmente é necessário por uma parte que o perfil de medição seja perpendicular à direção das estruturas e, por outra parte, que esse perfil seja paralelo a um meridiano magnético (isto é, N-S). Por causa de, na maioria das vezes, estas condições não serem satisfeitas ao mesmo tempo, normalmente se escolhe medir ao longo dos perfis perpendiculares à direção da estrutura principal. Recomenda-se que cada anomalia detectada seja comprovada com medições adicionais, principalmente quando estas não foram bem definidas por causa de um impróprio espaçamento de estações.

Os regressos periódicos a uma base arbitrariamente selecionada permitem eliminar as variações diurnas se a precisão do estudo assim o exigir. As variações diurnas são as mesmas, até mesmo para amplas áreas pelo qual é possível efetuar as correções,

crece con la profundidad del cuerpo anómalo. Esta longitud de onda rebasa raramente tres veces la longitud del cuerpo, en general esta es de una a tres veces esta profundidad.

Es importante recalcar en este punto que no todas las anomalías presentan el mismo interés en exploraciones de agua subterránea. Normalmente, los esfuerzos se concentran sobre las evidencias de fallas o diques verticales que pudieran ser lo suficientemente permeables por encontrarse fracturados, o bien en definir la distribución del basamento bajo una serie de sedimentos porosos. La Figura 69 muestra un conjunto de ejemplos de resultados teóricos obtenidos sobre diques y fallas en diferentes condiciones de incidencia del campo normal.

8.5 Ejecución del trabajo de campo

La preparación de un levantamiento magnético es esencial para el éxito del trabajo de prospección. Para llevarlo a cabo apropiadamente se debe de tener una idea clara de los objetivos geológicos que se persiguen y de los tipos de anomalías que podrían estar asociados a estos. La revisión de fotografías aéreas y cartas geológicas de la zona de estudio así como el conocimiento de la inclinación del campo magnético terrestre, permite darnos una idea aproximada de las características y de las dimensiones de las anomalías asociadas a las estructuras que se buscan y en consecuencia es posible planear mejor el trabajo de campo.

Para que los cuerpos anómalos presenten anomalías reconocibles (con una amplitud suficientemente grande), idealmente es necesario por una parte que el perfil de medición sea perpendicular a dirección de las estructuras y, por otra parte, que el mismo perfil sea paralelo a un meridiano magnético (es decir N-S). Debido a que la mayor parte de las veces estas condiciones no se cumplen al mismo tiempo, normalmente se escoge medir a lo largo de perfiles perpendiculares a la dirección de la estructura principal. Es recomendable que cada anomalía detectada sea comprobada con mediciones adicionales, sobre todo cuando estas no han sido bien definidas debido a un inapropiado espaciamento de estaciones.

Los regresos periódicos a una base arbitrariamente seleccionada permiten eliminar las variaciones diurnas si la precisión del estudio lo requiere. Las variaciones diurnas son las mismas incluso para

utilizando um registro obtido de alguma estação fixa, situada em um rádio não maior de 200 km. Contrariamente ao que ocorre em gravimetria, a topografia tem pouca influência sobre as medições. A intensidade do campo varia menos de 10 gamas por quilômetro com a latitude e aproximadamente 25 gamas por quilômetro com a altura. Para aquelas prospecções de extensão limitada, que é o caso em muitos estudos de água subterrânea, estas variações bem como a inclinação do campo podem ser consideradas irrelevantes.

amplias zonas por lo cual es posible efectuar las correcciones utilizando un registro obtenido de alguna estación fija situada en un radio no mayor de 200 km. Contrariamente de lo que ocurre en gravimetría, la topografía tiene poca influencia sobre las mediciones. La intensidad del campo varía menos de 10 gammas por kilómetro con la latitud y aproximadamente 25 gammas por kilómetro con la altura. Para aquellas prospecciones de extensión limitada, lo cual es el caso en muchos estudios de agua subterránea, estas variaciones así como la inclinación del campo, pueden ser consideradas irrelevantes.

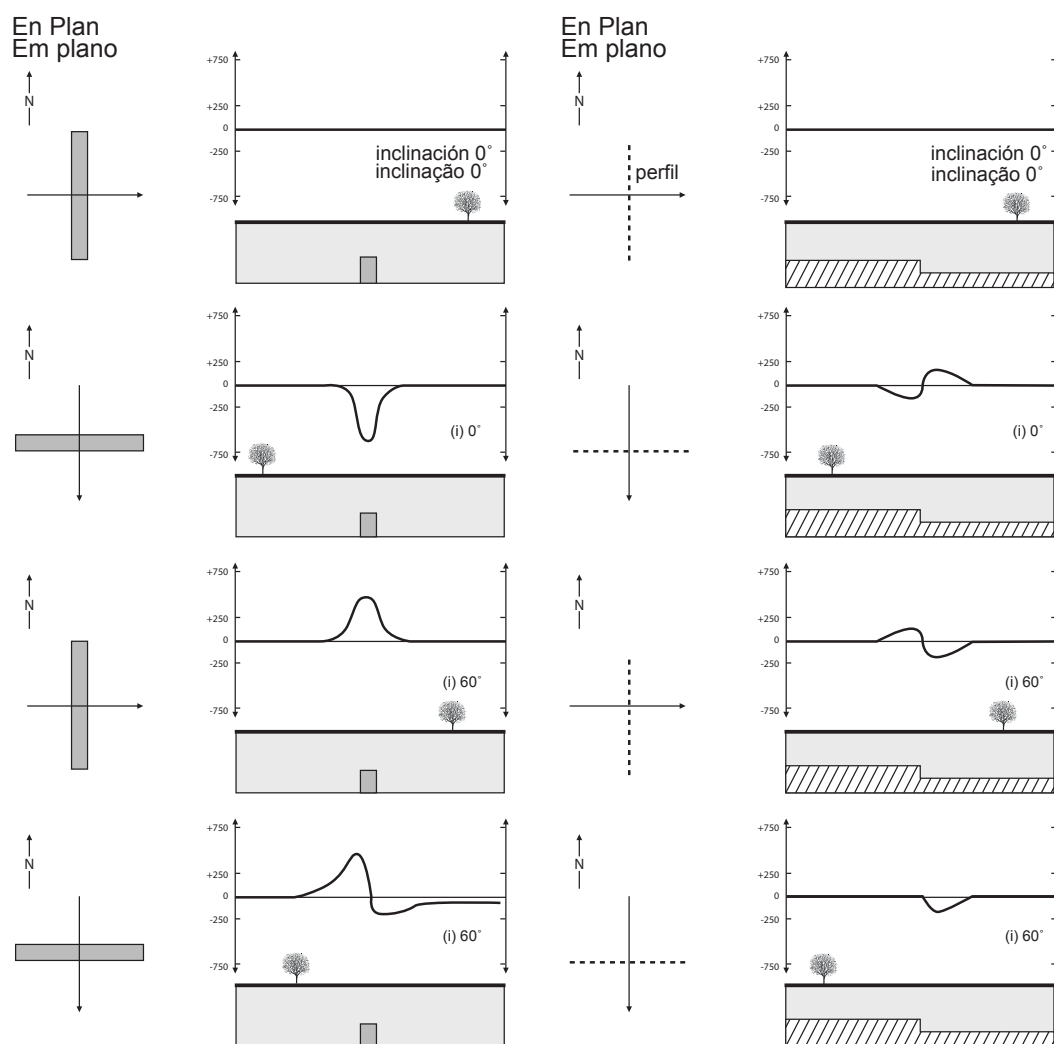


Figura 69.-

Anomalias sobre diques verticais (esq.) e falhas (dir.) a diferentes inclinações do campo magnético terrestre orientados N-S e E-W.

Figura 69.-

Anomalias sobre diques verticales (izq.) y fallas (der.) a diferentes inclinaciones del campo magnético terrestre orientados N-S y E-W.

8.6 Tomada de medições

Para cada estudo, a fase preparatória permite decidir acerca da precisão requerida, do espaçamento entre as estações e da orientação do perfil; uma vez que isto foi determinado, a execução do trabalho de campo é simples e rápida. Os magnetômetros comuns proporcionam, em uns poucos segundos e com uma precisão de uns quantos gamas, a intensidade do campo total (magnetômetros de prótons) (figura 70) ou de seu componente vertical (magnetômetros Fluxgate). Há muitas vantagens para o trabalho sobre o terreno bem como para o processamento e a interpretação posterior que as medições sejam realizadas ao longo de perfis retilíneos de preferência paralelos. Neste caso, dependendo dos objetivos geológicos, as medições devem estar uniformemente distribuídas sobre o terreno a ser estudado. Caso fosse necessário eliminar a variação diurna, será requerido registrar a hora de cada medição e efetuar medições periódicas em uma base selecionada.

8.6 Toma de mediciones

Para cada estudio, la fase preparatoria permite decidir acerca de la precisión requerida, del espaciamiento entre las estaciones y de la orientación del perfil; una vez que esto se ha determinado la ejecución del trabajo de campo es simple y rápida. Los magnetómetros comunes proporcionan en unos pocos segundos y con una precisión de unos cuantos gammas, la intensidad del campo total (magnetómetros de protones) (**Figura 70**) o de su componente vertical (magnetómetros Fluxgate). Tiene muchas ventajas para el trabajo sobre el terreno así como para el procesamiento e interpretación posterior que las mediciones sean realizadas a lo largo de perfiles rectilíneos de preferencia paralelos. En este caso, dependiendo de los objetivos geológicos, las mediciones deben estar uniformemente distribuidas sobre el terreno a ser estudiado. Si fuera necesario eliminar la variación diurna se requerirá registrar la hora de cada medición y efectuar mediciones periódicas en una base seleccionada.



Figura 70.-
Magnetómetro de prótons (esq.) e sensores montados em uma barra não magnética em modo de gradiente (dir.).



Figura 70.-
Magnetómetro de protones (izq.) y sensores montados en una barra no magnética en modo de gradiente (der.).

Quando a superfície do terreno conta com heterogeneidades magnéticas, pode ser útil realizar medições múltiplas em cada ponto de medição distribuídas nas esquinas de um pequeno polígono em volta da estação. Este procedimento permite assegurar a confiabilidade dos resultados e, caso seja necessário, eliminar os valores disparados. Em algumas ocasiões, o ruído superficial pode chegar a ser muito intenso e, portanto, indesejável, é possível atenuar seu efeito fazendo medições de gradiente. A maior parte dos magnetômetros de prótons conta com um sensor móvel que pode ser colocado em diferentes alturas (entre 30 e 300 cm sobre o solo), possibilitando a realização da operação. As anomalias, obtidas com o sensor em alto ou com o sensor na posição baixa, estão influenciadas pelo ruído superficial, no entanto a diferença destas medições, isto é, o gradiente, elimina o ruído superficial e permite obter anomalias de corpos anômalos com mais clareza.

8.7 Correções e filtros de anomalias

Nos estudos magnéticos focados na prospecção de água subterrânea, a única correção indispensável é a correção diurna. Esta correção é feita diminuindo dos valores medidos no terreno a variação temporal registrada em uma estação-base. O procedimento de filtrado sobre os perfis e sobre as cartas magnéticas são muito mais variados que os observados em gravimetria. Então, os estudos sobre objetivos bem definidos, os estudos de prospecção de água, por exemplo, tendem a focar e conservar um só tipo de anomalia. O que se pretende interpretar são as anomalias isoladas que correspondem aos modelos criados na fase de planejamento. Para esse propósito, é necessário estabelecer um campo regional com todos os perfis ou mapas de anomalia para extrair as anomalias residuais.

8.8 Interpretação

Apesar de existir programas muito elaborados, a interpretação na prospecção de água pode ser semiquantitativa e deve também ser realizada, no possível, rapidamente sobre o terreno. Por outra parte, deve-se ter em conta a multiplicidade de fatores que podem afetar a forma das anomalias e as simplificações realizadas no processo de

Si la superficie del terreno cuenta con heterogeneidades magnéticas puede ser útil realizar mediciones múltiples en cada punto de medición repartidas en las esquinas de un pequeño polígono alrededor de la estación. Este procedimiento permite asegurar la confiabilidad de los resultados y en caso necesario eliminar los valores disparados. En ocasiones el ruido superficial puede llegar a ser muy intenso y por lo tanto indeseable, es posible atenuar su efecto llevando a cabo mediciones de gradiente. La mayor parte de los magnetómetros de protones cuentan un sensor móvil que puede ser colocado a diferentes alturas (entre 30 y 300 cm sobre el suelo) lo cual los posibilita para realizar esta operación. Las anomalías obtenidas con el sensor en alto o con el sensor en la posición baja ambas están influenciadas por el ruido superficial, sin embargo la diferencia de estas mediciones, es decir el gradiente, elimina el ruido superficial y permite obtener anomalías de cuerpos anómalos más claramente.

8.7 Correcciones y filtrado de anomalías

En los estudios magnéticos enfocados a la prospección de agua subterránea la única corrección indispensable es la corrección diurna. Esta corrección se lleva a cabo restando de los valores medidos en el terreno la variación temporal registrada en una estación base. El procedimiento de filtrado sobre los perfiles y sobre cartas magnéticas es en general el mismo que se emplea en gravimetría. Sin embargo, las formas y dimensiones de las anomalías magnéticas son mucho más variadas que las que se observan en gravimetría. Entonces, los estudios sobre objetivos bien definidos, los estudios de prospección de agua por ejemplo, se tiende a enfocar y conservar un solo tipo de anomalía. Lo que se busca interpretar son las anomalías aisladas que corresponden a los modelos concebidos en la fase de planeación. Para este propósito se requiere establecer un campo regional a todos los perfiles o al mapa de anomalía para extraer las anomalías residuales.

8.8 Interpretación

Aunque existen programas muy elaborados, la interpretación en la prospección de agua puede ser semi-cuantitativa y debe además ser realizada en lo posible rápidamente sobre el terreno. Por otra parte, se debe tener en cuenta la multiplicidad de factores que pueden afectar la forma de las anomalías y las simplificaciones realizadas en

interpretação que sugerem desnecessário um rigor excessivo. Por exemplo, raramente se pode ter em conta o magnetismo remanescente ou a heterogeneidade magnética dos corpos estudados, além da seleção de um campo magnético regional, para separar anomalias residuais pode resultar arbitrária. Quando é medido ao longo de um perfil, é necessário observar que a forma da anomalia se modifica quando varia a inclinação e a orientação da estrutura do corpo anômalo, a inclinação do campo magnético, a orientação e a posição do perfil. A figura 71 mostra dois exemplos extremos destas variações.

el proceso de interpretación lo cual sugieren innecesario un rigor excesivo. Por ejemplo, rara vez se puede tener en cuenta el magnetismo remanente o la heterogeneidad magnética de los cuerpos estudiados, además la selección de un campo magnético regional para separar las anomalías residuales puede resultar arbitraria. Cuando se mide a lo largo de un perfil, se debe tener en cuenta que la forma de la anomalía se modifica cuando varía la inclinación y la orientación de la estructura del cuerpo anómalo, la inclinación del campo magnético, la orientación y la posición del perfil. La **Figura 71** muestra dos ejemplos extremos de estas variaciones.

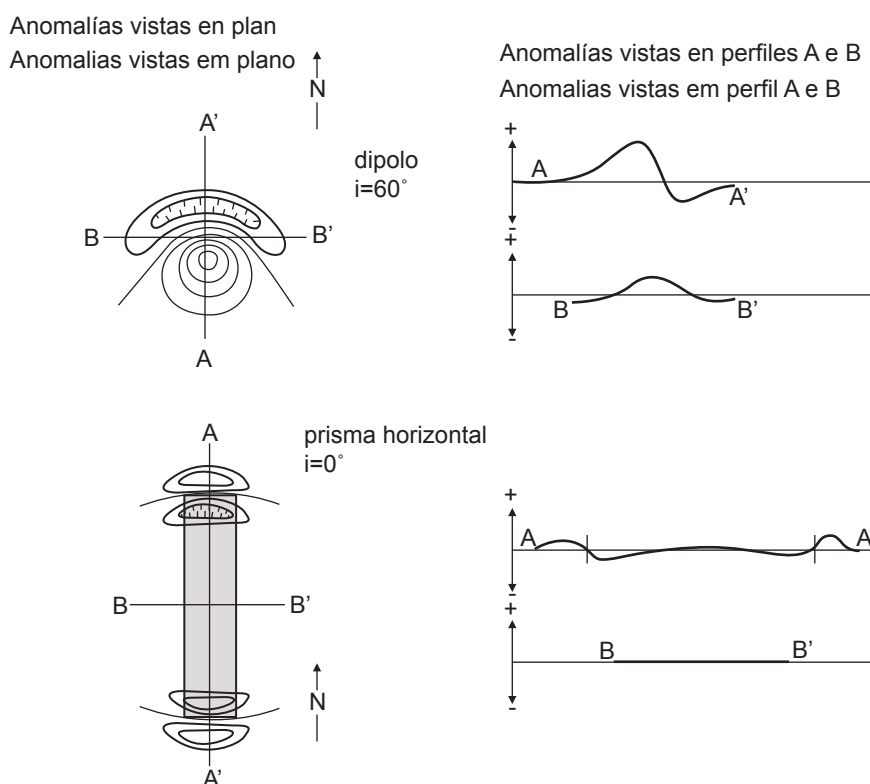


Figura 71.-

Firmas magnéticas de um prisma vertical e um horizontal, em plano e ao longo de perfis perpendiculares.

Figura 71.-

Firmas magnéticas de un prisma vertical y uno horizontal, en plano y a lo largo de perfiles perpendiculares.

Geralmente, a causa de uma perturbação de campo magnético diminui com a profundidade do corpo anômalo que se reflete em uma diminuição das pendentes da anomalia e conseqüentemente

En general, la causa de una perturbación del campo magnético disminuye con la profundidad del cuerpo anómalo lo que se refleja en una disminución de las pendientes de la anomalía y en consecuencia

da longitude de onda da anomalia, a qual é da ordem de dois a três vezes a profundidade do corpo. Certas regras empíricas permitem realizar as primeiras aproximações ligando a longitude de onda das anomalias observadas à profundidade do corpo que a reproduz. Estas não são confiáveis se a profundidade do corpo é grande, isto é, quatro ou cinco vezes as dimensões efetivas dos dipolos ou monopolos considerados. As regras empíricas mencionadas são listadas a seguir para vários corpos anômalos.

Campo indutor vertical (figura 72):

- Para uma esfera ou um corpo isométrico
 $h = 2x$
- Para um cilindro horizontal
 $h = 2x$
- Para um cilindro vertical
 $h = 1.3x$
- Para um dique fino vertical
 $h = x$

de la longitud de onda de la anomalía, la cual es del orden de dos a tres veces la profundidad del cuerpo. Ciertas reglas empíricas permiten realizar primeras aproximaciones ligando la longitud de onda de la anomalía observada a la profundidad del cuerpo que la produce. Estas no son confiables si la profundidad del cuerpo es grande, es decir, cuatro o cinco veces las dimensiones efectivas de los dipolos o monopolos considerados. Las reglas empíricas mencionadas se listan a continuación para varios cuerpos anómalos.

Campo indutor vertical (**Figura 72**):

- Para una esfera o un cuerpo isométrico:
 $h = 2x$
- Para un cilindro horizontal
 $h = 2x$
- Para un cilindro vertical
 $h = 1.3x$
- Para un dique delgado vertical
 $h = x$

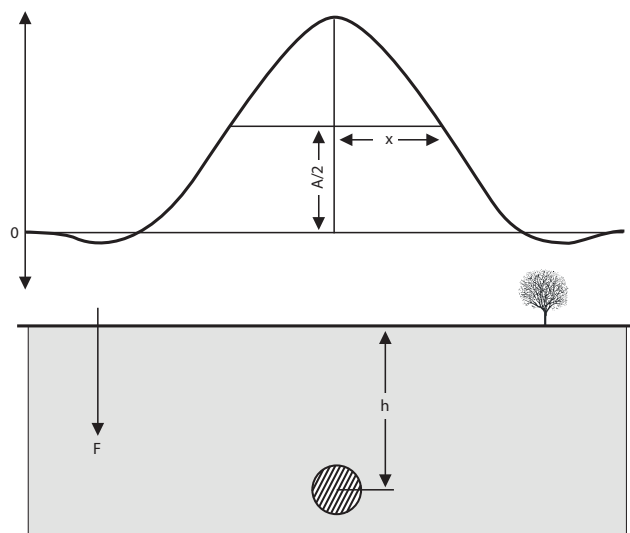


Figura 72.-

Anomalia produzida por uma esfera paramagnética em um campo vertical (nos polos).

Figura 72.-

Anomalia producida por una esfera paramagnética en un campo vertical (en los Polos).

Campo indutor horizontal (figura 73 e 74):

- Para uma esfera ou um corpo isométrico
 $h = 2.5x$

Campo indutor horizontal (**Figura 73 y 74**):

- Para una esfera o un cuerpo isométrico:
 $h = 2.5x$

- Para um cilindro horizontal E-W
 $h = 2x$
- Para um cilindro horizontal N-S
 $h = 1.3x$
- Para uma placa horizontal fina e truncada
 $h = x$

- Para un cilindro horizontal E-W
 $h = 2x$
- Para un cilindro horizontal N-S
 $h = 1.3x$
- Para una placa horizontal delgada y truncada
 $h = x$

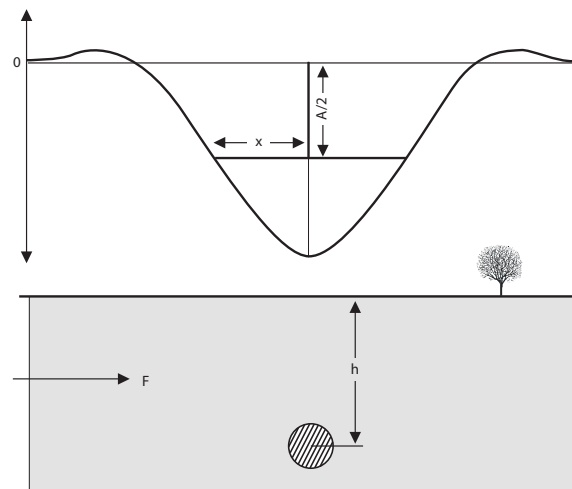


Figura 73.-
Anomalia produzida por uma esfera em um campo horizontal.

Figura 73.-
Anomalia producida por una esfera en un campo horizontal.

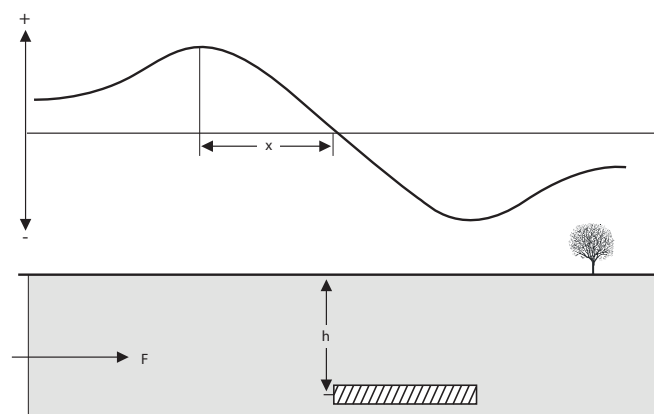


Figura 74.-
Anomalia produzida por uma placa horizontal delgada truncada numa de suas extremidades.

Figura 74.-
Anomalia producida por una placa horizontal delgada truncada en uno de sus extremos.

Campo indutor inclinado (geral):

- Regra de Peters $h = 0.63 (x_a - x_b)$

Para obter x_a e x_b deve-se traçar a tangente do declive máximo sobre a curva de anomalia; posteriormente se traçam as tangentes que tenham declives iguais à metade do declive máximo. Os pontos das tangentes se definem como x_a e x_b (figura 75).

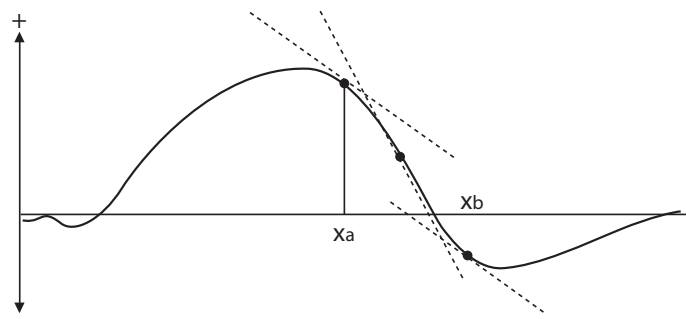


Figura 75.-

Declives traçados conforme a regra de Peters.

- Regra da direita $h = x_a - x_b$

Onde x_a e x_b são os pontos extremos do segmento da linha tangente direita da anomalia que corresponde ao flanco mais inclinado da anomalia (figura 76).

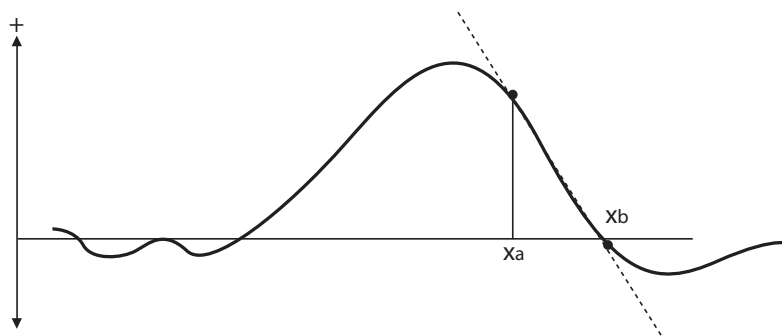


Figura 76.-

Regra da direita.

Campo indutor inclinado (General):

- Regla de Peters: $h = 0.63 (x_a - x_b)$

Para obtener x_a y x_b se traza la tangente de la pendiente máxima sobre la curva de anomalía, posteriormente se trazan las tangentes que tengan pendientes iguales a la mitad de la pendiente máxima. Los puntos de las tangentes se definen como x_a y x_b (Figura 75).

Figura 75-

Las pendientes trazadas de acuerdo a la regla de Peters.

- Regla de la Derecha: $h = x_a - x_b$

En donde x_a y x_b son los puntos extremos del segmento de la línea tangente derecha de la anomalía que corresponde al flanco más empinado de la anomalía (Figura 76).

Figura 76.-

Regla de la derecha.

- O caso de uma falha $h = x/2$

- El caso de una falla $h = x/2$

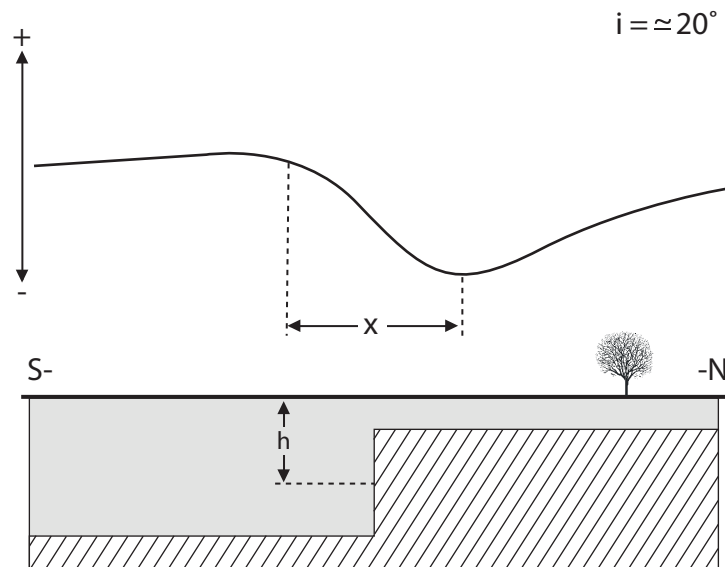


Figura 77.-

Anomalia sobre uma falha.

Entre os métodos simples de usar sobre o terreno, embora mais precisos que as express  es aqui indicadas, encontram-se os propostos por Smellie no volume 21 de **Geophysics**. Por sua vez, para os corpos prismáticos, a **Memoir 47 da Geological Society of América** proporciona uma série de modelos e regras que permitem obter rapidamente tanto profundidades quanto as dimensões laterais dos corpos an  malos. Entretanto, estimar as extensões dos corpos an  malos não    tarefa simples. A posi     dos limites laterais em rela     aos pontos singulares das anomalias varia de acordo com a inclina     do campo, a profundidade do corpo, sua orienta     etc. Para corpos situados a pouca profundidade,    possível localizar suas margens, que se encontram embaixo do ponto de inflex     da curva an  mala, entre seu máximo e seu mínimo. Essa regra, entretanto, nem sempre vale. Todavia, é relativamente simples tra  ar falhas verticais que podem estar situadas na dist  ncia média entre o máximo e o mínimo da anomalia (figura 77) ou na metade do segmento inclinado do mesmo.

Figura 77.-

Anom  lia sobre una falla.

Entre los métodos simples de usar sobre el terreno pero con m  s rigor que las expresiones proporcionadas aquí se encuentran los propuestos por Smellie en el volumen 21 de **Geophysics**. Por otra parte para los cuerpos prismáticos la **Memoir 47 de la Geological Society of America** proporciona una serie de modelos y reglas que permiten obtener rápidamente tanto profundidades como las dimensiones laterales de los cuerpos an  malos. Sin embargo, estimar las extensiones de los cuerpos an  malos no es simple. La posici     de los límites laterales con respecto a los puntos singulares de las anomalías varía con la inclinaci     del campo, la profundidad del cuerpo, su orientaci    , etc. Para los cuerpos situados a una profundidad somera es posible localizar sus márgenes, los cuales se encuentran debajo del punto de inflexi     de la curva an  mala, entre su máximo y su mínimo. Esta regla, sin embargo no tiene validez absoluta. Por otro lado, es relativamente simple trazar fallas verticales, que se pueden situar a la distancia media entre el máximo y mínimo de la anomalía (Figura 77) o a la mitad del segmento inclinado del mismo.

9 BASES DE DADOS REGIONAIS

O estudo do Sistema Aquífero Guarani, desde o ponto de vista da geofísica, deve incluir uma etapa de reconhecimento regional que permita definir seus limites geológico-estruturais, bem como suas características geométricas gerais, particularmente nas zonas em que estas são atualmente desconhecidas. Paralelamente e levando em conta essas informações que devem servir como marco de referência, a seguinte etapa abrange a realização de estudos detalhados destinados a resolver problemas específicos relacionados com o aquífero, tais como: a sua profundidade, a direção do fluxo, a qualidade da água, o volume disponível etc.

Entretanto, antes de iniciar o processo de obtenção de informações a partir da aplicação direta de técnicas geofísicas apropriadas para cada etapa, é muito importante a compilação e, se for o caso, o reprocessamento das bases de dados geofísicos disponíveis dos diferentes países que compõem o SAG. Isso permitirá a otimização dos recursos existentes e, ao mesmo tempo, ajudará no planejamento da distribuição dos diferentes estudos geofísicos ainda necessários, bem como na definição das zonas do SAG que, por causa da falta de informações, devam ser consideradas prioritárias.

9.1 Bases de dados gravimétricos e magnéticos

Entre os objetivos que se procuram alcançar nesta seção está o de proporcionar a informação necessária para poder incorporar a base de dados, de livre acesso, ou disponível à venda, ao Sistema de Informação Geográfica do SAG. Entretanto, em termos regionais, somente parecem ser aproveitáveis os dados gravimétricos, uma vez que os aeromagnéticos estão concentrados principalmente na Argentina e no Brasil, e este último país é o que conta com estudos sobre a quase totalidade do seu território. A maioria dos estudos feitos há décadas, nos países que compartilham o SAG, Argentina, Brasil, Paraguai e Uruguai, foram levados a efeito visando à prospecção de petróleo ou à exploração mineral. Por esse motivo, a cobertura de dados é irregular, pois grande parte dos objetivos petrolíferos estava localizada

9 BASES DE DATOS REGIONALES

El estudio de Sistema Acuífero Guaraní desde el punto de vista de la geofísica, debe incluir una etapa de reconocimiento regional que permita definir sus límites geológico-estructurales así como sus características geométricas generales, particularmente en las zonas en las que éstos se desconocen actualmente. Paralelamente, y tomando en cuenta esta información que debe servir como marco de referencia, la siguiente etapa comprende la realización de los estudios detallados encaminados a resolver problemas específicos relacionados al acuífero, tales como espesor, dirección de flujo, calidad del agua, volumen disponible, etc.

Sin embargo, previo al proceso de adquisición de información a partir de la aplicación directa de las técnicas geofísicas apropiadas en cada etapa, es muy importante la compilación y en su caso reprocesamiento de las bases de datos geofísicos disponibles de los diferentes países que comprenden al SAG. Esto permitirá la optimización de los recursos disponibles, al mismo tiempo que será auxiliar en el diseño de la distribución de los diferentes estudios geofísicos aún requeridos y en la definición de las zonas del SAG que por la falta de información tengan que ser consideradas como prioritarias.

9.1 Bases de Datos Gravimétrica y Magnética

Entre los objetivos que se persiguen en esta sección está el proporcionar la información necesaria para poder incorporar las bases de datos, de acceso libre o disponible en venta, al Sistema de Información Geográfica del SAG. Sin embargo, a nivel regional solamente parecen aprovechables los datos gravimétricos pues los aeromagnéticos están principalmente concentrados en Argentina y Brasil, siendo éste último el que cuenta cubierta casi la totalidad de su territorio. La mayor parte de los estudios en los países que comparten el SAG, Argentina, Brasil, Paraguay y Uruguay, han sido llevados a cabo con fines de prospección petrolera o bien de exploración mineral desde hace décadas. Por esta razón la distribución de datos es desigual pues gran parte de los objetivos petroleros se

nas bacias costeiras, ou no litoral do continente, enquanto que os destinados à produção mineral se localizavam principalmente no interior do Brasil. No *site* da *web* do serviço meteorológico NOAA dos EEUU (www.noaa.gov), pode-se encontrar uma base de dados gravimétricos terrestres da região que compreende o SAG.

A figura 78 mostra a distribuição da informação gravimétrica disponível nesse *site*, onde se podem apreciar grandes lacunas de informação em grande parte da região contornada pela linha vermelha contínua, que reflete a extensão aproximada do SAG. Outra base complementar de dados, de livre acesso, com menor número de informações, é a da francesa BGR (bgi.cnes.fr), que inclui não somente estações gravimétricas terrestres, como também e principalmente estações de gravidade absoluta de referência (primeira e segunda ordem) dos quatro países do Mercosul.

ubican en cuencas costeras o en la margen continental y las de producción mineral se localizan principalmente en Brasil. En el sitio Web del servicio meteorológico NOAA de EEUU (www.noaa.gov) se puede encontrar una base de datos gravimétricos terrestres de la zona que comprende el SAG.

*La **Figura 78** muestra la distribución de la información gravimétrica disponible de este sitio, en donde se pueden apreciar notables vacíos de información en gran parte de la región limitada por el contorno de línea roja continua, la cual representa la extensión aproximada del SAG. Otra base de datos complementaria de libre acceso, aunque menor en número es la de la Francesa BGR (bgi.cnes.fr) que incluye no solo estaciones gravimétricas terrestres, sino principalmente estaciones de gravedad absoluta de referencia (primero y segundo orden) de los cuatro países del Mercosur.*



Figura 78.-

Dados gravimétricos terrestres e marinhos da América do Sul (U. de Texas, 1993). O SAG está apenas parcialmente coberto por esta base de dados que se concentra principalmente em objetivos petrolíferos e de mineração .

Figura 78.-

Datos gravimétricos terrestres y marinos de América del Sur (U. de Texas, 1993). El SAG está cubierto solo parcialmente por esta base de datos que se concentra principalmente en objetivos petroleros y mineros .

Ademais, também é possível obter uma base mais completa de dados gravimétricos, mas não isenta de custos, por meio do *site* da *web* da GETECH Group (www.getech.com) em que se incluem dados obtidos principalmente com finalidade de prospectar petróleo. As figuras 79, 80, 81 e 82 mostram a distribuição de estações gravimétricas terrestres na Argentina, no Brasil, no Paraguai e no Uruguai, respectivamente. A densidade disponível de dados varia entre esses países. Entretanto, a partir dessas informações, é possível compilar de forma integrada uma base de dados gravimétricos a respeito do SAG, com boa resolução. Por meio desse mesmo *site*, podem-se obter as distribuições de levantamentos aeromagnéticos de três dos países que integram o SAG. O Uruguai é o único que não conta com dados dessa natureza. As figuras 83, 84 e 85 mostram a distribuição dos dados aeromagnéticos na Argentina, no Brasil e no Paraguai, respectivamente.

*Por otro lado, también es posible obtener una base de datos gravimétricos mas completa aunque no libre de costo a través del sitio Web de GETECH Group (www.getech.com) en donde se incluyen datos adquiridos principalmente con fines de exploración petrolera. Las **Figuras 79, 80, 81 y 82** muestran la distribución de estaciones gravimétricas terrestres en Argentina, Brasil, Paraguay y Uruguay respectivamente. La densidad de datos disponible varía entre estos países, sin embargo a partir de esta información es posible integrar una base de datos gravimétricos del SAG de buena resolución. A través del mismo sitio se pueden obtener las distribuciones de levantamientos aeromagnéticos de tres de los países que comprenden al SAG. Uruguay es el único de ellos que no cuenta con datos de este tipo. Las **Figuras 83, 84 y 85** muestran la distribución de los datos aeromagnéticos en Argentina, Brasil y Paraguay respectivamente.*

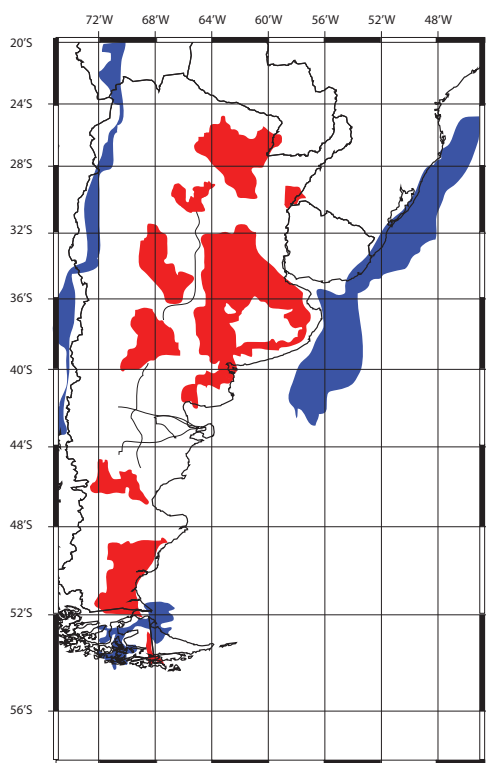


Figura 79.-

Mapa da distribuição de dados gravimétricos terrestres e marítimos (GETECH) na Argentina. A malha de dados digitais disponível tem intervalos de 5' (~10 km) a 2'.

Figura 79.-

Mapa de distribución de datos gravimétricos terrestres y marinos (GETECH) en Argentina. La malla de datos digitales disponible tiene separaciones de 5' (~10 km) a 2'.

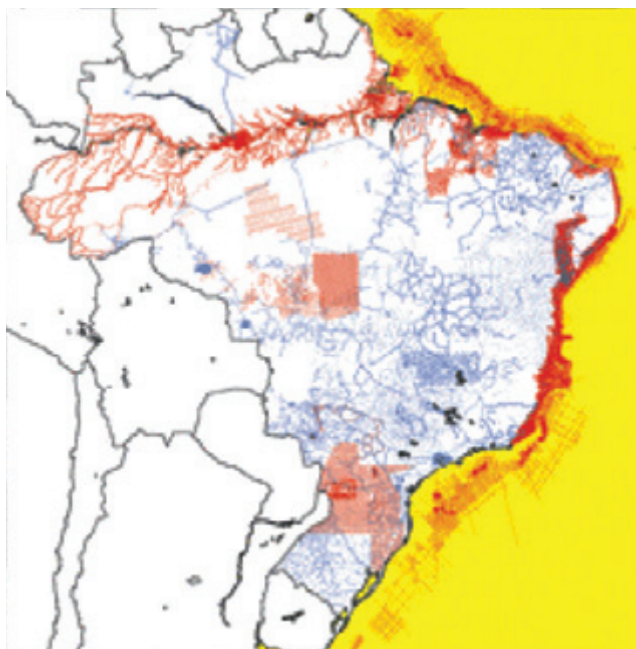


Figura 80.-

Mapa de distribuição de dados gravimétricos terrestres e marítimos no Brasil (GETECH, Universidade de Brasília, Petrobras).

Figura 80.-

Mapa de distribución de datos gravimétricos terrestres y marinos en Brasil (GETECH, Universidad de Brasília, Petrobras).

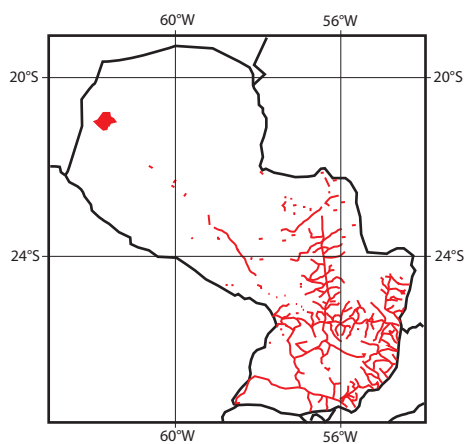


Figura 81.-

Mapa da distribuição de dados gravimétricos do Paraguai (GETECH). A malha de dados digitais disponível tem intervalos de 5' (~10 km).

Figura 81.-

Mapa de distribución de datos gravimétricos de Paraguay (GETECH). La malla de datos digitales disponible tiene separaciones de 5' (~10 km).

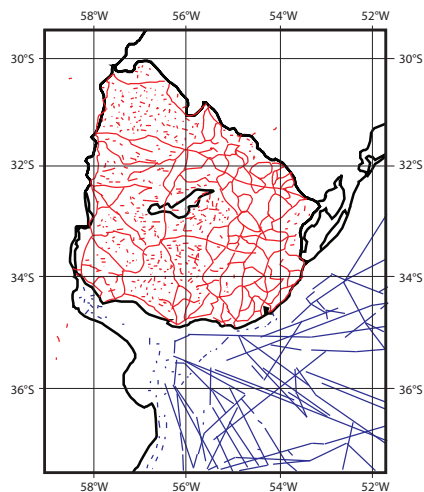


Figura 82.-

Mapa da distribuição de dados gravimétricos do Uruguai. A malha de dados digitais disponíveis tem intervalos de 2' (~4 km).

Figura 82.-

Mapa de distribución de datos gravimétricos de Uruguay. La malla de datos digitales disponible tiene separaciones de 2' (~4 km).

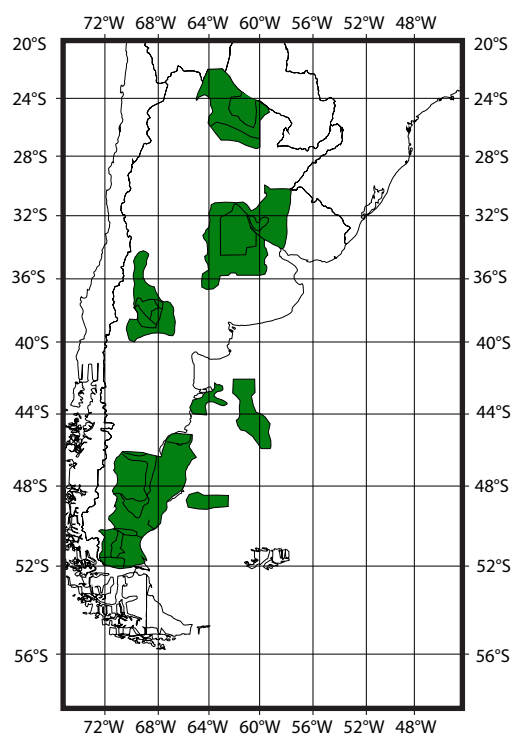


Figura 83.-

Dados aeromagnéticos disponíveis (GETECH) na Argentina (zonas cor verde).

Figura 83.-

Datos aeromagnéticos disponibles (GETECH) en Argentina (zonas en verde).

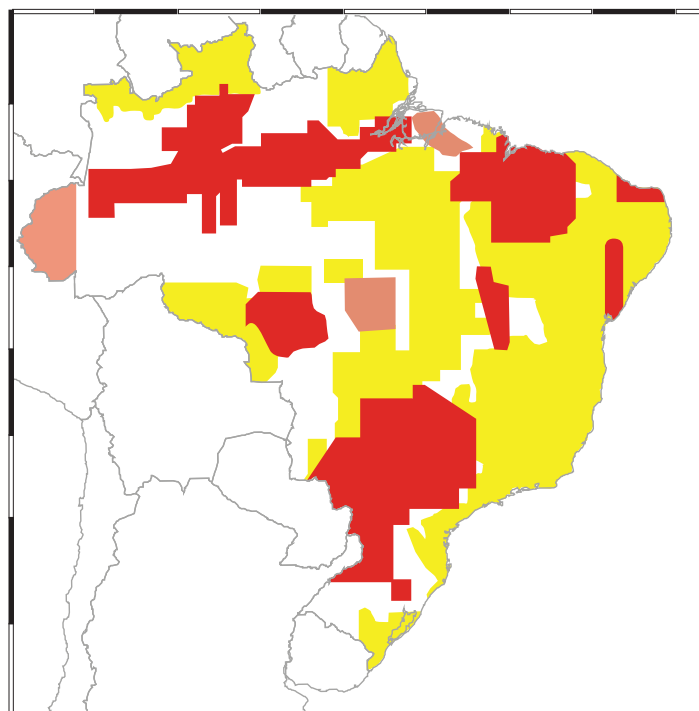


Figura 84.-

Dados magnéticos disponíveis (GETECH) no Brasil. As diferentes cores indicam dados de diferentes épocas e fontes.

Figura 84.-

Datos magnéticos disponibles (GETECH) en Brasil. Los diferentes colores indican datos de diferentes épocas y fuentes.

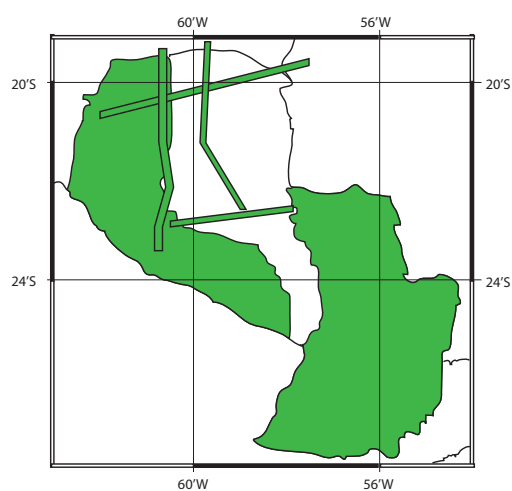


Figura 85.-

Dados aeromagnéticos disponíveis (GETECH) no Paraguai (zonas cor verde).

Figura 85.-

Datos aeromagnéticos disponibles (GETECH) en Paraguay (zonas en verde).

As malhas de dados aeromagnéticos do Serviço Geológico do Brasil (CPRM), mostrados em cor amarela na figura 84, têm uma distância de apenas 1 km. Na mesma figura, bem como na figura 80, as áreas vermelhas representam dados magnéticos e gravimétricos, terrestres, marítimos e aéreos da veterana agência de petróleo Petrobras. Muitos dos dados marítimos têm sido incorporados a essa base de dados por meio da digitalização de mapas análogos antigos. No entanto, GETECH com a Universidade de Brasília efetuaram levantamentos gravimétricos terrestres durante os últimos dez anos a fim de preencher lacunas de informação existentes no centro do Brasil (linhas e pontos azuis). A zona pintada de amarelo na figura 84 corresponde a dados gravimétricos enviados por satélite e compilados por GETECH. As bases de dados gravimétricas e magnéticas foram previamente utilizadas para estudar os vínculos tectônicos com o continente africano, a fim de ajudar a entender a geologia regional brasileira, o magnetismo e a liberação de esforços relacionados com a abertura do Oceano Atlântico Sul. Entre os produtos mais úteis para o estudo do SAG, inclui-se a interpretação da profundidade da base.

Diferentemente do Brasil, as bases de dados gravimétricos e magnéticos da Argentina, do Paraguai e do Uruguai são mais homogêneas. As bases de dados gravimétricas para as respectivas zonas do SAG podem ser ordenadas com espaçamentos de 4 a 10 km nas malhas de dados referentes ao território argentino, de 10 km no território paraguaio e 4 km no uruguaio. Ou então, alternativamente, é possível adquirir as cartas de anomalia de Bouger, incluindo o relatório dos levantamentos de campo e processamento dos dados. Os produtos magnéticos que a mesma empresa (GETECH) oferece, além dos seus próprios dados magnéticos organizados em malhas de 1 km, são as cartas de campo magnético total, corrigidas pelo IGRF, a uma altura média de voo sobre o terreno de 1 km, bem como o relatório dos levantamentos aeromagnéticos e do processamento de dados. A única zona do SAG que não conta com dados desse tipo é a correspondente à bacia norte do Uruguai, onde até esta data não se realizou, nem mesmo parcialmente, a cobertura territorial por meio desse método geofísico que resulta ser tão extremamente útil para o mapeamento de petrologias de origem ígnea. A distribuição dos fluxos de basalto de fissura na região ocupada pelo SAG, para ser bem entendida, requer a eventual cobertura do norte do Uruguai por meio de um levantamento aeromagnético para a obtenção dos dados necessários.

*Las mallas de datos aeromagnéticos del Servicio Geológico Brasileño (CPRM), mostrados en color amarillo en la **Figura 84**, tienen una separación de solo 1 km. En la misma figura, así como en la **Figura 80**, las áreas en rojo representan datos magnéticos y gravimétricos terrestres, marinos y aéreos de la antigua agencia petrolera Petrobrás. Muchos de los datos marinos han sido incorporados a esta base de datos por medio de la digitalización de mapas análogos antiguos. Por otro lado, GETECH junto con la Universidad de Brasilia llevaron a cabo levantamientos gravimétricos terrestres durante los últimos 10 años para llenar vacíos de información existentes en el centro de Brasil (líneas y puntos azules). La zona cubierta de amarillo en la Figura 4 corresponde a datos gravimétricos de origen satelital compilados por GETECH. Las bases de datos gravimétrica y magnéticas han sido utilizadas previamente para estudiar los vínculos tectónicos con el continente Africano para ayudar a comprender la geología regional brasileña, el magmatismo y la liberación de esfuerzos relacionados con la abertura del océano Atlántico Sur. Entre los productos más útiles para el estudio del SAG se incluye la interpretación de la profundidad del basamento.*

A diferencia del caso de Brasil, las bases de datos gravimétricos y magnéticos de Argentina, Paraguay y Uruguay son más homogéneas. Se pueden ordenar las bases de datos gravimétricos para las respectivas zonas del SAG con 4 a 10 km de espaciamento de las mallas de datos para el territorio argentino, 10 km para el territorio paraguayo y 4 km para el uruguayo. O bien, alternativamente es posible adquirir las cartas de anomalía de Bouguer incluyendo el reporte de los levantamientos de campo y procesamiento de los datos. Los productos magnéticos que la misma empresa (GETECH) ofrece además de los propios datos magnéticos con mallado de 1 km, son las cartas de campo magnético total, corregidas al IGRF, a una altura promedio de vuelo sobre el terreno de 1 km así como el reporte de los levantamientos aeromagnéticos y de procesamiento de los datos. La única zona del SAG que no cuenta con datos de éste tipo es la correspondiente a la cuenca Norte del Uruguay, en donde a la fecha no se ha llevado a cabo la cobertura territorial, ni siquiera parcialmente, con este método geofísico que resulta ser extremadamente útil para el mapeo de litologías de origen ígneo. La distribución de los flujos de basalto de fisura en la región ocupada por el SAG requiere de la eventual cobertura del norte del Uruguay con éste tipo de datos a través de un levantamiento aeromagnético.

Ademais, outra companhia particular (Peterson, Grant & Watson Ltd., ou PGW, www.pgw.on.ca), em colaboração com a GETECH, recopilou mais de quinhentos levantamentos aeromagnéticos na América do Sul. Originariamente esse projeto foi financiado por um consórcio de mais de 29 companhias petrolíferas e de mineração, e seus dados estão disponíveis comercialmente desde 1997. A superfície total coberta por essas bases de dados é de aproximadamente 75% do subcontinente e inclui dados continentais e das zonas costeiras. Esses dados estão disponíveis por país, ou então por superfícies de 1° por 1° em malhas de 1 km x 1 km.

Por otro lado, otra compañía privada (Peterson, Grant & Watson Ltd., o PGW, www.pgw.on.ca) en colaboración con GETECH ha recopilado más de 500 levantamientos aeromagnéticos en América del Sur. Originalmente, este proyecto fue financiado por un consorcio de más de 20 compañías petroleras y mineras y los datos están disponibles comercialmente desde el año 1997. La superficie total que cubre esta base de datos es de aproximadamente el 75% del subcontinente e incluye datos continentales y de las zonas costeras. Los datos están disponibles por país o bien por superficies de 1° x 1° en mallas de 1 km x 1 km.

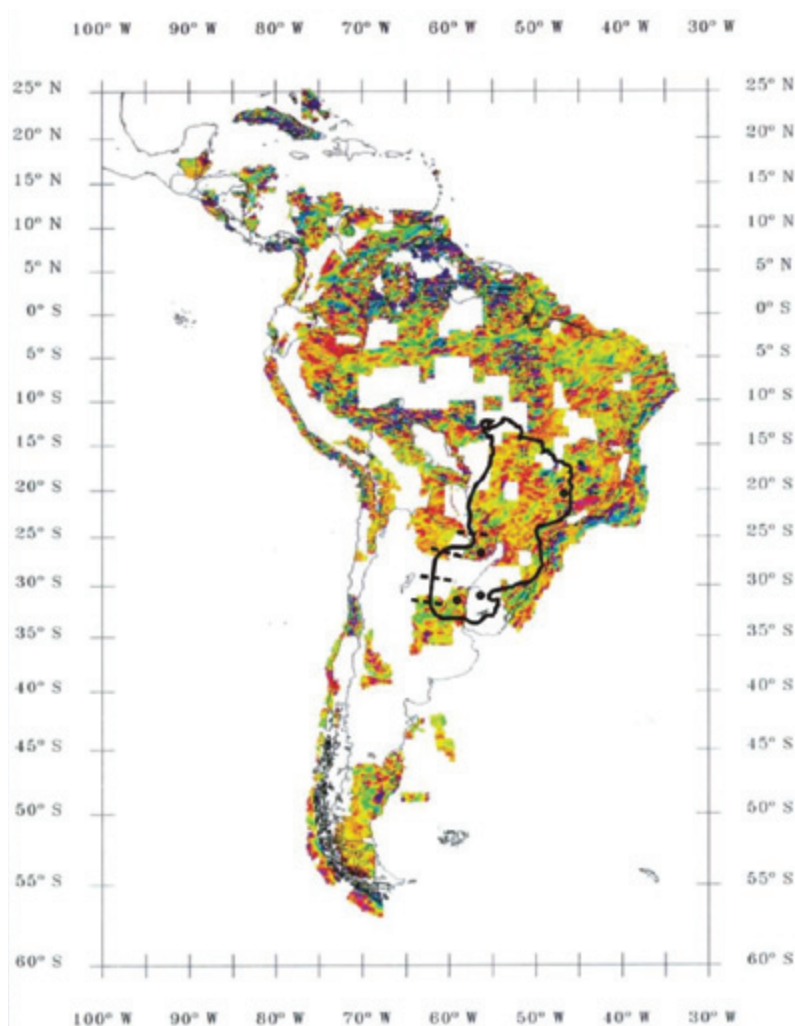


Figura 86.-

Mapa aeromagnético da América do Sul, América Central e Caribe compilado a partir de mais de 500 levantamentos nessas regiões.

Figura 86.-

Mapa aeromagnético de América del Sur, Centro América y el Caribe compilado a partir de mas de 500 levantamientos en la región.

Entretanto, apesar de quão completa possa parecer essa informação, existem grandes lacunas de dados magnéticos em amplas áreas do SAG. Como pode ser visto na figura 86. O contorno de linha contínua representa os limites aproximados do SAG. De maior utilidade parece ser a base de dados gravimétricos, pois além de apresentar uma cobertura adequada para uma primeira interpretação e modelagem das bacias que compreendem o SAG, sua resolução (1 km X 1 km) parece ser apropriada para a realização de uma modelagem regional das mesmas.

9.2 Gravimetria e magnetometria por satélite

A gravimetria por via satélite se acha em estágio bem avançado de realização, de sorte que, no prazo de um ano, ou talvez, alguns meses, será possível contar com mapas continentais com muito boa resolução, mediante os quais seja possível obter modelos e estabelecer limites aproximados de bacias com dimensões semelhantes às reveladas pelo SAG. Este projeto, chamado GRACE, é um projeto cujo principal objetivo é o estudo de campo gravitacional terrestre mediante a utilização de satélites. A missão GRACE é uma junção de organizações científicas, entre as quais se acham o *National Aeronautics and Space Administration* (Nasa) e a *German Aerospace Center* (DLR). Entre seus principais resultados está a obtenção do mais detalhado modelo gravitacional terrestre calculado até agora.

Os mapas de anomalias da gravidade mostram a forma pela qual o campo gravitacional real difere do campo gravitacional uniforme de uma superfície terrestre regular (geóide). As anomalias da gravidade devem-se, em sua maior parte, a concentrações atípicas de massa numa região. Os modelos de anomalia da Terra obtidos até agora se encontram disponíveis de maneira gratuita nos *sites da web* das organizações participantes (www.gfz-potsdam.de/grace).

Até há pouco tempo, não existia uma única fonte homogênea de dados do geóide global. Os dados provinham de dúzias de satélites, que realizavam observações sobre as zonas terrestres, e de barcos espalhados nos mares. Todos esses dados eram combinados para produzir o modelo. Tradicionalmente, os modelos

*Sin embargo, a pesar de lo completa que puede parecer esta información existen grandes huecos de datos magnéticos en amplias zonas del SAG, como se observa en la **Figura 86**. El contorno de línea continua representa los límites aproximados del SAG. De mayor utilidad parece ser la base de datos gravimétricos pues además de que tiene una cobertura adecuada para una primera interpretación y modelado de las cuencas que albergan al SAG, la resolución (1 km x 1 km) parece ser la adecuada para realizar un modelado regional de éstas.*

9.2 Gravimetría y magnetometría satelital

La gravimetría satelital se encuentra en una etapa de madures, de tal suerte que en cuestión de un año, tal vez meses, será posible contar con cartas continentales de muy buena resolución, con las cuales será posible obtener modelos y establecer límites aproximados de cuencas con dimensiones semejantes a las que revela el SAG. Este proyecto, llamado GRACE es un proyecto cuyo principal objetivo es el estudio del campo gravitatorio terrestre utilizando métodos satelitales. La misión GRACE es una unión entre organizaciones científicas entre las que se encuentra el National Aeronautics and Space Administration (NASA) y la German Aerospace Center (DLR). Entre los resultados principales está la obtención del más detallado modelo gravitatorio terrestre calculado hasta ahora.

Los mapas de anomalías de la gravedad representan cómo el campo gravitatorio real difiere del campo gravitatorio uniforme de una superficie terrestre regular (geoide). Las anomalías de la gravedad se deben en su mayor parte a concentraciones inusuales de masa en una región. Los modelos de anomalía de la Tierra obtenidos a la fecha están disponible de manera gratuita en los sitios Web de los organismos participantes (e.g. www.gfz-potsdam.de/grace).

Hasta hace poco, no existía una única fuente homogénea de datos del geode global. Los datos provenían de docenas de satélites que realizaban observaciones sobre las zonas terrestres y barcos en los mares, todos ellos se combinaban para producir el modelo. Tradicionalmente los modelos globales daban

globais produziam bons resultados, mas eram insuficientes para mostrar pequenas variações de elementos do campo gravitacional, ou variações precisas no tempo. O projeto GRACE oferece, pela primeira vez, uma cobertura global do campo gravitacional terrestre a cada trinta dias provinda de uma única fonte de informação. Além disso, as medições são 100 vezes mais precisas que as medições até então existentes e, com o acúmulo de observações, a resolução do geóide vai melhorando pouca a pouco. À medida que o modelo de geóide vai se tornando mais detalhado, vão sendo melhorados a exatidão da altimetria dos satélites, as observações do radar de abertura sintética, os modelos digitais do terreno que cobrem grandes superfícies terrestres e áreas geladas, os usos e aplicações da teledetecção e a cartografia.

O sistema GRACE está composto por dois satélites que agem de forma sincronizada a fim de detectar variações na distância entre os dois satélites gêmeos. Os dois satélites orbitam, um atrás do outro, no mesmo plano orbital a uma distância aproximada de 220 km. Enquanto o par de satélites circunda a Terra, as áreas com maior gravidade (maior concentração de massa) afetam o satélite que viaja na frente, empurrando-o para mais longe do satélite que viaja atrás. Posteriormente, o satélite que vem atrás, ao passar sobre a anomalia gravitacional, é empurrado em direção ao satélite que está na frente. As variações de distância utilizam um sistema muito preciso baseado em micro-ondas, instalado nos satélites que usam um sistema de medida denominado KBR (*K-band Ranging System*), o qual oferece uma precisão de dez micrômetros. Um acelerômetro situado no centro das massas de cada satélite mede as acelerações não gravitacionais (como aquelas devidas ao atrito atmosférico), de forma que sejam levadas em conta apenas as acelerações devidas à gravidade. Os receptores GPS incorporados determinam a posição do satélite sobre a Terra com precisão centimétrica. O controle terrestre do sistema GRACE descarrega toda essa informação vinda dos satélites e a usará para elaborar mensalmente mapas do campo gravitacional médio, durante o período de cinco anos que se prevê que dure a missão.

Em fins de 2004, foi publicada a versão 2 do modelo gravitacional GRACE (GGM02). Este modelo GGM02 está baseado na análise dos

buenos resultados, pero eran precarios para representar pequeñas variaciones de elementos del campo gravitatorio o variaciones precisas en el tiempo. El proyecto GRACE ofrece por primera vez una cobertura global del campo gravitatorio terrestre cada 30 días de una sola fuente de información. Además las mediciones son 100 veces más precisas que las existentes y con la acumulación de observaciones la resolución del geoide se va mejorando poco a poco. A medida que el modelo de geoide se va haciendo más detallado, la exactitud de la altimetría satelital, las observaciones de radar de apertura sintética, modelos digitales del terreno que cubren grandes superficies terrestres y áreas heladas, los usos y aplicaciones de la teledetección y la cartografía se ven mejoradas.

*El sistema GRACE está conformado por dos satélites que actúan de manera sincronizada para detectar cambios en la distancia entre los dos satélites gemelos. Los dos satélites orbitan uno de tras de otro en el mismo plano orbital a una distancia aproximada de 220 km. Mientras el par de satélites circunda la Tierra, las áreas con mayor gravedad (mayor concentración de masa) afecta al satélite que viaja primero, empujándolo más allá del satélite que viaja detrás. Posteriormente, el satélite que viaja detrás es empujado hacia el satélite que va delante al pasar sobre la anomalía gravitacional. Las variaciones de distancia utilizan un sistema muy preciso basado en microondas instalado en los satélites que usan un sistema de medida denominado KBR (*K-band Ranging System*) el cual ofrece una precisión de solo 10 micrómetros. Un acelerómetro situado sobre el centro de masas de cada satélite, mide las aceleraciones no gravitacionales (como aquellas debidas al rozamiento atmosférico) de manera que sólo se tengan en cuenta aquellas aceleraciones debidas a la gravedad. Los receptores GPS incorporados determinan la posición del satélite sobre la Tierra con precisión centimétrica. El control terrestre del sistema GRACE descarga toda esta información desde los satélites y la utilizará para construir cada mes mapas del campo gravitatorio medio durante el periodo de 5 años que se prevé dure la misión.*

Hacia finales del año 2004 se publicó la versión 2 del modelo gravitacional GRACE (GGM02). Este modelo GGM02 está basado en el análisis de los

dados do sistema correspondentes a 363 dias de observação. Este modelo está construído tomando por base os dados de informação gravitacional terrestre. Existem outros modelos mais recentes que podem ser consultados em qualquer dos seguintes *sites*:

http://earthobservatory.nasa.gov/Library/GRACE_Revised/page1.html
<http://www.csr.utexas.edu/grace>
<http://www.csr.utexas.edu/grace/gravity/>
<http://www.gfz-potsdam.de/grace>

Outro produto importantes do projeto GRACE é o mapa de anomalia magnética vertical:

(http://www.gfz-potsdam.de/pb1/op/champ/results/index_RESULTS.html).

Entretanto, esta informação tem menos possibilidades de ser útil para o estudo da bacia que alberga o SAG, embora não devesse desprezar sua análise.

9.3 Outras bases de dados

Existe informação adicional na forma de mapas, dados e documentos que podem ser úteis em zonas específicas do SAG e que é conveniente que sejam incorporados ao SIG. Uma variedade de trabalhos se encontra disponível em vários *sites* da *web* por meio das páginas dos serviços geológicos de três dos países que compartilham do SAG (Argentina, Brasil e Uruguai), bem como de alguns outros serviços geológicos (*usgs* e *noaa*) e organizações acadêmicas internacionais, como o BGI (*Buro Gravimetrique Internacional*, França) ou o BGR (*Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe*, Alemanha), que contam com bases de dados com informação parcial de acesso público. No Anexo 3 está incluído um diretório de serviços geológicos na América Latina, onde é possível localizar parte dos citados trabalhos. Já no Anexo 2, inclui-se um diretório de páginas da *web* extraídas do regional *Geophysics Link Page*, que inclui endereços de dados geofísicos por regiões, de sociedades acadêmicas que podem possuir informações referentes ao SAG, bem como dados geológicos regionais e, de modo geral, *software* relacionado a tudo o que já foi processado referente à interpretação geofísica.

datos del sistema correspondientes a 363 días de observación entre. Este modelo está constreñido por datos de información gravitacional terrestre. Existen otros modelos más recientes que pueden ser consultados en cualquiera de los sitios siguientes:

*http://earthobservatory.nasa.gov/Library/GRACE_Revised/page1.html
<http://www.csr.utexas.edu/grace>
<http://www.csr.utexas.edu/grace/gravity/>
<http://www.gfz-potsdam.de/grace>*

Otro de los productos importantes del proyecto GRACE es el mapa de anomalía magnética vertical:

(http://www.gfz-potsdam.de/pb1/op/champ/results/index_RESULTS.html).

Sin embargo esta información tiene menos posibilidades de ser de utilidad para el estudio de la cuenca que contiene al SAG, aunque no debería soslayarse su análisis.

9.3 Otras Bases de Datos

*Existe información adicional en forma de mapas, datos, y documentos que pueden ser útiles para zonas específicas del SAG y que es deseable que sean incorporados al SIG. Una variedad de trabajos se encuentran disponibles en varios sitios de la Web a través de las páginas de los servicios geológicos de tres de los países que comparten al SAG (Argentina, Brasil y Uruguay), así como de algunos otros servicios geológicos (*usgs* y *noaa*) y organizaciones académicas internacionales como el BGI (*Buro Gravimetrique Internacional*, Francia) o el BGR (*Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe*, Alemania), que cuentan con bases de datos con información parcial de acceso público. En el anexo 3 se incluye un directorio de servicios geológicos en América latina en donde es posible ubicar parte de dichos trabajos. El anexo 2 por otra parte, incluye un directorio de páginas Web extraídas del regional *Geophysics Link Page*, que comprende direcciones de datos geofísicos por regiones, de sociedades académicas que pueden contar con información relevante al SAG, así como de datos geológicos regionales y en general *software* relacionado con el procesado de interpretación geofísica. Algunos de los sitios*

Alguns dos *sites* mencionados proporcionam a informação e o *software* de forma gratuita.

Após uma busca em vários dos *sites* incluídos no anexo mencionado, pode-se afirmar que o Setor Operativo Norte (SON) do SAG conta com uma fonte de dados mais ampla que a do SOS, particularmente por causa do volume de informação que se pode aceder nas páginas do Serviço Geológico do Brasil (CPRM) ou do Ministério de Minas e Energia (DNPM). A respeito do SOS, que é o objetivo principal deste documento, existe menos informação que possa ser de utilidade, não obstante possam, talvez, ser resgatados alguns perfis gravimétricos regionais da base de dados do continente sul-americano, gerada pelo Departamento de Estudos Litosféricos da Universidade de Texas (www.ngde.noaa.gov/seg/cdroms/grav99v1/data/regional).

Entre a informação mais relevante que se pode obter estão vários perfis gravimétricos regionais de anomalia de Bouguer de ar livre ou residual (sem correção do terreno) que cruzam o SAG marginalmente. A figura 87 mostra em linhas contínuas os perfis disponíveis dentro e fora da zona de influência do SAG, e a figura 88 mostra um exemplo de um dos perfis regionais que corresponde ao que se situa bem ao sul da zona do SAG marcada com linha contínua na figura 87. Esse perfil se estende desde a costa do Oceano Pacífico até o Atlântico, passando pelo litoral norte do Rio da Prata. Embora na página da web supracitada, encontre-se muita informação gráfica relacionada com a base de dados gravimétrica relativa à América do Sul, não existem nem os dados georreferenciados e nem o relatório escrito com essa informação ou com outra que pudesse ser útil para sua reinterpretação. Entretanto, em caso de necessidade, é possível solicitar essa informação diretamente à Universidade de Texas em Houston.

que se incluyen proporcionan la información y/o el software de manera gratuita.

De una búsqueda realizada por varios de los sitios que se incluyen en dicho Anexo, se puede afirmar que el Sector Operativo Norte (SON) del SAG cuenta con una fuente de datos más amplia que la del SOS, particularmente por el volumen de información que se puede acceder de las páginas del Servicio Geológico de Brasil (CPRM) o del Ministerios das Minas e Energía (DNPM). Respecto al SOS, el cual es el objetivo principal de este documento, existe menos información que puede ser de utilidad aunque sin embargo, se pueden rescatar tal vez algunos perfiles gravimétricos regionales de la base de datos del continente Sudamericano generada por el Departamento de Estudios Litosféricos de la Universidad de Texas (www.ngdc.noaa.gov/seg/cdroms/grav99v1/data/regional).

*Entre la información mas relevante que se puede obtener están varios perfiles gravimétricos regionales de anomalía de Bouguer de Aire Libre o Residual (sin corrección de terreno) que cruzan el SAG marginalmente. La **Figura 87** muestra con líneas continuas los perfiles disponibles dentro y fuera de la zona de influencia del SAG en tanto que la **Figura 88** muestra un ejemplo de uno de los perfiles regionales, que corresponde al que se ubica justo al sur de la zona del SAG marcada con línea continua en la Figura. 87. Este perfil se extiende desde la costa del Océano Pacífico hasta el Atlántico pasando por el litoral norte del Río de la Plata. Aunque en la página Web mencionada se encuentra mucha información gráfica relacionada con la base de datos gravimétrica sudamericana, no existen los datos georeferenciados ni el reporte escrito con ésta información u otra que pueda ser de utilidad para su re-interpretación. Sin embargo, en caso de ser necesario es posible solicitar la información directamente a la Universidad de Texas en Houston.*



Figura 87.-

Mapa de perfis gravimétricos na América do Sul. Vários perfis cortam o SAG, pelo que esta informação é potencialmente útil.

Figura 87.-

Mapa de perfiles gravimétricos en América del Sur. Varios perfiles cortan al SAG por lo que esta información es potencialmente útil.

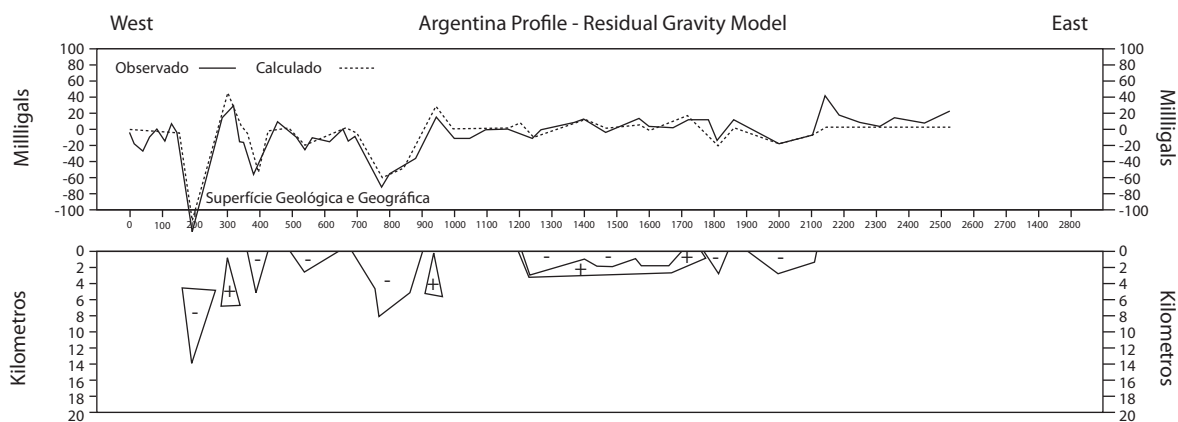


Figura 88.-

Perfil gravimétrico regional de anomalia residual entre o Oceano Pacífico e o Atlântico, precisamente ao sul do SAG.

Figura 88.-

Perfil gravimétrico regional de anomalía residual entre el Océano Pacífico y el Atlántico, justo al sur del SAG.

10 REFERÊNCIAS / REFERENCIAS

- ALDRIDGE, D. F.; OLDENBURG, D. W. Refractor imaging using an automated wavefront reconstruction method. **Geophysics**, 57, 3, p. 378-385, 1992.
- ARCHIE G. E. The electrical resistivity log as an aid to determining some reservoir characteristics. **Trans AIME.**, 146, p. 389-409, 1942.
- BAHR, K. Geological noise in magnetotelluric data: a classification of distortion types. **Phys. Earth Planet. Inter.**, 66, p. 24-38, 1990.
- BARKER, R. D. Signal contribution sections and their use in resistivity studies. **Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society**, 59, 1, p. 123-129, 1979.
- _____. Offset system of electrical resistivity sounding and its use with a multicore cable. **Geophysical Prospecting**, 29, 1, p. 128-143, 1981.
- BHATTACHARYA, P. K.; PATRA, H. P. **Direct current electric sounding**. Amsterdam: Elsevier, 1968.
- BARRY, K. M. Delay time and its application to refraction profile interpretation. In: MUSGROVE, A. W. (Ed.). **Seismic Refraction Prospecting, SEG**, p. 348-362, 1967.
- BROADBENT, M.; HABBERJAM, G. M. A solution to the dipping interface problem using the square array resistivity technique. **Geophysical Prospecting**, 19, 3, p. 321-338, 1971.
- CAGNIARD, L. Basic theory of the magneto-telluric method of geophysical prospecting. **Geophysics**, 18, p. 605-635, 1953.
- CASAS, A. Prospección geofísica aplicada a la hidrología: Metodologías y técnicas emergentes. In: OLMO-ALARCÓN; GÓMEZ-GETA (Ed.). **Actualidad de las técnicas geofísicas aplicadas en hidrología**, s. Instituto Geológico y Minero de España, 2000.
- CLAERBOUT, J. F. **Fundamentals of geophysical data processing**. New York: McGraw-Hill, 1976.
- _____. **Imaging the Earth's interior**. Oxford, Blackwell Scientific, 1985.
- CONSTABLE, S. C.; PARKER, R.L.; CONSTABLE, C. G. Occam's inversion: A practical algorithm for generating smooth models from electromagnetic sounding data. **Geophysics**, 52, 3, p. 289-300, 1987.
- CORBO, F. **Modelo geofísico del Acuífero Guaraní: zona comprendida entre Uruguay y Argentina**. Tesis (Maestría)—Universidad Nacional Autónoma de México, 2006.
- CORBO, F.; OLEAGA, A.; ARZATE, J. **Análisis comparativo de dos métodos geofísicos (SEV-MT) aplicados en la zona termal del Sistema Acuífero Guaraní en Argentina y Uruguay**. In: CONGRESO LATINOAMERICANO DE GEOLOGÍA, Quito, Ecuador, 2005.
- DAILY W. Y OWEN E. Cross-borehole resistivity tomography. **Geophysics**, 56, 8, p. 1228-1235, 1991.
- DE SANTA ANA, H.; FERNÁNDEZ GARRASINO, C.; FULFARO, F. Proyecto para la protección Ambiental y Desarrollo sostenible del Sistema Acuífero Guaraní (Argentina, Brasil, Paraguay y Uruguay). **Primer Informe Geológico**. Consorcio Guaraní. Montevideo, Uruguay, 2006.

- DOBRIN, M. B.; DAVIT, C. H. **Introduction to geophysical prospecting**. 4th edn. New York: McGraw-Hill, 1988.
- EWING, M.; WORZEL, J.; PEKERIS, C. L. **Geological Society of America**, Memoir 27, 1948.
- FAUST, L. Y. Seismic velocity as a function of depth and geologic time. **Geophysics**, 16, 2, p. 192-206, 1951.
- FECHNER, T. H.; WHITTAKER, J.; DIETRICH, P. **Seismic tomography for characterization of a hydrogeological test-site**. Proceedings II Meeting EEGS. Nantes, 1996
- GARDNER, L. W. An areal plan of mapping subsurface structure by refraction shooting. **Geophysics**, 4, 4247-259, 1939.
- _____. Refraction seismograph profile interpretation. In: MUSGROVE, A. W. (Ed.). **Seismic Refraction Prospecting, SEG**, p. 338-347, 1967.
- GHOSH, D. P. The application of linear filter theory to the direct interpretation of geoelectrical resistivity sounding measurements. **Geophysical Prospecting**, 19, p. 192-217, 1971.
- GROOM, R. W.; BAILEY, R. C. Decomposition of Magnetotelluric Impedance Tensor in the presence of Local 3-D Galvanic Distortion. **Journal of Geophysical Research**, n. B-2, p. 1913-1925, 1989.
- HABBERJAM, G. M.; WATKINS, G. E. Evaluation of terrain effects in ground magnetic surveys. **Geophysics**, 36, 3, p. 582-589, 1967a.
- HAGEDOORN, J. G. The plus-minus method of interpreting seismic refraction sections. **Geophysical Prospecting**, 7, 2, p. 158-182, 1959.
- HALES, F. W. An accurate graphical method for interpreting seismic refraction lines. **Geophysical Prospecting**, 6, 3, 285-314, 1958.
- HAMMER, S. Estimating ore masses in gravity prospecting. **Geophysics**, 10, 1, p. 50-62, 1945.
- HATTON, L.; WORTHINGTON, M. H.; MAKIN, J. **Seismic data processing: Theory and practice**. Oxford: Blackwell Scientific, 1986.
- HILL, N. R. Downward continuation of refracted arrivals to determine shallow structure. **Geophysics**, 52, 9, p. 1188-1198, 1987.
- HOWELL, B. F. **An introduction to seismological research, history and development**. Cambridge University Press, 1990.
- JACOBS, J. A. **Deep interior of the Earth**. Londres: Chapman and Hall, 1992.
- JONES A. G. Static shift of magnetotelluric data and its removal in a sedimentary basin environment. **Geophysics**, v. 53, n. 7, p. 967-978, 1988.
- KOEFOED, O. **Geosounding principles**. Amsterdam: Elsevier, 1979.
- KOMATINA, S. **Quantification of hydrogeological parameters by geophysical methods**. Proceedings III Meeting EEGS. Aarhus, 1997.
- KORVIN, G. **Geoexploration**, 19, p. 267-276, 1982.

LANKSTON, R. W. High-resolution refraction data acquisition and interpretation. In: WARD, S. H. (Ed.). **Geotechnical and environmental geophysics**, SEG, vol. I, p. 45-73, 1990.

LEGCHENKO, A. V.; BALTASSAT, J. M.; BEAUCE, A.; MAKKI, M. A.; AL-GAYDI, B. A. **Application of the surface proton magnetic resonance method for the detection of fractured granite aquifers**. Proceedings IV Meeting EEGS, Barcelona, 1998.

LEGCHENKO, A.; BEAUCE, A.; GUILLEN, A.; VALLA, P.; BERNARD, J. **Capability of the NMR applied to aquifers investigation from the surface**. Proceedings II Meeting EEGS. Nantes, 1996.

LOUIS, J.; KARASTATHIS, V. Estimation of water retaining properties of rocks from seismic and resistivity data in north Greece. Abstracts 54th Meeting EAEG. París, p. 714-715, 1992.

LUGG, R. Marine seismic sources. In: FITCH, A. A. (Ed.). Developments in geophysical exploration methods. **Applied Science Publishers**, London, vl. 1, p. 143-203, 1979.

MADDEN, T.; NELSON, P. A defense of Cagniard's magnetotelluric method, ONR. Rept, NR 371-401, **Geophysics. Lab.**, MIT., 1964.

MC QUILLIN, R. M.; BACON, M.; BARCLAY, W. **An introduction to seismic interpretation**. London: Graham y Trotman, 1984.

MEYER DE STADELHOFEN, C. Applications de la géophysique aux recherches d'eau. Technique et Documentation, Lavoisier, 1991.

MILLER, R. D.; PULLAN, S. E.; WALDNER, J. S.; HAENI, F. P. Field comparison of seismic shallow sources. **Geophysics**, 51, 11, p. 2067-2092, 1986.

MILLER, R. D.; PULLAN, S. E.; STEEPLES, D. W.; HUNTER, J. A. Field comparison of seismic shallow sources near Chino California. **Geophysics**, 57, 5, p. 693-709, 1992.

_____. Field comparison of shallow sources P-wave seismic sources near Houston, Texas. **Geophysics**, 59, 11, p. 1713-1728, 1994.

MILSOM, J. **Field geophysics**. Milton Keynes, Open University Press, 2003.

MONNET, R.; CHAPELIER, D.; FURRER, J. Application of geophysical methods to quantify hydraulic parameters in a complex porous aquifer. A case history, Pfynwald-Wallis-Switzerland. Proceedings IV Meeting EEGS. Barcelona, 1998.

MOONEY, H. M.; WETZEL, W. W. **The potentials about a point electrode**. Minnesota: University of Minnesota Press, 1956.

NOEL, M.; XU, B. Archaeological investigations by electric resistivity tomography: a preliminary study. **Geophysical Journal International**, 107, p. 95-102, 1991.

OLEAGA BAZTERRICA, A. **Contribución a la hidrogeología del acuífero Guaraní en el sector Uruguay. Un enfoque integral**. Tesis (Maestría)—Universidad Nacional Autónoma de México, p. 119, 2002.

OLMO-ALARCÓN, M.; LÓPEZ-GETA, J. A. (Eds.). **Actualidades de las técnicas geofísicas aplicadas en hidrogeología**. Instituto Geológico y Minero de España, 2000.

O'NEILL, D. J.; MERRIK, N. P. A digital linear filter for resistivity sounding with a generalized electrode array. **Geophysical Prospecting**, 32, 1, p. 105-123, 1984.

PACHECO, J. **Modelo de subsidencia del Valle de Querétaro y predicción de agrietamientos superficiales.** Tesis (Doctorado)—Universidad Nacional Autónoma de México, 2006.

PALMER, D. **The generalized reciprocal method of seismic refraction interpretation.** SEG, Tulsa, 1980.

REDDY, I.; RANKIN, D.; PHILLIPS, R. Three-dimensional modeling in magnetotelluric and magnetic variational sounding. **Geophysics Journal of the Royal Astronomical Society**, v. 51, p. 313-325, 1977.

REDPATH, B. B. Seismic refraction exploration for engineering site investigation. **National Technical Information Service**, 1973.

REGUEIRO, J. Seam waves: what they are used for (part 1). **Geophysics: The Leading Edge**, 90, 4, 1990a.

_____. Seam waves: what they are used for (part 2). **Geophysics: The Leading Edge**, 90, 8, 1990b.

REYNOLDS, J. M. Electrical properties of ice and the implications for ground penetrating radar. **Geophysical Journal International**, 101, 1, 268, 1990b (*abstract*).

_____. **An introduction to applied and environmental geophysics.** John Wiley & Sons Ltd., 1997.

RODI, W.; MACKIE, R. Nonlinear conjugate gradients algorithm for 2-D magnetotelluric inversion. **Geophysics**, v. 66, n. 1, p. 174-187, 2001.

SCHENCK, F. L. Refraction solutions and wavefront targeting. In: MUSGROVE, A. W. (Ed.). **Seismic Refraction Prospecting**, SEG, p. 416-425, 1967.

SHABTAIE, S.; BENTLEY, C. R.; BLANKENSHIP, D. D.; LOVELL, J. S.; GESSETT, R. M. Dome C geophysical survey. **Antarctic Journal of the United State**, 15, 5, p. 2-5, 1980.

SHABTAIE, S.; THYSSEN, F.; BENTLEY, C. R. Deep geoelectrical and radar soundings at Dome C, East Antarctica. **Annals of Glaciology**, 3, 342, 1982.

SHIMA, H. Two dimensional automatic resistivity inversion technique using alpha centers. **Geophysics**, 55, p. 682-694, 1990.

SIECK, H. C.; SELF, G. W. Analysis of high resolution seismic data. Memoir 16: Seismic stratigraphy: Applications to hydrocarbon exploration. **American Association of Petroleum Geologists**, p. 353-385, 1977.

SMELLIE, D. W. Elementary approximation in aeromagnetic interpretation. **Geophysics**, 21, 4, p. 1021-1040, 1956.

SMITH, R. A. Some depth formulae for local magnetic and gravity anomalies. **Geophysical Prospecting**, 7, 1, p. 55-63, 1959.

SMITH, J. T.; BROKER, J. R. Rapid Inversion of two and three Dimensional Magnetotelluric data. **J. Geophysics Research**, 96, n. B-3, p. 3905-3922, 1991.

SÖRENSEN, K. Pulled array continuous electrical profiling. Symposium on the application of geophysics to engineering and environmental problems. **SAGEEP'94**, 2, p. 977-983, 1994.

STERNBERG, B. K.; WASHBURNE, J. C.; PELLERIN, L. Correction for static shift in magnetotellurics using transient electromagnetic sounding. **Geophysics**, 53, p. 1459-1468, 1988.

SWIFT, C. M. **A magnetotelluric investigation of an electrical conductivity anomaly in the southwestern United State.** Tesis (Doctoral) M. I. T., 1967.

TELFORD, W. M.; GELDART, L. P.; SHERIFF, R. E.; KEYS, D. A. **Applied Geophysics.** 2nd. Edn. Cambridge University Press, 1990.

THORNBURGH, H. R. Wavefront diagrams in seismic interpretation. Bull. **Of the Am. Association of Petroleum Geologists**, 14, p. 185-200, 1930.

TIMCO, G. W. An analysis of in situ resistivity of sea ice in terms of its microstructure. **Journal of Glaciology**, 22, 88, p. 461-471, 1979.

TROREY, A. W. A simple theory for seismic diffractions. **Geophysics**, 35, 5, p. 762-784, 1970.

VIDALE, J. Finite-difference calculation of travel times in three dimensions. **Geophysics**, 55, 6, p. 521-526, 1990.

VOZOFF, K. The Magnetotellúric method in the exploration of sedimentary basins. **Geophysics**, 37,1, pp 98-141, 1972.

WAFF, H.; RYGH, J.; LIVELYBROOKS, D.; CLINGMAN, W. Results of a magnetotelluric traverse across western Oregon: crustal resistivity structure and the subduction of the Juan de Fuca Plate. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 87, p. 313-324, 1988.

WATERS, K. H. **Reflection seismology**: A tool for energy source exploration. 3. ed. New York: John Wiley, 1978.

WEIDELT, P. The inverse problem of geomagnetic induction. **Zeitschrift fur Geophysik**, n. 38, p. 257-289, 1972.

WYLLIE, M. R.; GREGORY, A. R.; GARDNER, G. H. F. An experimental investigation of factors affecting elastic wave velocities in porous media. **Geophysics**, 23, 3, p. 459-493, 1958.

WYROBEK, S. M. Application of delay and intercept times in the interpretation of multi-layer refraction time distance curves. **Geophysical Prospecting**, 4, 2, p. 112-130, 1956.

XU, B. Y.; NOEL, M. On the completeness of data sets with multielectrode systems for electrical resistivity survey. **Geophysical Prospecting**, 41, 6, p. 791-801, 1993.

YILMAZ, O. **Investigations in Geophysics**: Seismic data processing. SEG, Tulsa, 1987. Volume 2.

ZOHDY, A. A. R. A new method for the interpretation of Schlumberger and Wenner sounding curves. **Geophysics**, 54, 2, p. 245-253, 1989.

11 Anexos

11.1 Anexo 1 Métodos geofísicos convencionais aplicados a problemas hidrogeológicos

MÉTODO GEOFÍSICO			PROBLEMA HIDROLÓGICO		
Método	Parâmetro medido	Unidades	Determinação de parâmetros geométricos	Determinação de parâmetros sobre qualidade da água e contaminação	Determinação de parâmetros hidrogeológicos
1	Método gravimétrico Gravimetria convencional Microgravimetria	• Variações de campo gravitacional (g) • Densidade	Caracterização de estruturas	Localização de aquíferos	
			• Profundidade da base • Morfologia de bacias sedimentares • Posição e salto de falhas • Condições de fronteira • Localização de paleocanais e vales enterrados	<u>Ambientes sedimentares:</u> - localização de bacias - morfologia de bacias sedimentares • <u>Rochas ígneas e metamórficas:</u> - detecção de falhas e zonas fraturadas - localização de alterações (zonas meteorizadas) • <u>Rochas vulcânicas:</u> - localização de formações não compactas - localização de lavas fraturadas - limites por filões injetados e lavas competentes • <u>Rochas calcárias:</u> - localização de karsts	

MÉTODO GEOFÍSICO			PROBLEMA HIDROLÓGICO		
Método	Parámetro medido	Unidades	Determinación de parámetros geométricos		Determinación de parámetros hidrogeológicos
			Caracterización de estructuras	Localización de acuíferos	
2	Método magnético • Campo total • Gradiente • Susceptibilidad magnética	• Campo magnético • Susceptibilidad magnética	• Mapa de rochas vulcánicas • Localización de zonas de fractura • Precisión e salto de fallas	• <u>Rochas ígneas e metamórficas:</u> - detección de fallas e zonas fraturadas - localización de alteraciones (zonas meteorizadas) • <u>Rochas vulcánicas:</u> - localización de formaciones no compactas - localización de coladas fraturadas - límites por filões injetados e lavas competentes	
3	Autopotencial • SP	• Potencial natural	• Limite de acuíferos superficiais	• localización olhos de água • limite de acuíferos superficiais	• Circulação térmica • Fugas de água • Fluxo subter-râneo
					• Direção de fluxo

MÉTODOS GEOFÍSICOS			PROBLEMA HIDROLÓGICO		
Método	Parâmetro medido	Unidades	Determinação de parâmetros geométricos		Determinação de parâmetros sobre qualidade da água e contaminação
			Caracterização de estruturas	Localização de aquíferos	
4	Resistividade elétrica • Sondagens • Calicatas ou perfilagem	Ohm por metro (Ohm-m)	• Espessura de sedimentos • Litologia • Contatos • Estruturas geológicas • Morfologia de bacias sedimentares • Posição e salto de falhas • Condições de fronteira • Localização de paleocanais e vales enterrados	Ambientes sedimentares: - localização de bacias - morfologia de bacias sedimentares • <u>Rochas Ígneas e metamórficas:</u> - detecção de falhas e zonas fraturadas - localização de alterações (zonas meteorizadas) • <u>Rochas vulcânicas:</u> - localização de formações fraturadas - limites por filões injetados e lavas competentes • Rochas calcárias: - localização de <i>karsts</i>	• Salinidade da água • Posição da interface água doce—salgada • Plumas de contaminação (hidrocarbonetos, lixões, fertilizantes) • Cartografia de camadas protetoras impermeáveis • Localização de zonas fraturadas • Temperatura da água
5	Polarização induzida • Dom. tempo • Dom. frequência	milissegundos (ms) Porcentagem (%)			• Invasão de água salgada • Direção do fluxo

MÉTODO GEOFÍSICO			PROBLEMA HIDROLÓGICO		
Método	Parâmetro medido	Unidades	Determinação de parâmetros geométricos		Determinação de parâmetros sobre qualidade da água e contaminação
			Caracterização de estruturas	Localização de aquíferos	
Métodos eletromagnéticos (EM) • VLF • HLEM • CSAMT • MT-AMT • TDEM • Georadar	• Condutividade elétrica • Diferença de fase • Tempo de chegada	Siemens por metro (S/m) graus nanosegs (ns)	Espessura de sedimentos • Litologia • Estruturas geológicas Profundidade de bacias • Depósitos superficiais • Zonas de fratura • Morfologia de bacias sedimentares Posição e salto de falhas • Condições de fronteira • Localização de paleocanais e vales enterrados	<u>Ambientes sedimentares:</u> - localização de bacias - morfologia de bacias sedimentares <u>Rochas ígneas e metamórficas:</u> - detecção de falhas e zonas fraturadas - localização de alterações (zonas meteorizadas) <u>Rochas vulcânicas:</u> - localização de formações fraturadas - limites por filões injetados e lavas competentes <u>Rochas calcárias:</u> - localização de karsts	- zonas alteradas - salinidade da água - posição da interface água doce-salgada • Plumas de contaminação (hidrocarboneto, lixões, fertilizantes) • Cartografia de camadas protetoras impermeáveis • Localização de zonas fraturadas • Temperatura da água
					Determinação de parâmetros hidrogeológicos • Permeabilidade (condutividade hidráulica) • Direção de fluxo • Profundidade do nível freático
Exploração sísmica • Refração • Reflexão	• Tempo de chegada • Velocidade de propagação	Milissegundos (ms) metros/seg (m/s)	• Fraturamento • Mapeamento • Estratigrafia • Posição e salto de falhas • Condições de fronteira • Localização de paleocanais e vales enterrados	<u>Rochas ígneas e metamórficas:</u> - detecção de falhas e zonas fraturadas - localização de alterações (zonas meteorizadas) <u>Rochas vulcânicas:</u> - localização de formações fraturadas - limites por filões injetáveis e lavas competentes <u>Rochas calcárias:</u> - localização de karsts	• Localização de zonas fraturadas
					Determinação de parâmetros hidrogeológicos • Profundidade do nível freático • Porosidade • Coeficiente de armazenamento

MÉTODOS GEOFÍSICOS			PROBLEMA HIDROLÓGICO		
Método	Parâmetro medido	Unidades	Determinação de parâmetros geométricos		Determinação de parâmetros sobre qualidade do água y contaminación
			Caracterização de estruturas	Localização de aquíferos	
1	Método gravimétrico Gravimetria convencional Micro-Gravimetria	• Variaciones del Campo gravitacional (g) • Densidad	• Profundidad del basamento • Morfología de cuencas sedimentarias • Posición y salto de fallas • Condiciones de frontera • Localización de paleocanales y valles enterrados	Ambientes sedimentarios: - localización de cuencas - morfología de cuencas sedimentarias • <u>Rocas ígneas y metamórficas:</u> - detección de fallas y zonas fracturadas - localización de alteraciones (zonas meteorizadas) • <u>Rocas volcánicas:</u> - localización de formaciones no compactas - localización de coladas fracturadas - límites por filones - inyectados y coladas competentes • <u>Rocas calizas:</u> - localización del karsts	

MÉTODO GEOFÍSICO			PROBLEMA HIDROLÓGICO		
Método	Parámetro medido	Unidades	Determinación de parámetros geométricos		Determinación de parámetros hidrogeológicos
			Caracterización de estructuras	Localización de acuíferos	
2	Método magnético • Campo total • Gradiente • Susceptibilidad Magnética	• Campo magnético • Susceptibilidad magnética	• Mapeo de rocas volcánicas • Ubicación de zonas de fractura • Posición y salto de fallas	• Rocas ígneas y metamórficas: - detección de fallas y zonas fracturadas - localización de alteraciones (zonas meteorizadas) • Rocas volcánicas: - localización de formaciones no compactas - localización de coladas fracturadas - límites por filones inyectados y coladas competentes	
3	Auto-potencial • SP	Milivolts (mV)	• Límite de acuíferos superficiales	• localización ojos de agua • límite de acuíferos superficiales	Circulación térmica • Fugas de agua • Flujo subterráneo • Dirección de flujo

MÉTODOS GEOFÍSICOS			PROBLEMA HIDROLÓGICO			
Método	Parámetro medido	Unidades	Determinación de parámetros geométricos		Determinación de parámetros sobre calidad del agua y contaminación	
			Caracterización de estructuras	Localización de acuíferos		
Resistividad Eléctrica	Resistividad eléctrica	Ohm por metro (Ohm-m)	• Espesor de sedimentos • Litología • Contactos • Estructuras geológicas • morfología de cuencas sedimentarias • posición y salto de fallas • condiciones de frontera • localización de paleocanales y valles enterrados	<u>Ambientes sedimentarios:</u> - llocalización de cuencas - morfología de cuencas sedimentarias • <u>Rocas ígneas y metamórficas:</u> - detección de fallas y zonas fracturadas - localización de alteraciones (zonas meteorizadas) • <u>Rocas volcánicas:</u> - localización de formaciones fracturadas - límites por filones inyectados y coladas competentes • <u>Rocas calizas:</u> - localización del karsts	• <i>salinidad del agua</i> • <i>posición de la interfase agua dulce – salada</i> • <i>plumas de contaminación (hidrocarburos, vertederos, fertilizantes)</i> • <i>cartografía de capas protectoras impermeables</i> • <i>localización de zonas fracturadas</i> • <i>temperatura del agua</i>	• permeabilidad (conductividad hidráulica) • dirección de flujo • profundidad del nivel freático
			• Sondeos • Calicatas o Perfilaje			
Polarización Inducida	Cargabilidad Polarizabilidad	milisegundos (ms) Porcentaje (%)	• Cargabilidad • Polarizabilidad		• Invasión de agua salada	• dirección de flujo

MÉTODO GEOFÍSICO			PROBLEMA HIDROLÓGICO		
Método	Parámetro medido	Unidades	Determinación de parámetros geométricos		Determinación de parámetros hidrogeológicos
			Caracterización de estructuras	Localización de acuíferos	
Métodos Electro-magnéticos (EM) • VLF • HLEM • CSAMT • MT-AMT • TDEM • Georadar	• Conductividad eléctrica • Diferencia de fase • Tiempo de arribo	Siemens por metro (S/m) grados nanosegs (ns)	• Espesor de sedimentos • Litología • Estructuras geológicas • Profundidad de cuencas • Depósitos superficiales • Zonas de fractura • morfología de cuencas sedimentarias • posición y salto de fallas • condiciones de frontera • localización de paleocanales y valles enterrados	<u>Ambientes sedimentarios:</u> - Localización de cuencas - morfología de cuencas sedimentarias <u>Rocas ígneas y metamórficas:</u> - detección de fallas y zonas fracturadas - localización de alteraciones (zonas meteorizadas) <u>Rocas volcánicas:</u> - localización de formaciones fracturadas - límites por filones inyectados y coladas competentes <u>Rocas calizas:</u> - localización del karsts	- Zonas alteradas - salinidad del agua - posición de la interfase agua dulce - salada • plumas de contaminación (hidrocarburos, vertederos, fertilizantes) • cartografía de capas protectoras impermeables • localización de zonas fracturadas • temperatura del agua • permeabilidad (conductividad hidráulica) • dirección de flujo • profundidad del nivel freático
Exploración Sísmica • Refracción • Reflexión	• Tiempo de arribo • Velocidad de propagación	Milisegundos (ms) metros/seg (m/s)	• fracturamiento • mapeo • estratigrafía • posición y salto de fallas • condiciones de frontera • localización de paleocanales y valles enterrados	• Rocas ígneas y metamórficas: - detección de fallas y zonas fracturadas - localización de alteraciones (zonas meteorizadas) • Rocas volcánicas: - localización de formaciones fracturadas - límites por filones inyectados y coladas competentes • Rocas calizas: - localización del karsts	• profundidad del nivel freático • porosidad • coeficiente de almacenamiento • localización de zonas fracturadas

11.2 Anexo 2 Páginas selecionadas de interesse para estudiosos do SAG

(Extratos da *Regional Geophysics Link Page*)

Dados geofísicos por região

África (GETECH)

<http://www.getech.com/>

Continent wide gravity data compilations

Andes Geophysical Laboratory

<http://estrella.geol.sc.edu/~agl/>

Andean geophysical data products

Brasil

<http://www.cprm.gov.br/index.html>

Serviço Geológico do Brasil

Bureau Gravimetrique International

<http://bgi.cnes.fr/>

Access to the worldwide gravimetric database: land, marine & reference data.

Canadá

http://www.nrcan.gc.ca/gsc/data_e.html

Geological Survey of Canada

Europe Wide Gravity Image

http://www.gcn.ou.edu/~jahern/solid_earth/readings/eurograv.html

Image only of gravity compilation

Europe wide Magnetics

http://www.gga-hannover.de/gga_engl/index.htm?page=/gga_engl/downloads/mag_a

Image only magnetic compilation

France (BRGM)

<http://www.brgm.fr/>

Information about French datasets

Geogratis Canadá

<http://geogratis.cgdi.gc.ca/>

Free geological, geophysical and remote sensing datasets

Global Magnetic Anomaly Map Project

<http://www.ngdc.noaa.gov/IAGA/wg9/map.html>

Project to collate world's magnetic anomaly data

11.2 Anexo 2.- Páginas seleccionadas de interés para estudiosos del SAG

(Extractos de la *Regional Geophysics Link Page*)

Datos Geofísicos por región

África (GETECH)

<http://www.getech.com/>

Continent wide gravity data compilations

Andes Geophysical Laboratory

<http://estrella.geol.sc.edu/~agl/>

Andean geophysical data products

Brasil

<http://www.cprm.gov.br/index.html>

Serviço Geológico do Brasil

Bureau Gravimetrique International

<http://bgi.cnes.fr/>

Access to the worldwide gravimetric database: land, marine & reference data.

Canada

http://www.nrcan.gc.ca/gsc/data_e.html

Geological Survey of Canada

Europe Wide Gravity Image

http://www.gcn.ou.edu/~jahern/solid_earth/readings/eurograv.html

Image only of gravity compilation

Europe wide Magnetics

http://www.gga-hannover.de/gga_engl/index.htm?page=/gga_engl/downloads/mag_a

Image only magnetic compilation

France (BRGM)

<http://www.brgm.fr/>

Information about French datasets

Geogratis Canadá

<http://geogratis.cgdi.gc.ca/>

Free geological, geophysical and remote sensing datasets

Global Magnetic Anomaly Map Project

<http://www.ngdc.noaa.gov/IAGA/wg9/map.html>

Project to collate world's magnetic anomaly data

Radarsat

http://www.ccrs.nrcan.gc.ca/ccrs/data/showcase/showcase_e.html
Free radar data for Canada

United States Geological Survey

<http://crustal.usgs.gov/crustal/geophysics/>
Access to many open file geophysical datasets

USGS Geode Program

<http://geode.usgs.gov/>
Open Access USGS datasets

Sociedades geocientíficas

AGSO JAGG 17/2 1997

http://www.ga.gov.au/rural/projects/JAGG_17_2_index.jsp
Collection of papers available for download as pdfs on regional magnetic and radiometric surveys

Organizações Profissionais e Científicas

<http://www.uh.edu/~jbutler/geophysics/org.htm>
Links to most major Geophysical Societies

Australian Society of Exploration Geophysics

<http://www.aseg.org.au/>
Publisher of the journal Exploration Geophysics

European Association of Geoscientists and Engineers

<http://www.eage.org/>
Publisher of the journal Geophysical Prospecting, Near Surface Geophysics, and Petroleum Geosciences

Society of Exploration Geophysicists

<http://www.seg.org/>
The largest applied geophysics society, and publisher of the journals The Leading Edge, and Geophysics

Companhias de exploração comerciais

Applied Geophysics

<http://www.appliedgeophysics.com/>
Acquisition, interpretation and reprocessing of aeromagnetic data

Ark Geophysics

<http://www.arkgeo.com/>
Integrated gravity & seismic interp & software

Radarsat

http://www.ccrs.nrcan.gc.ca/ccrs/data/showcase/showcase_e.html
Free radar data for Canada

United States Geological Survey

<http://crustal.usgs.gov/crustal/geophysics/>
Access to many open file geophysical datasets

USGS Geode Program

<http://geode.usgs.gov/>
Open Access USGS datasets

Sociedades Geocientíficas

AGSO JAGG 17/2 1997

http://www.ga.gov.au/rural/projects/JAGG_17_2_index.jsp
Collection of papers available for download as pdfs on regional magnetic and radiometric surveys

Organizações Profissionais e Científicas

<http://www.uh.edu/~jbutler/geophysics/org.htm>
Links to most major Geophysical Societies

Australian Society of Exploration Geophysics

<http://www.aseg.org.au/>
Publisher of the journal Exploration Geophysics

European Association of Geoscientists and Engineers

<http://www.eage.org/>
Publisher of the journal Geophysical Prospecting, Near Surface Geophysics, and Petroleum Geosciences

Society of Exploration Geophysicists

<http://www.seg.org/>
The largest applied geophysics society, and publisher of the journals The Leading Edge, and Geophysics

Compañías de exploración comerciales

Applied Geophysics

<http://www.appliedgeophysics.com/>
Acquisition, interpretation and reprocessing of aeromagnetic data

Ark Geophysics

<http://www.arkgeo.com/>
Integrated gravity & seismic interp & software

Bird Geophysical

<http://www.birdgeo.com/>

Gravity and magnetic data interpretation.

EdCon

<http://www.edcon.com/>

Grav/Mag data acquisition

Fugro

<http://www.fugro.com/>

Largest geophysical surveyor (ate most of the competitors in the late 1990's)

Gedco

<http://www.gedco.com/>

Organizes and flies surveys

Getech

<http://www.getech.com/>

Major database of gravity data from around the world

Integrated Geophysics Corp

<http://www.igcworld.com/>

Data processing and interpretation

McPhar

<http://www.mcphar.com/>

Flies EM, heli-grav surveys

Paterson, Grant & Watson

<http://www.pgw.on.ca/>

One of the long established geophysical data consultants

Pearson, deRidder and Johnson, Inc

<http://www.prj.com/>

Integrated magnetics, gravity, and geology

Sander Geophysics Limited

<http://www.sgl.com/>

Specializes in high resolution airborne surveys for petroleum and mineral exploration, and environmental geophysics worldwide

UTS

http://www.uts.com.au/Geophysics/UTSGEO_HomePage.htm

Flies very low level (20m) mag surveys

Bird Geophysical

<http://www.birdgeo.com/>

Gravity and magnetic data interpretation.

EdCon

<http://www.edcon.com/>

Grav/Mag data acquisition

Fugro

<http://www.fugro.com/>

Largest geophysical surveyor (ate most of the competitors in the late 1990's)

Gedco

<http://www.gedco.com/>

Organizes and flies surveys

Getech

<http://www.getech.com/>

Major database of gravity data from around the world

Integrated Geophysics Corp

<http://www.igcworld.com/>

Data processing and interpretation

McPhar

<http://www.mcphar.com/>

Flies EM, heli-grav surveys

Paterson, Grant & Watson

<http://www.pgw.on.ca/>

One of the long established geophysical data consultants

Pearson, deRidder and Johnson, Inc

<http://www.prj.com/>

Integrated magnetics, gravity, and geology

Sander Geophysics Limited

<http://www.sgl.com/>

Specializes in high resolution airborne surveys for petroleum and mineral exploration, and environmental geophysics worldwide

UTS

http://www.uts.com.au/Geophysics/UTSGEO_HomePage.htm

Flies very low level (20m) mag surveys

Bases geológicas

Comissão para o Mapa Geológico Mundial

<http://www.cgmw.org/>

The CGMW aims are to promote, coordinate and publish synthetic Earth sciences maps, at small scale and/or oceanic areas of the World. It is a non-profit scientific and pedagogic body governed

Geología Digital del Mundo de Cornell

<http://atlas.geo.cornell.edu/>

Digital global geology compilation

Directorio de Servicios Geológicos Latinos

http://www.igme.es/internet/ASGMI/directorio_miembros.htm

Compañías estatales de servicio geológico

Earth Science Information Partners

<http://www.esipfed.org/index.jsp>

Gateway to many online Earth Science resources

Free GeoData

<http://www.geog.uni-hannover.de/phygeo/geodaten.html>

Another set of links to various free data sources

Geological Survey of Canada

http://www.nrcan.gc.ca/gsc/data_e.html

Country-wide data compilations

Geoscience Australia

<http://www.ga.gov.au/>

Ex AGSO, ex BMR, ex Auslig, supplier of geological and geophysical datasets from across Australia

Lista mundial de Servicios Geológicos

http://www.dme.wa.gov.au/prodserv/pub/mining_info/magix/

Links to geological surveys from everywhere

MineralTown.com: minerals and mineralogy

<http://www.mineraltown.com/>

Minerals, mineralogy, rocks and fossils. Articles, educational contents, photo galleries, trade zone engine and directory.

United States Geological Survey

<http://www.usgs.gov/>

Many forms of on-line data access

Bases geológicas

Comissão para o Mapa Geológico Mundial

<http://www.cgmw.org/>

The CGMW aims are to promote, coordinate and publish synthetic Earth sciences maps, at small scale and/or oceanic areas of the World. It is a non-profit scientific and pedagogic body governed

Geología Digital del Mundo de Cornell

<http://atlas.geo.cornell.edu/>

Digital global geology compilation

Directorio de Servicios Geológicos Latinos

http://www.igme.es/internet/ASGMI/directorio_miembros.htm

Compañías estatales de servicio geológico

Earth Science Information Partners

<http://www.esipfed.org/index.jsp>

Gateway to many online Earth Science resources

Free GeoData

<http://www.geog.uni-hannover.de/phygeo/geodaten.html>

Another set of links to various free data sources

Geological Survey of Canada

http://www.nrcan.gc.ca/gsc/data_e.html

Country-wide data compilations

Geoscience Australia

<http://www.ga.gov.au/>

Ex AGSO, ex BMR, ex Auslig, supplier of geological and geophysical datasets from across Australia

Lista mundial de Servicios Geológicos

http://www.dme.wa.gov.au/prodserv/pub/mining_info/magix/

Links to geological surveys from everywhere

MineralTown.com: minerals and mineralogy

<http://www.mineraltown.com/>

Minerals, mineralogy, rocks and fossils. Articles, educational contents, photo galleries, trade zone engine and directory.

United States Geological Survey

<http://www.usgs.gov/>

Many forms of on-line data access

Processamento geofísico

Geosoft Oasis Montaj

<http://www.geosoft.com/>

Widely used geophysical and geochemical processing suite

Intrepid

<http://www.dfa.com.au/>

Geophysical processing package well suited to large organizations

USGS Potential-Field Processing Package

<http://geology.cr.usgs.gov/pub/fact-sheets/fs-0076-95/FS076-95.html>

Command line, but powerful processing and modeling capabilities

Image Processing Chips

<http://www.geogr.ku.dk/chips/index.htm>

Free, recently released system

Dimple

<http://www.process.com.au/AboutDIMPLE.shtml>

Low cost image processing package

ENVI

<http://www.rsinc.com/>

Image Processing Package, especially good at Hyperspectral Data

ERDAS

<http://www.erdas.com/>

Another image processing package

ERMapper

<http://www.ermapper.com/>

Widely used image processing package

MicrolImages

<http://www.microimages.com/>

Powerful GIS and Image Analysis Solutions for Desktop or Enterprise.

MultiSpec

<http://dynamo.ecn.purdue.edu/~biehl/MultiSpec/>

Free Mac/PC image processing package

PCI

<http://www.pcigeomatics.com/>

Another image processing package

Procesado Geofísico

Geosoft Oasis Montaj

<http://www.geosoft.com/>

Widely used geophysical and geochemical processing suite

Intrepid

<http://www.dfa.com.au/>

Geophysical processing package well suited to large organizations

USGS Potential-Field Processing Package

<http://geology.cr.usgs.gov/pub/fact-sheets/fs-0076-95/FS076-95.html>

Command line, but powerful processing and modeling capabilities

Image Processing Chips

<http://www.geogr.ku.dk/chips/index.htm>

Free, recently released system

Dimple

<http://www.process.com.au/AboutDIMPLE.shtml>

Low cost image processing package

ENVI

<http://www.rsinc.com/>

Image Processing Package, especially good at Hyperspectral Data

ERDAS

<http://www.erdas.com/>

Another image processing package

ERMapper

<http://www.ermapper.com/>

Widely used image processing package

MicrolImages

<http://www.microimages.com/>

Powerful GIS and Image Analysis Solutions for Desktop or Enterprise.

MultiSpec

<http://dynamo.ecn.purdue.edu/~biehl/MultiSpec/>

Free Mac/PC image processing package

PCI

<http://www.pcigeomatics.com/>

Another image processing package

Image Compression ECW Header Editor

<http://www.ermapper.com/>

Edit existing ECW file headers

ECW Image Compressor

<http://www.ermapper.com/>

Ermapper based image compressor, read/write

Mr Sid

<http://www.lizardtech.com/>

Image compression software (free reader)

Modelagem de inversão geofísica

Book on Geophysical Inverse Theory

<http://acoustics.mines.edu/~jscales/gp605/>

This is the latest version of the inversion book available on-line.

GM-SYS

<http://www.nga.com/>

2 1/2 forward and inverse modeling of potential-field data, based on drawing cross-sections

Mag3D

<http://www.geop.ubc.ca/ubcgif/>

Major 3D inversion package, based on voxels, also exists for gravity & TEM (Can be free to universities)

Mod3D

http://homepages.uni-tuebingen.de/igor.cerovsky/Main_Soft.html

Simple to use 3D modeling of potential-field data

Modelvision

<http://www.encom.com.au/>

One of the major potential-field forward modeling and inversion tools used in the minerals exploration

Noddy

<http://www.encom.com.au/>

Forward modeling system based on superposition of structural events

Potent

<http://www.geoss.com.au/>

Another potential-field forward modeling and inversion tools used in the minerals exploration in ModelVision

Image Compression ECW Header Editor

<http://www.ermapper.com/>

Edit existing ECW file headers

ECW Image Compressor

<http://www.ermapper.com/>

Ermapper based image compressor, read/write

Mr Sid

<http://www.lizardtech.com/>

Image compression software (free reader)

Modelado de Inversión Geofísica

Book on Geophysical Inverse Theory

<http://acoustics.mines.edu/~jscales/gp605/>

This is the latest version of the inversion book available on-line.

GM-SYS

<http://www.nga.com/>

2 1/2 forward and inverse modeling of potential-field data, based on drawing cross-sections

Mag3D

<http://www.geop.ubc.ca/ubcgif/>

Major 3D inversion package, based on voxels, also exists for gravity & TEM (Can be free to universities)

Mod3D

http://homepages.uni-tuebingen.de/igor.cerovsky/Main_Soft.html

Simple to use 3D modeling of potential-field data

Modelvision

<http://www.encom.com.au/>

One of the major potential-field forward modeling and inversion tools used in the minerals exploration

Noddy

<http://www.encom.com.au/>

Forward modeling system based on superposition of structural events

Potent

<http://www.geoss.com.au/>

Another potential-field forward modeling and inversion tools used in the minerals exploration in ModelVision

QuickMag

<http://www.encom.com.au/>

Relatively new forward modeling and inversion software for potential-field data

Rockware

<http://www.rockware.com/>

Commercial simple geophysical modeling tools

Steve Sherrif's Grav/Mag modeling Software

<http://www.cs.umd.edu/GEOLOGY/FAC/Sheriff/Software/Sheriff%20software.html>

Simple potential-field modeling code

Modelagem 3D

3D Geological Editor

<http://3dweg.brgm.fr/>

BRGM's new system for forward geological modeling and potential-field modeling and inversion

DataMine

<http://www.datamine.com.au/index.html>

Long established 3D modeling system

Deep Exploration

<http://www.righthemisphere.com/>

Software to convert between many CAD & 3D Modeling formats

FracSys

<http://www.fractaltechnologies.com/>

Object Oriented geological database and 3D data visualization

GeoBlock

<http://geoblock.sourceforge.net/geoblock.htm>

Open Source 3D Modeling system

GEOL_DH and KAI-2001 AutoCAD applications

http://geol-dh.narod.ru/en_index.html

GEOL_DH. Graphical representation of geological, geophysical, surveyor, mining and Reserve calculation. Graphic log. Digitizing

Gocad

<http://www.ensg.inpl-nancy.fr/GOCAD/>

3D Geological modeling environment

Seismic Modeling Environment

<http://people.cs.uct.ac.za/~dburford/vis/sme/welcome.html>

QuickMag

<http://www.encom.com.au/>

Relatively new forward modeling and inversion software for potential-field data

Rockware

<http://www.rockware.com/>

Commercial simple geophysical modeling tools

Steve Sherrif's Grav/Mag modeling Software

<http://www.cs.umd.edu/GEOLOGY/FAC/Sheriff/Software/Sheriff%20software.html>

Simple potential-field modeling code

Modelado 3D

3D Geological Editor

<http://3dweg.brgm.fr/>

BRGM's new system for forward geological modeling and potential-field modeling and inversion

DataMine

<http://www.datamine.com.au/index.html>

Long established 3D modeling system

Deep Exploration

<http://www.righthemisphere.com/>

Software to convert between many CAD & 3D Modeling formats

FracSys

<http://www.fractaltechnologies.com/>

Object Oriented geological database and 3D data visualization

GeoBlock

<http://geoblock.sourceforge.net/geoblock.htm>

Open Source 3D Modeling system

GEOL_DH and KAI-2001 AutoCAD applications

http://geol-dh.narod.ru/en_index.html

GEOL_DH. Graphical representation of geological, geophysical, surveyor, mining and Reserve calculation. Graphic log. Digitizing

Gocad

<http://www.ensg.inpl-nancy.fr/GOCAD/>

3D Geological modeling environment

Seismic Modeling Environment

<http://people.cs.uct.ac.za/~dburford/vis/sme/welcome.html>

3D Modeling system based on morphing between geological cross-sections

Seismic Modeling Software

<http://www.norsar.no/Seismod/>

The core application for NORSAR seismic modeling packages are 2D and 3D seismic ray modeling.

Vulcan

<http://www.vulcan3d.com/>

Long established 3D modeling system

11.3 Anexo 3 Diretório de serviços geológicos na América Latina e no Caribe

O Anexo foi extraído parcialmente do documento preparado pela Divisão de Ciências da Terra da Oficina Regional de Ciência (DCT-ORC) da Unesco para a América Latina e o Caribe (Unesco Montevideu). Não é possível garantir sua exatidão. Com prazer receberemos sugestões para sua correção ou a incorporação de novos dados (favor enviar e-mail para geo@unesco.org.uy). O site da web da referida divisão, <http://www.unesco.org.uy/geoibdex.html>, inclui outros diretórios/bases de dados da América Latina e do Caribe como, por exemplo, faculdades/departamentos de geociências, Ministérios de Minas e Meio Ambiente, sociedades geocientíficas, observatórios sismológicos, vulcanológicos e geodésicos, museus de geociências e redes geocientíficas.

Informação adicional sobre serviços geológicos em escala mundial e, especialmente sobre a América Latina e o Caribe, pode ser obtida pelos seguintes sites da web:

- Asociación de Servicios de Geología y Minería Iberoamericanos – ASGMI
Directorio de Miembros
http://www.igme.es/internet/ASGMI/directorio_miembros.htm
- Listas e sites Web de Servicios Geológicos
<http://www.segemar.gov.ar/segemar/enlaces.asp>
<http://www.gruber.intercorp.com.br/geoserv.html>
<http://tierra.rediris.es/geolsurveys.html>
<http://www.realtime.net/%7Ereventant/geo.html#GS>
- Directorio de Organizaciones de Geociencias del Mundo
<http://www.gsj.jp/Intl/Dir/a.htm>

3D Modeling system based on morphing between geological cross-sections

Seismic Modeling Software

<http://www.norsar.no/Seismod/>

The core application for NORSAR seismic modeling packages are 2D and 3D seismic ray modeling.

Vulcan

<http://www.vulcan3d.com/>

Long established 3D modeling system

11.3 Anexo 3.- Directorio de servicios geológicos en América latina y el caribe

El Anexo ha sido extraído parcialmente del documento preparado por la División Ciencias de la Tierra de la Oficina Regional de Ciencia (DCT-ORC) de la UNESCO para América Latina y el Caribe (UNESCO Montevideo). No es posible garantizar su exactitud. Con gusto se reciben sugerencias para su corrección o incorporación de nuevos datos (por favor enviar nota electrónica a geo@unesco.org.uy). El sitio Web de la División referida, <http://www.unesco.org.uy/geo/index.html>, incluye otros Directorios/Bases de Datos de América Latina y el Caribe, por ejemplo sobre Facultades/Departamentos de Geociencias, Ministerios de Minería y Medio Ambiente, Sociedades Geocientíficas, Observatorios Sismológicos, Volcanológicos y Geodésicos, Museos de Geociencias y Redes Geocientíficas.

Se puede obtener información adicional sobre Servicios Geológicos a nivel mundial y especialmente para América Latina y el Caribe a través de los siguientes sitios Web:

- Asociación de Servicios de Geología y Minería Iberoamericanos – ASGMI
Directorio de Miembros
http://www.igme.es/internet/ASGMI/directorio_miembros.htm
- Listados y sitios Web de Servicios Geológicos
<http://www.segemar.gov.ar/segemar/enlaces.asp>
<http://www.gruber.intercorp.com.br/geoserv.html>
<http://tierra.rediris.es/geolsurveys.html>
<http://www.realtime.net/%7Ereventant/geo.html#GS>
- Directorio de Organizaciones de Geociencias del Mundo
<http://www.gsj.jp/Intl/Dir/a.htm>

- Enlaces a Servicios Geológicos del Mundo del Geological Survey of Canada - Commission Géologique du Canada
http://www.nrcan.gc.ca/gsc/connections_e.html#intlsurveys
- Diretórios de Servicios Geológicos do Mundo, Organizações Internacionais etc. (do Serviço Geológico Alemão: Instituto Federal de Geociencias y Recursos Naturales / Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe – BGR)
<http://www.bgr.de/> (através da conexão “Institutionen”)

- International Consortium of Geological Surveys – ICOGS
cf. <http://www.aist.go.jp/GSJ/EXT/GsOWDir.html>

- EuroGeoSurveys – Association of the Geological Surveys of the European Union
<http://www.eurogeosurveys.org/>

- FOREGS – Forum of the European Geological Surveys Directors
<http://www.bgr.de/inst/inter.htm#foregs>
<http://www.pgi.waw.pl/>

- Yahoo – Servicios Geológicos
http://dir.yahoo.com/Science/Earth_Sciences/Geology_and_Geophysics/Geological_Surveys/

- Conferencia Anual de Ministerios de Minería de las Américas – CAMMA (Annual Conference of Mining Ministries of the Americas)
<http://www.camma.org/> (<http://mmsd1.mms.nrcan.gc.ca/camma>)

- Asociación de Servicios de Geología y Minería Iberoamericanos – ASGMI
<http://www.igme.es/internet/ASGMI/>

Argentina

Servicio Geológico Minero Argentino – SEGEMAR
Av. Julio A. Roca 651, Piso 10
1322 Capital Federal
Tel.: +5411-4754-4070
Fax: +5411-4754-4070
www.segemar.gov.ar/

Bolivia

Servicio Nacional de Geología y Minería – SERGEOMIN
Federico Zuazo No. 1673 esq. Reyes Ortiz

- *Enlaces a Servicios Geológicos del Mundo del Geological Survey of Canada - Commission Géologique du Canada*
http://www.nrcan.gc.ca/gsc/connections_e.html#intlsurveys
- *Directorios de Servicios Geológicos del Mundo, Organizaciones Internacionales, etc. (del Servicio Geológico Alemán: Instituto Federal de Geociencias y Recursos Naturales / Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe – BGR)*
<http://www.bgr.de/> (a través del enlace “Institutionen”)

- *International Consortium of Geological Surveys – ICOGS*
cf. *<http://www.aist.go.jp/GSJ/EXT/GsOWDir.html>*

- *EuroGeoSurveys – Association of the Geological Surveys of the European Union*
<http://www.eurogeosurveys.org/>

- *FOREGS – Forum of the European Geological Surveys Directors*
<http://www.bgr.de/inst/inter.htm#foregs>
<http://www.pgi.waw.pl/>

- *Yahoo – Servicios Geológicos*
http://dir.yahoo.com/Science/Earth_Sciences/Geology_and_Geophysics/Geological_Surveys/

- *Conferencia Anual de Ministerios de Minería de las Américas – CAMMA (Annual Conference of Mining Ministries of the Americas)*
<http://www.camma.org/> (<http://mmsd1.mms.nrcan.gc.ca/camma>)

- *Asociación de Servicios de Geología y Minería Iberoamericanos – ASGMI*
<http://www.igme.es/internet/ASGMI/>

Argentina

Servicio Geológico Minero Argentino – SEGEMAR
Av. Julio A. Roca 651, Piso 10
1322 Capital Federal
Tel.: +5411-4754-4070
Fax: +5411-4754-4070
www.segemar.gov.ar/

Bolivia

Servicio Nacional de Geología y Minería – SERGEOMIN
Federico Zuazo No. 1673 esq. Reyes Ortiz

La Paz

Tel.: 591-2-326 278 / 363 765

Fax: 591-2-391 725

Correo electrónico: sergeomi@caoba.entelnet.bo

Brasil

Serviço Geológico do Brasil – CPRM (Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais)

Av. Pasteur, 404, Urca, 22292-240

Rio de Janeiro

Tel.: 55-21-295 53 37

Fax: 55-21-542 36 47

Correo electrónico: SEUS@SGB.CPRM.GOV.BR,

cprm@cprm.gov.br

www.cprm.gov.br

Chile

Servicio Nacional de Geología y Minería – SERNAGEOMIN

Av. Santa Maria 0104

Casilla 10465

Santiago

Tel.: 56-2- 737 50 50

Fax: 56-2-777 19 06

Correo electrónico: sernageo@huelen.reuna.cl

www.sernageomin.cl/

Colômbia

Instituto de Investigación e Información Geocientífica, Minero-Ambiental y Nuclear –INGEOMINAS

Diagonal 53, No. 34-53

Apartado Aéreo 4865

Bogotá, D.C.

Tel.: 57-1-222 18 11

Fax: 57-1-222 07 97

<http://trilobite.ingeomin.gov.co/>

www.ingeomin.gov.co/

www.ingeominas.gov.co/

<http://www.ingeominas.gov.co/tmsingeominas/>

PortalUniversal.htm

Ecuador

Dirección Nacional de Geología – DINAGE

Av. 10 de Agosto No. 39-134 (5844) y Pereira

Quito

Tel.: 593-2-254 673 / 684

Fax: 593-2- 254 674

Correo electrónico: priodemi2@acnet.ec, dinage@

andinanet.net

<http://www.mineriaecuador.com/>

<http://www.menergia.gov.ec/php/index.php>

La Paz

Tel.: 591-2-326 278 / 363 765

Fax: 591-2-391 725

Correo electrónico: sergeomi@caoba.entelnet.bo

Brasil

Serviço Geológico do Brasil – CPRM (Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais)

Av. Pasteur, 404, Urca, 22292-240

Rio de Janeiro

Tel.: 55-21-295 53 37

Fax: 55-21-542 36 47

Correo electrónico: SEUS@SGB.CPRM.GOV.BR,

cprm@cprm.gov.br

www.cprm.gov.br

Chile

Servicio Nacional de Geología y Minería – SERNAGEOMIN

Av. Santa Maria 0104

Casilla 10465

Santiago

Tel.: 56-2- 737 50 50

Fax: 56-2-777 19 06

Correo electrónico: sernageo@huelen.reuna.cl

www.sernageomin.cl/

Colombia

Instituto de Investigación e Información Geocientífica, Minero-Ambiental y Nuclear –INGEOMINAS

Diagonal 53, No. 34-53

Apartado Aéreo 4865

Bogotá, D.C.

Tel.: 57-1-222 18 11

Fax: 57-1-222 07 97

<http://trilobite.ingeomin.gov.co/>

www.ingeomin.gov.co/

www.ingeominas.gov.co/

<http://www.ingeominas.gov.co/tmsingeominas/>

PortalUniversal.htm

Ecuador

Dirección Nacional de Geología – DINAGE

Av. 10 de Agosto No. 39-134 (5844) y Pereira

Quito

Tel.: 593-2-254 673 / 684

Fax: 593-2- 254 674

Correo electrónico: priodemi2@acnet.ec, dinage@

andinanet.net

<http://www.mineriaecuador.com/>

<http://www.menergia.gov.ec/php/index.php>

Paraguai

Dirección de Recursos Minerales
Subsecretaría de Minas y Energía
Ministerio de Obras Públicas y Comunicaciones – MOPC
Los Rosales esq. Ñangapiry
San Lorenzo
Tel. / Fax: 595 21 672-531
Servicio Geológico del Paraguay
Barrio San Miguel
San Lorenzo, Paraguay
Tel.: 59 5 216 6121
Fax: 59 5 216 6121

Perú

Instituto Geológico Minero y Metalúrgico – INGEMMET
Av. Canadá No. 1470, San Borja
Apartado 889, Lima 41
Tel.: 51-1-224 29 62
Fax: 51-1-225 45 40
Correo electrónico: ingemmet1@chavin.rcp.net.pe
www.ingemmet.gob.pe/

Uruguai

Dirección Nacional de Minería y Geología – DINAMIGE
Hervidero 2861
11800 Montevideo
Tel.: 598-2-209 31 96
Fax: 598-2-209 49 05
Correo electrónico: secretaria@dinamige.miem.gub.uy;
dinamige@adinet.com.uy <http://www.dinamige.gub.uy>

Venezuela

Instituto Nacional de Geología y Minería – INGEOMIN
(predecesor: Servicios Geológicos y Mineros –
SERVIGEOMIN)
Parque Central, Torre Oeste, Piso 8
Caracas
Tel.: (58212)- 5075247, (58212)-5075333
Telefax: (58212)-5754945
Correo electrónico: ingeomin@uole.com
<http://www.ingeomin.gov.ve/>

11.4 Anexo 4 Exemplos de técnicas geofísicas de prospecção aplicadas na área de existência do Aquífero Guarani

No presente anexo, são mostrados resultados de estudos geofísicos desenvolvidos na bacia chaco-paranaense, cuja maior parte se aplica no SAG. Esses resultados são apresentados como exemplos e fazem parte de uma seleção que pretende destacar trabalhos relevantes para cada técnica, seja em

Paraguay

Dirección de Recursos Minerales
Subsecretaría de Minas y Energía
Ministerio de Obras Públicas y Comunicaciones – MOPC
Los Rosales esq. Ñangapiry
San Lorenzo
Tel. / Fax: 595 21 672-531
Servicio Geológico del Paraguay
Barrio San Miguel
San Lorenzo, Paraguay
Tel.: 59 5 216 6121
Fax: 59 5 216 6121

Perú

Instituto Geológico Minero y Metalúrgico – INGEMMET
Av. Canadá No. 1470, San Borja
Apartado 889, Lima 41
Tel.: 51-1-224 29 62
Fax: 51-1-225 45 40
Correo electrónico: ingemmet1@chavin.rcp.net.pe
www.ingemmet.gob.pe/

Uruguay

Dirección Nacional de Minería y Geología – DINAMIGE
Hervidero 2861
11800 Montevideo
Tel.: 598-2-209 31 96
Fax: 598-2-209 49 05
Correo electrónico: secretaria@dinamige.miem.gub.uy;
dinamige@adinet.com.uy <http://www.dinamige.gub.uy>

Venezuela

Instituto Nacional de Geología y Minería – INGEOMIN
(predecesor: Servicios Geológicos y Mineros –
SERVIGEOMIN)
Parque Central, Torre Oeste, Piso 8
Caracas
Tel.: (58212)- 5075247, (58212)-5075333
Telefax: (58212)-5754945
Correo electrónico: ingeomin@uole.com
<http://www.ingeomin.gov.ve/>

11.4 Anexo 4.- Ejemplos de técnicas geofísicas de prospección aplicadas en el área de existencia del acuífero Guarani

En el presente apartado, se presentan resultados de estudios geofísicos desarrollados en la cuenca chaco paranense, mayormente aplicados al SAG. Estos se presentan a modo de ejemplo, siendo resultado de una selección que pretende destacar trabajos relevantes para cada

virtude de seu alcance, particularidade, problemática, marco histórico, precisão ou contribuição de informações para o conhecimento geológico na bacia e para o conhecimento hidrológico relativo ao Aquífero Guaraní.

12.4.1 Gravimetria

Conforme foi antes indicado, entre as técnicas que são mais úteis para estudos regionais, destaca-se a gravimetria. Esse método potencial é de suma valia para análises qualitativas, embora seja necessário contar com um conhecimento geológico mais detalhado para se obter interpretações mais precisas.

Com o maior desenvolvimento dos computadores, hoje é possível modelar progressivamente a estrutura proposta até que a anomalia calculada coincida com a anomalia medida em campo. Uma vez que não existe uma única solução para uma interpretação quantitativa de maior precisão, torna-se necessário contar com informações auxiliares (ex: perfurações ou sondagens).

Dessa forma, não são apresentados exemplos baseados unicamente na gravimetria. Ao final do anexo, incluem-se exemplos de interpretação de anomalias gravimétricas com informações geológicas e geofísicas.

Como foi indicado no corpo do presente Documento Técnico, existe uma ampla rede de medições gravimétricas em todos os países que compartilham o Aquífero Guaraní. Entretanto, no projeto para a proteção ambiental e o desenvolvimento sustentável do Sistema Aquífero Guaraní, levou-se em consideração que em algumas áreas seria necessário contar com uma maior densidade de conhecimentos, ou até com novas informações gravimétricas. Por causa disso, novas medições foram realizadas, das quais se apresentam a seguir as primeiras transeções geradas no marco do referido projeto.

técnica, ya sea por su alcance, particularidad, problemática, marco histórico, precisión o aporte de conocimiento al conocimiento geológico en la cuenca e hidrogeológico correspondiente al acuífero Guaraní.

12.4.1 Gravimetría

Como se indicó, entre las técnicas que son más útiles para estudios regionales, se destaca la gravimetría. Este método potencial es de suma utilidad para análisis cualitativos, pero para obtener interpretaciones más precisas es necesario contar con un conocimiento geológico más detallado.

Con el avance de las computadoras, hoy es posible modelar progresivamente la estructura propuesta hasta que la anomalía calculada coincida con la anomalía medida en campo. Dado que la solución no es única, para una interpretación cuantitativa de mayor precisión y ajuste a las características de la cuenca, es necesario contar con información auxiliar (Ej. Perforaciones o sondeos).

Por lo indicado, no se presentan ejemplos basados únicamente en gravimetría. Al final del anexo se incluyen ejemplos de interpretación de anomalías gravimétricas en conjunto con información geológica y geofísica.

Como se indicó en el cuerpo del presente Documento Técnico, existe una amplia red de mediciones gravimétricas en todos los países que comparten el acuífero Guaraní. No obstante, para el proyecto para la protección ambiental y desarrollo sostenible del Sistema Acuífero Guaraní se consideró que en algunas áreas debería contarse con mayor densidad o nueva información gravimétrica. Por ello, nuevas mediciones fueron realizadas, de las cuales a continuación se presentan las primeras transectas generadas en el marco del proyecto referido.

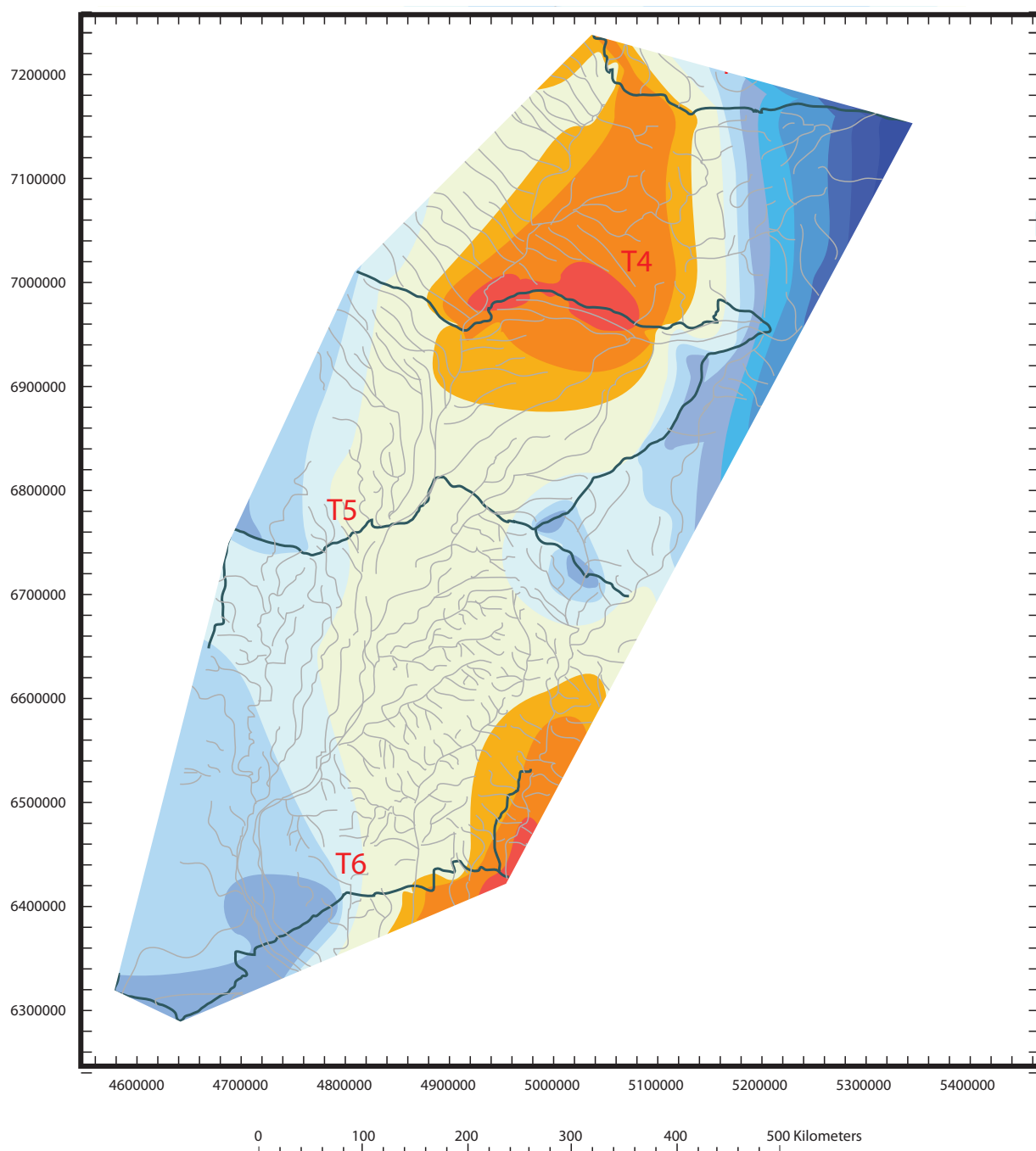


Figura A1.-
Anomalias de Bouguer determinadas pelos corte 3 a 6 (Fonte:
Projeto SAG).

Figura A1.-
Anomalias de Bouguer determinadas en las transectas 3 a
6.(Fuente: Proyecto SAG).

11.4.2 SEV

A prospecção por Sondagens Elétricas Verticais (SEV) foi uma das primeiras técnicas geofísicas aplicadas à hidrogeologia. Possivelmente, também, seja a mais utilizada na prospecção de água subterrânea, o que se deve ao seu baixo custo relativo, simplicidades técnica e operativa e velocidade de trabalho. Isto é principalmente válido no caso de prospecções pouco profundas (ex. 100 m de profundidade), enquanto para as maiores profundidades se torna mais complexa sob o ponto de vista operacional, apresenta maiores dificuldades para cumprir suas proposições básicas e necessita de equipamento e logística significativamente mais complexos.

Conforme o indicado anteriormente, a enorme maioria dos trabalhos com SEV diz respeito a prospecções pouco profunda. Entretanto, foram feitos trabalhos na bacia do Chaco do Rio Paraná que conseguiram obter informações a respeito do subsolo em setores profundos (centenas de metros e, até mesmo, até perto de 2 km). A presente recopilação concentrará sua análise nesses últimos por causa de sua maior relevância para o Aquífero Guaraní.

Silva Busso (1999),¹ em sua tese de Doutorado, indica que, desde 1986, têm sido feitos sondagens no litoral da Argentina e do Rio Uruguai. Muitas delas correspondem a estudos prévios para a construção de poços para extração de água termal e estão mencionados ou parcialmente apresentados em trabalhos acadêmicos e outras publicações, mas geralmente não estão livremente disponíveis para consulta, principalmente seus dados e o marco técnico-metodológico.

Nesse referido trabalho, foi feita uma importante recopilación e análise da geofísica realizada no setor argentino da bacia, mostrando-se alguns SEVs e seções geofísicas, algumas das quais são mostradas a seguir.

¹ SILVA BUSSO, A. **Contribuição ao Conhecimento da Geologia e Hidrogeologia do Sistema Aquífero Termal da Bacia Chaco-Paranaense Oriental Argentina**. Tese (Doutorado)–Faculdade de Ciências Exatas e Naturais da Universidade de Buenos Aires, Buenos Aires, 1999.

11.4.2 SEV

La prospección por sondeos eléctricos verticales (SEV) ha sido una de las primeras técnicas geofísicas aplicadas a la hidrogeología. Asimismo, posiblemente sea la más utilizada en la prospección de agua subterránea, lo cual se debe a su bajo costo relativo, simplicidad técnica, operativa y velocidad de trabajo. Esto es mayormente válido cuando la prospección es somera (Ej. 100m de profundidad), mientras que para profundidades mayores se torna operativamente más compleja, de mayor dificultad de cumplimiento sus hipótesis básicas y necesita de equipo y logística de significativa mayor entidad.

Por lo indicado, la enorme mayoría de los trabajos con SEV corresponde a prospección somera. No obstante, hay trabajos en la cuenca chacoparanense que consiguieron generar información del subsuelo en sectores profundos (cientos de metros e inclusive, cercano a los 2Km). La presente recopilación centrará su análisis en estos últimos, por su mayor relevancia para el acuífero Guaraní.

Silva Busso, A. (1999)¹, en su tesis de Doctorado, indica que desde 1986 se han hecho sondeos verticales en el litoral Argentino del Río Uruguay. Muchos corresponden a estudios previos a la construcción de pozos para extracción de agua termal. Estos son referidos o presentados parcialmente en trabajos académicos y publicaciones, pero mayormente no son de libre disponibilidad, especialmente los datos de base y el marco técnico-metodológico.

En referido trabajo, se hizo una importante recopilación y análisis de la geofísica realizada en la parte argentina de la cuenca, presentándose algunos SEV y secciones geofísicas, algunos de los cuales se muestran a continuación.

¹ Silva Busso, A. 1999. *Contribución al Conocimiento de la Geología e Hidrogeología del Sistema Acuífero Termal de la Cuenca Chacoparanense Oriental Argentina*. Tesis Doctoral Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires, (inérita), Buenos Aires.

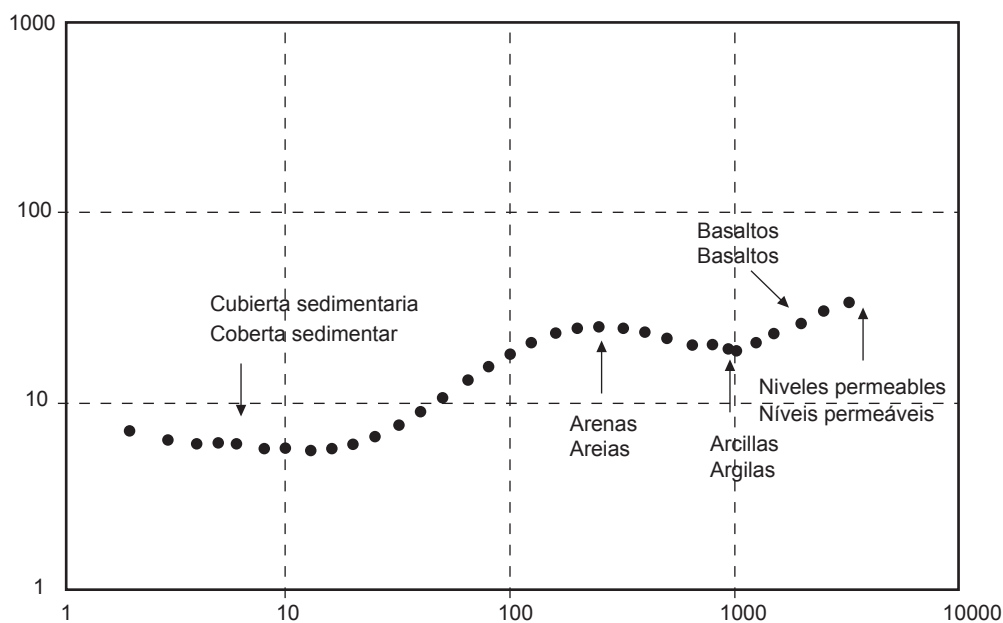


Figura A2.-

Sondagem Elétrica Vertical em Vala Elisa, Entre Ríos, Argentina (SILVA BUSSO, A., 1999).

Figura A2.-

Sondeo eléctrico vertical en Villa Elisa, Entre Ríos, Argentina (Silva Busso, A, 1999).

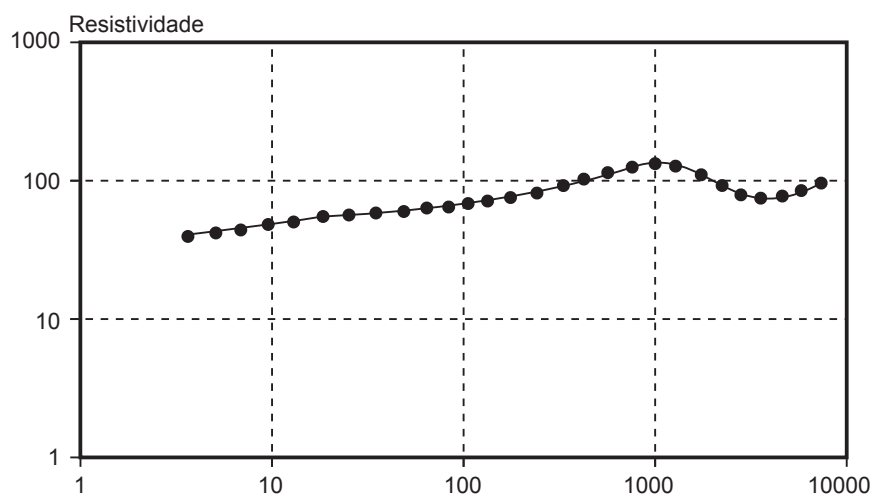


Figura A3.-

Sondagem Elétrica Vertical em Federación, Entre Ríos, Argentina (SILVA BUSSO, A., 1999).

Figura A3.-

Sondeo eléctrico vertical en Federación, Entre Ríos, Argentina (Silva Busso, A, 1999).

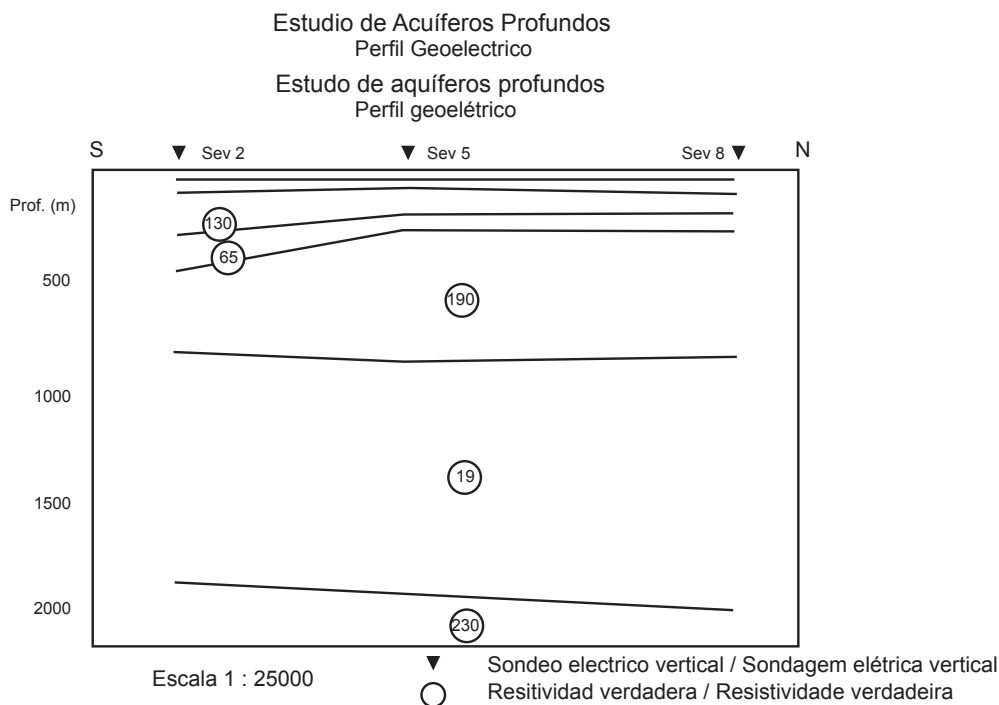


Figura A4.-

Seção geofísica gerada a partir de Sondagens Elétricas Verticais na área de Federación-Concordia, Entre Ríos, Argentina (SILVA BUSSO, A., 1999).

Figura A4.-

Sección geofísica generada a partir de sondeos eléctricos verticales en el área Federación-Concordia, Entre Ríos, Argentina (Silva Busso, A, 1999).

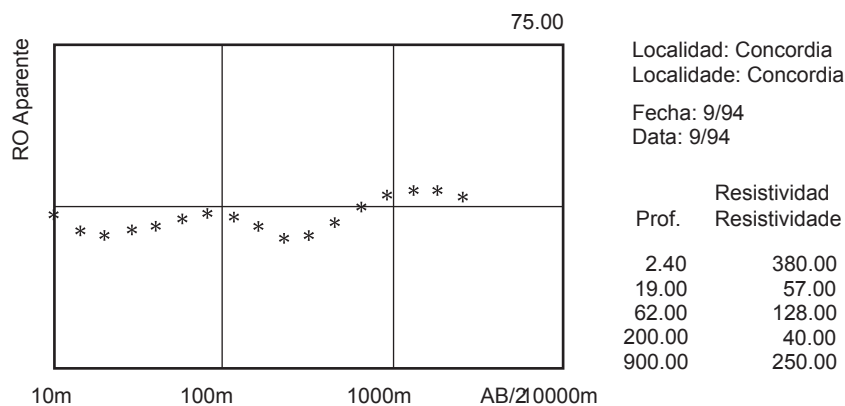


Figura A5.-

Sondagem elétrica em Concordia, Entre Rios, Argentina (SILVA BUSSO, A., 1999).

Figura A5.-

Sondeo eléctrico vertical en Concordia, Entre Ríos, Argentina (Silva Busso, A, 1999).

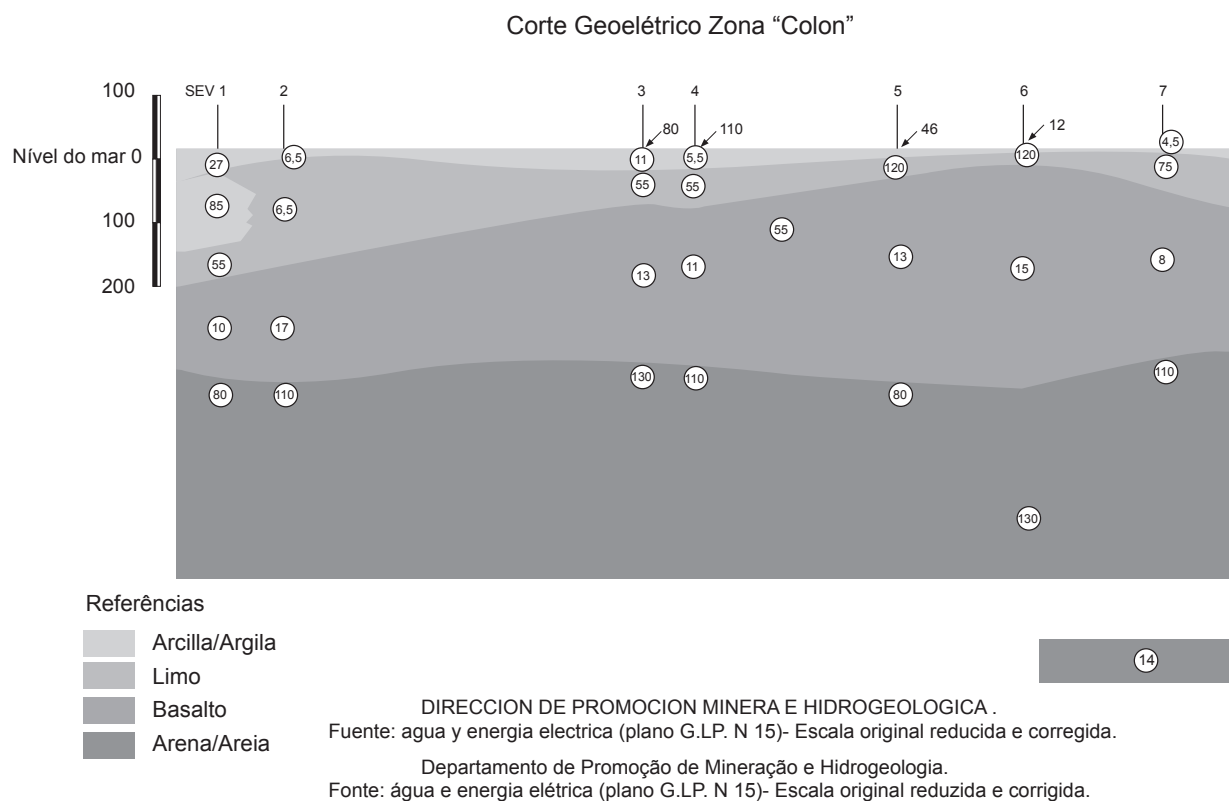


Figura A6.-

Seção geofísica a partir de Sondagens Elétricas Verticais (SILVA BUSSO, A., 1999).

Como pode ser observado nas figuras antecedentes, os SEVs são uma técnica que permite detectar claramente os principais corpos eletrorresistivos que compõem a bacia e a base, até mesmo em profundidades importantes (superiores a 1000 metros). Tais exemplos de prospecção profunda implicaram aberturas (AB, distância entre pontos de injeção de corrente) de mais de 10 km e, em alguns casos, 16 km de linhas de cabos. No caso de Federación, apesar de ter sido realizada uma abertura de uns 8 km, não se alcançaram medições que permitissem determinar a base dos basaltos, enquanto nos demais casos os resultados foram positivos.

Essas aberturas tão grandes às vezes impossibilitam o cumprimento da proposição básica do método de interpretação, um meio estratificado,

Figura A6.-

Sección geofísica a partir de sondeos eléctricos verticales (Silva Busso, A., 1999).

Como puede observarse en las figuras antecedentes, los SEV son una técnica que permite detectar claramente los principales cuerpos electroresistivos que componen la cuenca y el basamento, inclusive a profundidades importantes (superiores a 1000m). Dichos ejemplos de prospección profunda, implicaron aberturas (AB, distancia entre puntos de inyección de corriente) de más de 10Km, y en algún caso 16Km de tendido de cables. En el caso de Federación, a pesar de haber realizado una abertura de unos 8 Km, no se alcanzaron mediciones que permitieran determinar la base de los basaltos, mientras que en los restantes casos si fue suficiente.

Estas aberturas tan grandes, en ocasiones impiden el cumplimiento de la hipótesis básica del método de interpretación, medio estratificado

formando capas planas paralelas. Embora aporte igualmente uma quantidade significativa de informações, a dificuldade anteriormente referida junto com a validade do princípio da equivalência são os principais elementos que atentam contra a precisão dos resultados na interpretação quantitativa dos SEVs.

Principalmente Corbo et al. (2005)² após analisar o SEV em torno a poços termais, as espessuras de cada litologia perfurada neles determinar as possíveis soluções que ajustam os pontos medidos em campo, informa que essa técnica apresentou (na área dos SEVs analisados) um erro médio de 30% na determinação das espessuras das litologias. Indica igualmente que caso não seja realizada uma interpretação apoiada numa ajustada faixa de resistividades elétricas das litologias esperadas (a partir de uma avaliação de estudos anteriores), os erros podem, até mesmo, ser maiores.

Recentemente, Favetto et al. (2005)³ apresenta um conjunto de SEV realizado na margem sul-ocidental da bacia chaco-paranaense uruguaia, com aberturas médias de 6 km. Nesse trabalho, foram realizados catorze sondagens, para as quais se dispensou uma atenção especial aos equipamentos e medições, a fim de se obter um sinal de melhor qualidade. Realizaram-se, até mesmo, sondagens em cruz para avaliar a dimensionalidade do meio e, com isso, a aplicabilidade das proposições do método.

Para melhorar a interpretação quantitativa lançou-se mão de informação prévia de natureza geológica e geofísica, determinando uma delimitada faixa de resistividades esperada e, desse modo, limitar o número de soluções possíveis, produto da validade do princípio de equivalência.

en capas planas paralelas. Aunque igualmente el aporte de información es muy significativo, esta dificultad junto a la validez del principio de equivalencia, son los principales elementos que atentan contra la precisión en los resultados de la interpretación cuantitativa de los SEV.

En particular, Corbo et al (2005)² a partir de: analizar SEV en torno a pozos termales, los espesores de cada litología perforada en éstos, y determinar las posibles soluciones que ajustan los puntos medidos en campo, indica que la técnica presentó (para el área y los SEV analizados) un error medio de 30% en la determinación de los espesores de las litologías. Asimismo, se indica que si no se realiza una interpretación apoyada en un ajustado rango de resistividades eléctricas de las litologías esperables (a partir de evaluación de antecedentes) los errores pueden ser inclusive mayores.

Recientemente, Favetto et al (2005)³ presenta un conjunto de SEV realizados en borde sur-occidental de la cuenca chacoparanense, con aperturas medias de 6Km. En dicho trabajo se realizaron catorce sondeos, para lo cual se tuvo especial atención en el equipamiento y mediciones, y así conseguir una mejor señal. Inclusive se realizaron sondeos en cruz para evaluar la dimensionalidad del medio y con ello la aplicabilidad de las hipótesis del método.

Para mejorar la interpretación cuantitativa se utilizó información antecedente, geológica y geofísica, determinando un acotado rango de resistividades esperables y con ello limitar el conjunto de soluciones posibles, producto de la validez del principio de equivalencia.

² CORBO, F.; OLEAGA, A.; ARZATE, J. **Análise comparativo de dois métodos geofísicos (SEVTE) aplicados na zona termal do Sistema Aquífero Guaraní em Argentina e Uruguai.** In: CONGRESSO LATINO-AMERICANO DE GEOLOGIA, Quito, Equador, 2005.

³ Estudio geofísico aplicado à avaliação de recurso geotermal no sudeste de Entre Ríos. FAVETTO, A.; POMPOSIELLO, C.; SAINATO, C.; DAPEÑA, C.; GUIDA, N. **Rev. Asociación Geológica Argentina**, Buenos Aires, v. 60, n. 1, jan./mar. 2005.

² Corbo, F.; Oleaga, A.; Arzate, J., 2005. **Análisis comparativo de dos métodos geofísicos (SEV-MT) aplicados en la zona termal del Sistema Acuífero Guaraní en Argentina y Uruguay.** Congreso Latinoamericano de Geología, Quito, Ecuador, 2005.

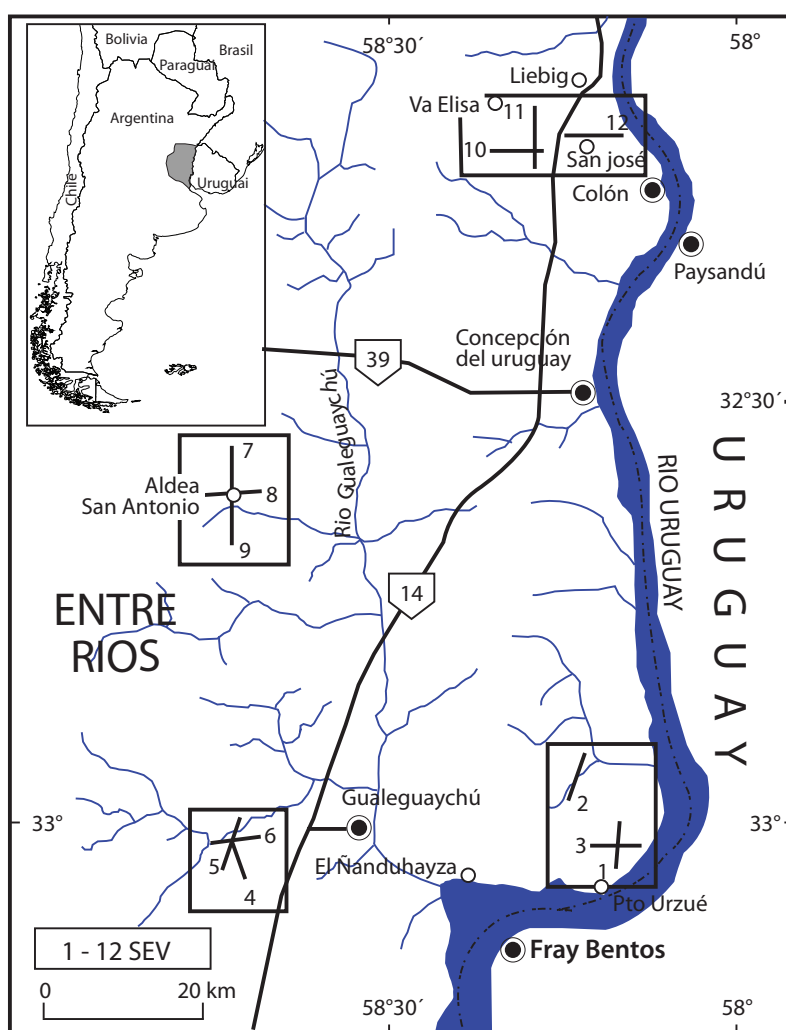
³ Estudio geofísico aplicado a la evaluación del recurso geotermal en el sudeste de Entre Ríos. Favetto, A., Pomposiello, C., Sainato, C., Dapeña, C. y Guida, N. **Rev. Asociación Geológica Argentina** v.60 n.1 Buenos Aires ene./mar. 2005.

Com base nessa e noutras problemáticas apresentadas por esse método, determinou-se, informar nesse tipo de trabalho, que a detecção da base (e, portanto, de outros corpos resistivos), a profundidades maiores que 1000 m, estaria atingindo o limite de uso do método geoeletrico.

A despeito disso, a informação gerada é de grande valor, possibilitando determinar a estrutura geológica da área, tanto após a interpretação unidimensional das sondagens, quanto a analisar conjuntamente e obter uma seção 2D que será mostrada a seguir.

En base a esta y otras problemáticas del método llevaron a que en dicho trabajo se indique que la detección del basamento (y por tanto de otros cuerpos resistivos), a profundidades mayores de 1000 m estaría en el límite del uso del método geoeletrico.

No obstante, la información generada es de mucho valor, permitiendo determinar la estructura geológica del área, tanto tras la interpretación unidimensional de los sondeos, como al analizarlos conjuntamente y obtener una sección 2D, lo cual se presenta a continuación.



Continua.-

Continua.-

Continuação.-

Continuación.-

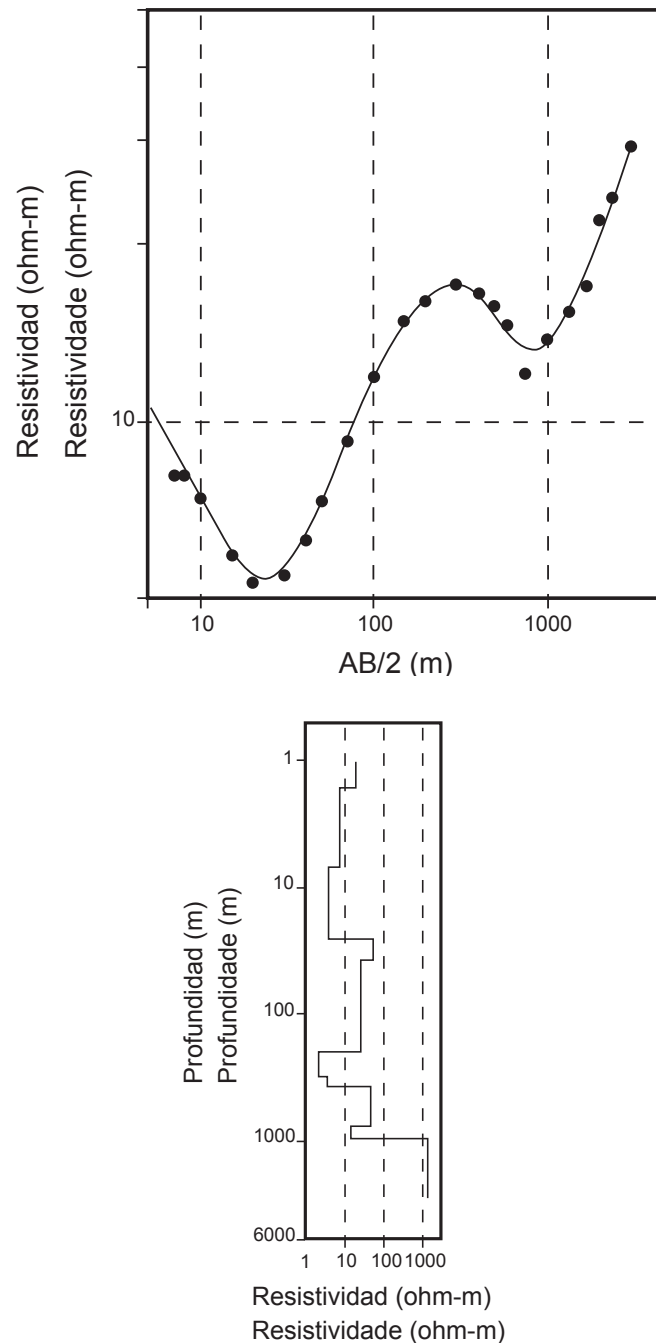


Figura A7.-

Área de estudo, localização de sondagens realizadas. Sondagem Elétrica Vertical nº. 9 e sua interpretação qualitativa (FAVETTO et al., 2005).

Figura A7.-

Área de estudio, ubicación de sondeos realizados. Der. Sondeo eléctrico vertical Nº 9 y su interpretación cualitativa (Fuente: Favetto et al, 2005).

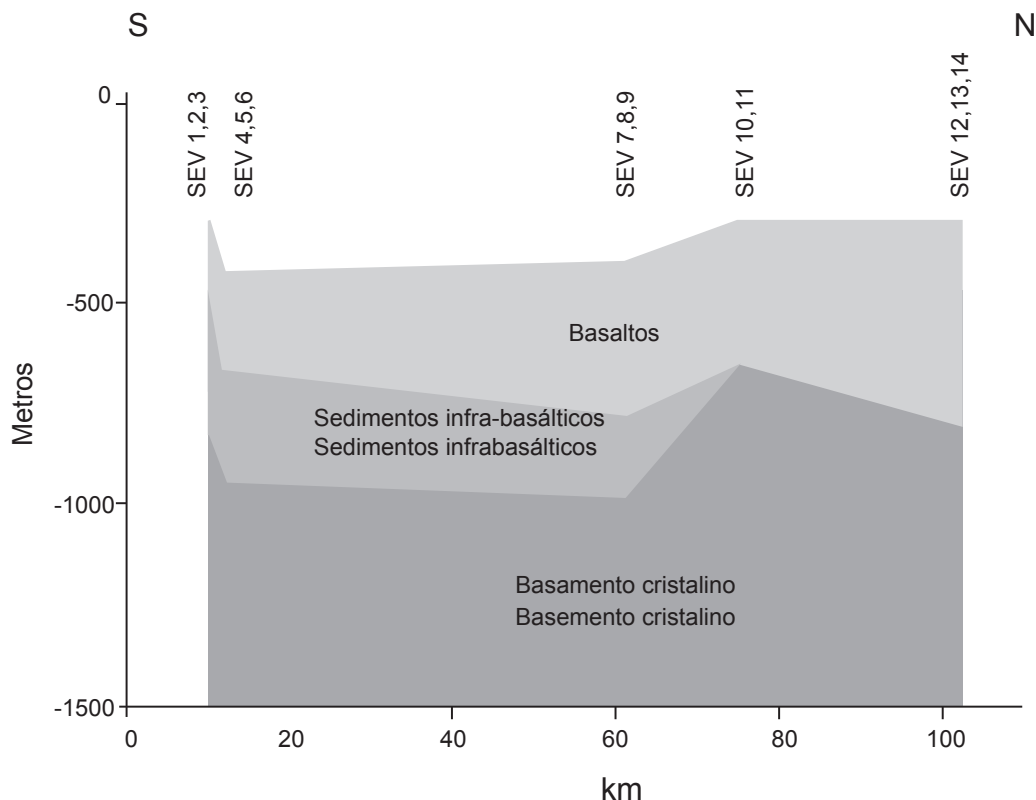


Figura A8.-

Seção 2D desenvolvida a partir dos SEVs realizados (FAVETTO et al., 2005).

12.4.3 Prospecção sísmica

Geralmente, a sísmica não é usada na prospecção geológica (exceto na petrolífera) e nem na hidrogeológica. Isso se deve ao seu elevadíssimo custo de utilização, motivo pelo qual seu uso se restringe quase que exclusivamente à procura de petróleo.

No norte do Uruguai, dentro da bacia chaco-paranaense uruguaia, na década de 1980, a companhia petrolífera nacional daquele país (Ancap) realizou prospecção sísmica de reflexão para procurar hidrocarbonetos (ver a figura seguinte). Após a realização e a detalhada análise da informação por meio de outra técnica geofísica, a gravimetria, decidiu-se a realização da sísmica apenas nos pontos mais promissores. Isso é um claro exemplo do paulatino

Figura A8.-

Sección 2D desarrollada a partir de los SEV realizados (Fuente: Favetto et al, 2005).

12.4.3 Prospección sísmica

Usualmente la sísmica no es utilizada en la prospección geológica no petrolera y la hidrogeológica. Ello obedece al elevadísimo costo de aplicación, por lo cual su uso se encuentra restringido casi exclusivamente a la búsqueda de petróleo.

En el norte Uruguayo, dentro de la cuenca chaco-parenense, en la década del 80 la petrolera nacional de Uruguay (ANCAP) realizó prospección sísmica de reflexión, en la búsqueda de hidrocarburos (Ver siguiente figura). Tras la realización y detallado análisis de información de otra técnica geofísica, gravimetría, se decidió la realización y trazas de prospección de la sísmica. Esto es un ejemplo claro de avance paulatino en

avanço na geração de conhecimentos, utilizando-se técnicas complementares, começando com as de baixo custo (neste caso, gravimetria e magnetometria) e, à medida que se avança no conhecimento da área de interesse, passando a focalizar os trabalhos e estudos nos pontos de maior potencial.

la generación de conocimiento, utilizando técnicas complementarias, donde las primeras son de bajo costo (en este caso gravimetría y magnetometría) y a medida que se avanza en el conocimiento del área de interés se focalizan los trabajos y estudios en aquellos puntos de mayor potencial.

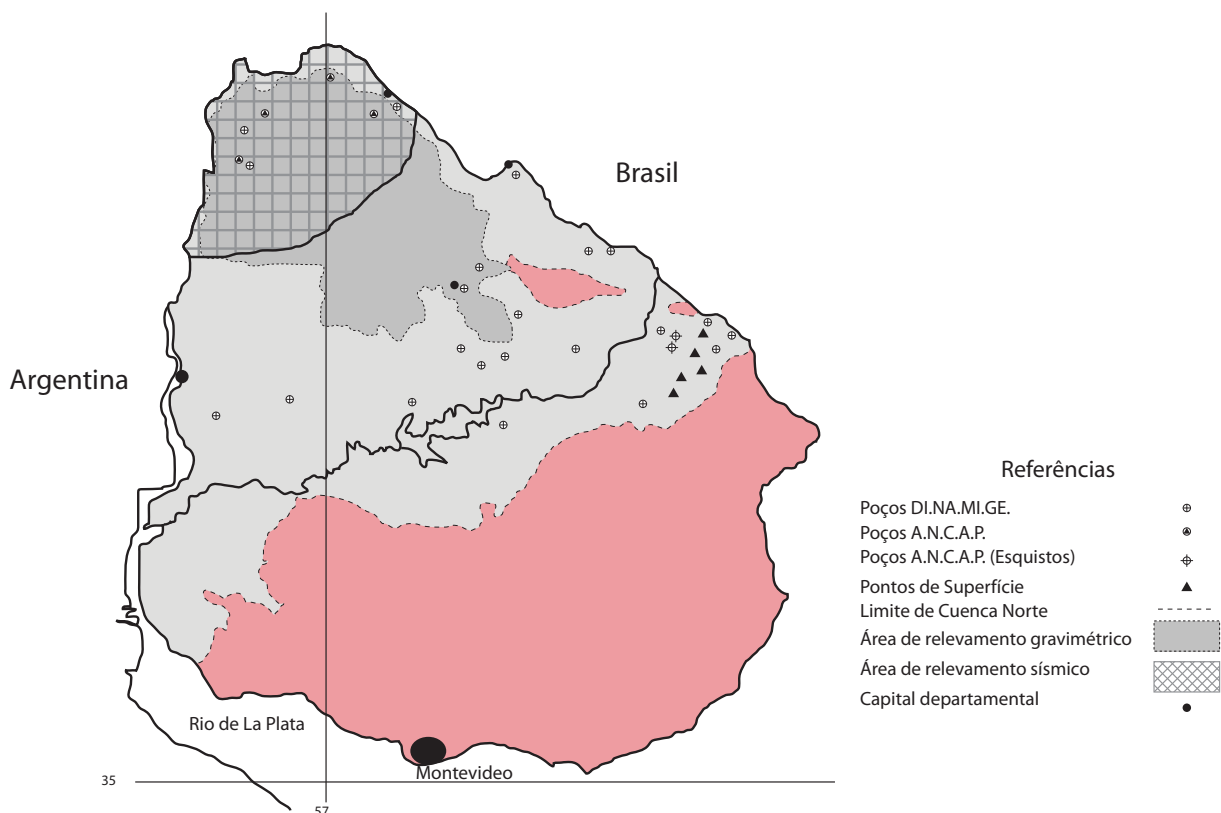


Figura A9.-

Prospecção sísmica realizada no Uruguai dentro da bacia chaco-paranaense.⁴

Figura A9.-

Prospección sísmica realizada en Uruguay dentro de la cuenca chaco paranense.⁴

Após a finalização da prospecção sísmica, foram realizadas perfurações em áreas pontuais que não produzissem nenhuma descoberta de petróleo ou

Tras la culminación de la prospección sísmica, se ubicaron y realizaron perforaciones, sin encontrar petróleo ni gas, pero constituyéndose

⁴ DE SANTA ANA, H.; FULFARO, V.; VEROSLAVSKY, G.; GUTIÉRREZ, L. **Associações de facies e sistemas depositacionais da Formação Paso Aguiar e Membro Inferior da Formação Yaguari (Pérmico Superior) no bacia Norte (Uruguay)**. In: XI CONGRESSO LATINOAMERICANO DE GEOLOGIA MONTEVIDEO, 2001.

⁴ De Santa Ana H., Fulfaro V., Veroslavsky G; Gutiérrez L. (2001). **Asociaciones de facies y sistemas depositacionales de la Formación Paso Aguiar y el Miembro Inferior de la Formación Yaguari (Pérmico Superior) en la Cuenca Norte (Uruguay)**. XI Congreso Latinoamericano de Geología Montevideo.

gás; constituíram, entretanto, a maior contribuição de conhecimentos a respeito do subsolo da bacia norte no Uruguai (a extremidade sul-oriental da bacia chaco-paranaense uruguaia). Deve-se destacar que o termalismo, da forma como se conhece no Uruguai, surgiu das perfurações realizadas em busca de petróleo que começaram a ser feitas em fins da década de 1930. Essas perfurações alcançaram os arenitos portadores de água doce, obtendo por urgência importantes vazões de água do hoje denominado Aquífero Guarani.

Dos estudos de prospecção petrolífera suprarreferidos, conhecem-se aspectos parciais, principalmente vindas de algumas publicações técnicas ou acadêmicas.

Na presente bacia, a sísmica de reflexão tem obtido baixa resolução por causa da presença de basaltos (localizados na superfície, ou próximos a ela), que refletem a maior parte da energia incidente. Essa problemática, que afeta a resolução, tem sido e continua sendo o maior fator limitante para a geração de conhecimentos providos do uso dessa técnica na área sob estudo. Especialmente as seções que se mostram a seguir são as indicadas como as que geram uma melhor resolução, embora sua interpretação fique limitada a uns poucos quilômetros em redor do poço com descrição litológica. Após a perfuração, foram processados vários registros de poços (perfilagens) dentro de cada um deles que contribuíram com dados fundamentais para serem aplicados no ajuste da sísmica e de outras técnicas.

Nas duas seções que se apresentam a seguir, o basalto está localizado na superfície (correspondendo à unidade sismoestratigráfica D). Os arenitos correspondentes ao Aquífero Guarani encontram-se totalmente cobertos pelos basaltos, sendo aproximadamente associáveis à unidade sismoestratigráfica C. Por baixo, aparecem mais duas unidades sismoestratigráficas, apoiadas sobre a base cristalina. O basalto apresenta uma espessura média de uns 500-600 m nas duas seções, 200-300 na unidade C e entre 1500-2000 m de espessura conjunta entre as duas unidades A e B.

Como se pode verificar, a informação produzida pela prospecção sísmica é de enorme valia para o conhecimento da bacia e, com isso, de todos os recursos associados a ela. Não existe, razoavelmente, outra técnica que possa produzir

en el mayor aporte al conocimiento del subsuelo de la cuenca norte en Uruguay (extremo sur-oriental de la chaco-paranense). Es de destacar que el termalismo tal cual se lo conoce en Uruguay, surgió de las perforaciones realizadas en la búsqueda petrolera comenzada al final de la década del 30. Estas perforaciones alcanzaron las areniscas portadoras de agua dulce, obteniendo por urgencia, importantes caudales de agua del hoy denominado Acuífero Guaraní.

De los referidos estudios de prospección petrolera, se conocen aspectos parciales, mayormente resultado de algunas publicaciones técnicas o académicas.

En la presente cuenca, la sísmica de reflexión ha tenido poca resolución debido a la presencia de basaltos (ya sea en superficie o próxima a ésta), los que reflejan la mayor parte de la energía incidente. Esta problemática que afecta la resolución, ha sido y es la mayor limitante para la generación de conocimiento con esta técnica en el área de estudio. En particular, las secciones que se presentan a continuación se indican como aquellas que cuentan con más resolución, y a pesar de lo cual, su interpretación está restringida a pocos kilómetros en torno al pozo con descripción litológica. Tras la perforación, se corrieron varios registros de pozos (perfilajes) dentro de cada uno, aportando datos fundamentales para ser aplicados para el ajuste de la sísmica y otras técnicas.

En las dos secciones que se presentan a continuación, el basalto se ubica en superficie (correspondiendo a la unidad sismoestratigráfica D). Las areniscas correspondientes al acuífero Guaraní se encuentran cubiertas totalmente por los basaltos, siendo aproximadamente asociables a la unidad sismoestratigráfica C. Por debajo se presentan dos unidades sismoestratigráficas más, apoyadas sobre el basamento cristalino. El basalto presenta un espesor medio de unos 500-600m en las secciones, 200-300m la unidad C, y entre 1500-2000m de espesor conjunto entre las dos unidades A y B.

Como se puede observar, la información que aporta la prospección sísmica es de enorme valor para el conocimiento de la cuenca, y con ello todos los recursos asociados a ésta. Razonablemente, no existe otra técnica que

essa resolução com relação aos corpos existentes e ao basalto cristalino. Embora existam equipamentos de prospecção sísmica de custo baixo que alcançam dezenas de metros de profundidade, atualmente se observa ser muito difícil a aplicação dessa técnica ao Aquífero Guaraní, tanto pelos custos que são requeridos para uma investigação mais profunda (de acordo com as características desse aquífero) quanto pela problemática que representa a existência de basaltos.

pueda aportar esta resolución de los cuerpos existentes y del basamento cristalino. Aunque hay equipos de prospección sísmica de bajo costo que alcanzan decenas de metros de profundidad, actualmente se observa como de muy difícil aplicación de esta técnica al acuífero Guaraní tanto por los costos que involucra una mayor profundidad de investigación (acorde a las características del acuífero) y la problemática que encierra la presencia de basaltos.

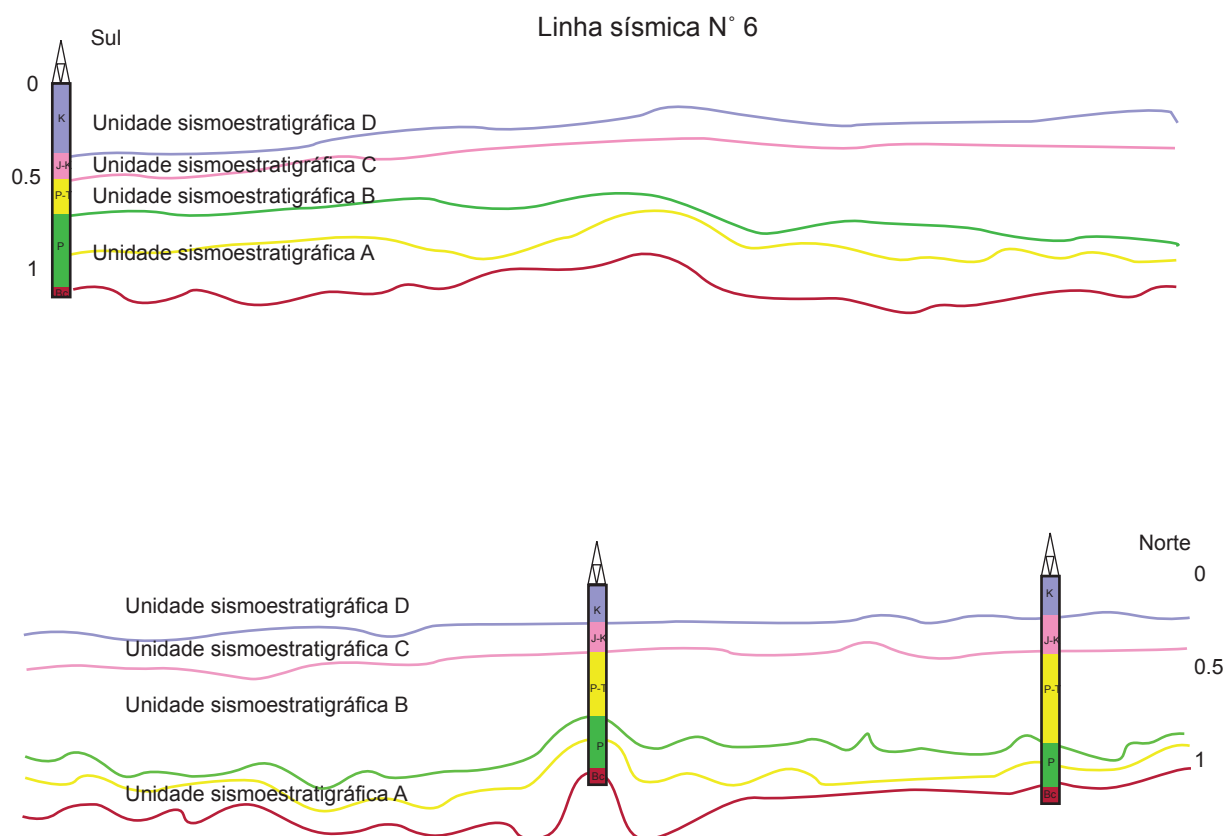


Figura A10.-
Linha sísmica n° 6. Ancap. Fonte: De Santa Ana, H. (2004).⁵

Figura A10.-
Línea sísmica N° 6. ANCAP. Fuente: De Santa Ana, H. (2004).⁵

⁵ DE SANTA ANA, H. Análise tectonoestratigráfica das sequências permotriássica e juro cretácea da bacia chaco-paranaense uruguaia. Tese (Doutorado)–Programa de Pós-Graduação em Geologia Regional Unesp, 2004.

⁵ De Santa Ana, H.. Análise tectono-estratigráfica das sequências permotriássica e juro cretácea da bacia chacoparanaense uruguaia. 2004. Tesis de Doctorado en: Programa de Pós-Graduação em Geologia Regional - UNESP.

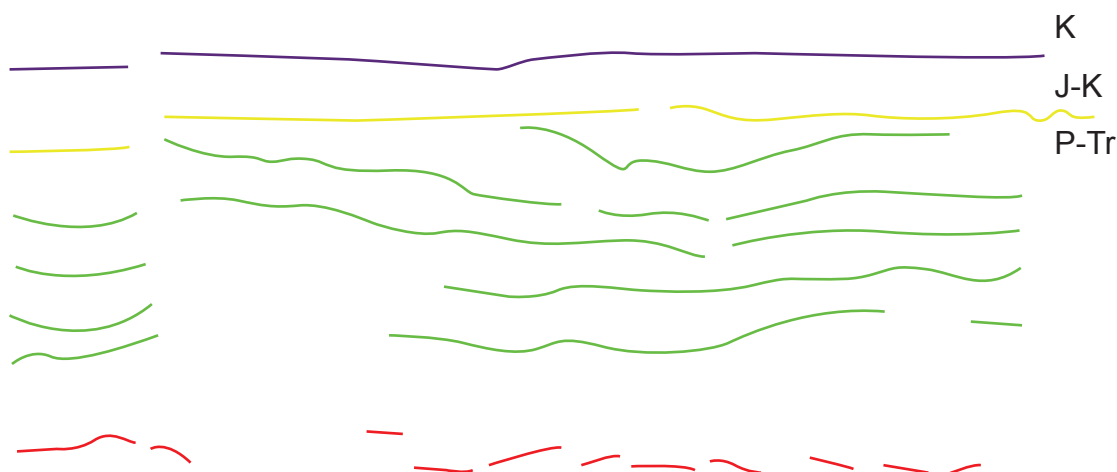


Figura A11.-

Linha sísmica onde se destaca discordâncias entre sequências sedimentares. Fonte: De Santa Ana, H. (2004).⁶

Figura A11.-

Línea sísmica donde se destaca discordancias entre secuencias sedimentarias. Fuente: De Santa Ana, H. (2004).⁶

11.4.4 Registro de poços (perfilagens)

As perfilagens são registros que se realizam dentro das perfurações. Consistem basicamente na descida de um instrumento de medição, permitindo determinar a distribuição de alguma propriedade do meio em que age ao longo do perfil vertical do poço.

Existe uma multiplicidade de perfilagens, destacando-se os eletromagnéticos (ex. resistividade, resistividade do lodo, potencial espontâneo etc.), radioativos (ex. Gama natural), e os físicos (*caliper*, velocidade de propagação das ondas etc.).

Sua utilidade e aplicação são muito amplas, permitindo determinar parâmetros ou propriedades das rochas que são, geralmente, de grande utilidade para estudos geológicos (ex. grau de inclinação com respeito à horizontal de estratos, filões ou capas de terreno), hidrogeológicos (ex. porosidade), petrolíferos (ex.

11.4.4 Registro de Pozos (perfilajes)

Los perfilajes son registros que se realizan dentro de perforaciones. Consisten básicamente en el descenso de un instrumento de medición, permitiendo determinar la distribución de alguna propiedad del medio a lo largo del perfil vertical del pozo.

Hay multiplicidad de perfilajes, destacándose los electromagnéticos (Ej. resistividad, resistividad del lodo, potencial espontáneo, etc.), radioactivos (Ej. Gama natural), y físicos (*caliper*, velocidad de propagación de las ondas, etc.).

Su utilidad y aplicación es muy amplia, permitiendo determinar parámetros o propiedades de las rocas que usualmente son de suma utilidad para estudios geológicos (Ej. buzamiento), hidrogeológicos (Ej. Porosidad), petroleros (Ej. permeabilidad), e

⁶ Héctor de Santa Ana Álvarez. Análise tectono-estratigráfica das seqüências permotriássica e juro cretácea da bacia chacoparanaense uruguaia. 2004. Tese (Doutorado em Programa de Pós-Graduação em Geologia Regional) - UNESP.

⁶ Héctor de Santa Ana Álvarez. Análisis tectonoestratigráfico de las secuencias permotriásica y juro-cretácea de la cuenca chacoparanaense uruguaya. 2004. Tesis (Doctorado en Programa de Postgrado en Geología Regional) - UNESP.

permeabilidade) e até mesmo, geofísicos (ex. velocidade de propagação das ondas, resistividade elétrica).

De acordo com o indicado, apresentam-se alguns exemplos de sua aplicação ao SAG.

inclusive geofísicos (Ej. Velocidad de propagación de las ondas, resistividad eléctrica).

Por lo indicado, se presentarán algunos ejemplos de su aplicación al SAG.

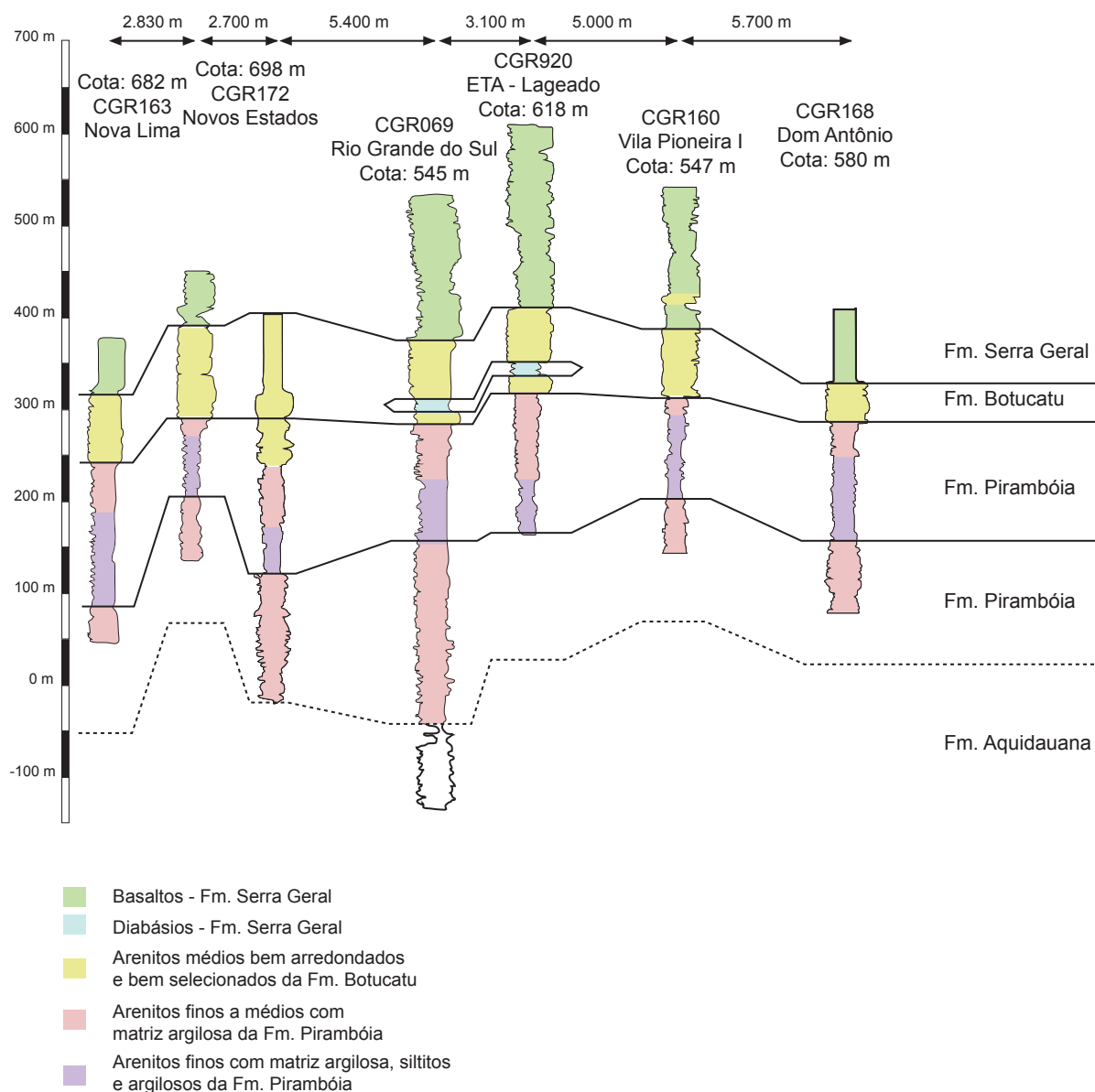


Figura A12.-

Seção geológica NS na cidade de Campo Grande (Brasil) a partir de perfis geofísicos, mostrando variações litológicas e geométricas do SAG (Fonte: GASTMANS, D., 2007).

Figura A12.-

Sección geológica NS en la ciudad de Campo Grande (Brasil), a partir de perfiles geofísicos, mostrando variaciones litológicas y geométricas del SAG (Fuente: Gastmans, D. 2007).

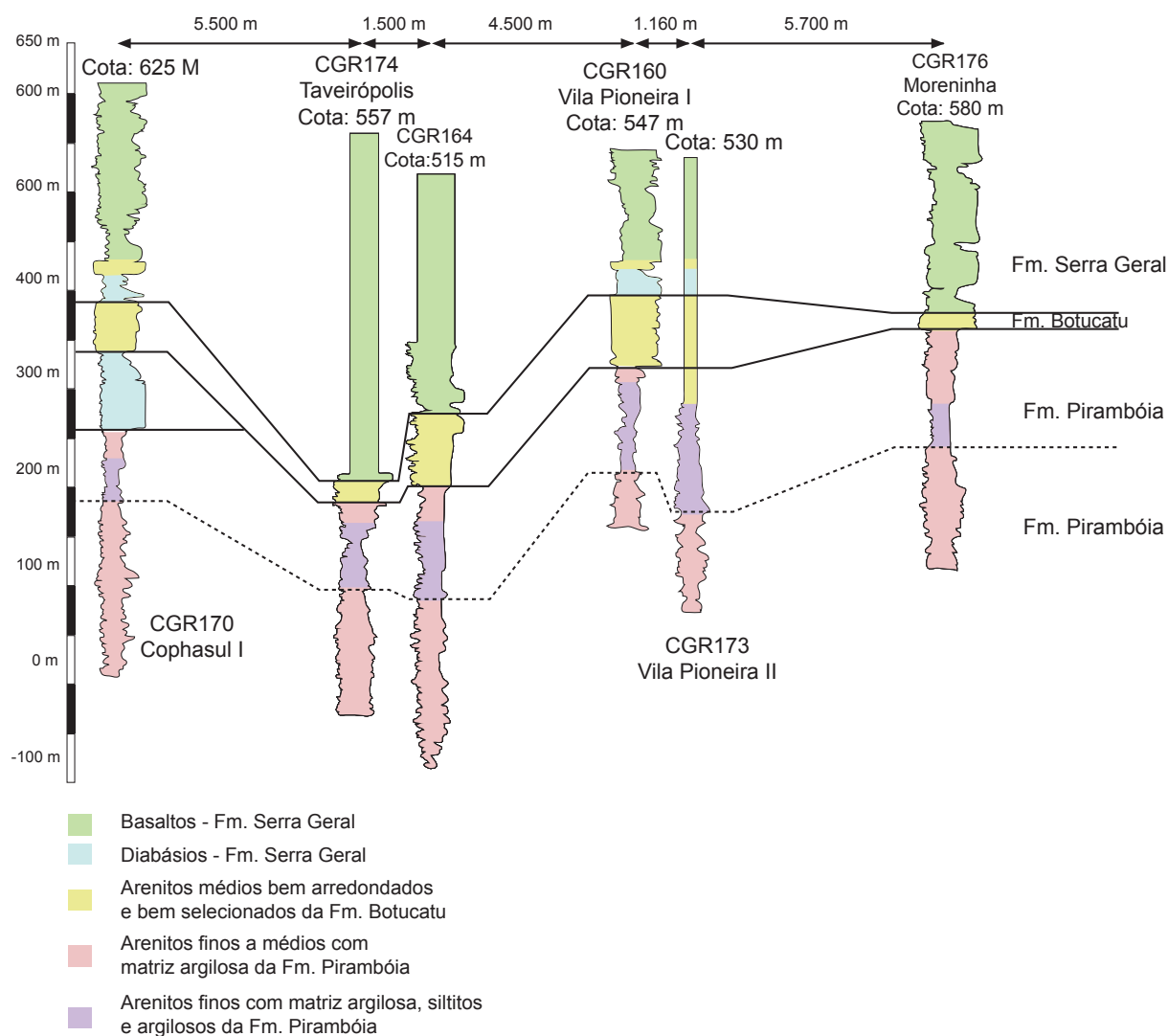


Figura A13.-

Seção geológica NW-SE na cidade de Campo Grande (Brasil) a partir de perfis geofísicos, mostrando variações litológicas e geométricas do SAG (Fonte: GASTMANS, D., 2007⁷).

⁷ GASTMANS, Didier. **Hidrogeologia e hidroquímica do Sistema Aquífero Guarani na porção ocidental de bacia sedimentar do Paraná**. Tese (Doutorado em Geociências e Meio Ambiente)—Universidade Estadual Paulista Júlio de Mesquita Filho, Unesp, Brasil, 2007.

Figura A13.-

Sección geológica NW-SE en la ciudad de Campo Grande (Brasil), a partir de perfiles geofísicos, mostrando variaciones litológicas y geométricas del SAG (Fuente: Gastmans, D. 2007⁷).

⁶ Gastmans, Didier. Tesis Doutorado em Geociências e Meio Ambiente. "Hidrogeologia e hidroquímica do sistema Aquífero Guarani na porção ocidental de bacia sedimentar do Paraná". Universidade Estadual Paulista Júlio de Mesquita Filho, UNESP, Brasil. (2007).

No trabalho correspondente às figuras apresentadas (GASTMANS, D., 2007), foram também utilizadas as perfilagens para obter-se valores de porosidade por meio das perfilagens “sônicas”, as quais se baseiam na determinação da velocidade de propagação do som para determinar o parâmetro de interesse.

Deve-se destacar que, para as técnicas geofísicas que se baseiam na resistividade elétrica do subsolo (ex. Sondagens Elétricas Verticais e sondagens magnetotélúricas), contar com seus dados reais em toda a coluna perfurada é de extrema importância. O registro permite determinar faixas de resistividade correspondentes a cada litologia e correlacionar as interpretações geofísicas com a geologia da bacia. Particularmente, vários dos exemplos aqui apresentados, baseados em sondagens AM/MT, se apoiam na análise de perfilagem (registro) elétrica.

11.4.5 Sondagens Magnetotélúricas (AM/MT)

Estudios previos

A aplicação da prospecção magnetotélúrica na bacia chaco-paranaense é bastante recente. O primeiro trabalho relevante de aplicação dessa técnica na bacia que está sendo estudada foi realizado em 1989,⁸ cujos resultados e resolução refletem o nível dessa técnica naquela data. O progresso dos sistemas de computação (particularmente os algoritmos de investimento e cálculo) e a eletrônica permitiram um notável avanço na operação, na resolução e na interpretação dessa técnica, que se viu refletido nos estudos realizados nos anos posteriores. Ao mudar o século, desenvolveram-se novos estudos de campo na bacia, destacando-se: Padilla, A. e Vitorello, I.⁹ (publicado no ano 2000) e Oleaga, A.¹⁰ (publicado em 2002).

⁸ PADILHA, A.L.; Trivedi, N. B.; da Costa, J. M.; Vitorello, I.; Dupis, A.; Cavoit, C. Audiomagnetotelluric study in northeast region of Paran Basin, South America. **Geophysics**, v. 54, nº 7, Julio 1989; p. 824-831.

⁹ Padilha, A.; Vitorello, I., Magnetotelluric and geomagnetic depth soundings around the Torres Syncline hinge, Southeast Paraná Basin, Brazil. **Geophysical Research Letters**, v 27, nº 22, p. 3655-3658, November 15, 2000.

¹⁰ Oleaga, A. “Contribución a la hidrogeología del acuífero Guaraní en el sector Uruguay. Un enfoque integral”. Tese(mestre). Universidad Nacional Autónoma de México, p.119, 2002.

En el trabajo correspondiente a las figuras presentadas (Gastmans, D. 2007), también fueron utilizados los perfilajes para obtener valores de porosidad, a través de los perfilajes “sónicos”, los cuales se basan en la determinación de la velocidad de conducción del sonido para determinar el parámetro de interés.

Es de destacar que para las técnicas geofísicas que se basan en la resistividad eléctrica del subsuelo (Ej. sondeos eléctricos verticales y sondeos magnetotélúricos), contar con datos reales de ésta en toda la columna perforada es de singular importancia. El registro permite determinar rangos de resistividad correspondientes a cada litología y correlacionar las interpretaciones geofísicas con la geología de la cuenca. En particular, varios de los ejemplos aquí presentados basados en sondeos AMT/MT se apoyan en el análisis de perfilajes (registros) eléctricos.

11.4.5 Sondeos Magnetotélúricos (AMT/MT)

Estudios previos

La aplicación de prospección magnetotélúrica en la cuenca chacoparanense es bastante reciente. El primer trabajo relevado de aplicación de ésta técnica en la cuenca de estudio fue realizado en 1989⁸, cuyos resultados y resolución reflejan el estado del arte en dicha fecha. El avance de los sistemas computacionales (especialmente los algoritmos de inversión y cálculo) y la electrónica, han permitido un notable avance en la operación, resolución e interpretación de la técnica, lo cual se ha visto reflejado en los estudios realizados en años subsiguientes. Sobre el cambio de siglo se desarrollaron nuevos estudios de campo en la cuenca, destacándose: Padilla, A y Vitorello, I.⁹. (Publicado en el 2000) y Oleaga, A.¹⁰ (Publicado en 2002).

⁸ Padilha, A.L.; Trivedi, N. B.; da Costa, J. M.; Vitorello, I.; Dupis, A.; Cavoit, C. Audiomagnetotelluric study in northeast region of Paran Basin, South America. **Geophysics**. Vol. 54. Nº. 7 (Julio 1989); P. 824-831.

⁹ Padilha, A. y Vitorello, I., Magnetotelluric and geomagnetic depth soundings around the Torres Syncline hinge, Southeast Paraná Basin, Brazil. **Geophysical research letters**, Vol 27, Nº 22. Pag 3655-3658, November 15. 2000

¹⁰ Oleaga, A., 2002. “Contribución a la hidrogeología del acuífero Guaraní en el sector Uruguay. Un enfoque integral”. Tesis de maestría, pp. 119. Universidad Nacional Autónoma de México.

O primeiro se concentrou nos aspectos geofísicos –geológico estruturais tendentes a determinar a conformação do sinclinal de Torres, a base da bacia chaco-paranaense, que se encontra em menos de um até vários quilômetros sob sequências ígneas e sedimentares. Apresentam-se a seguir a área de estudos e duas seções obtidas com essa técnica. Deve-se notar que, nesse trabalho, já se apresenta uma seção 2D, resultado da interpretação conjunta dos dados, mostrando o significativo avanço e potencial que havia tido a técnica na década anterior.

El primero se enfocó en aspectos geofísicos - geológico estructurales, tendientes a determinar la conformación del sinclinal de Torres, basamento de la cuenca chacoparanense, el cual se encuentra desde menos de uno a varios kilómetros bajo secuencias ígneas y sedimentarias. A continuación se presenta el área de estudio y dos secciones obtenidas con la técnica. Es de destacar que en dicho trabajo ya se presenta una sección 2D resultado de la interpretación conjunta de los datos, mostrando el significativo avance y potencial que había tenido la técnica en la década precedente.

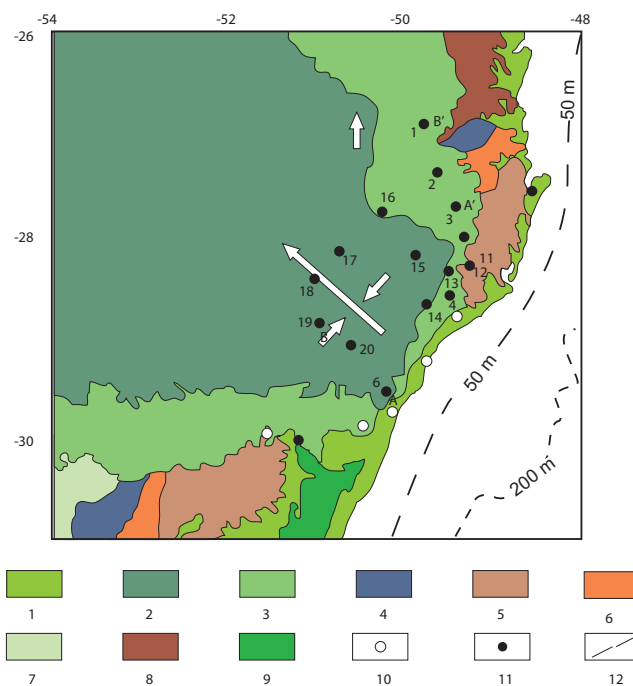


Figura A- Geologia em volta da concavidade Torres (representada pelas grandes flechas) no sul do Brasil. 1- Rochas Sedimentares Quaternárias ; 2- Jurássico Superior- Rochas Vulcânicas do Cretáceo Inferior; 3- Paleozóico Superior- Rochas Sedimentares Triássicas; 4,5,6 – Rochas metamórficas proterozóicas superior (Cinturão Dom Feliciano, granito-gnáissicos e metassedimentos de fáceis, respectivamente); 7- Rochas metamórficas proterozóicas superior; 8- Rochas metamórficas proterozóicas inferior; 9 – Zona de Cisalhamento; 10- minas de carvão; 11 estações MT/GDS; 12 perfis MT. Linhas pontilhadas são a batimetria do Oceano Atlântico.

Figura A- Geología alrededor de la concavidad Torres (representada por las flechas grandes) en el sur de Brasil. En el pequeño mapa la Cuenca del Paraná y el área estudiada en el mapa de América del Sur. 1- Rocas Sedimentarias Cuaternarias; 2- Jurásico Superior - Rocas Volcánicas de Cretácico Inferior; 3- Paleozoico Superior- Rocas Sedimentarias Triásicas; 4,5,6 – Rocas metamórficas proterozoicas superior (Cinturón Dom Feliciano, granito-gnéissicos y metasedimentos de facies, respectivamente); 7- Rocas metamórficas proterozoicas superior; 8- Rocas metamórficas proterozoicas inferior; 9 – Zona de Cizallamiento; 10- minas de carbón; 11 estaciones MT/GDS; 12 perfiles MT. Líneas puntilladas son la batimetría del Océano Atlántico.

Continua.-

Continua.-

Continuação.-

Continuación.-

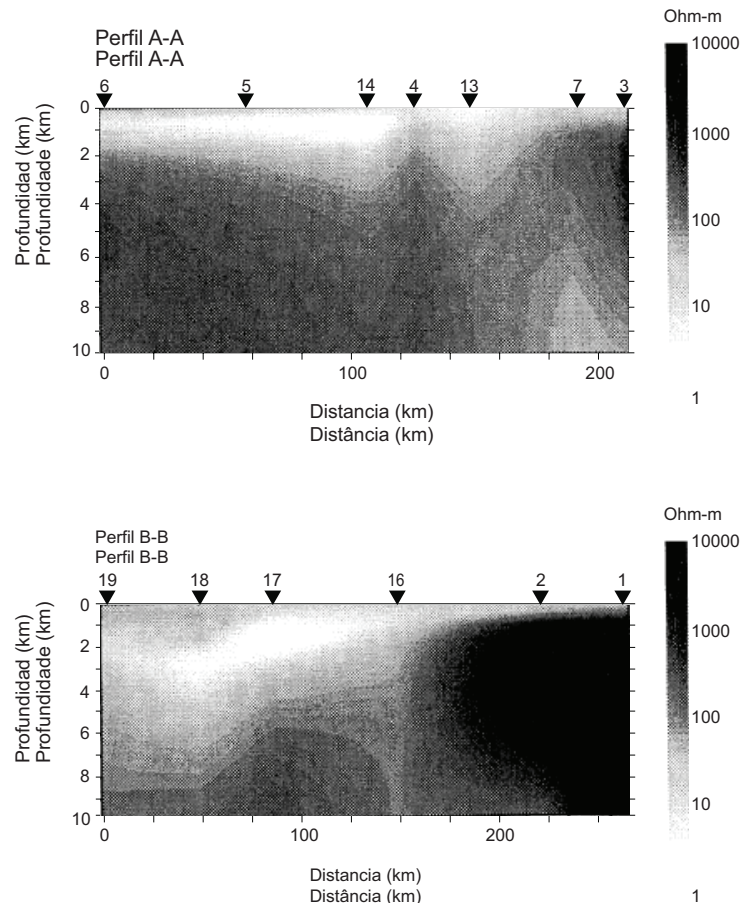


Figura B. Modelos de resistividade elétrica provenientes de inversões 2D dos dados MT para ambos perfis da figura A.
Figura B. Modelos de resistividad eléctrica provenientes de inversiones 2D de los datos MT para ambos perfiles de la figura A.

Figura A14.-

Área de estudo, sondagens e seções eletroresistivas obtidas no trabalho de Padilha, A. e Vitorello, I. (2000).

No segundo trabalho indicado, utilizou-se essa técnica para determinar a conformação da bacia no Uruguai e das sequências que a compõem numa área de 30.000 km², sem informação sobre o subsolo. Deve-se salientar que, nesse trabalho, a geofísica é aplicada para a investigação do Aquífero Guarani, objeto central deste trabalho.

Nesse trabalho, foram realizadas 34 sondagens AMT/MT, todos no Uruguai, vários dos quais foram

Figura A14.-

Área de estudio, sondeos y secciones electro resistivas obtenidas en el trabajo Padilha, A. y Vitorello, I (2000).

En el segundo trabajo indicado, se utilizó la técnica para determinar la conformación de la cuenca en Uruguay y de las secuencias que la componen, en un área de 30.000 Km² sin información del subsuelo. Es de destacar que en este trabajo la geofísica es aplicada para la investigación del acuífero guaraní, objetivo central del trabajo.

En dicho trabajo se realizaron 34 sondeos AMT/MT, todos dentro de Uruguay, varios de los cuales fueron

de calibragem, ou seja, para correlacionar os corpos eletrorresistivos detectados na geofísica.

Ficou demonstrada nesse trabalho a grande aplicabilidade dessa técnica na bacia que contém o SAG, ao detectar com grande precisão todas as grandes sequências que a conformam. Destaca-se que a presença de basalto não foi impedimento para a aplicabilidade da técnica ou para obter-se uma grande precisão. Pelo contrário, os pontos de calibragem mostraram um ajuste mínimo decorrente de erros, conferindo assim segurança aos resultados posteriores.

de calibración, o sea, para correlacionar los cuerpos electroresistivos detectados en la geofísica.

Dicho trabajo mostró gran aplicabilidad de la técnica a la cuenca que contiene al SAG, detectando todas las grandes secuencias que la conforman y con gran precisión. Es de destacar que la presencia de basalto no ha sido impedimento para la aplicabilidad de la técnica o en desmedro de su precisión, sino que por el contrario, los puntos de calibración mostraron un ajuste de mínimo error, dándole certidumbre a los resultados posteriores.

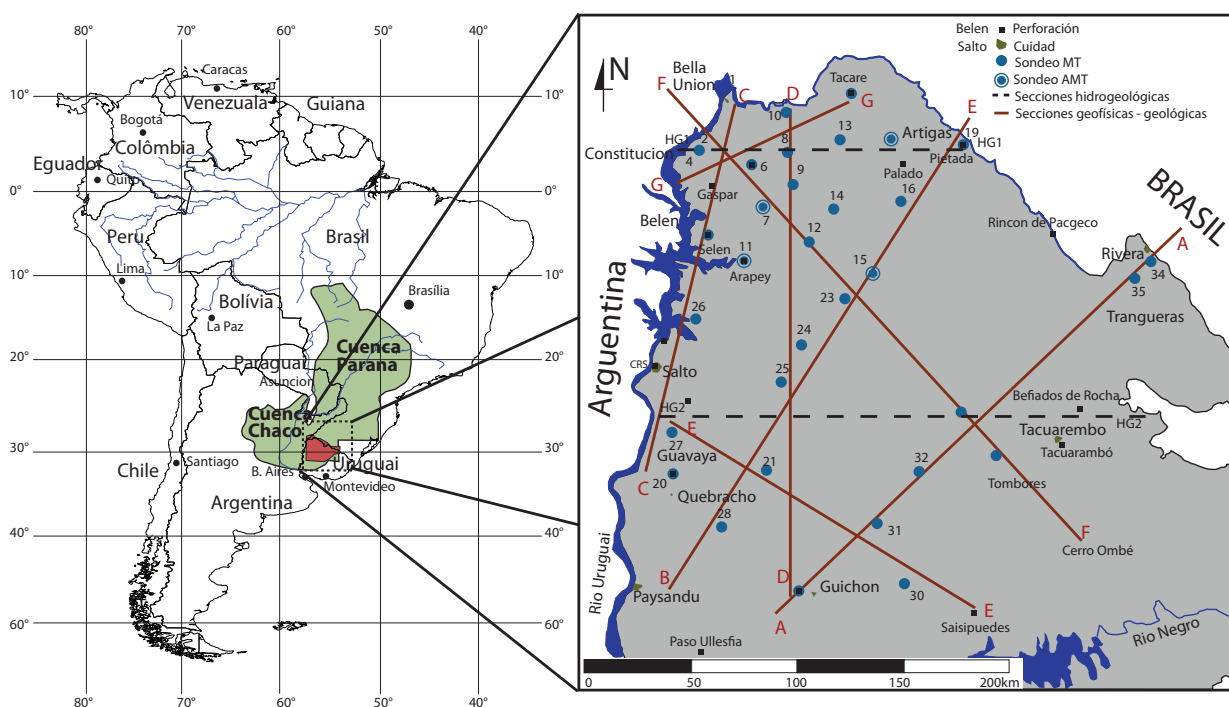


Figura A15.-

Localização da área de estudo. Sondagens AMT/MT e seções geofísicas e geológicas realizadas (OLEAGA, 2002).

Figura A15.-

Ubicación del área de estudio, sondeos AMT/MT y secciones geofísicas y geológicas realizadas (Oleaga, 2002).

Foram geradas várias seções geofísicas que mostram a estrutura e características da bacia. Em particular, apresenta-se uma delas, na qual se destaca a espessura sedimentar superior, os basaltos (cores verde a azuis), as rochas sedimentares (cores amarelo, vermelho e rosado), localizadas entre eles e

Se generaron varias secciones geofísicas que muestran la estructura y características de la cuenca. En particular, se presenta una de ellas, en la cual se destaca el espesor sedimentario superior, los basaltos (colores verde a azules), las rocas sedimentarias (colores amarillo, rojo y rosado)

o embasamento, e a posição deste último (mostrado nas cores azul até bordô).

ubicadas entre éstos y el basamento, y la posición de este último (mostrado en colores azules a bordô).

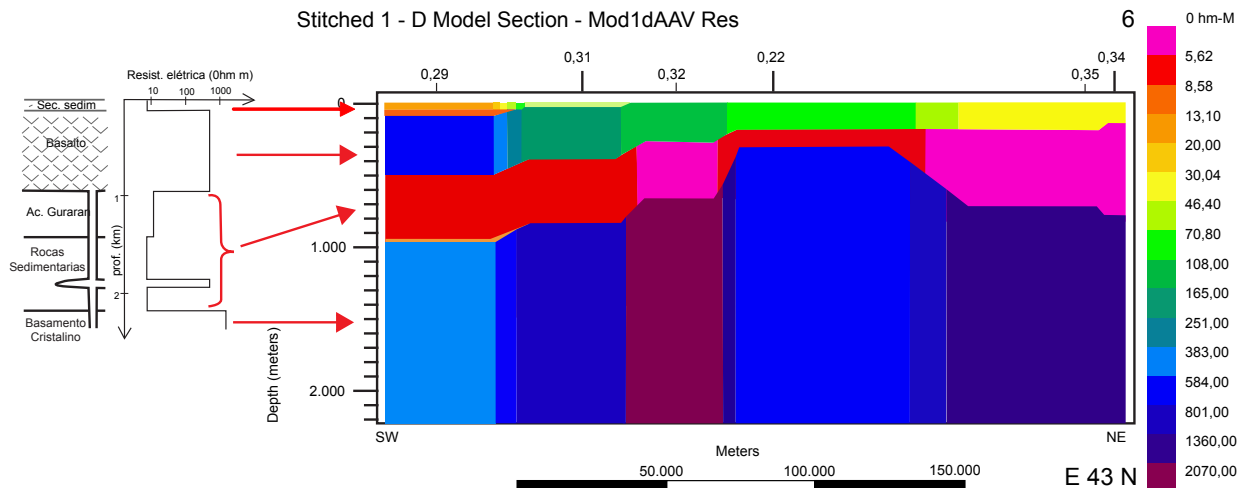


Figura A16.-

Esq. Esquema litológico-resistivo simplificado da Bacia e Dir. Seção A, resultado da união das interpretações 1D das sondagens AMT/MT (OLEAGA, 2002).

Figura A16.-

Izq. Esquema litológico-resistivo simplificado de la Cuenca y Der. Sección A, resultado de la unión de las interpretaciones 1D de los sondeos AMT/MT (Oleaga, 2002).

Projeto SAG

Durante a execução do presente Projeto para a Proteção Ambiental e Desenvolvimento Sustentável do Aquífero Guaraní, foram realizados dois trabalhos de prospecção AMT/MT que foram de grande relevância para o conhecimento hidrogeológico do Aquífero Guaraní, já que representaram uma significativa contribuição para o estudo da geologia dessa bacia. Um dos trabalhos correspondeu ao projeto do fundo de universidades "Investigação geofísica da estrutura geológica da Bacia Chaco-Paranaense, numa área centralizada em volta das cidades de Salto (Uruguai) e Concordia (Argentina)", enquanto o segundo faz parte dos trabalhos de consultoria incluídos nos "Serviços de Inventário, Amostragem, Geologia, Geofísica, Hidrogeoquímica, Isótopos e Hidrogeologia," localizada das Áreas Operativas Norte e Sul do Sistema Aquífero Guaraní.

O primeiro foi realizado conjuntamente por três universidades, Universidad de la República

Proyecto SAG

Durante la ejecución del presente "Proyecto para la Protección Ambiental y desarrollo sostenible del acuífero Guaraní", se realizaron dos trabajos de prospección AMT/MT que han sido de gran relevancia, no solo para el conocimiento hidrogeológico del acuífero Guaraní, ya que han sido un significativo aporte para el estudio de la geología de la cuenca. Uno de estos correspondió al proyecto del fondo de Universidades "Investigación geofísica de la estructura geológica de la cuenca Chaco-Paranense, en un área centrada en las ciudades Salto (Uruguay) y Concordia (Argentina)", mientras que el segundo fue parte de los trabajos de consultoría incluidos en los "Servicios de Inventario, Muestreo, geología, Geofísica, Hidrogeoquímica, Isótopos e Hidrogeología localizada de las Áreas Operativas Norte y Sur del Sistema Acuífero Guaraní".

El primero fue realizado conjuntamente por tres universidades, Universidad de la República

(Uruguai), Universidad Nacional Autónoma de México (México) e a Universidad Tecnológica Nacional (Argentina). A área de estudo (10.000 km²) pertence ao setor sudoeste da Bacia, centralizada num dos maiores, se não o maior, centros turísticos termais da região, de onde são extraídos aproximadamente 20.000 m³/dia, havendo incertezas quanto à sua sustentabilidade. Com o objetivo de gerar um marco conceitual mais detalhado, principalmente da estrutura geológica que alberga o SAG, foram realizadas trinta sondagens eletromagnéticas de amplo espectro (AMT + MT), as quais foram somadas às 12 sondagens antecedentes na área (realizadas por OLEAGA, 2002). Na figura seguinte se mostram a área de estudo e as sondagens realizadas.

(Uruguay), Universidad Nacional Autónoma de México (México) y la Universidad Tecnológica Nacional (Argentina). El área de estudio (10,000 km²) pertenece al sector suroeste de la Cuenca, centrada en uno de los mayores, sino el mayor, centros turísticos termales de la región, en donde se extraen aproximadamente 20,000 m³/día, existiendo incertidumbre sobre su sustentabilidad. Con el objetivo de generar un marco conceptual más detallado, esencialmente de la estructura geológica que alberga al SAG, se realizaron 30 sondeos electromagnéticos de amplio espectro (AMT+MT), a los cuales se sumaron los 12 sondeos antecedentes en el área (realizados por Oleaga, 2002). En la siguiente figura se presenta el área de estudio y los sondeos realizados.

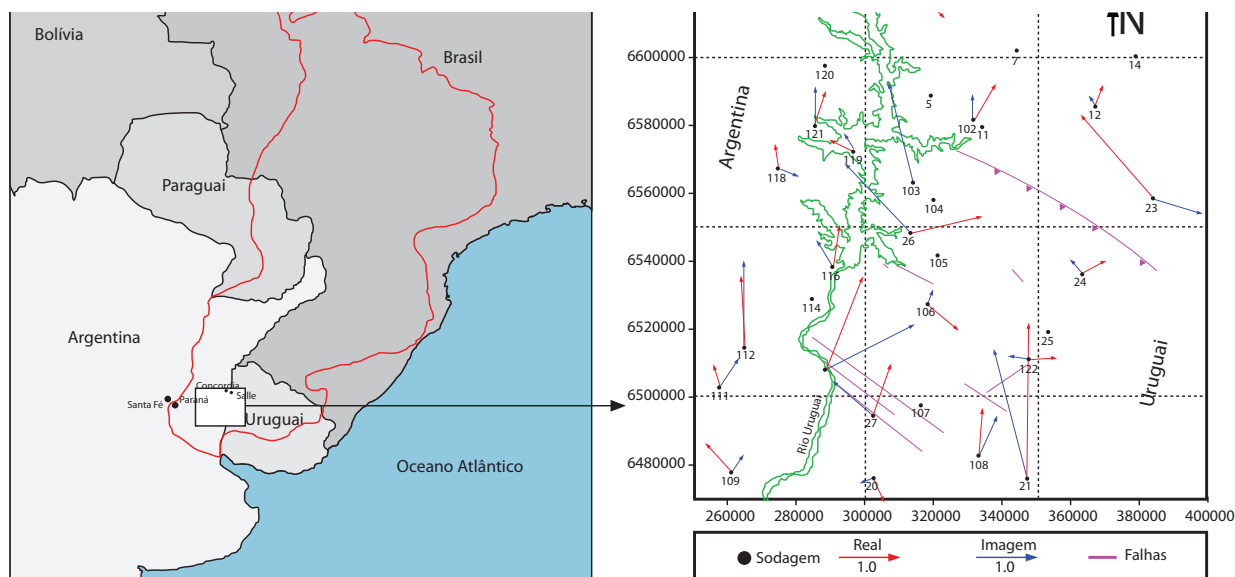


Figura A17.-

Bacia Chaco-Paranaense (esq.) e área de estudo (dir.) onde se inclui a localização das perfurações profundas, a hidrografia a falha principal detectada desde a superfície.

Figura A17.-

Cuenca Chaco-Paranense (izq.) y área de estudio (der.) en donde se incluye la ubicación de las perforaciones profundas, la hidrografía y el fallamiento principal detectado desde superficie.

Foram gerados modelos 1D das 42 sondagens e nove seções 2D da área em estudo, que mostram uma bacia que se aprofunda na direção oeste, alcançando uma profundidade de até 4.800 m, no

Se generaron modelos 1D de los 42 sondeos y nueve secciones 2D del área de estudio, que muestran una cuenca que se profundiza en dirección oeste, alcanzando una profundidad de hasta 4.800m, en el

lado Argentino, setor onde antes se desconhecia a profundidade da base. Os traçados das seções 2D são apresentadas a seguir.

lado Argentino, sector donde antes se desconocía la profundidad del basamento. Las trazas de las secciones 2D se presenta a continuación.

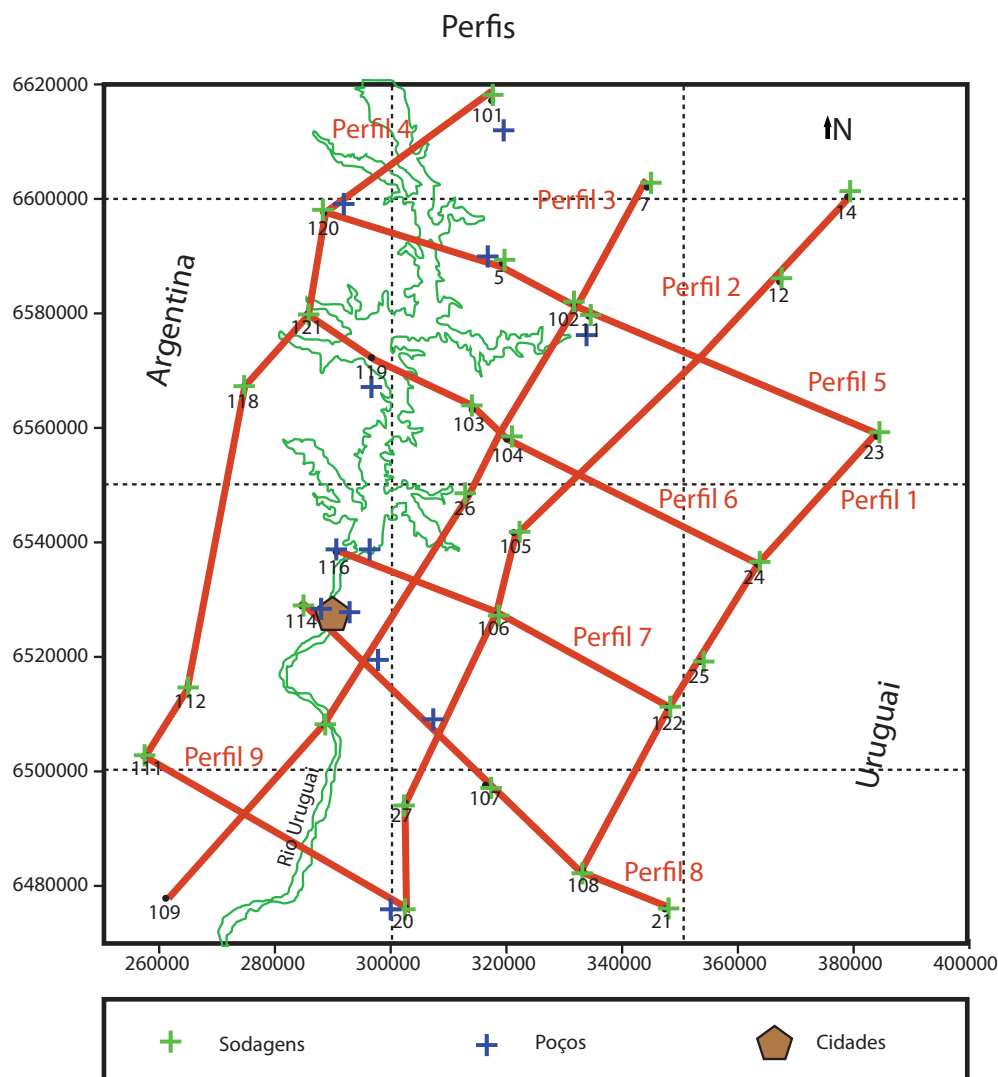


Figura A18.-

Localização de sondagens, perfurações, traços estruturais e seções 2D realizadas.

Com o trabalho, pôde ser observado que o recheio geológico mostra uma grande influência estrutural quanto à sua geração e evolução, notando-se uma bacia que tem apresentado

Figura A18.-

Ubicación de sondeos, perforaciones, rasgos estructurales y secciones 2D realizadas.

Con el trabajo se observó que el relleno muestra gran influencia estructural en cuanto a su generación y evolución, observándose una cuenca que ha presentado una casi permanente

quase uma permanente subsidência, o que permitiu a acumulação de importantes volumes de sedimentos e, posteriormente, de rochas ígneas, podendo cada um deles superar 2.000 m. A bacia apresenta grandes falhas e compartimentação, no que resulta que em menos de 80 km de distância se encontrem setores onde se alcança o Aquífero Guarani a uma profundidade inferior a 400 m e outros onde a base dos basaltos supere os 2.000 m.

O estudo permitiu detectar algumas falhas não cartografadas e confirmar outras, observando-se algumas onde o deslocamento vertical provoca uma discontinuidade entre setores permeáveis do aquífero que superam a sua espessura total, não podendo determinar se essas falhas geraram barreiras ao movimento das águas subterrâneas. A seguir, mostram-se algumas seções 2D obtidas, bem como mapas de profundidade dos principais pacotes que compõem a bacia.

subsidencia, lo cual permitió la acumulación de importantes espesores sedimentarios y posteriormente ígneos, pudiendo superar los 2000m cada uno. La cuenca presenta un gran fallamiento y compartimentación que produce que a menos de 80Km se encuentren sectores donde se alcance el acuífero Guaraní a una profundidad de menos de 400m y otros donde la base de los basaltos supera los 2000m.

El estudio permitió detectar algunas fallas no cartografiadas y confirmar otras, observándose algunas donde el desplazamiento vertical provoca una discontinuidad entre sectores permeables del acuífero que superan el espesor total de éste, no pudiéndose determinar si el fallamiento ha generado barreras al pasaje del agua subterránea. A continuación se presentan algunas secciones 2D obtenidas y mapas de profundidades de los principales paquetes que componen la cuenca.

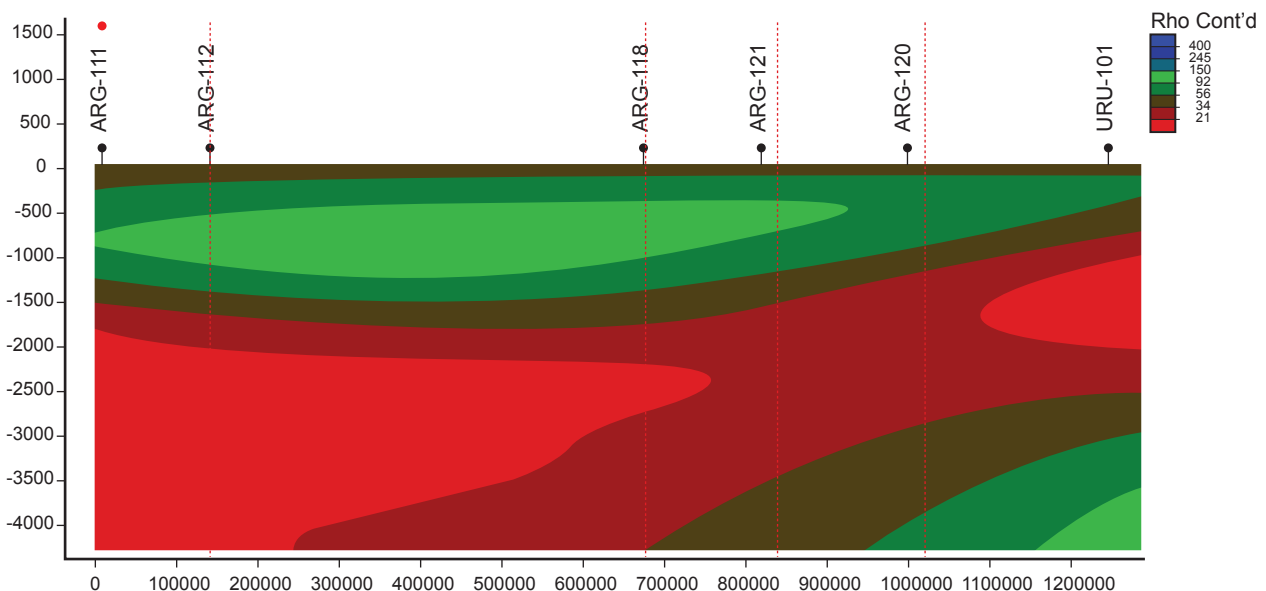


Figura A19.-
Seção n° 4.

Figura A19.-
Sección N° 4.

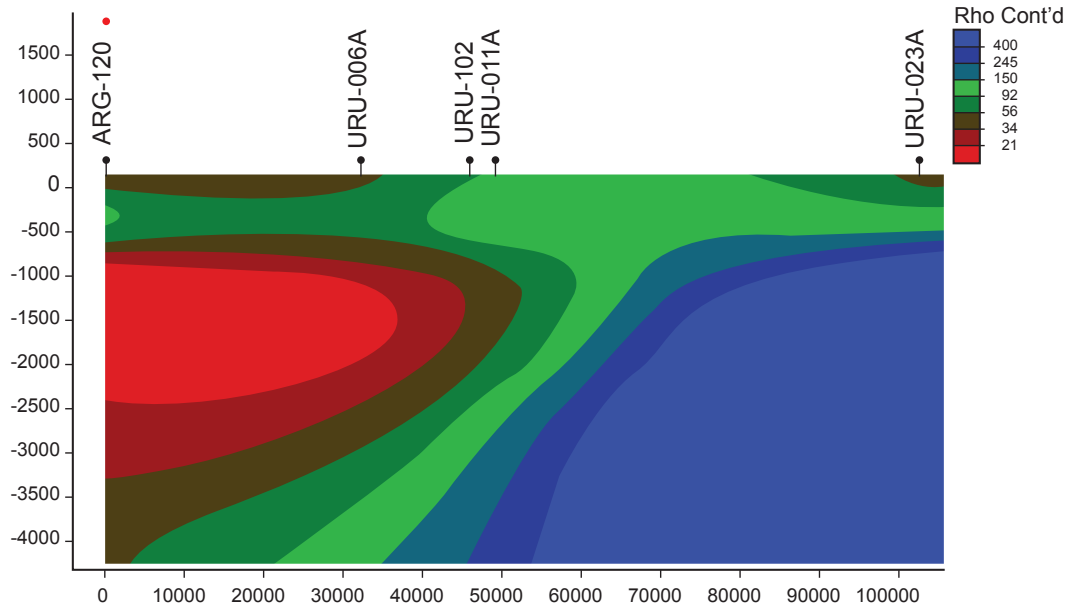


Figura A20.-
Seção n° 5.

Figura A20.-
Sección N° 5.

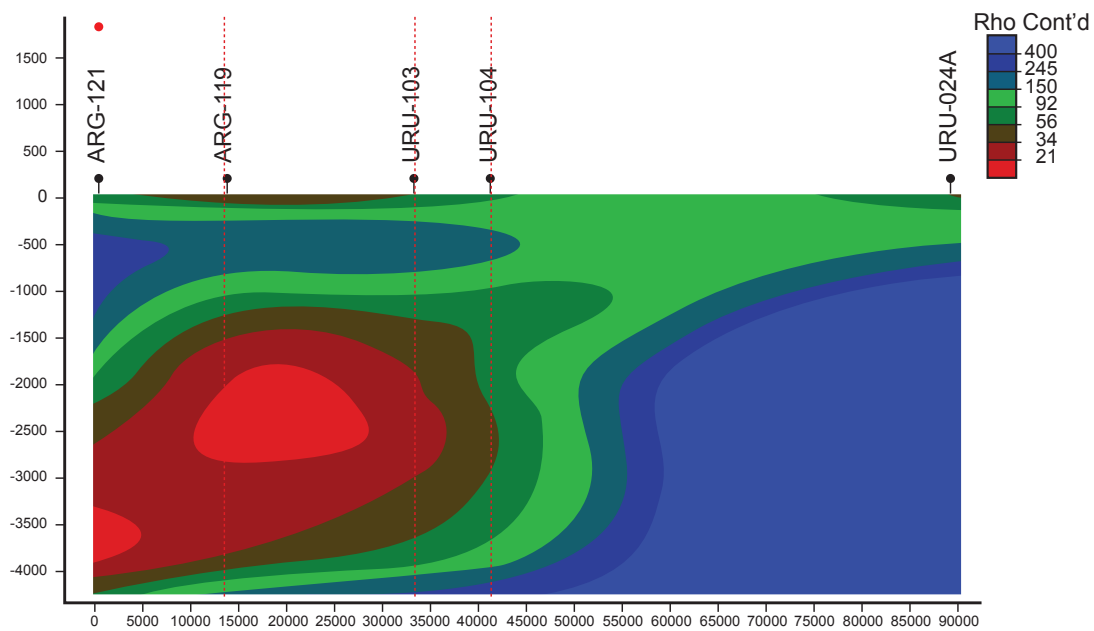


Figura A21.-
Seção n° 6.

Figura A21.-
Sección N° 6.

De acordo com os valores eletrorresistivos, os tons azuis e verde-claro correspondem a basalto e embasamento cristalino, enquanto os tons verde-escuros chegando aos vermelhos representam rochas sedimentares. Deve-se destacar que tais seções foram obtidas automaticamente, mostrando por si mesmas a estruturação do subsolo.

Os mapas de profundidades (representados a seguir) foram obtidos a partir da interpretação unidimensional das sondagens junto com dados de perfurações que alcançaram o embasamento, permitindo ampliar a informação básica da bacia a toda a região leste da Argentina, onde não existiam informações prévias e hoje se aplicam a uma bacia que supera os 5000 m de profundidade.

Os resultados mostraram que a técnica se ajusta muito bem às características da bacia, permitindo detectar os principais pacotes que a compõem, tanto os que se acham na superfície quanto os que estão a milhares de metros de profundidade. Da mesma forma, a precisão e robustez dos resultados, bem como a facilidade de operação e o baixo custo relativo, até mesmo diante da presença de importantes volumes de basaltos, valorizaram a técnica. Isso redundou em que fosse posteriormente considerada para ser usada nos trabalhos de prospecção no âmbito do projeto SAG.

De acuerdo a los valores electroresistivos, los tonos azules a verde claro corresponden a basalto y basamento cristalino, mientras que los tonos verde oscuros a rojos representan rocas sedimentarias. Es de destacar que dichas secciones se obtuvieron automáticamente, mostrando por si mismas la estructuración del subsuelo.

Los mapas de profundidades (presentados a continuación), se obtuvieron a partir de la interpretación unidimensional de los sondeos junto con datos de perforaciones que alcanzan el basamento, permitiendo extender la información de base de la cuenca a la región Este de Argentina, en donde no existía información previa, y hoy se indica una cuenca que supera los 5000m de profundidad.

Los resultados mostraron que la técnica se ajusta muy bien a las características de la cuenca, permitiendo detectar los principales paquetes que la componen, tanto cuando se encuentran someros como a miles de metros de profundidad. Asimismo, la precisión y robustez de los resultados, así como la facilidad operativa y bajo costo relativo, inclusive ante la presencia de importantes espesores de basaltos, valorizaron la técnica. Ello redundó en que posteriormente sea considerada para la prospección a realizar en el marco del proyecto SAG.

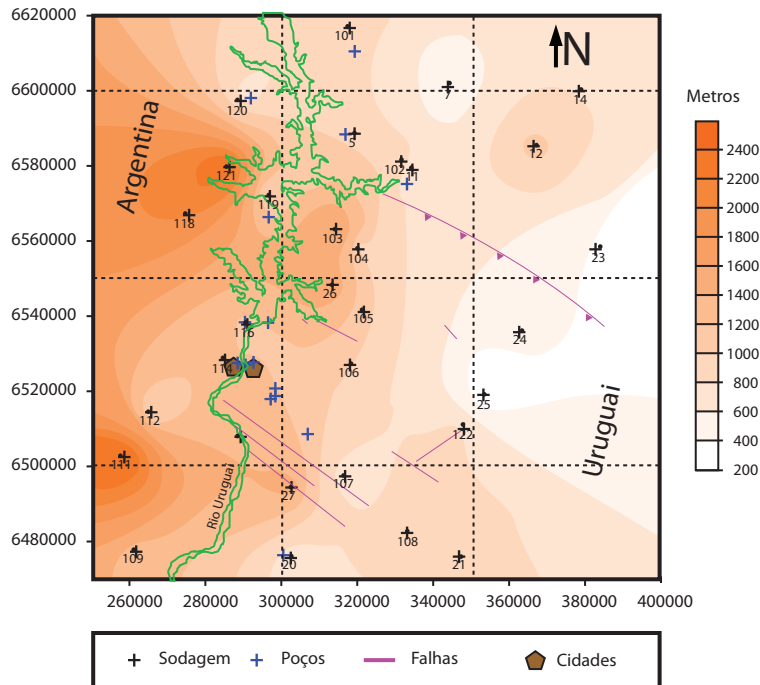


Figura A22.-

Em cima: profundidade até a base do basalto; embaixo: profundidade da bacia.

Figura A22.-

Arriba. Profundidad a la base del basalto; por debajo: Profundidad de cuenca.

Como parte do processo de interpretação, destaca-se a realização de uma análise de dimensionalidade do meio em cada sondagem, mostrando ainda mais o potencial da técnica de prospecção. O resultado indica que o subsolo apresenta um setor superior (associável às rochas sedimentares sobre o basalto) com comportamento unidimensional, ou seja, com pouca variabilidade lateral. No entanto, os setores mais profundos — associáveis à parte do basalto e, especialmente, aos corpos infrabasálticos e o embasamento — mostram um comportamento bi ou tridimensional, reflexo da importante estruturação.

Como parte del proceso de interpretación, se destaca la realización de un análisis de dimensionalidad del medio en cada sondeo, mostrando aún más el potencial de la técnica de prospección. De este surge que el subsuelo presenta un sector superior (asociable a las rocas sedimentarias sobre el basalto) con comportamiento unidimensional, o sea, de poca variabilidad lateral. En cambio, los sectores más profundos, asociables a parte del basalto y especialmente a los cuerpos infrabasálticos y el basamento, muestran un comportamiento bi o tri dimensional, reflejo de la importante estructuración.

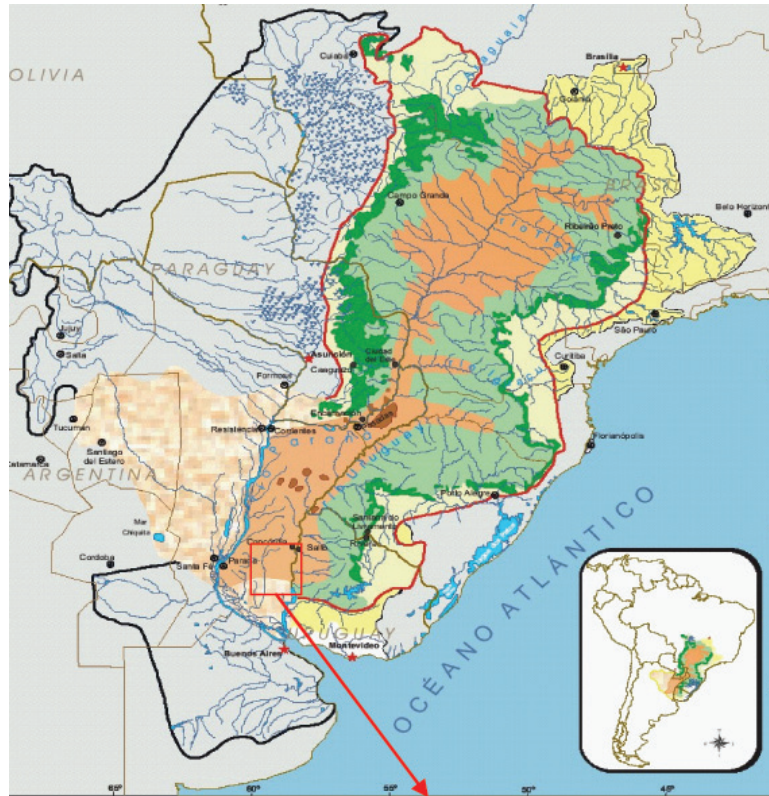


Figura A23.-

Localização da seção de estudos, sondagens realizadas e direção do condutor principal detectado.

Figura A23.-

Ubicación de la sección de estudio, sondeos realizados y dirección del conductor principal detectado.

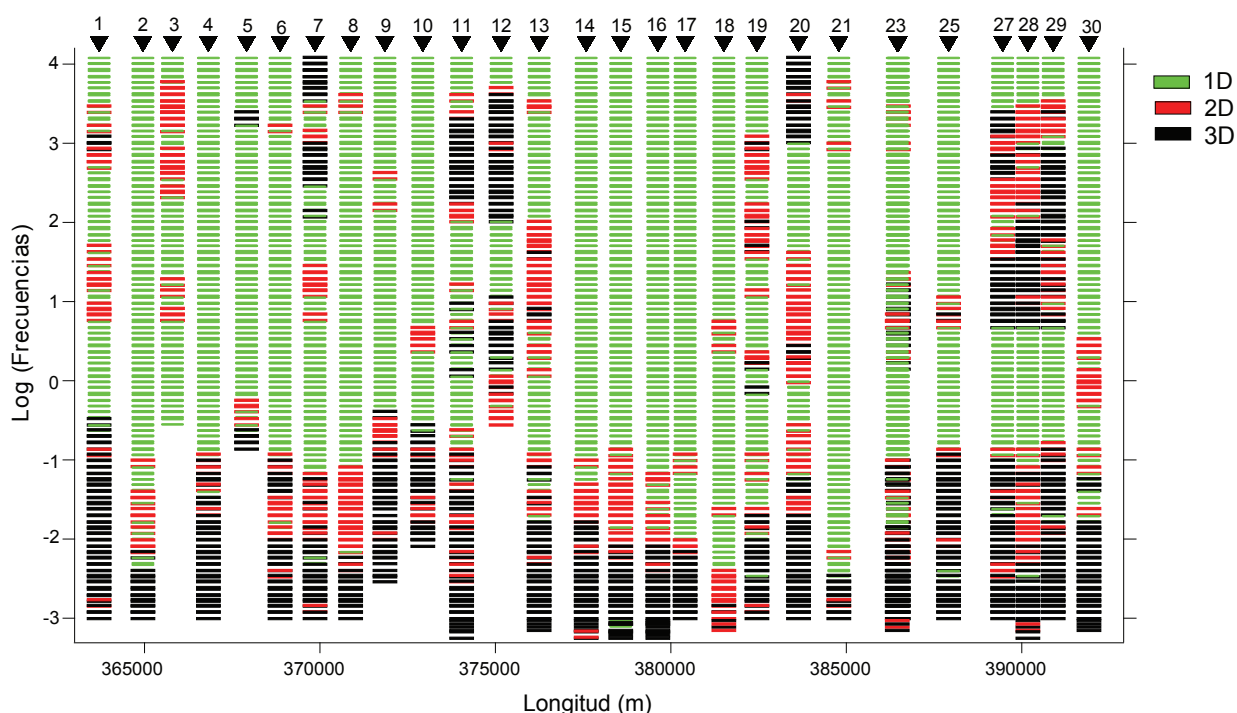


Figura A24.-

Dimensionalidade de cada sondagem para cada frequência de análise.

Após tal análise, realizaram-se uma interpretação unidimensional em cada lugar e uma seção ao longo de todas as sondagens que se apresentam a seguir.

Os resultados mostram dois setores bem marcados dentro da seção. A metade leste mostra uma bacia relativamente pouco profunda, de mais de mil metros de profundidade, na qual quase não existe a presença de sedimentos, notando-se principalmente basaltos. Em muitas ocasiões não foram detectados, ou foram encontrados em quantidades mínimas sedimentos infrabasálticos, o que minimiza a possibilidade de conexão hidráulica entre as rochas sedimentares do leste e do oeste dessa seção, marcando dessa forma o que seria o limite ocidental do Aquífero Guarani.

Nessa metade, observa-se uma pequena inclinação nos estratos em direção ao oeste, onde no centro de uma importante descontinuidade, abre-se uma bacia de profundidade muito maior.

Figura A24.-

Dimensionalidad de cada sondeo para cada frecuencia de análisis.

Tras dicho análisis, se realizó una interpretación unidimensional en cada sitio y una sección a lo largo de todos los sondeos, la cual se presenta a continuación.

Los resultados muestran dos sectores bien marcados dentro de la sección. Su mitad este muestra una cuenca relativamente somera, de hasta algo más de mil metros de profundidad, en la cual no hay casi presencia de sedimentos, observándose mayormente basaltos. En ocasiones, no se detectó o fue de mínima entidad, la presencia de sedimentos infrabasálticos, lo que minimiza la posibilidad de conexión hidráulica entre las rocas sedimentarias el este y el oeste de la sección, dando marco a lo que sería el límite occidental del acuífero guaraní.

En esta mitad, se observa un pequeño buzamiento hacia el oeste, donde al centro una importante discontinuidad da paso a una cuenca de mucho mayor profundidad.

A metade oeste mostra uma bacia de até 4000 m que, a diferença da outra metade, revela importantes capas sedimentares, principalmente sobre embasamento, superando os 2000 m.

A técnica mostrou-se de grande aplicabilidade nessa área detectando todos os grandes elementos que constituem a bacia. Em dois dos três pontos de controle, observou-se um grande ajuste entre os resultados da perfuração e sondagem, enquanto, no terceiro, tal fato não sucedeu em decorrência da consequência do tempo menor que o recomendável para sua medição. Isso mostra que uma parte importante da resolução da técnica está baseada na adoção de um adequado tempo de medição, que em tais condições, como as presentes, deveria não ser menor de 12-15 horas, contando assim com uma adequada quantidade de medições nas baixas frequências (MT). Deve-se destacar que tanto a aplicabilidade quanto a precisão não foram afetadas por elementos altamente ou muito pouco resistivos, como são os basaltos e os aquíferos de água salgada, respectivamente, elementos que dificultariam seriamente a aplicação de outras técnicas como, por exemplo, as Sondagens Elétricas Verticais.

La mitad oeste muestra una cuenca de hasta 4000 m, la cual, a diferencia de la otra mitad, muestra importantes espesores sedimentarios, especialmente sobre el basamento, superando los 2000 m.

La técnica mostró gran aplicabilidad al área, detectando todos los grandes elementos que constituyen la cuenca. En dos de los tres puntos de control, se observó gran ajuste entre los resultados de la perforación y el sondeo, mientras que en el restante no fue así, resultado de un menor tiempo de medición del recomendable. Esto muestra, que una parte importante de la resolución de la técnica está basada en realizar un adecuado tiempo de medición, el cual para condiciones como las presentes debería alcanzar no menos de 12-15 hs, y así contar con adecuada cantidad de mediciones en las bajas frecuencias (MT). Es de destacar que tanto la aplicabilidad como la precisión no han sido afectadas por elementos altamente o muy poco resistivos como son los basaltos y los acuíferos de agua salada respectivamente, elementos que dificultarían seriamente la aplicación de otras técnicas, como por ejemplo los sondeos eléctricos verticales.

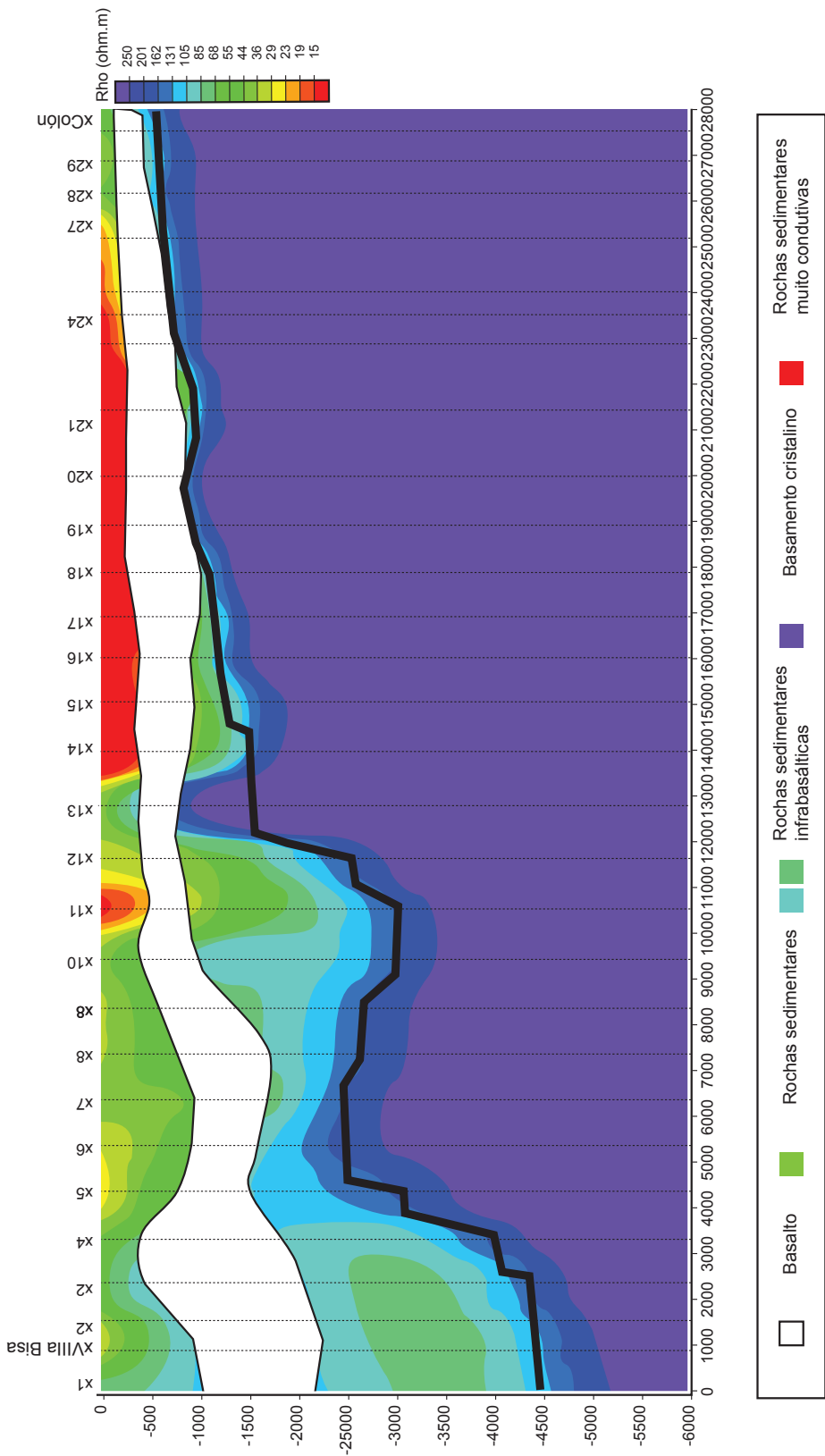


Figura A25.-
Sección 2D interpretativa de los datos AMT/MT sobre la cual se
identifican los principales cuerpos detectados en la cuenca.

Figura A25.-
Seção 2D interpretativa dos dados AMT/MT sobre a qual se
identificam os principais corpos detectados na bacia.

11.4.6 Técnicas complementares

Normalmente, a aplicação de duas ou mais técnicas geofísicas contribui com informação muito mais significativa do que individualmente contribuiria cada uma delas. Isto é mais observado quando as propriedades em que cada técnica está baseada não estão inter-relacionadas (ex. densidade e resistividade elétrica).

O uso de técnicas complementares é muito usual, especialmente quando existe um grande interesse em detectar certos corpos com precisão.

Conforme indicado anteriormente, mostram-se exemplos nos quais se aprecia claramente a vantagem da análise conjunta.

Gravimetria (densidade), AMT/MT (resistividade elétrica) e geologia

Na área do Aquífero Guaraní, a interpretação de uma seção gravimétrica por si só não permite obter-se uma ajustada seção 2D, uma vez que a bacia inclui corpos de diferentes densidades, existindo infinitas soluções para uma anomalia determinada. Da mesma forma, a informação pontual permite apenas chegar a conclusões pontuais ou, no melhor dos casos, a valores intermediários resultantes de interpolações entre dois pontos. No caso presente, uma vez que o modelo a ser gerado deve ajustar toda a informação produzida, a qual corresponde a fenômenos não relacionados diretamente, o ajuste conseguido é muito mais robusto, mostrando de forma muito mais clara e com maior riqueza de detalhes as condições reais da bacia.

No anexo correspondente a sondagens AMT/MT, mostrou-se uma seção obtida exclusivamente na informação gerada com essa técnica (OLEAGA, 2002). No marco desse trabalho, além da mencionada prospecção, utilizou-se informação gravimétrica da bacia chaco-paranaense no Uruguai a fim de gerar seções geofísico-geológicas que ajustassem de forma simultânea as sondagens AMT/MT, os poços com informação litológica, os afloramentos e as anomalias gravimétricas medidas ao longo da seção. O resultado de tal ajuste se mostra na figura seguinte.

Como pode ser observado e comparando com a seção obtida unicamente com sondagens AMT/MT (indicada no anexo da prospecção magneto telúrica), o grau de detalhe que se obtém da bacia é

11.4.6 Técnicas complementarias

Usualmente la aplicación de dos o más técnicas geofísicas aporta significativa más información que lo que individualmente aportarían cada una. Esto es más marcado cuando las propiedades en que se basa cada técnica no son interrelacionadas (Ej. Densidad y resistividad eléctrica).

El uso de técnicas complementarias es muy usual, especialmente cuando hay un marcado interés en detectar precisamente ciertos cuerpos.

De acuerdo a lo indicado, se presentan ejemplos en los cuales se aprecia claramente la ventaja del análisis conjunto.

Gravimetría (densidad), AMT/MT (resistividad eléctrica) y geología

En el área del acuífero guaraní, la interpretación de una sección gravimétrica por si sola no permite obtener una ajustada sección 2D, dado que la cuenca incluye cuerpos de distintas densidades, existiendo infinitas soluciones para una anomalía determinada. Igualmente, la información puntual solo permite sacar conclusiones puntuales, o en el mejor de los casos, valores intermedios resultado de interpolar entre dos puntos. En el presente caso, dado que el modelo a generar debe ajustar toda la información indicada, la cual corresponde a fenómenos no directamente relacionados, el ajuste obtenido es mucho más robusto, mostrando de mucha mejor manera y con más detalles de las condiciones reales de la cuenca.

En el apartado correspondiente a sondeos AMT/MT se presentó una sección obtenida en base exclusivamente a la información generada con dicha técnica (Oleaga 2002). En el marco de dicho trabajo, además de dicha prospección, se utilizó información gravimétrica de la cuenca chacoparanense en Uruguay para generar secciones geofísico geológicas que ajustaran en simultáneo los sondeos AMT/MT, los pozos con información litológica, los afloramientos y las anomalías gravimétricas medidas a lo largo de la sección. El resultado de dicho ajuste se presenta en la siguiente figura.

Como puede observarse, y comparando con la sección obtenida únicamente con sondeos AMT/MT (indicada en el apartado prospección magnetotelúrica), el grado de detalle que se obtiene de la cuenca es significativamente mayor

significativamente maior que o que se poderia obter independentemente, em cada uma das técnicas.

Essa nova interpretação permite verificar e ajustar as condições estruturais da bacia, as principais falhas e seus rechazos (retrocessos encontrados em camadas geológicas por causa de resistências encontradas), elementos de suma relevância para a compreensão da evolução geológica e suas implicações no sistema de fluxo subterrâneo.

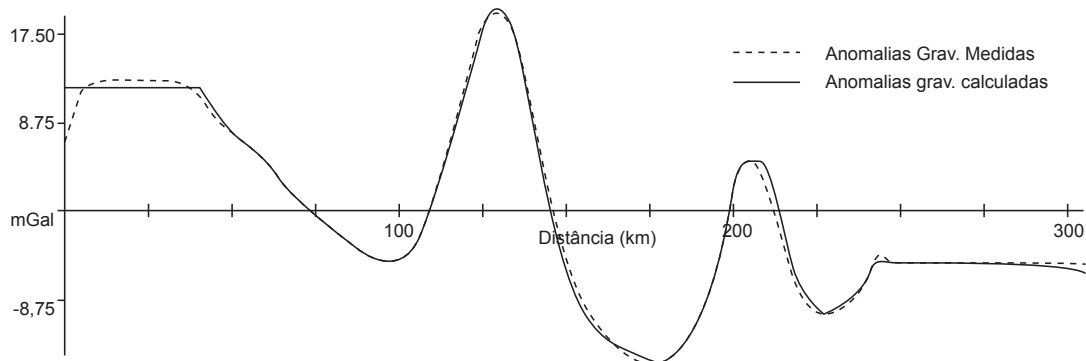
Além do descrito anteriormente, no mencionado trabalho foram realizadas sete seções geológico-geofísicas, que serviram de base para a geração de um esquema tridimensional da bacia no Uruguai. Selecionando-se as três principais seções foi desenvolvida uma vista 3D que se mostra a seguir.

que el que se podría obtener de cada una de las técnicas independientemente.

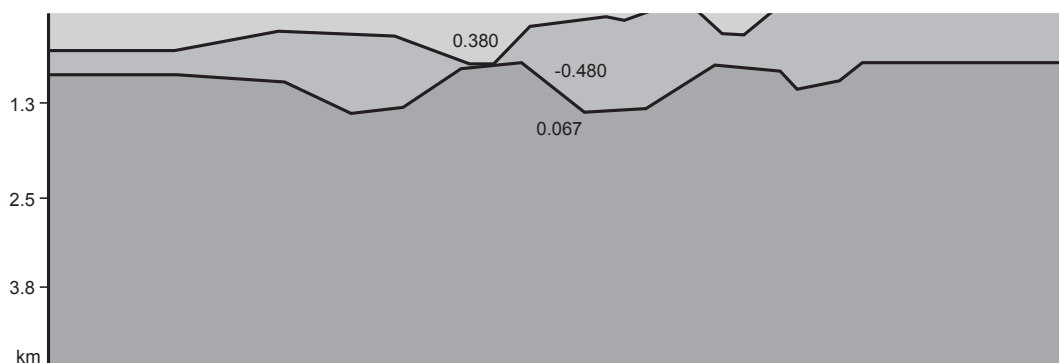
Esta nueva interpretación permite verificar y ajustar las condiciones estructurales de la cuenca, las principales fallas y sus rechazos, elementos de suma relevancia para la comprensión de la evolución geológica y sus implicancias en el sistema de flujo subterráneo.

Además de lo indicado, en dicho trabajo se realizaron siete secciones geológico-geofísicas, en las que se basaron para la generación de un esquema tridimensional de la cuenca en Uruguay. En particular, de considerar las 3 principales secciones, se desarrolló una vista 3D, la cual se presenta.

A)



B)



Continua.-

Continua.-

Continuação.-

Continuación.-

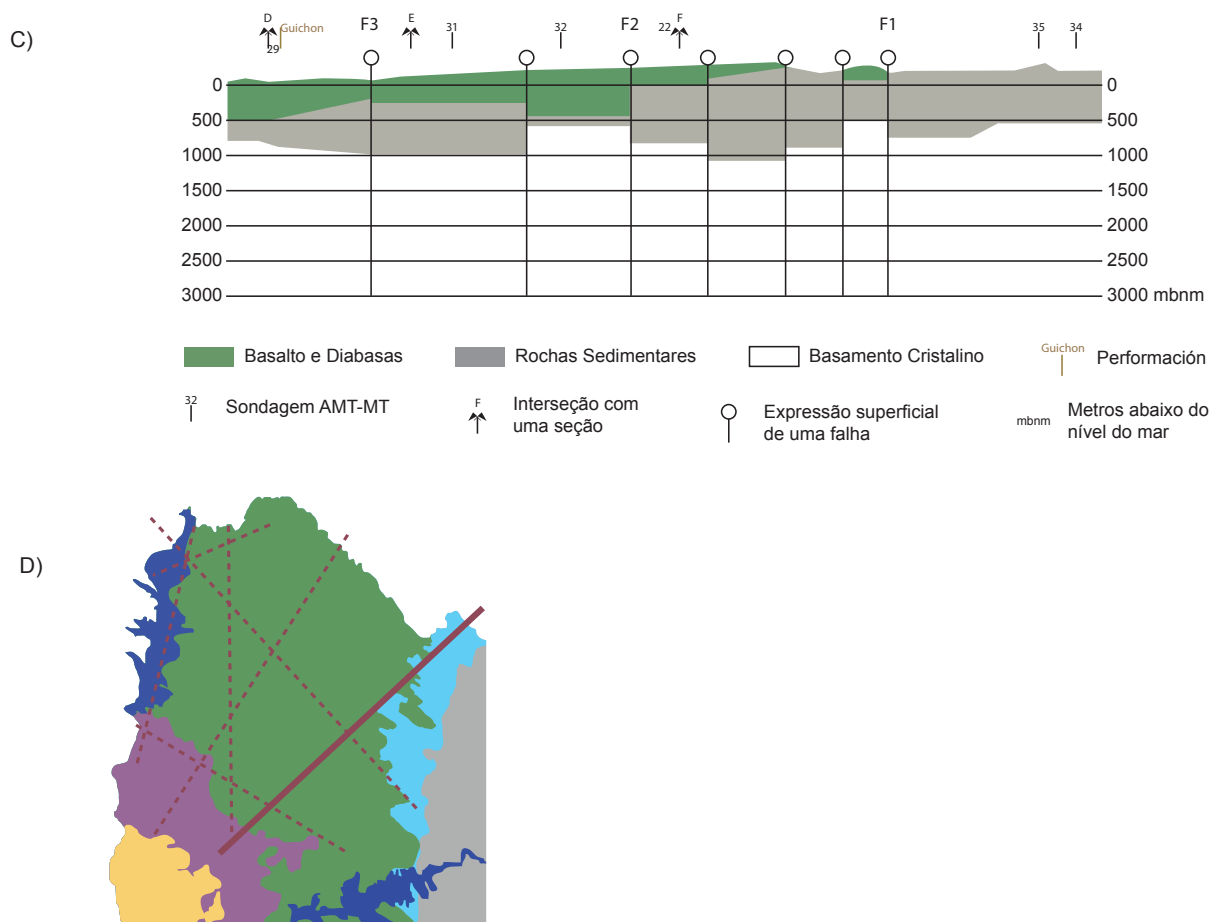


Figura A26.-

Seção A. a) Ajuste entre anomalias calculadas e observadas. b) Seção gravimétrica resultante da interpretação. c) Modelo geológico interpretado da seção gravimétrica obtida, junto a traços estruturais, perfurações existentes e sondagens realizadas. d) Localização da seção na área sob estudo (Oleaga 2002).

Figura A26.-

Sección A. a) Ajuste entre anomalías calculadas y observadas. b) Sección gravimétrica resultante de la interpretación. c) Modelo geológico interpretado de la sección gravimétrica obtenida, junto a rasgos estructurales, perforaciones existentes y sondeos realizados. d) Ubicación de la sección en el área de estudio (Oleaga 2002).

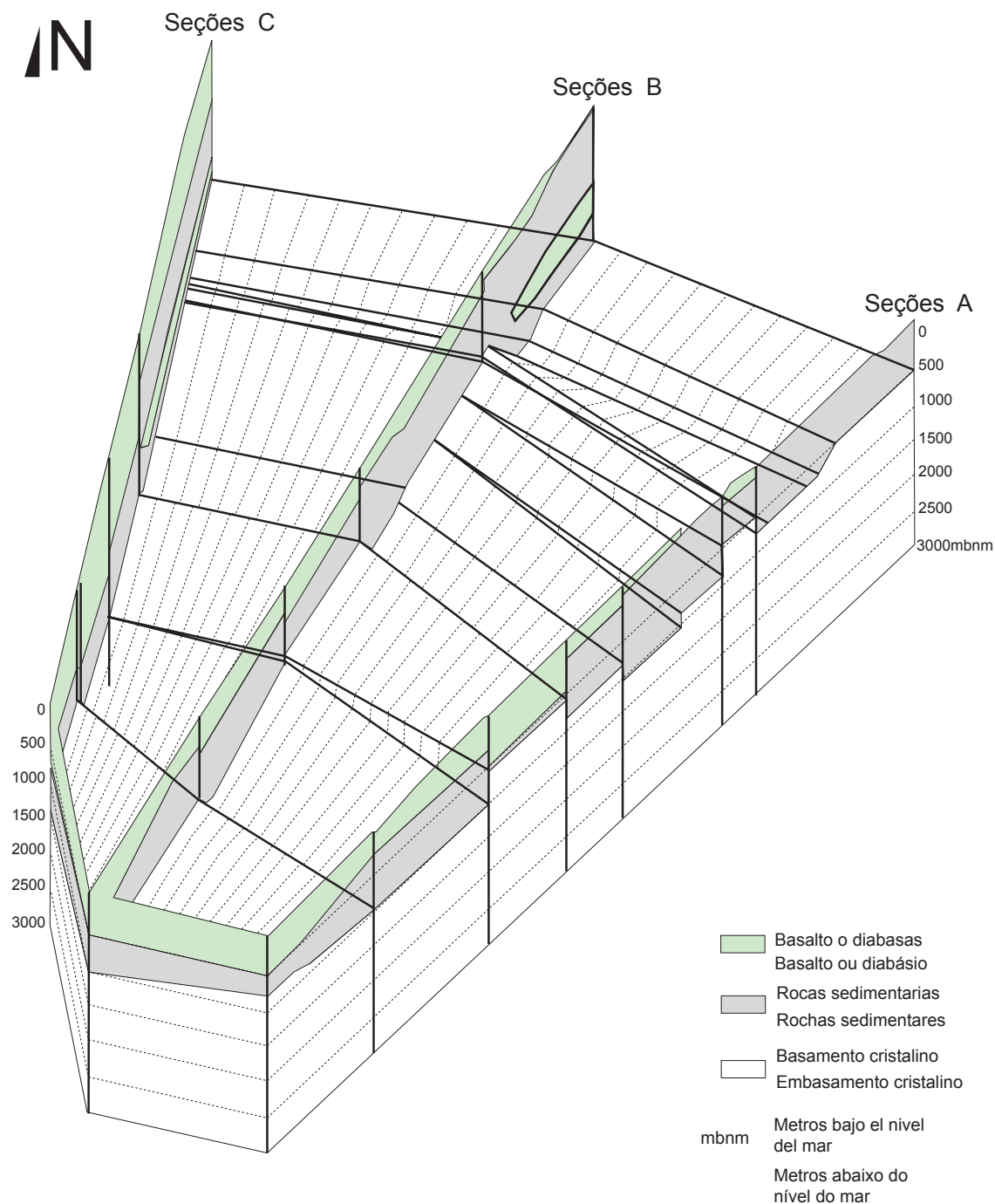


Figura A27.-

Diagrama isométrico que mostra a estrutura da bacia, elaborado com base nas seções geológicas obtidas com os dados de perfurações profundas e informação geofísica (OLEADA, 2002).

Figura A27.-

Diagrama Isométrico que muestra la estructura de la cuenca, elaborado con base en las secciones geológicas obtenidas con los datos de perforaciones profundas e información geofísica. (Oleaga, 2002).

11.5 Anexo 5 Análise de duas técnicas aplicadas na prospecção profunda de água subterrânea

Em grandes áreas, o Aquífero Guaraní se encontra a centenas de metros de profundidade, inclusive a mais de um quilômetro. Em muitos lugares dessas áreas, tem sido e continuará sendo uma fonte de água de capital importância, tanto como água potável, quanto como base de um turismo termal, até mesmo, nas áreas onde foram necessárias perfurações de mais de 1.300 m.

Na seguinte tabela, se mostra uma análise particular da aplicação das técnicas utilizadas para a prospecção de água subterrânea a profundidades de mais de 400 m.

11.5 Anexo 5.- Análisis de dos técnicas aplicadas en la prospección profunda de agua subterránea

En grandes áreas el Acuífero Guaraní se encuentra a cientos de metros de profundidad, inclusive a más de un kilómetro. En muchos sitios de estas áreas, ha sido y será una fuente de agua de capital importancia, tanto como agua potable así como base del turismo termal, inclusive donde han sido necesarias perforaciones de más de 1300m.

En la siguiente Tabla se presenta un análisis particular de la aplicación de las dos técnicas utilizadas para la prospección de agua subterránea a profundidades de más de 400m.

	Sondagens Elétricas Verticais	Sondagens magneto telúricas
Arranjos / técnica mais usada	Schlumberger	AMT para prof. de até 500 m, AMT/MT para prof. superiores (até 3000 — 4000 m)
Maiores problemas	Precisam-se de aberturas de vários quilômetros, o que envolve a necessidade de maior potência do equipamento, problemas logísticos com a colocação de cabos e maior dificuldade no cumprimento das hipóteses básicas (especialmente a necessidade de que sejam capas planas paralelas). A presença de basaltos geralmente implica aberturas superiores. Validade do princípio de equivalência.	Equipamento complexo, sensível ao ruído eletromagnético (ex. não aplicável em cidades ou perto de linhas de alta tensão)
Maiores vantagens	Equipamento simples. Técnica bem conhecida.	Podem ser aplicadas próxima a descontinuidades, maior versatilidade, interpretações 2D/3D. Mais robusto, preciso, não sendo válido o princípio de equivalência.
Condições recomendáveis de aplicação	Duas sondagens em cruz no ponto de interesse, com uma abertura superior a 6-8 vezes a profundidade esperada do contacto, devendo contar com não menos de três medições que mostrem claramente a influência do corpo na sondagem.	4 horas de medição para AMT e mais de 12-15 h para MT

	Sondagens Elétricas Verticais	Sondagens magneto telúricas
Trabalhos complementares e/ou de base necessários	Estudo geológico prévio que identifique características regionais, informação existente na área, litologias perfuráveis, perfurações utilizáveis como paramétricas e cumprimento de hipóteses do método na área de trabalho (ex. ausência de descontinuidades próximas). Realização de uma sondagem paramétrica à perfuração de comparação selecionada. Determinar faixa de resistividades elétricas associáveis a cada litologia a ser perfurada.	Estudo geológico prévio que identifique características regionais, informação existente na área, litologias perfuráveis, perfurações utilizáveis como paramétricas e cumprimento de hipóteses do método na área de trabalho (ex. ausência de descontinuidades próximas). Realização de uma sondagem paramétrica à perfuração de comparação selecionada. Determinar faixa de resistividades elétricas associáveis a cada litologia a ser perfurada.
Resolução	Boa na detecção de grandes corpos.	Muito boa na detecção de grandes corpos.
Precisão	Baixa — média, por validade de princípio de equivalência (ex. 30% ¹¹).	Média a alta, dependendo da dimensionalidade do meio e tempo de medição (ex. 5% ¹²).

¹¹ CORBO, F. et al (2005).

¹² Idem, ibidem.

Elementos básicos a incluir no relatório	Técnica a utilizar e condições de aplicação (equipamento, abertura). Relatório geológico. Avaliação de cumprimento das hipóteses da técnica. Interpretação 1D dos resultados, determinando espessuras e resistividades correspondentes a cada corpo detectado. Análises de sensibilidade dos resultados, apresentando faixas de espessura possíveis. Correlação geofísico-geológica a partir de poço paramétrico, identificando litologias a ser perfuradas.	Técnica a utilizar e condições de aplicação (equipamento, técnica e tempo de medição). Relatório geológico. Avaliação de cumprimento das hipóteses da técnica. Interpretação 1D dos resultados, determinando espessuras e resistividades correspondentes a cada corpo detectado. Análises de sensibilidade dos resultados, apresentando faixas de espessuras possíveis. Correlação geofísico-geológica a partir de poço paramétrico, identificando litologias a ser perfuradas.
--	--	---

	Sondeos eléctricos verticales	Sondagens magneto telúricas
Arreglos / técnica más usada	Schlumberger	AMT para prof. de hasta 500m, AMT/MT para prof. superiores (hasta 3000 - 4000m)
Mayores problemáticas	Se precisan aperturas de varios kilómetros, lo cual conlleva la necesidad de mayor potencia del equipamiento, problemas logísticos con el tendido de cables y mayor dificultad en el cumplimiento de las hipótesis básicas (especialmente la necesidad de que sean capas planas paralelas). La presencia de basaltos usualmente implica aperturas superiores. Validez del principio de equivalencia.	Equipamiento complejo, sensible al ruido electromagnético (Ej. No aplicable en ciudades o cercano a líneas de alta tensión)
Mayores ventajas	Equipamiento simple. Técnica muy conocida.	Puede aplicarse cerca de discontinuidades, mayor versatilidad, interpretaciones 2D/3D. Mas robusto, preciso, y no siendo válido el principio de equivalencia.
Condiciones recomendables de aplicación	Dos sondeos en cruz en el punto de interés, con una apertura superior a 6-8 veces la profundidad esperada del contacto, debiendo contar con no menos de tres mediciones que muestren claramente la influencia del cuerpo en el sondeo.	4 horas de medición para AMT y más de 12-15 hs para MT
Trabajos complementarios y/o de base necesarios	Estudio geológico previo que identifique características regionales, información existente en el área, litologías perforables, perforaciones utilizables como paramétricas y cumplimiento de hipótesis del método en el área de trabajo (Ej. Ausencia de discontinuidades cercanas). Realización de un sondeo paramétrico a la perforación de comparación seleccionada. Determinar rango de resistividades eléctricas asociables a cada litología a perforar.	Estudio geológico previo que identifique características regionales, información existente en el área, litologías perforables, perforaciones utilizables como paramétricas y cumplimiento de hipótesis del método en el área de trabajo (Ej. Ausencia de discontinuidades cercanas). Realización de un sondeo paramétrico a la perforación de comparación seleccionada. Determinar rango de resistividades eléctricas asociables a cada litología a perforar.

Resolução	Buena en la detección de grandes cuerpos.	Muy buena en la detección de grandes cuerpos.
Precisão	Baja-media, por validez de principio de equivalencia (Ej 30% ¹¹).	Media a alta, dependiendo de dimensionalidad del medio y tiempo de medición (Ej. 5% ¹²).

¹¹ Corbo, F. et al (2005).

¹² Corbo, F. et al (2005).

Elementos básicos a incluir en el informe	Técnica a utilizar y condiciones de aplicación (equipamiento, apertura) Informe geológico Evaluación de cumplimiento de las hipótesis de la técnica Interpretación 1D de los resultados, determinando espesores y resistividades correspondientes a cada cuerpo detectado. Análisis de sensibilidad de los resultados, presentando rangos de espesores posibles. Correlación geofísica-geológica a partir de pozo paramétrico, identificando litologías a ser perforadas.	Técnica a utilizar y condiciones de aplicación (equipamiento, técnica y tiempo de medición) Informe geológico Evaluación de cumplimiento de las hipótesis de la técnica Interpretación 1D de los resultados, determinando espesores y resistividades correspondientes a cada cuerpo detectado. Análisis de sensibilidad de los resultados, presentando rangos de espesores posibles. Correlación geofísica-geológica a partir de pozo paramétrico, identificando litologías a ser perforadas.
---	---	---

