



UFRJ

Angelo Corrêa Almeida

LEVANTAMENTOS MAGNETOTELÚRICOS NA BACIA DE SALTA, ARGENTINA

Trabalho de Conclusão de Curso submetido ao Programa de Pós-graduação em Geologia, Instituto de Geociências, da Universidade Federal do Rio de Janeiro – UFRJ, como requisito necessário à obtenção do grau de Especialista em Geofísica do Petróleo.

Orientadores:

Paula Lúcia Ferrucio da Rocha
Leonardo Borghi de Almeida

Rio de Janeiro
Agosto de 2007

MGL
A447LE

ALMEIDA, Angelo Corrêa

Levantamentos Magnetotélúricos na Bacia de Salta, Argentina / Angelo Corrêa Almeida - - Rio de Janeiro: UFRJ / IGeo, 2007.

xx, 000 p. : il.; 30cm

Trabalho de Conclusão de Curso (Especialização em Geofísica do Petróleo) – Universidade Federal do Rio de Janeiro, Instituto de Geociências, Programa de Pós-graduação em Geologia, 2007.

Orientadores: Paula Lúcia Ferrucio da Rocha, Leonardo Borghi de Almeida

1. Geofísica. 2. Geologia de Engenharia e Ambiental – Trabalho de Conclusão de Curso. I. Rocha, Paula Lúcia Ferrucio da. II. Universidade Federal do Rio de Janeiro, Instituto de Geociências, Programa de Pós-graduação em Geologia. III. Título.

Angelo Corrêa Almeida

LEVANTAMENTOS MAGNETOTELÚRICOS NA BACIA DE SALTA, ARGENTINA

Trabalho de Conclusão de Curso submetido ao Programa de Pós-graduação em Geologia, Instituto de Geociências, da Universidade Federal do Rio de Janeiro – UFRJ, como requisito necessário à obtenção do grau de Especialista em Geofísica do Petróleo.

Orientadores:

Paula Lúcia Ferrucio da Rocha
Leonardo Borghi de Almeida

Aprovada em: 01.08.2007

Por:

Paula Lúcia Ferrucio da Rocha (UFRJ)

Leonardo Borghi de Almeida (UFRJ)

UFRJ
Rio de Janeiro
2007

Dedico este trabalho a meus pais, Thais Valquiria Corrêa e Marcus Vinicius Costa Almeida, a minha avó Maria Elony Silveira, a meu irmão Marcus Vinicius Costa Almeida Junior, e a minha esposa Eliene Andrade da Silva.

Agradecimentos

A Petrobras S.A., pela oportunidade de aperfeiçoamento contínuo.

A Leonardo Borghi de Almeida e Paula Lúcia Ferrucio da Rocha pela orientação.

Ao coordenador do curso de geofísicos da Petrobras, Álvaro Gomes, e ao coordenador geral, Ricardo Sá, pelo empenho e dedicação.

A Mariléia, pela constante solicitude e prontidão em resolver os contratemplos.

Aos professores da Universidade Petrobras, da UFRJ e UERJ, que ministraram os cursos na UP, fundamentais no meu aprendizado.

A Raimundo Mesquita de Luna Freire, Silvana Rodrigues Zenateli e demais colegas da UN-BA e AQT pelo grande enriquecimento profissional proporcionado durante o processamento sísmico marítimo e aquisição sísmica terrestre, na fase vivencial.

A meus colegas geofísicos Hugo Saar, Mariana Fernandes de Carvalho, Thiago Nobre, Tiago Rossi, César Kazzuo, Tajá Costa Pinto, Gustavo Catão, Marcelo Durval, Lucas Soares, Mateus Góes Castro Meira, aos colegas geólogos Ary Gustavo Candido, Gabriel Luiz Pérez-Vieira, Patrícia Rose de Carvalho Costa, Rosemeire Vieira Bento Guimarães e Silvio Brentan pelos materiais fornecidos e discussões que me permitiram desenvolver este trabalho.

Aos colegas que compartilharam comigo os momentos no processamento sísmico do vivencial, Danilo Santos Cruz, Diego Garcia e Mariana, pela constante troca de idéias naquela etapa.

A meus colegas de equipe, Danilo, Tajá, Tiago e J. J. Brum, que somaram os esforços no estudo da Bacia de Salta.

A todos os colegas do curso de formação na UP, pela constante troca de idéias, propiciando crescimento profissional mútuo e um ótimo ambiente de trabalho.

Ao colega geólogo Antônio Huoya Mariano pelas dicas em assuntos de geologia.

A meus pais, Thais e Marcus, à minha avó Maria, meu irmão Marcus Junior, meu tio Jefferson, tia Lucy e meus primos Alan, Alex e Jefferson de Abreu pelo apoio incondicional em muitos momentos da minha vida.

A minha amada esposa, Eliene, pelo companheirismo e paciência nos vários momentos alegres e difíceis desta jornada.

*"No meio do caminho tinha uma pedra
tinha uma pedra no meio do caminho
tinha uma pedra
no meio do caminho tinha uma pedra"*

Carlos Drummond de Andrade

Resumo

ALMEIDA, Angelo Corrêa. **Levantamentos Magnetotelúricos na Bacia de Salta, Argentina**. 2007. xx, 000p. Trabalho de Conclusão de Curso (Especialização em Geofísica do Petróleo) – Programa de Pós-graduação em Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro.

O objetivo deste trabalho consiste em ampliar o conhecimento a respeito da estrutura geológica em sub-superfície da Bacia de Salta através do método magnetotelúrico (MT). Nos três capítulos iniciais se faz uma descrição geral da Bacia de Salta, mostrando as formações mais importantes, o arcabouço estrutural, sua evolução tectônica e seu contexto geológico histórico. Descrevemos também os sistemas petrolíferos conhecidos e fizemos um breve histórico da produção de hidrocarbonetos nesta região. No capítulo seguinte aborda-se a teoria físico-matemática subjacente a o método MT, a origem dos campos eletromagnéticos de interesse e como obter informações de resistividade em sub-superfície a partir destes campos. Os capítulos seguintes tratam de um estudo de caso aplicado à região de Tucumán, onde se usa uma modelagem 1D para se determinar a estrutura de resistividade da superfície até o embasamento, contribuindo para uma melhor compreensão da geologia na bacia de Salta.

Palavras-chave: Magnetotelúrico; Salta; Petróleo.

Abstract

ALMEIDA, Angelo Corrêa. **Levantamentos Magnetotelúricos na Bacia de Salta, Argentina.** [*Magnetotelluric Soundings in Salta Basin, Argentina*]. 2007. xx, 000p. Trabalho de Conclusão de Curso (Especialização em Geofísica do Petróleo) – Programa de Pós-graduação em Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro.

The aim of this work is develop the knowledge about the geological structure in Salta Basin sub-surface through MT method. The three first chapters does a general description of Salta Basin, presenting the more important formations, the structural outline, tectonic evolution and his historical geological context. Also, we describe the known petroliferous systems and did a brief historical about hydrocarbon production in this region. In the next chapter, we show the physical and mathematical theory subjacent to MT method, the electromagnetic fields origin of interest and how to obtain sub-surface resistivity information with this fields. The next chapters dealing with a case study applied on Tucumán region, where we use 1D modeling do determine the resistive structure on surface up to basement, contributing to a more understanding about Salta Basin geology.

Key-Words: Magnetotelluric; Salta; Oil.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1 - Localização geográfica da Bacia de Salta.	1
Figura 2 - Distribuição dos depocentros do Subgrupo Pirgua (Sabino, 2004).....	5
Figura 3 - Coluna estratigráfica da bacia de Salta (Gómez Omil & Boll, 1999).	6
Figura 4 – Diagrama cronoestratigráfico onde se observam as principais discordâncias do Grupo Salta (del Papa & Salfity, 1999).....	7
Figura 5 - Linha sísmica regional. Sub-bacia Lomas de Olmedo, Flanco Sul (Disalvo, 2005).....	8
Figura 6 - Subgrupo Balbuena: seqüência sedimentar pós-rifte (Formações Lecho, Yacoraite e Olmedo / El Tunal, e Membro Salino). Modificada de Salfity & Marquillas (1999).	10
Figura 7 - Evolução paleo-ambiental das formações do Grupo Salta. Modificada Salfity & Marquillas (1999).	12
Figura 8 - Esquema (sem escala) dos principais eventos de inundação durante a deposição do Grupo Salta. Modificada de Salfity & Marquillas (1999).....	16
Figura 9 - Subgrupo Santa Bárbara: finalização da sedimentação pós-rifte (Formações Mealla, Maíz Gordo e Lumbrera). Modificada de Salfity & Marquillas (1999).....	17
Figura 10 - Perfil geológico-estrutural da Sub-bacia de Lomas de Olmedo. Nota-se a assimetria do sistema de rifte. Fonte: Comínguez e Ramos, 1995.	20
Figura 11 - Seção esquemática do rifte Lomas de Olmedo. (a) Reconstrução do entumescimento local pretérito à abertura do rifte; (b) Estrutura do rifte anterior a inversão tectônica andina (Comínguez & Ramos, 1995).	22
Figura 12 - Ambientes tectônicos da Bacia de Salta (Gómez Omil & Boll, 2005).....	23
Figura 13 - Margem convergente andina e margens transforme norte e sul (Milani & Thomaz Filho, 2000).	26
Figura 14 - Esquema tectônico da Bacia de Salta e regiões adjacentes em tempos pré Maastrichtianos. (1) Borda da bacia; (2) Depocentro cretáceo não marinho; (3) Falhas e lineamentos atuais; (4) Distribuição do magmatismo Serra Geral (Jurássico superior- Neocomiano); (5) Arco magmático cretáceo-eoceno; (6) Bacia marinha de la costa (Tithoniano- Neocomiano); (7) Nome da bacia. Lineamentos: T – Tomasito, LB – Los Blancos, SG – Salinas Grandes, Co – Cobres, C – Calama, O – Olapacato, Cq – Calchaquí, I – Isonza, EB – El Brete, Aq – Aconquija. Fonte: Salfity & Marquillas, 1999.....	27
Figura 15 - Principais sistemas orogênicos desenvolvidos na Argentina: a) Área abrangida pela orogenia andina; b) Principais registros das orogenias pré-andinas (Ramos, 1999).	29
Figura 16 - Tipo de querogênio da Formação Yacoraite e potencial de geração de	

hidrocarbonetos (Gómez Omil & Boll, 1999).....	31
Figura 17 - Diagrama de número de amostras pelo conteúdo de COT na Formação Yacoraite. Nota-se o predomínio de amostras com baixa porcentagem de COT (Gómez Omil & Boll, 1999).....	32
Figura 18 - Localização dos principais campos produtores da região do noroeste argentino (Disalvo, 2002).....	33
Figura 19 - Ambientes tectônicos da Bacia de Salta (Gómez Omil & Boll, 2005).....	35
Figura 20 - Modelo de trapas combinadas – estruturais e estratigráficas. (Gómez Omil & Boll, 2005).....	42
Figura 21 - Modelo de trapas estratigráficas em platôs de rochas vulcânicas (Disalvo <i>et al.</i> , 2002b).....	43
Figura 22 - Modelo de geração (curva de subsidência) de hidrocarbonetos nos principais depocentros. (Modificado de Gómez Omil & Boll, 1999).....	44
Figura 23 - Modelo de acumulação de hidrocarbonetos na Formação Yacoraite em trapas estruturais. (Gómez Omil & Boll, 2005).....	45
Figura 24 - Sistema Petrolífero Yacoraite – Palmar Largo. (Modificado de Luquez & Palma, 1998).....	46
Figura 25 – Diagrama de eventos dos sistemas petrolíferos Yacoraite-Yacoraite (!) e Yacoraite- Lomas de Olmedo nos três depocentros da Bacia de Salta (Traduzido de Gómez Omil & Boll, 1999).....	47
Figura 26 - Magnetosfera terrestre interagindo com a do Sol, representada pictoricamente (fonte: http://centra.ist.utl.pt/research/sei/images/fig2-4.jpg).....	67
Figura 27 - Espectro das flutuações do campo geomagnético. Fonte: modificada de KAUFFMAN & KELLER (1981 apud BOLOGNA, 2001, p.32).....	71
Figura 28 - <i>Skin depth</i> em função da frequência do sinal MT para alguns valores de resistividade para Terra em sub-superfície (modificado de XIAO, 2002).....	78
Figura 29 - Arranjo de campo de uma estação magnetotelúrica, modificado de VOZOFF (1972 apud PORSANI, 1991, p.35).....	81
Figura 30 - Meio acamado lateralmente homogêneo (LUIZ, 1999).....	83
Figura 31 - Configuração dos campos eletromagnéticos para uma estrutura geoeétrica 2D (modificado de XIAO, 2002).....	86
Figura 32 - Geometria da componente vertical dos campos magnéticos associados ao modo TE, com correntes induzidas ao longo de um corpo rochoso cilíndrico em sub-superfície, correntes estas capazes de induzir um campo magnético (modificado de XIAO, 2002).....	88
Figura 33 - Mapa da Argentina mostrando a região estudada pelo método MT (modificado de Pomposiello <i>et al.</i> , 1994).....	94
Figura 34 - Mapa geológico da bacia de Tucuman com as 4 estações de sondagem	

MT (modificado de Pomposiello <i>et al.</i> , 1994).	95
Figura 35 - Curvas de resistividade aparente (a) e fase (b) nos eixos principais x e y para a estação de Illajes (modificado de Pomposiello <i>et al.</i> , 1994).....	102
Figura 36 - Curvas de resistividade aparente (a) e fase (b) nos eixos principais x e y para a estação de Paez (modificado de Pomposiello <i>et al.</i> , 1994).....	103
Figura 37 - Curvas de resistividade aparente (a) e fase (b) nos eixos principais x e y para a estação de Gramajo (modificado de Pomposiello <i>et al.</i> , 1994).	104
Figura 38 - Curvas de resistividade aparente (a) e fase (b) nos eixos principais x e y para a estação de Talamuyo (modificado de Pomposiello <i>et al.</i> , 1994).	105
Figura 39 - O melhor ajuste para ρ_{xy} (resistividade aparente) para a estação de Illajes (modificado de Pomposiello <i>et al.</i> , 1994).	106
Figura 40 - O melhor ajuste para ρ_{xy} (resistividade aparente) para a estação de Paez (modificado de Pomposiello <i>et al.</i> , 1994).	106
Figura 41 - O melhor ajuste para ρ_{xy} (resistividade aparente) para a estação de Gramajo (modificado de Pomposiello <i>et al.</i> , 1994).....	107
Figura 42 - O melhor ajuste para ρ_{xy} (resistividade aparente) para a estação de Talamuyo (modificado de Pomposiello <i>et al.</i> , 1994).....	107
Figura 43 - Resultados da interpretação 1D com os parâmetros de camada (resistividade e espessura) plotado abaixo de cada ponto medido. Os erros estão em torno de 30% para as resistividades e 10% para as profundidades (Pomposiello <i>et al.</i> , 1994).....	108

LISTA DE TABELAS

Tabela 1- Classificações usadas na descrição de frequências usadas no método MT.	69
Tabela 2 - Os valores para o <i>Strike</i> (St) e <i>Skew</i> (Sk) para as diferentes estações (modificado de Pomposiello <i>et al.</i> , 1994).	101

Sumário

Agradecimentos	vi
Resumo	viii
<i>Abstract</i>	ix
LISTA DE FIGURAS	x
LISTA DE TABELAS	xiii
1 INTRODUÇÃO	1
2 OBJETIVO	2
3 CONTEXTO GEOLÓGICO	4
3.1 Aspectos Gerais	4
3.1.1 Subgrupo Pirgua	8
3.1.2 Subgrupo Balbuena	9
3.1.2.1 Formação Lecho	11
3.1.2.2 Formação Yacoraite	13
3.1.2.3 Formação Olmedo	15
3.1.3 Subgrupo Santa Bárbara	16
3.2 Arcabouço estrutural e evolução tectônica	18
3.2.1 Introdução	18
3.2.2 Arcabouço Estrutural	19
3.2.2.1 Estrutura original do Sistema de Rifte Salta	19
3.2.2.2 Regiões estruturais do Sistema Rifte Salta	23
3.2.3 Evolução Tectônica	24
3.3 Contexto geológico histórico	25
3.4 Geologia do petróleo	30
3.4.1 Sistema petrolífero	30
3.4.2 Rocha geradora	30
3.4.3 Rochas reservatório	32
3.4.3.1 Reservatórios da formação Yacoraite	32
3.4.3.2 Reservatórios fraturados	34
3.4.3.3 Campo de Caimancito	36
3.4.3.4 Reservatórios não fraturados	37
3.4.3.5 Reservatórios clásticos	37
3.4.3.6 Reservatórios carbonáticos	38
3.4.3.7 Campos do Flanco Sul	39

3.4.3.8	Reservatórios das formações Palmar Largo e La Tigra.....	40
3.4.4	Rocha selante.....	41
3.4.5	Trapas.....	41
3.4.6	Geração, migração e acumulação.....	43
3.5	Histórico de produção de hidrocarbonetos.....	47
3.5.1	Flanco sul.....	49
3.5.2	Flanco leste.....	49
3.5.3	Flanco norte.....	50
3.5.4	Porção central.....	50
3.5.5	Sub-bacia de Metán-Alemanía.....	50
3.5.6	Puna.....	51
4	O MÉTODO MAGNETOTELÚRICO (MT).....	53
4.1	Noções de cálculo vetorial.....	53
4.2	As equações de Maxwell.....	56
4.3	O método MT.....	63
4.4	Origem dos campos magnetotelúricos.....	65
4.5	Interação dos campos com a Terra.....	71
4.5.1	Modelos 2D e 3D.....	85
4.5.2	Tensor Impedância.....	89
5	ESTUDO DE CASO: ESTUDOS MT NA REGIÃO SUDESTE DA PLANÍCIE DE TUCUMÁN, NOROESTE DA ARGENTINA.....	92
5.1	Resumo.....	92
5.2	Introdução.....	93
5.3	Trabalho de campo experimental.....	96
5.4	Análise espectral.....	97
5.5	Resultados.....	99
5.6	Interpretação dos resultados.....	100
5.7	Sumário.....	101
6	CONCLUSÃO.....	109
7	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	110

1 INTRODUÇÃO

A Bacia de Salta localizada na região dos Andes Centrais, estende-se principalmente pelo noroeste da Argentina e em menor proporção pela Bolívia e Paraguai, como pode ser visto na Figura 1.

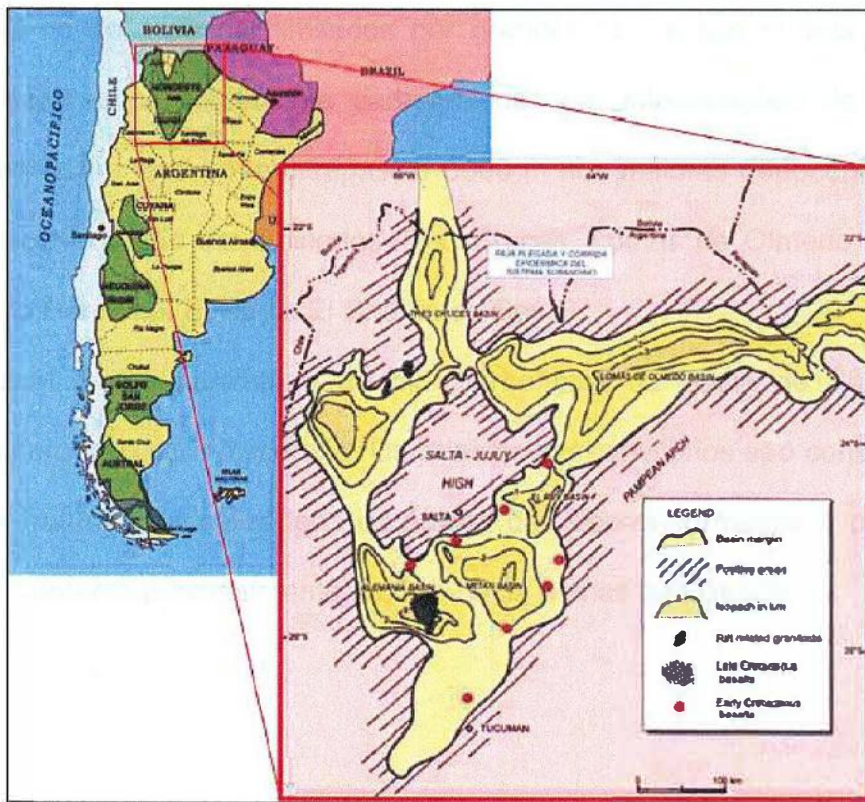


Figura 1 - Localização geográfica da Bacia de Salta.

No noroeste argentino a Bacia de Salta engloba parte das províncias de Salta, Jujuy e Tucumán, isto faz com que sua cobertura areal seja de aproximadamente 100.000 km². A área desta bacia é delimitada ao sul pelos arcos de Michicola e San Pablo e ao norte pelos arcos Pampeano e Transpampeano, onde os melhores afloramentos são evidentes ao norte das Serras Pampeanas, Serras

Subandinas, e na Cordilheira Central. Em subsuperfície a bacia estende-se até o oeste do Paraguai onde é denominada Bacia Pirity.

A origem da Bacia de Salta é tipicamente distensiva desenvolvida entre o Cretáceo Inferior e o Eoceno, onde zonas de sutura preexistentes do Proterozóico Superior - Cambriano Inferior de direção ENE-WSW, mergulhando para NNW, controlaram a direção das falhas de um sistema de rifte, as quais conformaram um complexo conjunto de grabens, limitados por grandes falhas nas bordas. Foram acomodados sedimentos clásticos e carbonáticos com intercalações de rochas ígneas cuja espessura total pode ultrapassar 5000 m nos maiores depocentros. Os principais depocentros são denominados Tres Cruces, Lomas de Olmedo, Metán, Alemania, Cerro Hermoso, El Rey e El Charco ou Sey.

A principal fonte exploratória de hidrocarbonetos da Bacia de Salta é o Sistema Petrolífero Yacoraite-Yacoraite. Os principais reservatórios são constituídos de carbonatos fraturados localizados nos ápices das dobras formadas a partir de falhas de cavalgamento principalmente na Sub-bacia Lomas de Olmedo.

2 OBJETIVO

O objetivo deste trabalho consiste em realizar uma breve análise da geologia da Bacia de Salta, apresentando estudos encontrados na literatura com a aplicação de um método geofísico na análise desta bacia.

Com relação à geologia, a bibliografia existente é muito extensa e complexa. Logo, nossa intenção não foi de esgotar o assunto, mas incluir os aspectos gerais da bacia de forma a auxiliar na compreensão do estudo de caso.

Tendo em vista o objetivo acima, o texto foi dividido em duas partes. A primeira parte trata do contexto geológico da bacia e na segunda parte temos a descrição do levantamento bibliográfico realizado, sobre o método geofísico de interesse e a discussão do conteúdo, resultados e conclusões dos trabalhos selecionados na literatura.

Ao final, apresentamos na conclusão as questões em aberto e críticas sobre os artigos encontrados na literatura.

3 CONTEXTO GEOLÓGICO

3.1 Aspectos Gerais

A Bacia de Salta (Turner, 1959) de idade cretácea, localizada no noroeste argentino, constitui uma típica bacia rifte por sua estrutura, pelas características do relevo sedimentar e pelo magmatismo associado (Bianucci *et al.*, 1981; Salfity & Marquillas, 1994).

Na bacia em questão reconheceu-se através de métodos geofísicos e pelas medidas de espessuras em diversos locais os depocentros de Sey, Tres Cruces, Cianzo, Cerro Formoso, Lomas de Olmedo, El Rey, Metán, Tucuman, Alemania e Brealito. Esses depocentros se conectam através de elementos menos profundos e estreitos (umbrais) posicionados entre as bordas da bacia e um alto estrutural interno e central, denominado dorsal Salta-Jujuy (Figura 2).

A Bacia de Salta é limitada por estruturas positivas (arcos de Quirquincho e Pampeano a leste, Transpampeano-Púnico e Huaytiquina a oeste e a dorsal de San Pablo e arcos Condor e Michicola a norte) (Reyes & Salfity, 1973).

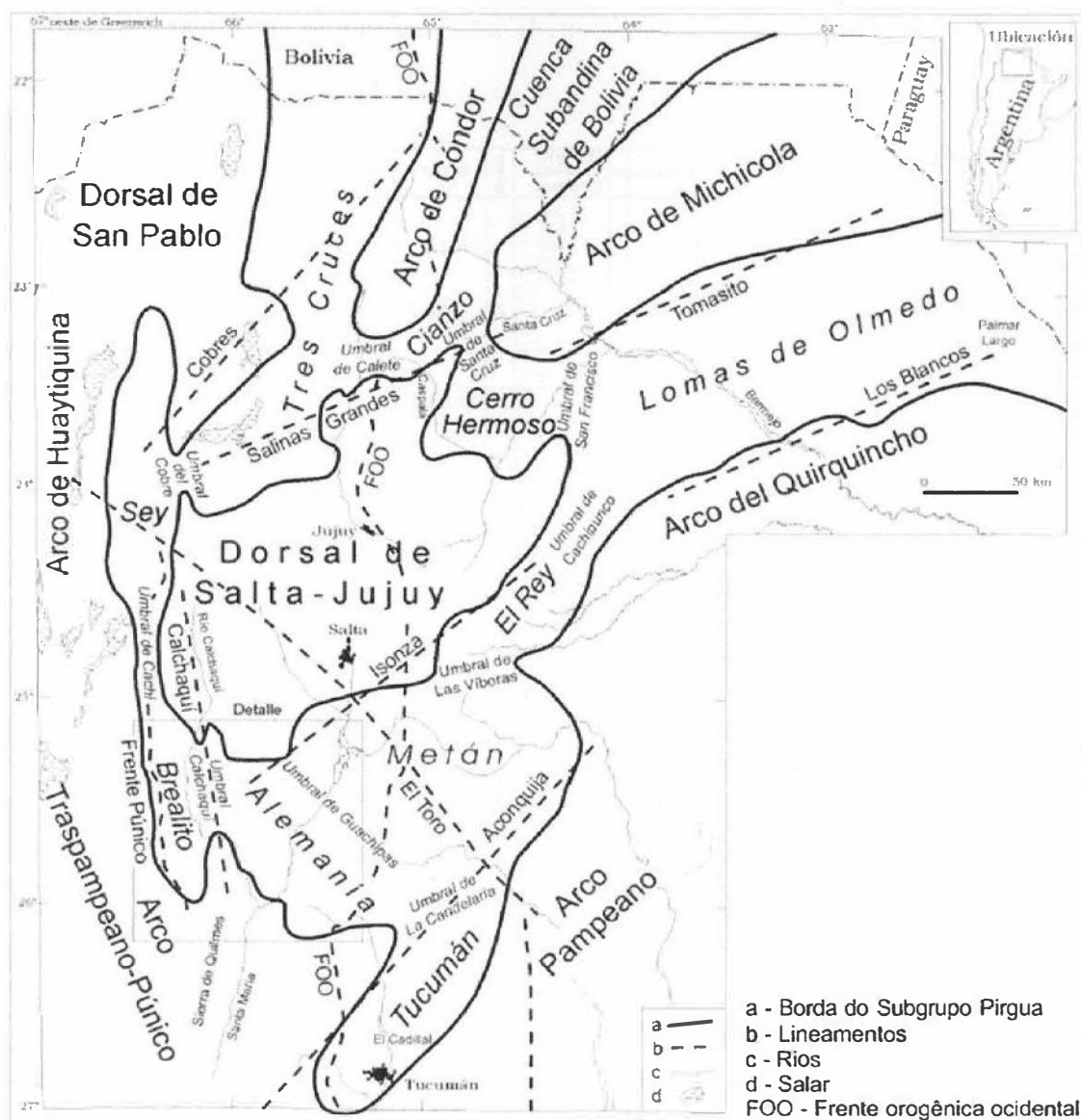


Figura 2 - Distribuição dos depocentros do Subgrupo Pirgúa (Sabino, 2004).

O preenchimento da bacia de Salta compreende apenas um grupo, o Grupo Salta (Turner, 1959), que se divide em três subgrupos: Pirgúa (Reyes & Salfity, 1973); Balbuena (Moreno, 1970); e Santa Bárbara (Moreno, 1970) (Figura 3). O Subgrupo Pirgúa compreende, da base para o topo às formações La Yesera/El Cadillal, Las Curtiembres e Los Blanquitos; o Subgrupo Balbuena é formado pelas formações Lecho, Yacoraite Olmedo e o Subgrupo Santa Bárbara pelas formações

Mealla, Maiz Gordo e Lumbreira.

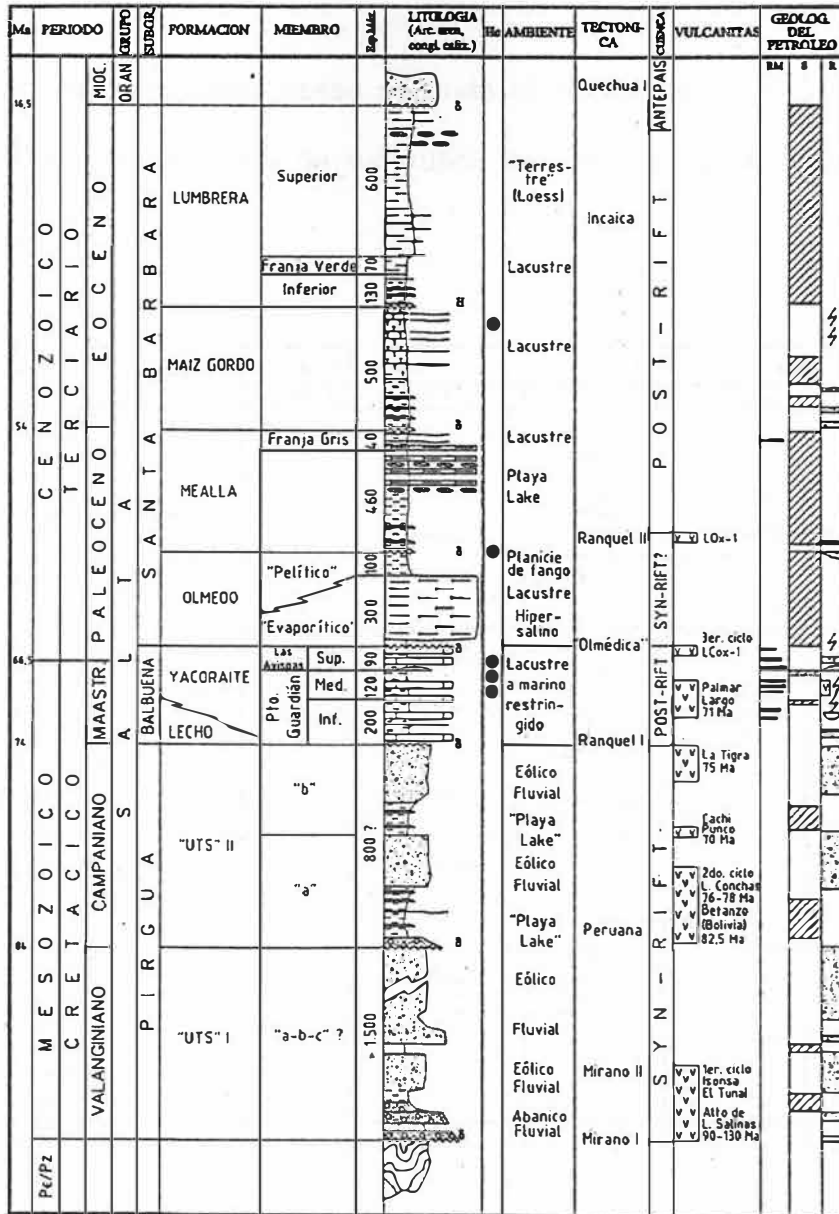


Figura 3 - Coluna estratigráfica da bacia de Salta (Gómez Omil & Boll, 1999).

A Bacia de Salta evoluiu segundo duas fases tectônicas, sinrifte e pós-rifte (Figura 4 e Figura 5). A primeira fase corresponde à etapa de ruptura ou rifteamento e está dominada por sedimentação de origem continental, possui milhares de metros

de espessura de rochas conhecidas como subgrupo Pigua. A segunda fase se desenvolve quando a distensão cessou e o processo dominante foi à subsidência termal.

As rochas depositadas nesse segundo ciclo constituem os sedimentos do pós-rifte e foram denominadas de subgrupos Balbuena e Santa Bárbara (Sabino, 2004).

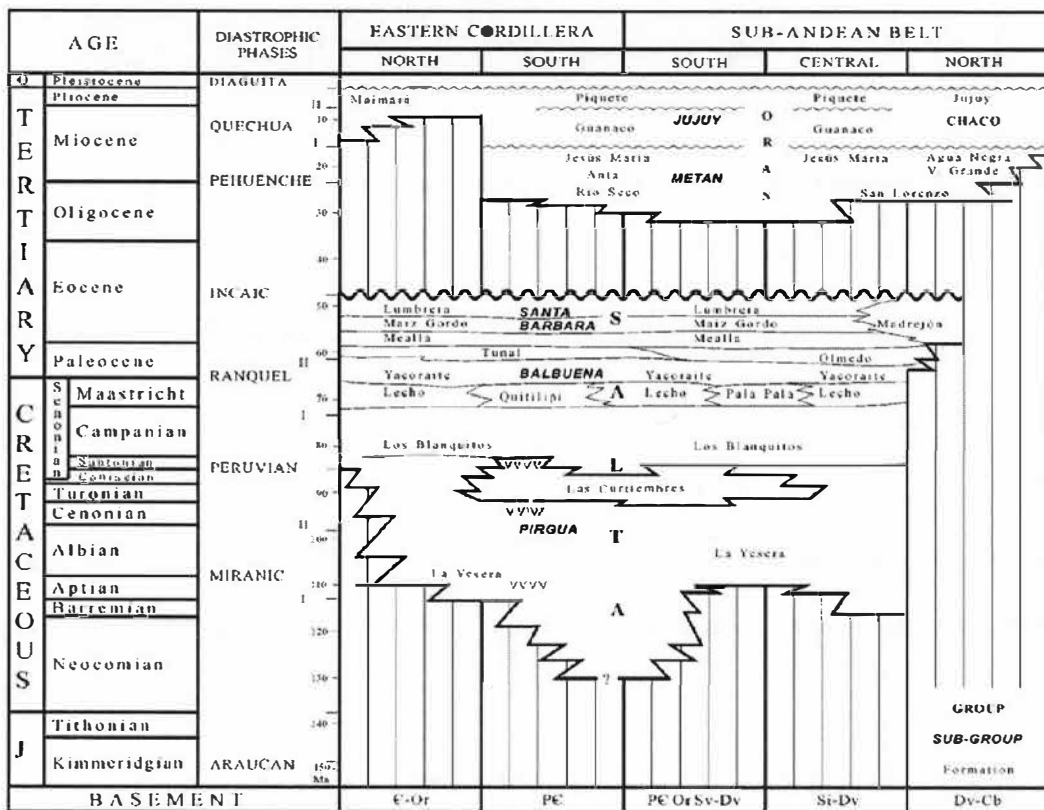


Figura 4 – Diagrama cronoestratigráfico onde se observam as principais discordâncias do Grupo Salta (del Papa & Salfity, 1999).

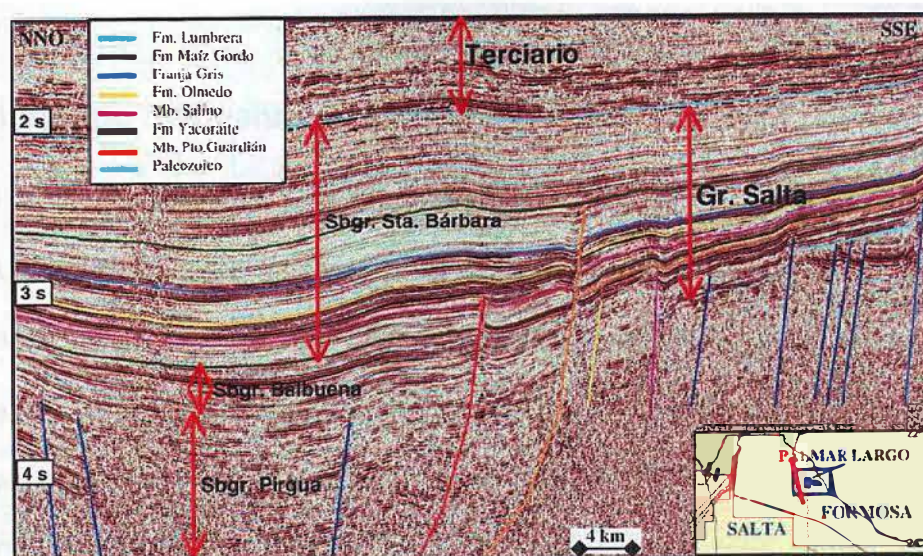


Figura 5 - Linha sísmica regional. Sub-bacia Lomas de Olmedo, Flanco Sul (Disalvo, 2005).

3.1.1 Subgrupo Pirgua

Gómez Omil *et al.* (1989) diferenciou o Subgrupo Pirgua em unidades tectonossedimentares (“UTS”). Com base no contexto e arranjo de fácies de semidetelhe diferenciou duas “UTS” principais: Unidade Tectonossedimentar I e Unidade Tectonossedimentar II.

A primeira constituída pelas formações La Yesera, El Cadillal e Las Curtiembres, corresponde a fácies de leque aluvial da margem ativa do rifte, lateralmente interdigitadas com fácies fluvial, eólica e de praia distal na parte central da bacia. A segunda tectonossequência compreende a Formação Los Blanquitos, tem fácies sedimentares semelhantes, porém de mais baixa energia e depósitos de granulação fina que se acumularam sobre um relevo mais discreto devido ao preenchimento da bacia e a menor atividade tectônica (Cominguez & Ramos, 1995).

3.1.2 Subgrupo Balbuena

A distensão que se manteve ativa durante os depósitos sinrifte, decresceu de forma abrupta a partir do Maastrichtiano, gerando a desaceleração da subsidência da bacia e conseqüentemente, uma diminuição do aporte sedimentar (Salfity & Marquillas, 1999; del Papa & Salfity, 1999).

As sub-bacias, colmatadas pelos sedimentos da fase sinrifte (Subgrupo Pirgua), e os altos estruturais que as delimitam, foram recobertos pelos depósitos transgressivos basais pertencentes ao Subgrupo Balbuena (Figura 6), composto pelas Formações Lecho, Yacoraite e Olmedo (Salfity & Marquillas, 1994; del Papa & Salfity, 1999). Esses sedimentos se depositaram no início do estágio pós-rifte, em uma recém estabelecida bacia interior, em fase de subsidência termal (*interior sag basin* - Harding, 1984).

A mudança de estágio sinrifte para pós-rifte é evidenciada por uma ampla e bem definida superfície de inundação (del Papa & Salfity, 1999).

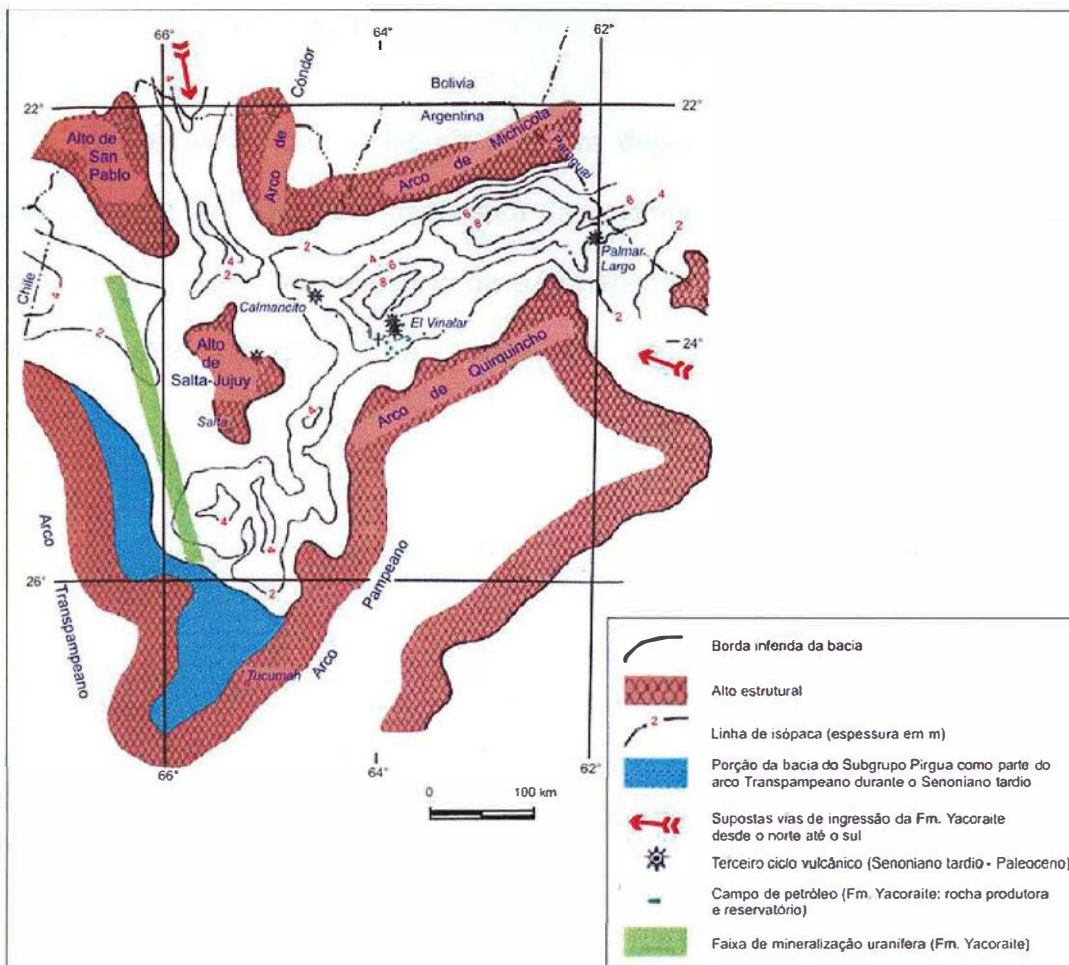


Figura 6 - Subgrupo Balbuena: seqüência sedimentar pós-rifte (Formações Lecho, Yacoraite e Olmedo / El Tunal, e Membro Salino). Modificada de Salfity & Marquillas (1999).

Segundo Gómez Omil & Boll (1999), a Formação Lecho é compreendida como as litofácies clásticas continentais, depositadas em ambiente subaéreos, fluviais e eólicos. Enquanto que, a Formação Yacoraite é definida como as litofácies carbonáticas e clásticas de ambiente subaquático superficial, provavelmente marinho restrito a lacustre. Há grande interdigitação de fácies entre ambas as formações.

3.1.2.1 Formação Lecho

A Formação Lecho (Figura 7) é um depósito tabular de vasta distribuição areal, porém de reduzida espessura (aproximadamente 150 m), que marca o começo do episódio transgressivo da suprajacente Formação Yacoraite. É composto de arenitos brancos e calcários (Salfity & Marquillas, 1999).

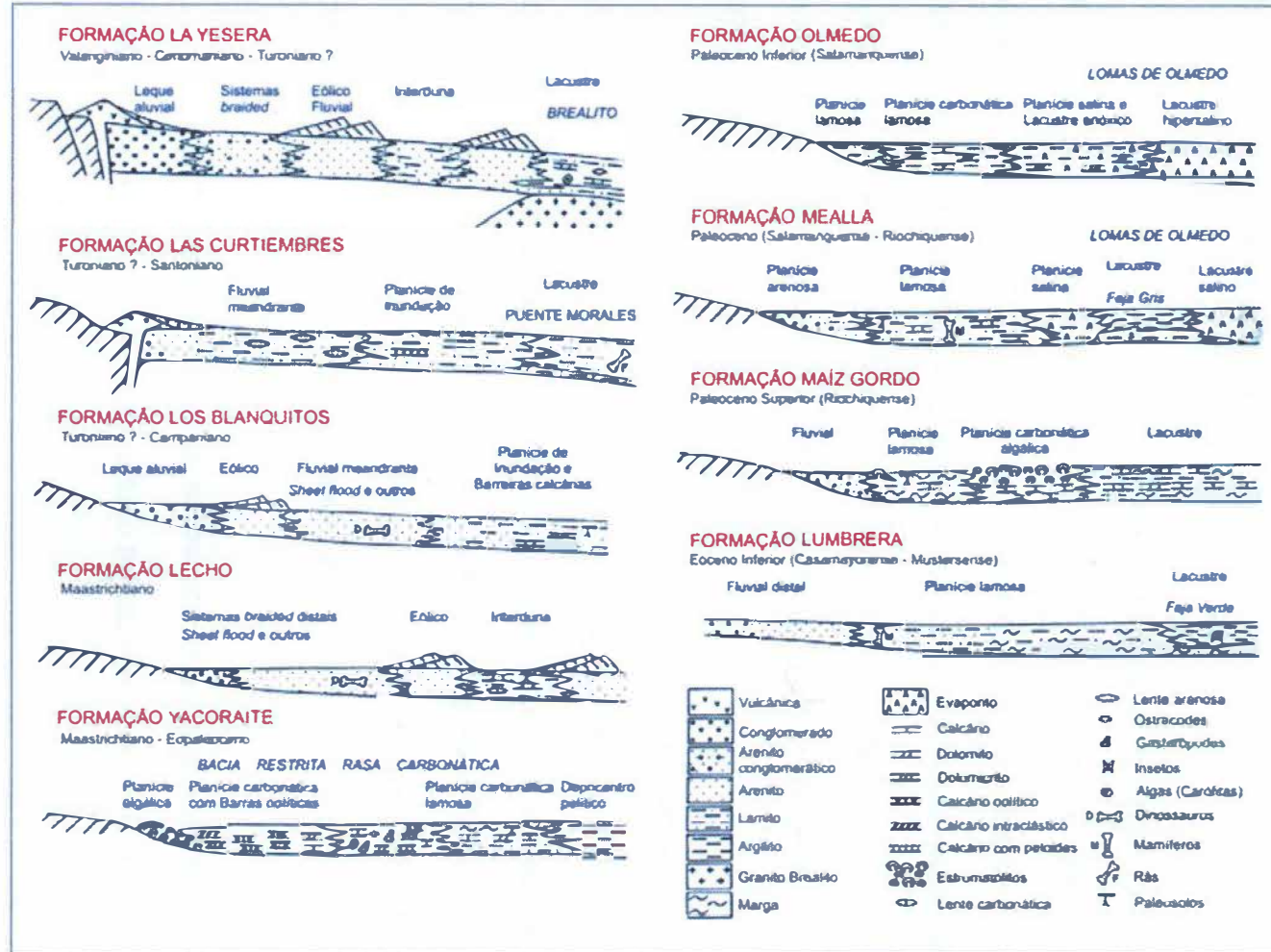


Figura 7 - Evolução paleo-ambiental das formações do Grupo Salta. Modificada Salfity & Marquillas (1999).

A deposição da Formação Lecho foi controlada essencialmente por processos fluviais, eólicos e de interdunas. Entretanto, localmente contêm calcários, icnofósseis de dinossauros e fósseis de aves (Salfity & Marquillas, 1999).

3.1.2.2 Formação Yacoraite

A Formação Yacoraite, unidade estratigraficamente intermediária do Subgrupo Balbuena, foi a que alcançou a maior distribuição geográfica, chegando a encobrir os arcos de Condor, Michicola e Quirquincho, e os altos de San Pablo e de Salta-Jujuy, onde se depositou diretamente sobre o embasamento de idade pré-cambriano e paleozóico. A maior espessura conhecida não supera os 300 m, enquanto que no depocentro de Alemania mede aproximadamente 185 m (Salfity & Marquillas, 1999).

Essa unidade é um depósito tabular composto de carbonatos parcialmente dolomíticos, pelitos, arenitos, e menor volume vulcânicas. Além disso, contém diversos tipos de calcários e calcários estromatolíticos, que apresentam marcas de ondas, correntes e exposição subaérea (Salfity & Marquillas, 1999).

Segundo Gómez Omil & Boll (1999), são distinguíveis cinco unidades clásticas / carbonáticas, a saber da base para o topo:

1. Arenitos carbonáticos, de espessura delgada à ausente, e com contato basal brusco, ondulado a erosivo, e topo transicional. Interpretada como produto de inundação.

2. Carbonatos e lamas carbonáticas escuras, de variada composição (*grainstone* oolítico e fossilífero a *mudstone*), que constituem a parte mais espessa da sucessão. Nesse nível destaca-se a presença de lamas carbonáticas, de coloração cinza esverdeada a cinza escura, com intercalações de níveis muito finos a grossos de matéria orgânica de conteúdo variável. A concentração de matéria orgânica, de origem algálica e bacteriana foi favorecida por sua mínima diluição ou dispersão por outros sedimentos, em virtude das condições de bacia faminta, e a sua preservação foi pouco afetada pelas variações da lamina de água.

3. *Grainstone* / *packstone* oolítico, de granulometria grossa, dispostos em bancos tabulares, com estrutura entrecruzada associado a associados estromatólitos (*boudstone* criptoalgálicos colunares e laminados).

4. Brechas litoclásticas planares, associadas a gretas de dessecação e intensa bioturbação em níveis pelíticos e de calcários micríticos laminados.

5. O nível pelítico caracteriza-se pelo predomínio de fácies argilosas, maciças, de coloração cinza esverdeado a avermelhado, com freqüentes gretas de dessecação correspondentes a condições com maior influência subaérea.

O conteúdo fossilífero da Formação Yacoraite é amplo, variando de fósseis de vertebrados, tais como, peixes e répteis, invertebrados, tais como, gastrópodes, ostracodes, pelecípodes e escassos miliólídeos. Além disso, contêm palinomorfos, carófitas e outras algas, restos de vegetais fossilizados e icnofósseis de pegadas de dinossauros e de aves (Salfity & Marquillas, 1999).

A Formação Yacoraite é o principal horizonte produtor de hidrocarbonetos da Bacia de Salta. Ela se comporta como rocha geradora, como rocha reservatório (arenitos porosos, calcários fissurados e oolíticos) e, também, como rocha selante (argilitos e carbonatos impermeáveis). A maioria das jazidas descobertas localiza-se na região nordestes da bacia (Figura 6), cujas trapas são do tipo estratigráfico - estrutural, e onde os poços chegam alcançar profundidades de 3000 a 4000 m. No entanto, na sub-bacia de Metán se explora em estruturas onde a Formação Yacoraite se encontra em baixa profundidade (Salfity & Marquillas, 1999).

3.1.2.3 Formação Olmedo

A Formação Olmedo (Figura 8) é constituída principalmente por evaporitos (halita, anidrita e gesso), dolomicritos, micritos negros, folhelhos negros, verdes e roxos e arenitos (Gómez Omil *et al.*, 1989; Salfity & Marquillas, 1999). Em alguns setores localizados da bacia encontram-se eventos vulcânicos (Gómez Omil *et al.*, 1989). Os evaporitos, na região oriental da bacia, constituem uma notável unidade em subsuperfície, denominada Membro Salino. Nessa região da bacia o Membro Salino pode alcançar espessuras de cerca de 900 m (Salfity & Marquillas, 1999).

A Formação Olmedo (Figura 8) foi gerada em um sistema siliciclástico - evaporítico, composto por um lago hipersalino, restrito ao depocentro de Lomas de Olmedo, rodeado por extensas planícies pantanosas salinas e planícies de areias trazidas das bordas pelo aporte sedimentar (Gómez Omil *et al.*, 1989; Gómez Omil & Boll, 1999; Salfity & Marquillas, 1999).

A mecânica de circulação propiciou a criação de condições anóxicas quase permanentes do sistema. Palinomorfos de ambientes lacustres e pantanosos corroboram com essa interpretação paleoambiental (Salfity & Marquillas, 1999).

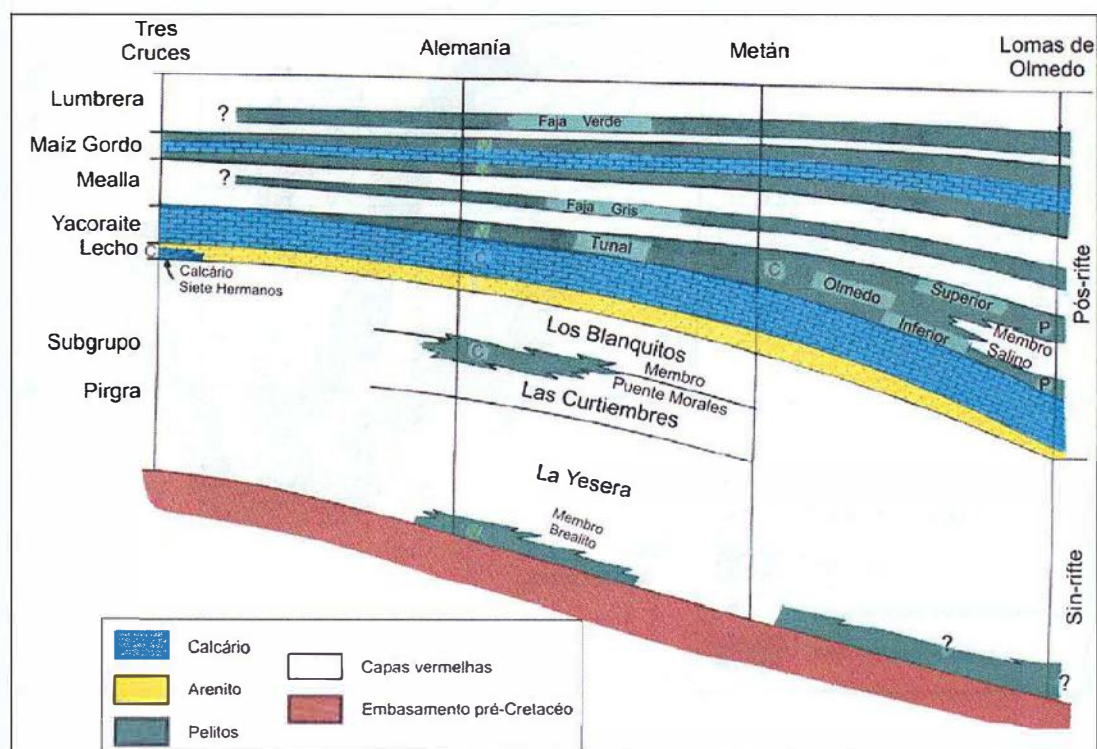


Figura 8 - Esquema (sem escala) dos principais eventos de inundação durante a deposição do Grupo Salta. Modificada de Salfity & Marquillas (1999).

3.1.3 Subgrupo Santa Bárbara

A deposição das rochas sedimentares que compõem o subgrupo Santa Bárbara (Figura 9), ocorreu no final do estágio pós-rifte, sobre os depósitos do Subgrupo Balbuena, em uma extensa bacia sag (Harding, 1984).

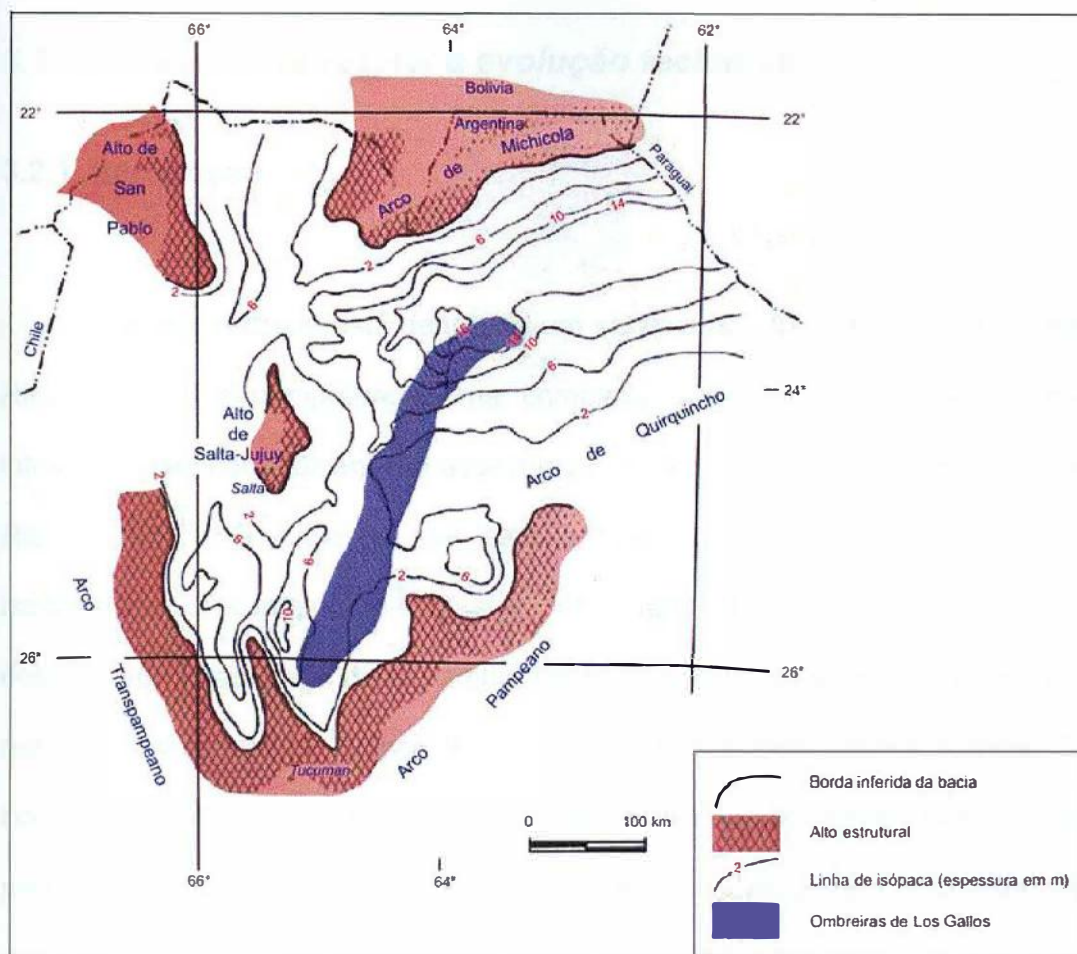


Figura 9 - Subgrupo Santa Bárbara: finalização da sedimentação pós-rifte (Formações Mealla, Maíz Gordo e Lumbrera). Modificada de Salfity & Marquillas (1999).

Em âmbito regional, as três formações que compõem o Subgrupo Santa Bárbara – Formações Mealla, Maíz Gordo e Lumbrera – apresentam semelhanças paleoambientais e mesmos padrões de distribuição de fácies, que indicam a evolução de uma bacia restrita (del Papa & Salfity, 1999). Folhelhos, margas, e escassos carbonatos foram depositados em uma suíte de lagos efêmeros, com inundações e aporte sedimentar variáveis, alternados com depósitos fluviais (Comínguez & Ramos, 1995).

A sucessão sedimentar dos subgrupos Balbuena e Santa Bárbara apresenta espessura de aproximadamente 2200 m (Comínguez & Ramos, 1995).

3.2 Arcabouço estrutural e evolução tectônica

3.2.1 Introdução

A Bacia de Salta está dentro de um sistema de rifte (denominado Sistema de Rifte Salta) que compreende uma complexa suíte de sub-bacias distensionais intracratônicas com vulcanismo associado (Gómez Omil & Boll, 2005; Comínguez & Ramos, 1995). O início de sua sedimentação ocorreu primeiramente de modo isolado nas diferentes sub-bacias e, logo após, de modo intercomunicado, se desenvolvendo ao longo de um ambiente de retroarco que envolveu os territórios do noroeste da Argentina, Bolívia, Paraguai e, provavelmente, Chile (Gómez Omil & Boll, 2005; Salfity & Marquillas, 1999). Este sistema implantou-se sobre uma bacia presente no intervalo desde o Pré-Cambriano até o Carbonífero, e que se encontra deformada em algumas regiões por efeitos compressivos anteriores ao Cretáceo (Gómez Omil & Boll, 2005). A porção oeste do sistema foi posteriormente invertida pela deformação andina (Terciário superior) e tem sido, desde então, envolvida em complexas dobras e cinturões de cavalgamento (Comínguez & Ramos, 1995).

Para Comínguez & Ramos (1995) e Milani & Thomaz Filho (2000) o posicionamento do Sistema de Rifte Salta foi controlado por estruturas tectônicas do Pré-Cambriano superior / Cambriano, as quais estão expressas nos vários crátons pré-cambrianos que foram amalgamados durante a Orogenia Pampeana no Cambriano inferior.

Os diferentes braços do sistema se dispõem segundo três direções estruturais principais: norte-sul, nordeste-sudoeste e noroeste-sudeste (Salfity & Marquillas, 1999).

3.2.2 Arcabouço Estrutural

3.2.2.1 Estrutura original do Sistema de Rifte Salta

A estrutura original do Sistema de Rifte Salta foi descrita por Comínguez & Ramos (1995) como sendo de difícil estabelecimento em função do substancial encurtamento crustal sofrido pela região na frente orogênica oeste. Para constituir a estrutura original, estes autores estudaram um ramo do rifte situado a leste da atual frente orogênica andina, o qual comporta a denominada Sub-bacia de Lomas de Olmedo.

Uma característica importante identificada na área da Sub-bacia de Lomas de Olmedo é a assimetria do sistema de rifte (Figura 10), a qual é evidenciada pelo grau de arqueamento exposto pelos depósitos pré-rifte, como também na distribuição e rejeitos verticais das falhas normais (Comínguez & Ramos, 1995).

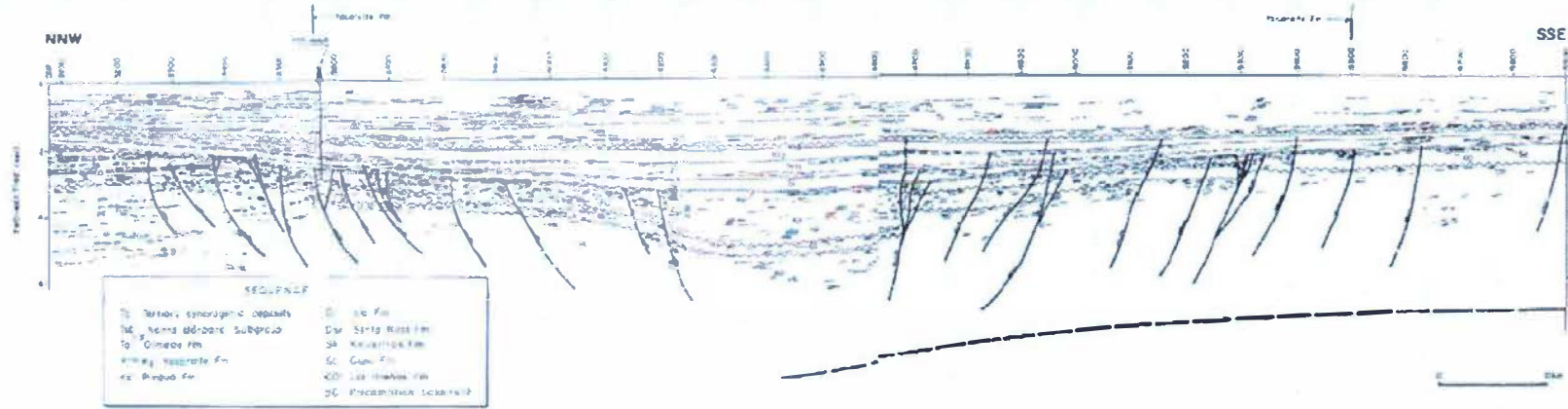


Figura 10 - Perfil geológico-estrutural da Sub-bacia de Lomas de Olmedo. Nota-se a assimetria do sistema de rifte. Fonte: Comingues e Ramos, 1995.

Na Figura 10 é possível observar o truncamento de certas unidades na margem norte da sub-bacia, o que pode ser interpretado como um maior arqueamento sofrido por estas unidades nesta porção. Já na porção sul, este truncamento não foi reconhecido, o que sugere que o arqueamento não existiu ou foi moderado neste setor. Segundo Comínguez & Ramos (1995) este arqueamento é reconhecido como o Arco Michicola. O *trend* oeste-noroeste do Arco é paralelo ao da sub-bacia e sua idade é mais antiga que os depósitos riftes. O arqueamento na margem norte da bacia estabelece a área de máximo soerguimento térmico e os mais elevados gradientes térmicos antes do início do rifteamento (Figura 11). Comínguez & Ramos (1995) descrevem uma série de falhas normais EW bordejando os flancos da sub-bacia, sendo que as situadas no flanco norte tem maiores rejeitos. A maior parte destas falhas foram ativas até o topo do Subgrupo Pirgua, mas existem evidências de falhamentos no Subgrupo Balbuena que, ao serem analisadas em detalhe, demonstram associação com dobramentos menores. Estas dobras são interpretadas como estruturas geradas nos sítios de contração de falhas direcionais que aproveitaram planos de falhas normais prévios. As falhas transcorrentes apresentam, localmente, estruturas em flor positivas associadas e são relacionadas à interação entre a compressão andina e os *trends* de direção oeste-sudoeste oblíquos das estruturas rifte.

Ainda no trabalho de Comínguez & Ramos (1995), na área da sub-bacia de Lomas de Olmedo, foi mapeado nas porções sul de seções sísmicas um refletor sub-horizontal bastante sutil entre 7 e 8 segundos de tempo duplo de trânsito (cerca de 18-21 km de profundidade), o qual foi interpretado como o limite entre crosta

superior e crosta inferior. O topo desta zona refletiva mergulha $3,5^\circ$ para norte, abaixo do depocentro, e o mesmo é caracterizado como paralelo à zona de descolamento que controla o sistema rifte. Os autores entendem que o truncamento dos estratos paleozóicos juntamente com a identificação dessa descontinuidade aos 7- 8s sugere que um nível de descolamento inclinado para o norte controlou a assimetria do rifte (Figura 11).

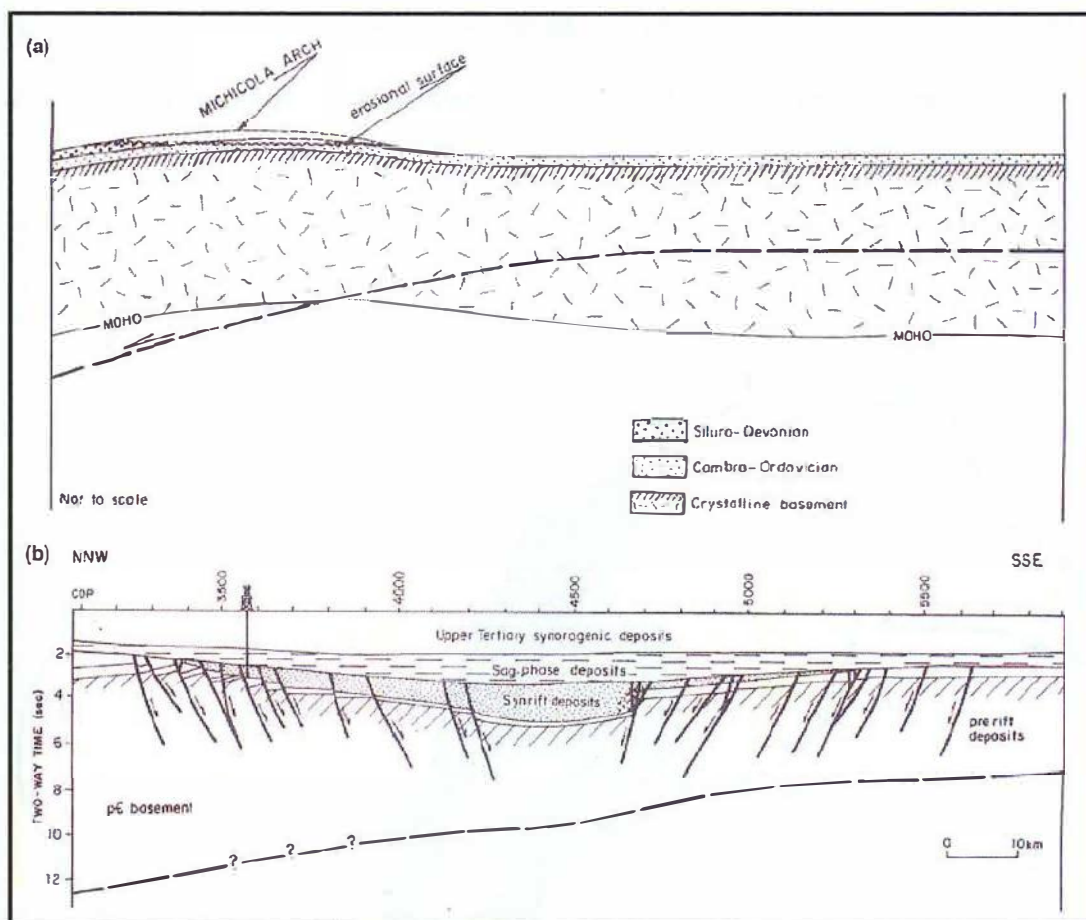


Figura 11 - Seção esquemática do rifte Lomas de Olmedo. (a) Reconstrução do entumescimento local pretérito à abertura do rifte; (b) Estrutura do rifte anterior a inversão tectônica andina (Comínguez & Ramos, 1995).

3.2.2.2 Regiões estruturais do Sistema Rifte Salta

Após a soma de sucessivos eventos tectônicos, tanto cretáceos como terciários, a que o Sistema Rifte Salta foi submetido, esta região pode ser dividida em 5 regiões estruturais diferentes entre si (Gómez Omil & Boll, 2005): (I) Sub-bacia de Lomas de Olmedo com deformação distensional dominante; (II) Sub-bacia de Lomas de Olmedo com inversão tectônica incipiente; (III) Sistema de Santa Bárbara; (IV) Frente subandina norte-ocidental; (V) Faixa dobrada interna (Figura 12).

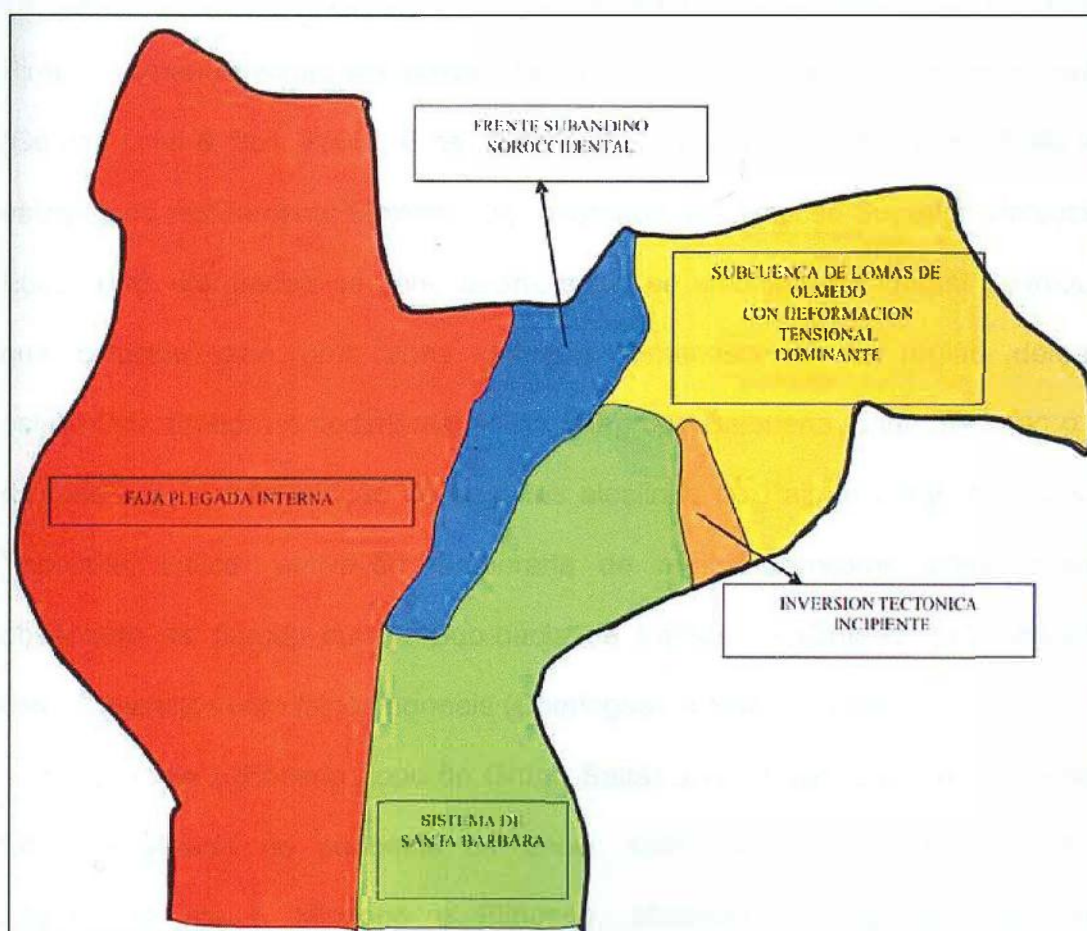


Figura 12 - Ambientes tectônicos da Bacia de Salta (Gómez Omil & Boll, 2005).

3.2.3 Evolução Tectônica

Como descrito anteriormente, a bacia de Salta é compreendida geneticamente e relacionada como uma bacia intracratônica distensional com vulcanismo associado. Os eventos distensionais que conduziram à sua formação, associados com vulcanismo básico, se desenvolveram principalmente nos estágios iniciais de abertura da bacia, de modo contemporâneo à deposição do Subgrupo Pirgua, formando várias sub-bacias de grande subsidência, independentes entre si (Gómez Omil & Boll, 2005). Estas teriam se configurado entre 130 e 75 Ma e nos estágios de resfriamento térmico (*sag*) ocorridos no Cretáceo Superior, Paleoceno e Eoceno, as sub-bacias se conectaram, salvo no ambiente da Dorsal Salto-Jujeña, que coincide com uma zona dobrada remanescente da região deformada paleozóica. Embora a sedimentação do Subgrupo Balbuena tenha marcado o início da fase *sag*, a intercalação de basaltos alcalinos de Palmar Largo com calcários Yacoraite, indica reativação temporária do regime tensional, como pode ser observado na porção sul da Sub-bacia de Lomas de Olmedo, pela associação desses basaltos com falhas normais (Comínguez & Ramos, 1995).

Durante o Eoceno (topo do Grupo Salta) a compressão andina se iniciou de forma localizada no sudoeste da bacia. Este evento foi incrementando sua intensidade até o Mioceno e Plioceno, afetando principalmente as regiões localizadas a oeste, mais próximo a zona da colisão das placas Pacífica e Sulamericana (Gómez Omil & Boll, 2005). A área recebeu mais de 2.700 m de

depósitos sin-orogênicos distais durante a deformação andina (Comínguez & Ramos, 1995). Para Comínguez & Ramos (1995) o estudo de dados sísmicos mostra que a região do Sistema Rife Salta foi submetida à distensão durante a maior parte do Cretáceo e Terciário inferior e que, este sistema ao ser comparado com sistemas riftes vizinhos, pode ter sido unido no tempo e no espaço ao regime distensional responsável pela abertura do Oceano Atlântico Sul. Estes autores revelam que até esta região, extremo oeste dos sistemas riftes ligados à abertura do Oceano Atlântico Sul, houve uma diminuição do estiramento distensional. Esta diminuição é inferida pela redução do fator de estiramento β de leste para oeste, pela composição química das lavas basálticas (basaltos toleíticos na Bacia do Paraná e basaltos alcalinos na Bacia de Salta), e pelo volume relativo dos basaltos, com um mínimo no rifte Salta.

A Bacia de Salta foi submetida a soerguimento e erosão por pelo menos três momentos após seu preenchimento total: (I) Eoceno tardio-Oligoceno inferior (fase Incaica), (II) Mioceno tardio (segundo pulso da fase Quechua) e (III) Pleistoceno (fase Diaguita) (Salfity & Marquillas, 1999).

3.3 Contexto geológico histórico

A Bacia de Salta está situada no limite leste do Domínio Andino da América do Sul, localizado na porção oeste da Placa Sul-Americana (Milani & Thomaz Filho, 2000; Figura 13).

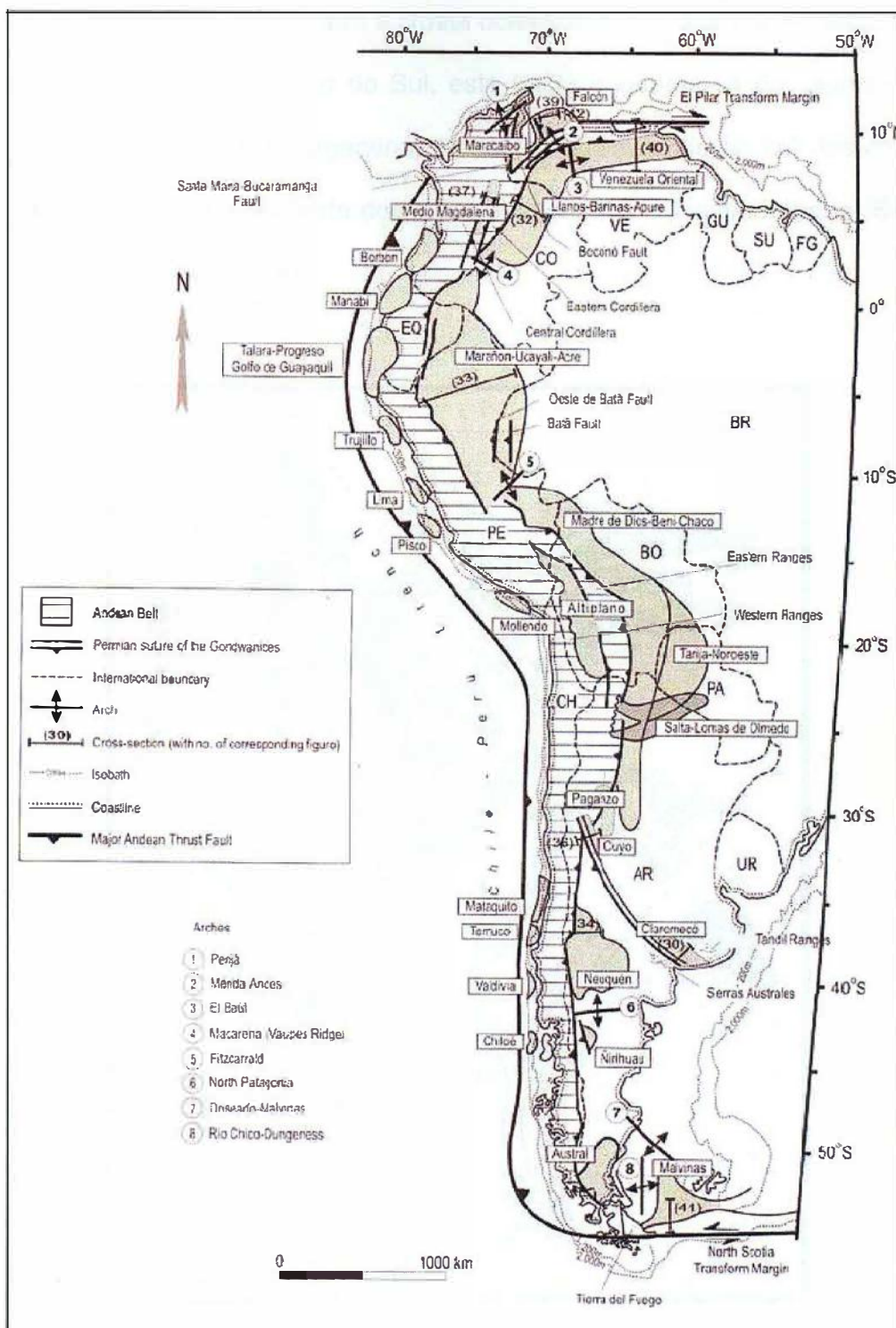


Figura 13 - Margem convergente andina e margens transforme norte e sul (Milani & Thomaz Filho, 2000).

Este domínio é caracterizado como uma margem convergente de placa, ao longo da qual foi criado o cinturão orogênico dos Andes pelo encontro da crosta

continental da América do Sul com a crosta oceânica sob o Oceano Pacífico. Dentro do Domínio Andino da América do Sul, esta bacia enquadra-se no segmento dos Andes Centrais do noroeste argentino, tendo se desenvolvido ao sul dos arcos de Michicola e San Pablo e ao norte dos arcos Pampeanos e Traspampeano (Salfity & Marquillas, 1999;) (Figura 14).

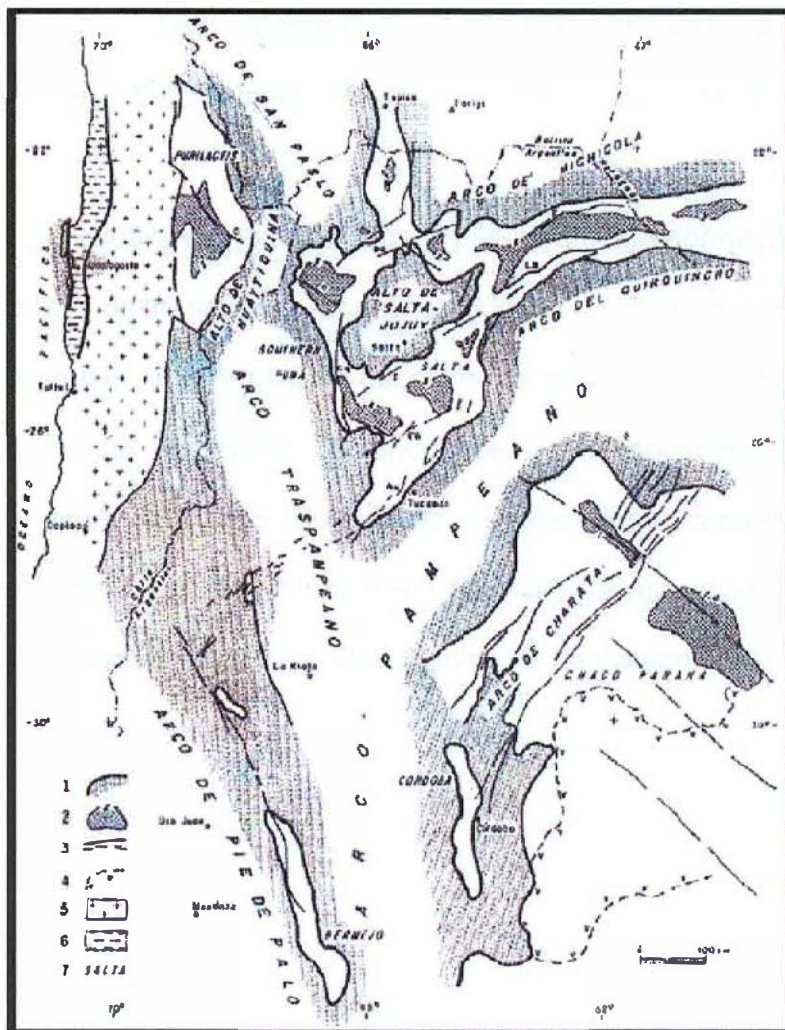


Figura 14 - Esquema tectônico da Bacia de Salta e regiões adjacentes em tempos pré-Maastrichtianos. (1) Borda da bacia; (2) Depocentro cretáceo não marinho; (3) Falhas e lineamentos atuais; (4) Distribuição do magmatismo Serra Geral (Jurássico superior- Neocomiano); (5) Arco magmático cretáceo-eoceno; (6) Bacia marinha de la costa (Tithoniano- Neocomiano); (7) Nome da bacia. Lineamentos: T – Tomasito, LB – Los Blancos, SG – Salinas Grandes, Co – Cobres, C – Calama, O – Olapacato, Cq – Calchaquí, I – Isonza, EB – El Brete, Aq – Aconquija. Fonte: Salfity & Marquillas, 1999.

O noroeste da Argentina possui uma geologia bastante diversificada, constituída por rochas do embasamento de idades meso/neoproterozóica a paleozóica, sucedidas por associações plutono-vulcanossedimentares Jurássico Superior? / Cretáceo Inferior a Paleoceno inferior. A porção ocidental dessa região sofreu processo de inversão durante a deformação compressiva andina no Eoceno (Galliski & Viramonte, 1988; Gómez Omil *et al.* 1989; Cominguez & Ramos, 1995; Salfity & Marquillas, 1999; Gómez Omil & Boll, 1999; Disalvo *et al.*, 2005; Sabino, 2004).

A história evolutiva de geração e, principalmente, de deformação das diversas unidades presentes neste setor da Argentina pode ser dividida em diversos ciclos de deformação, os quais se apresentam descritos no trabalho de Ramos (1999), que traz uma síntese das propostas contando com maior consenso para evolução estrutural do território argentino. Sete ciclos orogênicos são caracterizados, tendo cinco deles registros de ocorrência no setor noroeste da Argentina, são eles: Ciclo Pampeano, Ciclo Famatiniano, Ciclo Gonduânico, Ciclo Patagônico e Ciclo Andino (Figura 15).

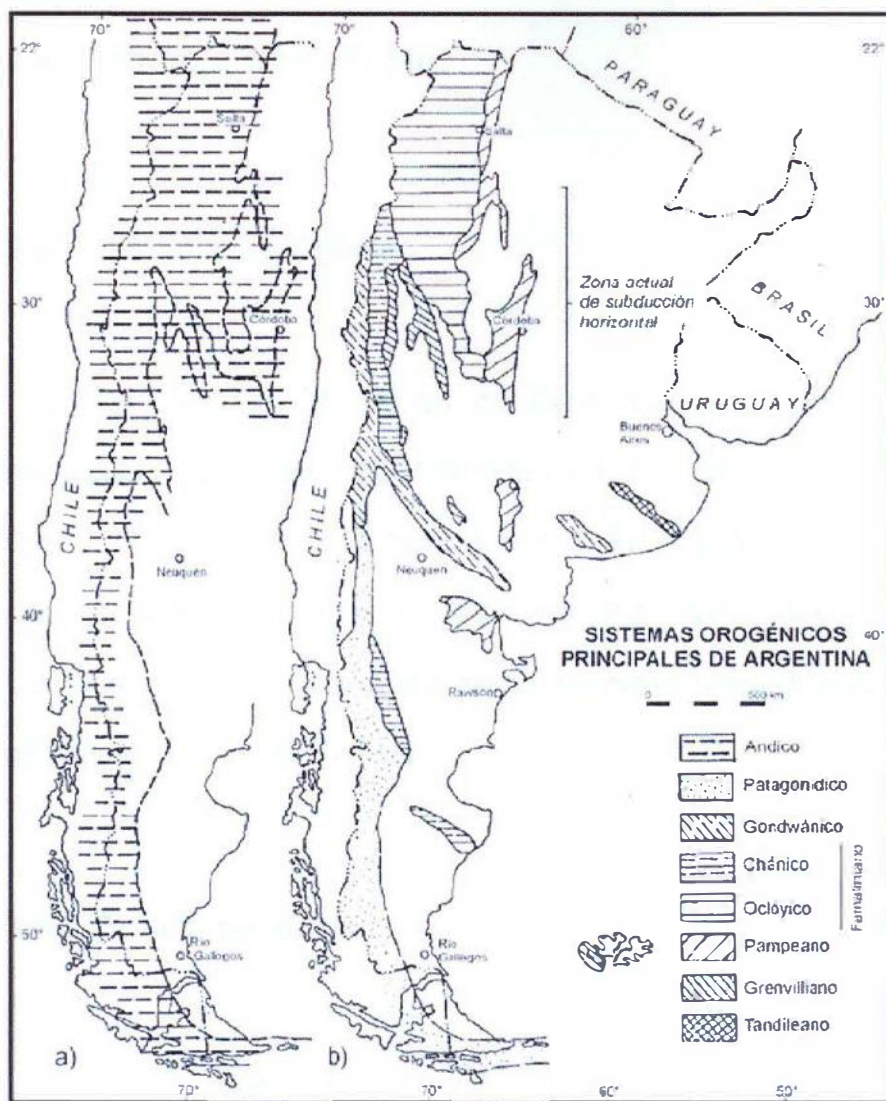


Figura 15 - Principais sistemas orogênicos desenvolvidos na Argentina: a) Área abrangida pela orogenia andina; b) Principais registros das orogenias pré-andinas (Ramos, 1999).

3.4 Geologia do petróleo

3.4.1 Sistema petrolífero

Os sistemas petrolíferos da bacia cretácea do noroeste argentino são conhecidos como Yacoraite-Yacoraite (!) e Yacoraite-Palmar Largo (!) (Magoon & Dow - 1994 *apud* Gómez Omil & Boll 1999). Os elementos e processos destes sistemas são semelhantes nos três principais depocentros: Metán, Tres Cruces e Lomas de Olmedo onde, neste último, há maior soterramento o que provoca uma geração mais recente e efetiva.

3.4.2 Rocha geradora

A sub-bacia Lomas de Olmedo apresenta maior potencial de geração de hidrocarbonetos, pois possui significativos intervalos de rochas geradoras da Formação Yacoraite e, principalmente, porque a partir do Mioceno esta região funcionou como uma bacia *foreland* associada à orogênese dos Andes. Neste contexto, enquanto o restante da bacia passava por um processo de soerguimento e exumação, a sub-bacia Lomas de Olmedo sofreu soterramento e subsidência dos intervalos potenciais geradores a profundidades em janela de geração superiores a 3 000 m.

Análises geoquímicas feitas nos campos produtores de Puesto Guardián, Cuchuma, Lumbrera e Caimancito permitem identificar a provável rocha geradora

dos hidrocarbonetos, uma vez que a matéria orgânica coincide com o intervalo previamente tido como potencial gerador da Formação Yacoraite, o Membro Superior ou Las Avispas.

Os querogênios encontrados são do tipo I e II (Figura 16) e, de acordo com estudos regionais efetuados em amostras de poços no intervalo gerador (Core Laboratories & Exploration Logging, 1992 *apud* Gómez Omil & Boll, 1999), o conteúdo de carbono orgânico total (COT) aproxima-se de 2%, podendo-se encontrar até 3% em poucos casos, mas, em cerca das 80% das amostras, o índice de COT não supera 0,5% (Figura 17), o que explicaria a carência de grandes campos produtores na bacia face às boas estruturas potencialmente trapeadoras sem indícios de óleos ou gás.

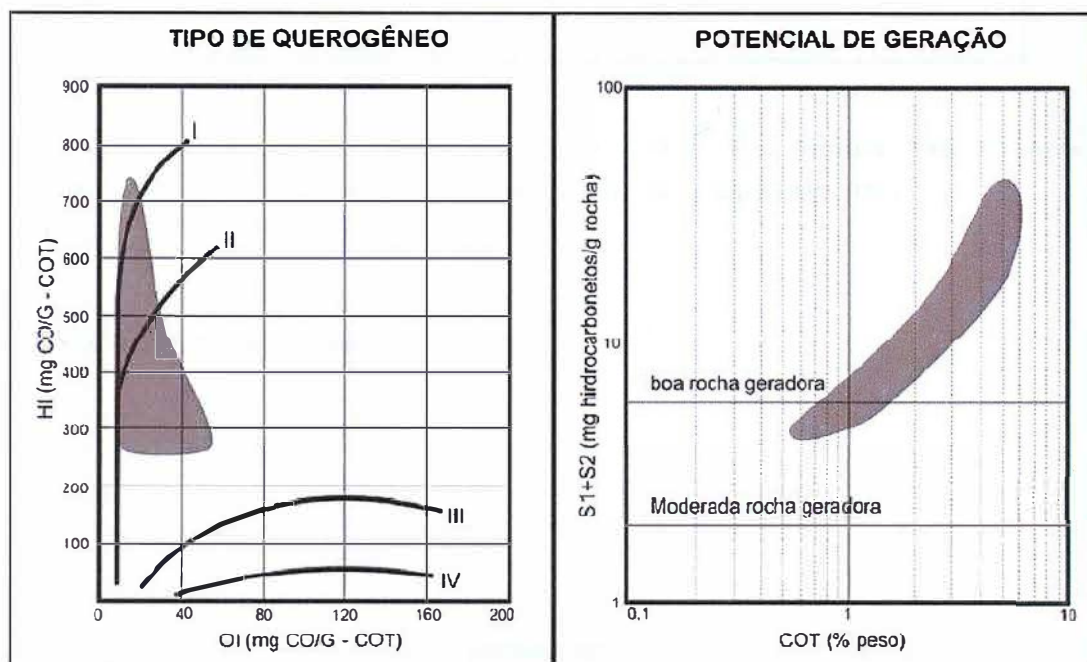


Figura 16 - Tipo de querogênio da Formação Yacoraite e potencial de geração de hidrocarbonetos (Gómez Omil & Boll, 1999).

Os petróleos encontrados são predominantemente do tipo saturado com pouca participação de aromáticos com densidade variando de 43° API em Palmar Largo, 40° API em Caimancito e 39° API em Puesto Guardián, enquanto no campo Martinez

del Tineo chega a 14º API devido à alta biodegradação.

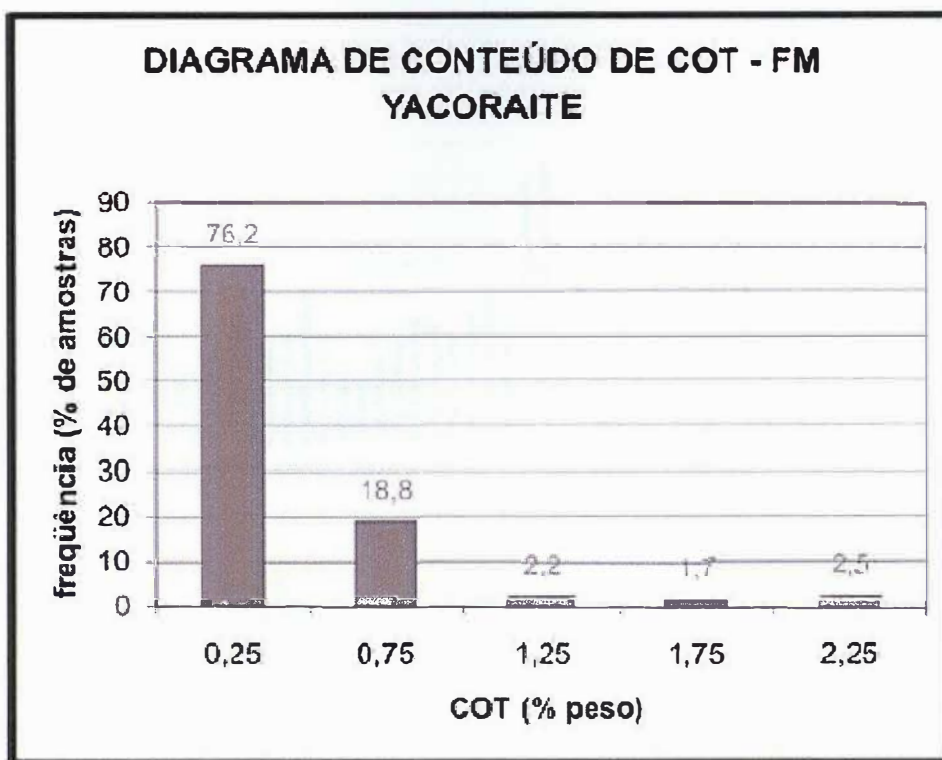


Figura 17 - Diagrama de número de amostras pelo conteúdo de COT na Formação Yacoraite. Nota-se o predomínio de amostras com baixa percentagem de COT (Gómez Omil & Boll, 1999).

3.4.3 Rochas reservatório

3.4.3.1 Reservatórios da formação Yacoraite

Os principais reservatórios produtivos em ordem de importância são as rochas carbonáticas fraturadas, rochas vulcânicas e piroclásticas e os arenitos eólicos. Em todos os três casos os reservatórios mencionados estão localizados na sub-bacia de Lomas de Olmedo (Figura 18).

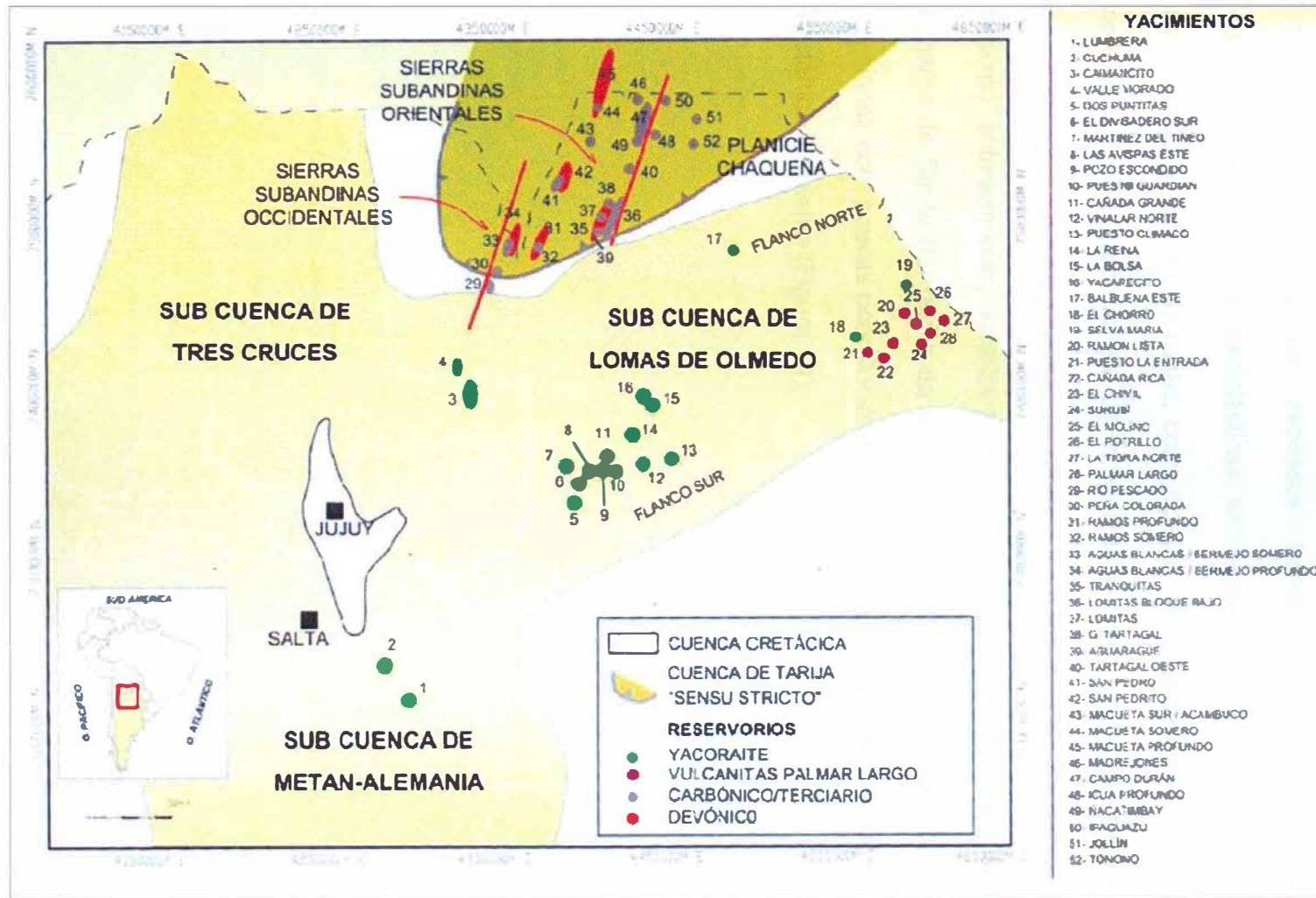


Figura 18 - Localização dos principais campos produtores da região do noroeste argentino (Disalvo, 2002).

3.4.3.2 Reservatórios fraturados

Este tipo de reservatório é o mais comum na Formação Yacoraite e tem como constituintes litológicos os espessos bancos carbonáticos, com poucos representantes de rochas siliciclásticas, sendo que a acumulação está concentrada nas fissuras e fraturas da rocha, com alguma contribuição do espaço de poros. O processo de fraturamento se dá normalmente no eixo e flancos dos grandes anticlinais gerados pela inversão tectônica localizada a oeste da bacia e, conforme descrito anteriormente, localizam-se principalmente nos domínios tectônicos do Sistema de Santa Bárbara e da Sub-bacia de Lomas de Olmedo com Deformação Tensional, com poucas ocorrências na Frente Subandina Norocidental e de Inversão Tectônica Incipiente (Figura 19).

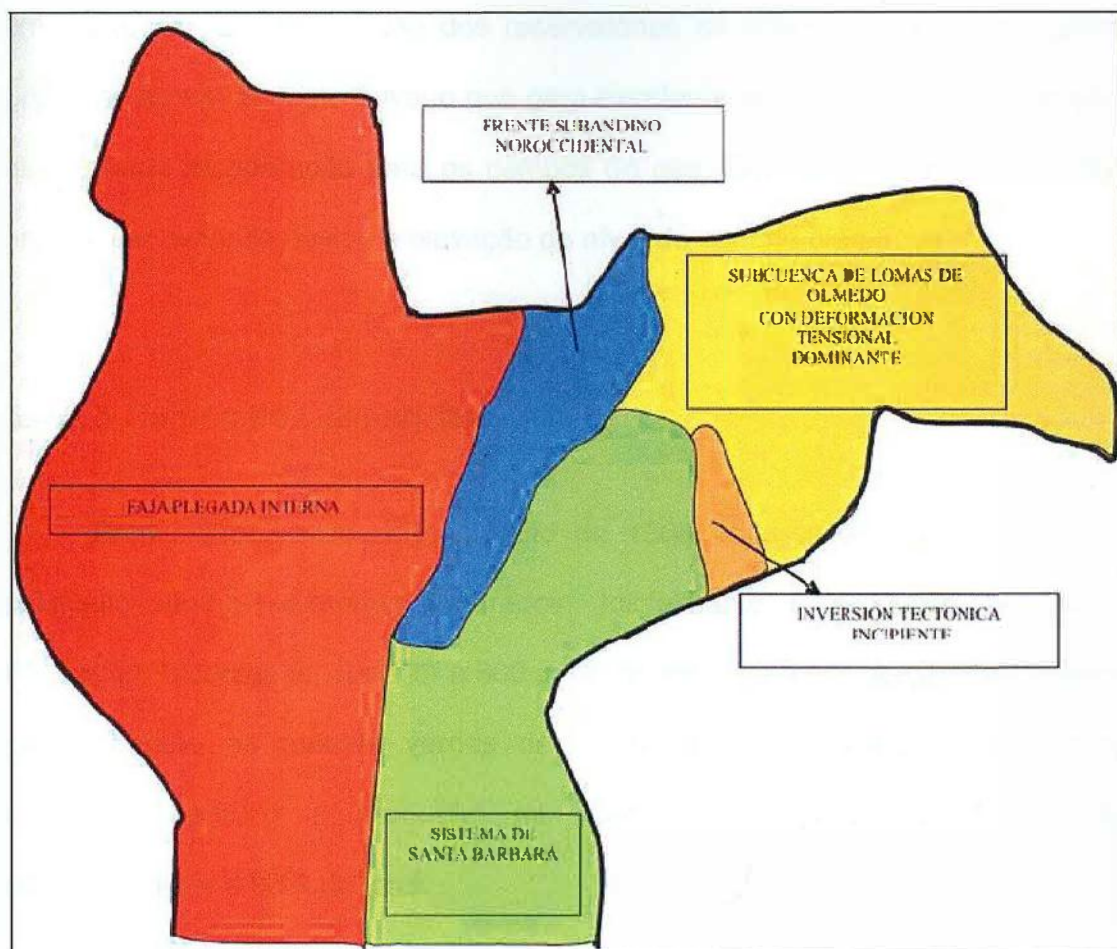


Figura 19 - Ambientes tectônicos da Bacia de Salta (Gómez Omil & Boll, 2005).

O valor médio de porosidade dos reservatórios fraturados da Formação Yacoraite é de 5,5%, contudo há uma variação que vai de 3% a 10%, sendo que, em alguns casos, boa parte da porosidade é oriunda da porosidade primária da rocha. Os níveis de reservatórios porosos primários apresentam valores de porosidade superior aos dos reservatórios fraturados; no entanto as espessuras dos níveis porosos primários é irrisória quando comparadas às dos níveis fraturados. Além disso, os valores de saturação em água e salinidade dos reservatórios porosos primários são desfavoráveis por isso as produções neste tipo de reservatório sempre foram muito boas (maiores que 6000 boe/d em Caimancito e 1000000 m³/d de gás

em Valle Morado). A pressão dos reservatórios se refere, em todos os casos, à presença de um aquífero ativo, o que gera excelente recuperação para produção de óleo e fraca recuperação para os campos de gás. Em muitos campos a produção precisa ser cessada devido à elevação do nível do contato óleo-água.

3.4.3.3 Campo de Caimancito

Este campo, descoberto no ano de 1968, trata-se do principal campo de produção em reservatórios fraturados. Inicialmente a produção provinda da Formação Yacoraite foi superior a 800 m³/d, porém com a exploração deste intervalo partiu-se para as margas verdes da Formação Maíz Gordo e na Formação Lumbrera, contudo a produção na Formação Yacoraite foi de 9,9 Mm³ correspondente a 90% do total.

Foram perfurados 53 poços que alcançaram reservatórios com 200 m de espessura em profundidade média de 3 700 m posicionados em uma estrutura anticlinal de grande dimensão formada por inversão tectônica (Disalvo *et al.*, 2005).

Um importante conjunto de falhas foi responsável pela formação da trapa (anticlinal associada à falha de empurrão) além de funcionar como rota de migração de hidrocarbonetos a partir da rocha geradora não só para os reservatórios da Formação Yacoraite como também para os intervalos superiores das formações Maíz Gordo e Lumbrera (Disalvo *et al.*, 2002a).

A porosidade média da Formação Yacoraite no campo é de 5,2% e a permeabilidade é de 50,6 mD. Uma das principais características do reservatório é a entrada de água que, apesar de diminuir a razão de produção óleo-água, contribui para manter a pressão de 484 kg/cm² em condições de temperatura de 150°C. O

óleo tem 42°API e tem um fator de volume de 2,3 o que possibilita recuperar cerca de 50% do petróleo acumulado. Segundo Disalvo *et al.* (2002a) atualmente existem sete poços produzindo um total de 69 m³/d.

3.4.3.4 Reservatórios não fraturados

Este tipo de reservatório resume-se a litotipos com porosidade e permeabilidade primárias, modificada por diagênese e compostos por rochas clásticas ou carbonáticas.

Apesar do grande número de campos produtores neste tipo de reservatório da Formação Yacoraite, o volume de hidrocarbonetos produzidos é pequeno.

3.4.3.5 Reservatórios clásticos

Os mais representativos campos produtores em reservatórios clásticos encontram-se no sudeste da Província de Salta no denominado “Flanco Sul” da sub-bacia de Lomas de Olmedo, cujo intervalo mais importante é designado Arena 6. Posicionado na base do Membro Las Avispas, constitui um arenito de distribuição irregular, geometria lenticular que alcança 15 m de espessura. Na descrição feita por Disalvo *et al.* (2002a) são apresentados dois tipos básicos de arenitos:

1) La Arena 6A: arenitos quartzosos de cor branca, granulação fina a média, com estratificação cruzada planar e laminação gradada e moderada bioturbação, cujo ambiente deposicional é interpretado como eólico. Tem características petrofísicas variáveis, oscilando de 10% a 20 % de porosidade. Os principais campos produtores neste intervalo são Puesto Guardián, El Vinalar Norte, Climaco,

Pozo Escondido, Cañada Grande, La Bolsa e Yacarecito;

2) La Arena 6B: posicionados sempre acima da La Arena 6A, é de cor amarelada, granulação fina a média, com partículas quartzosas e carbonáticas como oólitos e bioclastos cimentadas por calcário. As principais estruturas são estratificação cruzada tabular de pequeno e médio porte, marcas de ondas e importante bioturbação o que levou a interpretação de um ambiente deposicional de barras produto de ondas o qual retrabalhou e redepositou fácies originalmente eólicas (Gómez Omil & Boll, 1999). Petrofísicamente difere-se da La Arena 6A por ter porosidade inferior de 7%. Os principais campos produtores são Cañada Grande e Dos Puntitas.

Em vários setores da bacia ocorrem corpos arenosos similares a La Arena 6B, porém com espessuras inferiores a três metros, o que os torna irrelevantes para produção econômica de hidrocarbonetos.

3.4.3.6 Reservatórios carbonáticos

Com exceção de poucos poços no campo de Puesto Guardián, fácies carbonáticas da Formação Yacoraite sem fraturas não têm produzido quantidades importantes de hidrocarbonetos. Apesar de sua grande extensão areal e uniformidade dos litotipos, as propriedades petrográficas são muito variáveis evidenciando a forte atuação diagenética que modifica as propriedades originais das rochas.

Tanto a porosidade primária quanto secundária são reconhecidos tendo os melhores valores observados em rochas de textura grão suportada e os *boundstones* que apresentam até 10% a 25% de porosidade, porém a conectividade

do sistema é baixa.

3.4.3.7 Campos do Flanco Sul

O Flanco Sul da sub-bacia Lomas de Olmedo guarda grande número de campos produtores tanto em reservatórios não fraturados carbonáticos como nos reservatórios clásticos. A atividade de exploração iniciou-se com a descoberta do campo Matínez del Tineo em 1973 e na década de 80 foram descobertos 11 novos campos: Pozo Escondido, Las Avispas Este, Cañada Grande, La Estrela, Dos Puntitas, Pozo del Pato, El Divasadero Sur, El Vinalar Norte, Puesto Climaco, La Reina, La Bolsa e Yacarecito.

A quantidade de poços perfurados superou 80 de exploração e 100 de desenvolvimento, com descoberta de cerca de 3 MMm³ de hidrocarbonetos.

A possibilidade de trapas são variadas, tais como: anticlinais com fechamento para as quatro direções (campos de Dos Puntitas, Tineo, Cañada Grande); anticlinais falhados (campos de Puesto Guardián e Climaco) ou monoclinais com fechamento contra falhas normais (campo de Vinalar Norte).

O petróleo produzido tem quantidades de enxofre, parafinas, e conteúdo de CO₂ que variam de 18% em Vinalar Norte a 95% em Martinez del Tineo. Os múltiplos reservatórios contidos em cada campo sempre constituem acumulações independentes com selo em calcários impermeáveis ou partições pelíticas.

O campo mais importante foi o de Puesto Guardián que produziu mais de 1,4 MMm³ (45% do total regional). Esta acumulação teve área de 487 Ha com reservatório de 60 m de espessura no qual foram perfurados 20 poços dentre os quais cinco são produtores com média de 39 m³/d, pressão inicial do reservatório de

368 kg/cm² a uma temperatura de 142°C e o petróleo produzido tinha 36°API com fator de volume 1,314. Segundo Disalvo *et al.* (2002a) esta produção poderia aumentar com a realização de *side tracks* e perfuração de poços horizontais.

3.4.3.8 Reservatórios das formações Palmar Largo e La Tigra

As formações Palmar Largo e La Tigra representam um grupo heterogêneo de rochas vulcânicas e vulcanoclásticas posicionadas em subsuperfície no extremo leste da sub-bacia de Lomas de Olmedo, já na divisa da Argentina com o Paraguai.

Segundo Gómez Omil & Boll (1999) grande parte dos hidrocarbonetos desta região originaram-se no Terciário Superior, onde o fluxo oriundo dos pelitos e micritos da formação Yacoraite migrou lateralmente pendente a cima, através das rochas clásticas e piroclásticas, para se acumular nos centro efusivos. Tal migração lateral foi favorecida pelo fato das formações Yacoraite e Palmar Largo apresentarem grande variação vertical devido às intercalações de rochas finas. Exemplares de reservatórios em rochas vulcânicas da Formação Palmar Largo são encontrados nos campos de Palmar Largo, Cañada Rica, El Chivil, Surupí e La Tigra Grande.

As principais trapas efetivas são do tipo estrutural, como anticlinais e domos. Tais altos estruturais formaram-se pela combinação de vários fatores, entre eles os efeitos de um relevo vulcânico original, a compactação diferencial e a inversão tectônica. Alguns efeitos estratigráficos e diagéticos também foram extremamente importantes para a acumulação de hidrocarbonetos. O selo do sistema é formado por sedimentos finos e carbonatos da Formação Yacoraite.

3.4.4 Rocha selante

Aparentemente a rocha selante não é problema nos sistemas petrolíferos da Bacia de Salta. Existem dois tipos de selos com efetividade comprovada nos campos produtores. O primeiro corresponde aos intervalos carbonáticos e pelíticos internos da Formação Yacoraite, com espessuras individuais de até cinco metros com geometria tabular e extensão regional. O segundo tipo corresponde aos níveis pelíticos e evaporíticos da Formação Lomas de Olmedo, com espessura de até 150 m, como no caso dos campos de Caimancito, Cuchuma e Lumbrera, todos estes dispostos sobre calcários fraturados.

Apesar das rochas selantes, assim como os reservatórios fraturados, estarem posicionadas no ápice de estruturas antiformes, estes não apresentam fortes indícios de fraturamentos planoaxiais por se tratarem de pelitos e evaporitos com elevada plasticidade e baixa competência perante a deformação, o que leva a uma elevação de seu potencial selante.

3.4.5 Trapas

Os principais campos produtores do noroeste argentino são relacionados a trapas do tipo estrutural, em anticlinais compressivos da faixa dobrada onde ocorre o avanço da frente orogênica andina, contudo trapas estratigráficas e mistas também têm sua importância. Três modelos de trapas são reconhecidos nos campos produtores da Bacia de Salta (Kozlowski *et al.*, 2005):

1) Estruturais e Estratigráficas: nestes casos existe a combinação de lenticularização de corpos arenosos e carbonáticos da Formação Yacoraite com

influência de estruturas formadas em falhas de grabens (Figura 20). Este tipo de trapa é comumente encontrado no flanco sul da sub-bacia Lomas de Olmedo, na região do Sistema de Santa Bárbara e Inversão Tectônica Incipiente;

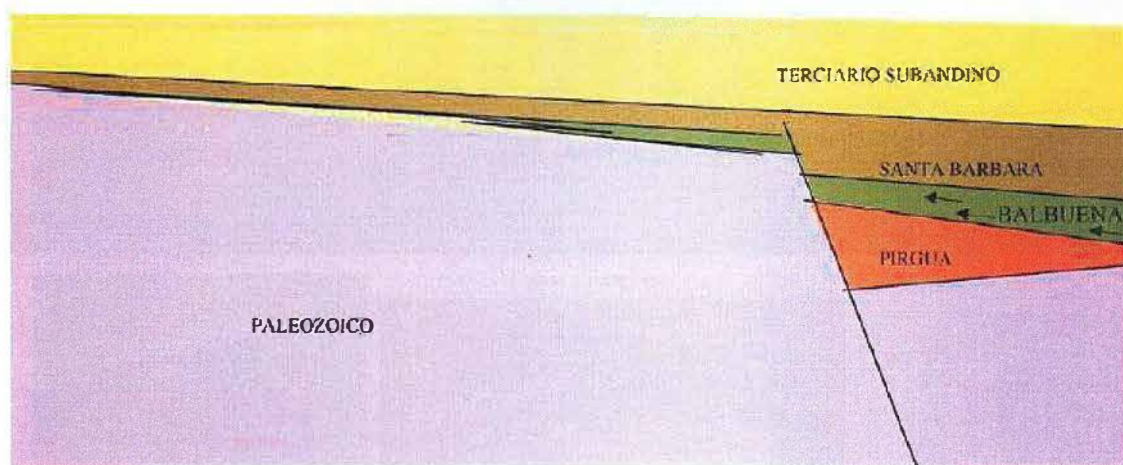


Figura 20 - Modelo de trapas combinadas – estruturais e estratigráficas. (Gómez Omil & Boll, 2005)

2) Estratigráficas em Rochas Vulcânicas: nestes casos as intrusões e efusões vulcânicas criaram relevo deposicional, proporcionando desenvolvimento de altos estratigráficos (platô vulcânico) e ao mesmo tempo contribuindo para a formação de reservatórios que posteriormente foram sobrepostos por camadas selantes (Figura 21). Mesmo estando situado no domínio estrutural de Deformação Tensional Dominante, a geometria das trapas não tem estirpe estrutural, mas sim estratigráfico. O principal campo produtor é o de Palmar Largo;

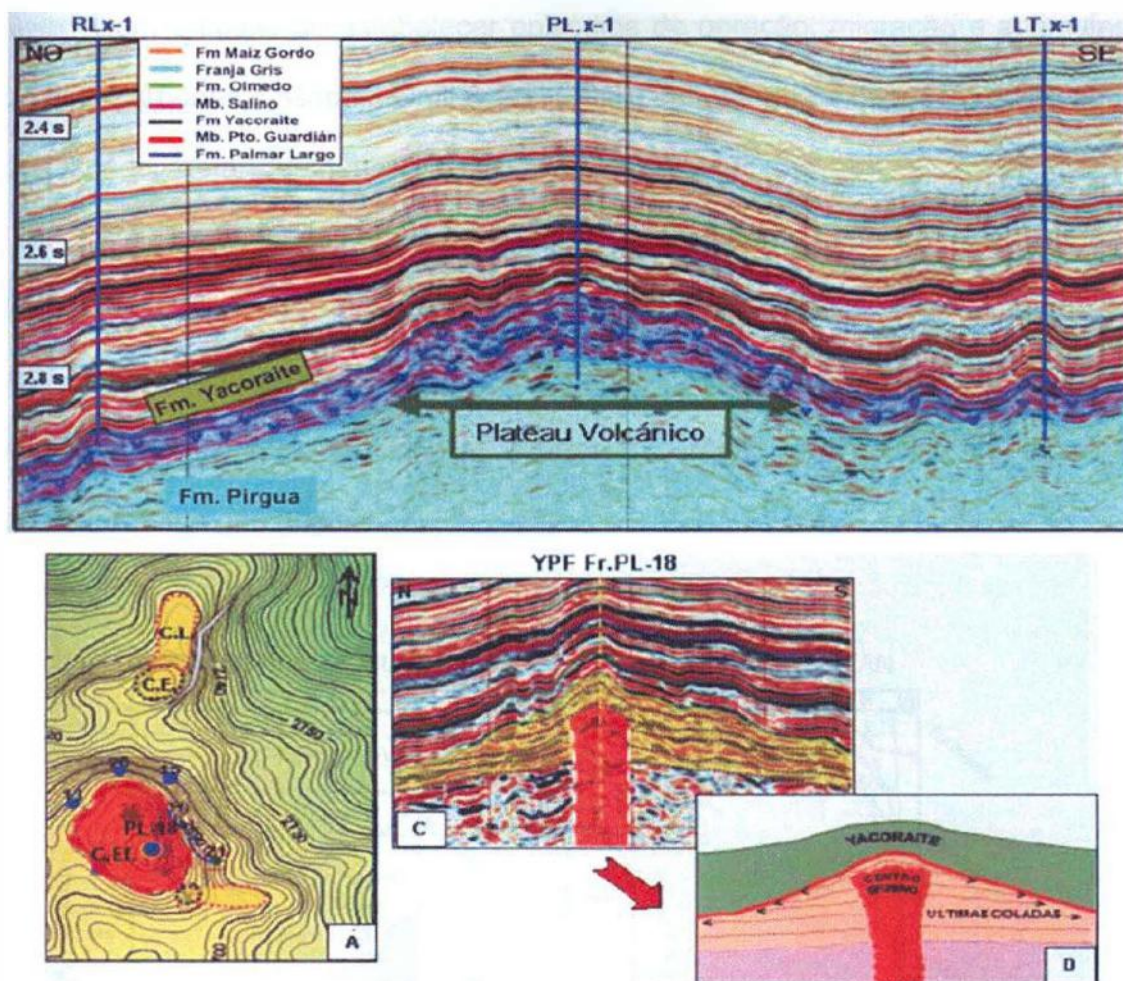


Figura 21 - Modelo de trapas estratigráficas em platôs de rochas vulcânicas (Disalvo et al., 2002b).

3) Estruturais em Dobras Compressivas: este é um dos mais importantes estilos de trapas encontrado na Bacia de Salta. Trata-se de dobras originadas durante a orogenia andina a partir do Mioceno. Este tipo é encontrado predominantemente no domínio tectônico da Frente Orogênica Norocidental, região situada na zona de avanço da frente orogênica atual.

3.4.6 Geração, migração e acumulação

Com o intuito de estabelecer episódios de geração, migração e acumulação de hidrocarbonetos, Gómez Omil & Boll (1999) estudaram os depocentros de Lomas de Olmedo, Metán-Alemania e Tres Cruces.

Na Sub-bacia de Lomas de Olmedo, na posição do depocentro, a geração se iniciou no Oligoceno Inferior (aproximadamente 30 Ma – Ciclo Andino) com subsidência de aproximadamente 3 200 m que progrediu para cerca de 5 500 m no campo de Valle Morado. Isto fez ocorrer a geração primordialmente de óleo e posteriormente gás (Figura 22).

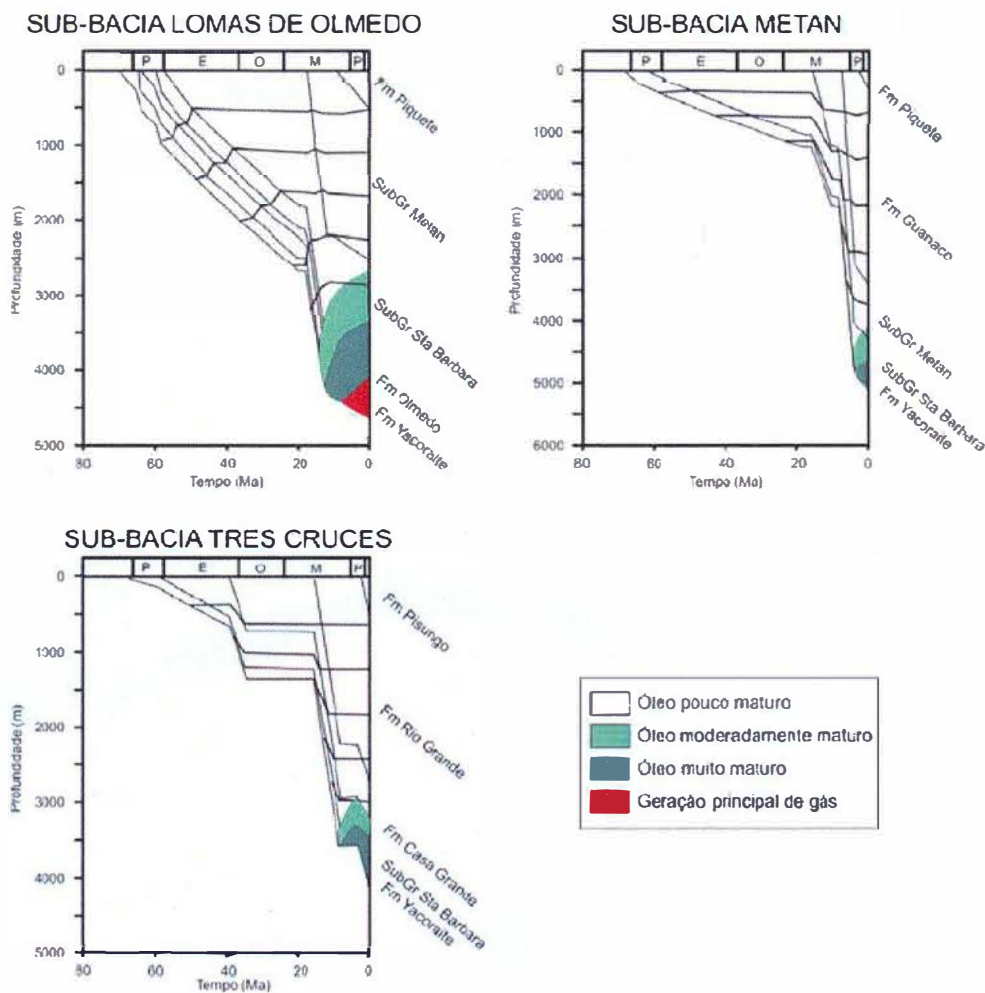


Figura 22 - Modelo de geração (curva de subsidência) de hidrocarbonetos nos principais depocentros. (Modificado de Gómez Omil & Boll, 1999)

Os campos localizados no Flanco Sul ocorrem em posição marginalmente maduras e imaturas com pouca espessura de rocha geradora (menos de 10 m). O processo de migração teve início em concomitância à geração (início do Oligoceno) sendo os pelitos ricos em matéria orgânica da Formação Yacoraite nas rochas fonte. Em reservatórios da Formação Yacoraite localizados em trapas estruturais, a rota de migração acompanhou as falhas que preteritamente representavam as falhas formadoras do rifte cretáceo (Ciclo Patagonídico) cujo qual a partir do Oligoceno (Ciclo Andino) sofreram inversão conformando falhas de empurrão. Contudo, o principal tipo de migração se deu de forma interna à Formação Yacoraite onde o petróleo migrou dos pelitos geradores para os reservatórios no ápice das estruturas através das próprias camadas porosas da unidade (Figura 23).

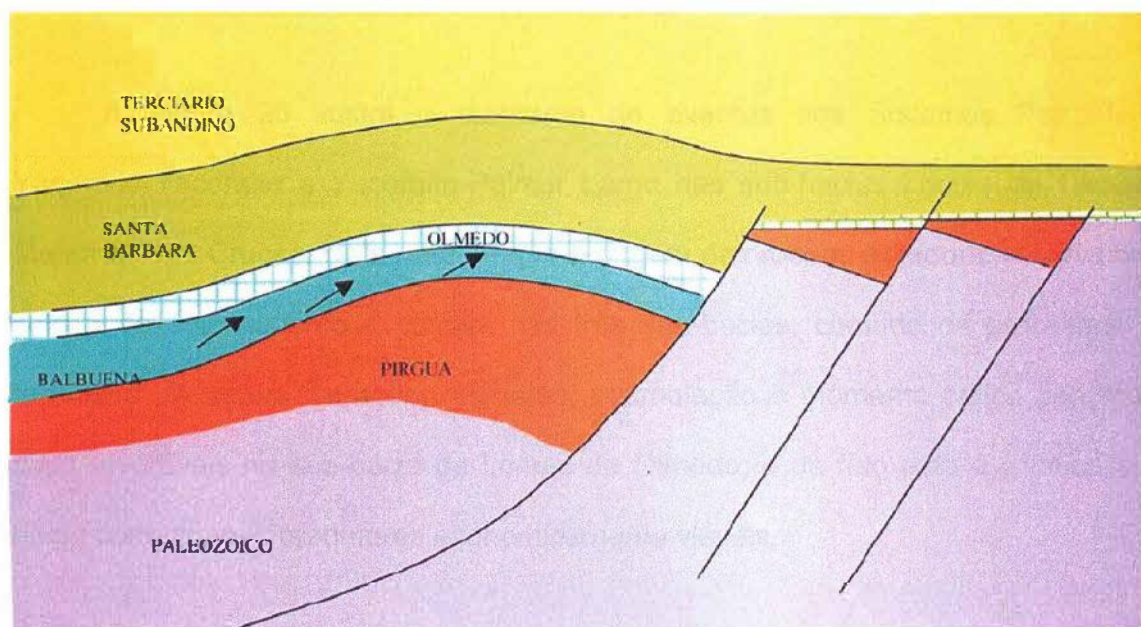


Figura 23 - Modelo de acumulação de hidrocarbonetos na Formação Yacoraite em trapas estruturais. (Gómez Omil & Boll, 2005)

Nos reservatórios de platô vulcânico a rota de migração também foi lateral, pois os pelitos da Formação Yacoraite e as vulcânicas da Formação Palmar Largo são dispostas lateralmente entre si (Figura 24).



Figura 24 - Sistema Petrolífero Yacoraite – Palmar Largo. (Modificado de Luquez & Palma, 1998)

A Figura 25 ilustra o diagrama de eventos dos Sistemas Petrolíferos Yacoraite-Yacoraite e Yacoraite-Palmar Largo nas sub-bacias Lomas de Olmedo, Metan e Tres Cruces. Nela nota-se que a origem das rochas geradora, reservatório, selo e de soterramento é comum nas três sub-bacias, contudo os processos de formação de trapas, geração, migração, acumulação e momento crítico são muito mais favoráveis na sub-bacia de Lomas de Olmedo, e de fato esta é a única sub-bacia com campos produtores economicamente viáveis.

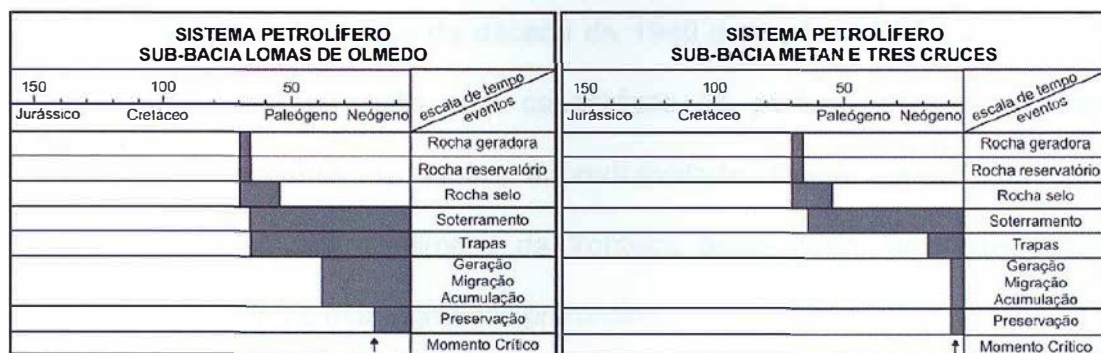


Figura 25 – Diagrama de eventos dos sistemas petrolíferos Yacoraite-Yacoraite (!) e Yacoraite-Lomas de Olmedo nos três depocentros da Bacia de Salta (Traduzido de Gómez Omil & Boll, 1999).

3.5 Histórico de produção de hidrocarbonetos

As primeiras menções sobre a descoberta de existência de hidrocarbonetos no noroeste argentino dizem respeito a padres jesuítas na região de Aguaraque, em 1787 que viram exsudações de petróleo. Entretanto, o primeiro trabalho de cunho geológico nesta região foi feito por Alcides D'Orbigny (1839 *apud* Disalvo, 2002). Estas descobertas diziam respeito apenas à Bacia de Tarija, de idade paleozóica.

A primeira descoberta com aplicação econômica ocorreu em 1926 no Campo de Bermejo, situado na Bacia de Tarija, Bolívia, através da empresa *Standard Oil Company of New Jersey*. A produção de óleo neste campo foi lucrativa por um período de aproximadamente dez anos. A partir deste momento, o aumento da demanda e a queda de produção dos poços foi tornado-os cada vez menos rentáveis economicamente, pois não se conseguia ultrapassar os 2.700 m de profundidade até esta época.

Entretanto, no começo da década de 1940 a empresa *YPF* passou a utilizar equipamentos de perfuração com capacidade de perfurar poços com maiores profundidades aumentando, assim, a produtividade. Desta forma, esta empresa contribuiu para ampliar os limites da fronteira exploratória, alcançando campos situados em intervalos estratigráficos profundos.

Exudações naturais de petróleo foram observadas na província de Jujuy (vizinha da província de Salta), na Formação Yacoraite. Estas exudações vêm sendo analisadas desde o século passado. Entretanto, a Bacia de Salta era deixada em segundo plano, comparando-se à Bacia de Tarija, (citada anteriormente) pela seguinte razão: embora a Formação Yacoraite possua anticlinais maiores e mais propícios à existência de óleo que os anticlinais da bacia de Tarija, a prospecção na Bacia de Salta era comprometida, ainda, por dificuldades operacionais em profundidades superiores a 3.000 m.

Outro exemplo de dificuldades operacionais é citado por Turic & Ferrari (1999), em que a *YPF* fez sua primeira perfuração, na década de 30, na estrutura de Rio Colorado, no Campo de Caimancito (Figura 17). A perfuração foi abandonada a 4.520 m de profundidade sem conseguir alcançar a Formação Lumbrera (Figura 17). Outras companhias também não obtiveram sucesso, tais como a *Ultramar*, em Salta, a *Colorado Co.*, em Metán e a *Astra*, em Chuchumba entre algumas outras.

Ainda assim, em 1969, a *YPF* voltou a Caimancito e conseguiu perfurar um poço em um grande anticlinal além dos 4.000 m de profundidade, conseguindo finalmente atravessar a Formação Yacoraite dando origem a produção de óleo a uma taxa de 1.000 m³/dia. Isto motivou a investigação de estruturas análogas nas províncias vizinhas de Salta e Jujuy e obteve-se êxito em sondagens nos campos de Martinez de Tineo e Puesto Guardian.

Mesmo com este êxito, na década de 70 a exploração voltou-se para a Bacia de Tarija novamente, pois foram descobertos bons volumes de gás em arenitos devonianos (Figura 17) situados em camadas mais profundas. Mais uma vez a Bacia de Salta foi posta em segundo plano.

3.5.1 Flanco sul

No final da década de 70 e toda década de 80 surgiu a necessidade de se encontrar petróleo, pois o mercado de gás já estava totalmente suprido. A atenção passou a ser voltada para a bacia cretácea e a Formação Yacoraite novamente. O Flanco Sul da Sub-bacia de Lomas de Olmedo foi explorado e se desenvolveu o campo de Martinez de Tineo (descoberto em 1973)(Figura 17). Outros prospectos foram buscados nesta bacia, já que até então ela era pouco estudada.

Como consequência foram descobertos campos como Puesto Guardian, Cañada Grande e Vinalar Norte com boas rochas reservatório, principalmente eólicas. Entretanto, para a exploração e produção, não se obteve resultados satisfatórios, pois as estruturas eram cada vez menores e mais sutis. Ainda, não se podia garantir a presença de propriedades petrofísicas das fácies reservatório.

3.5.2 Flanco leste

Em 1984 foi descoberto o campo de Palmar Largo, passando-se o foco das atenções para uma região mais a leste na Sub-bacia de Lomas de Olmedo. Como a única ferramenta de descoberta de novos campos era a interpretação estrutural baseada em sísmica, em poucos anos a produção ficou comprometida, pois os

prospectos viáveis economicamente terminaram.

3.5.3 Flanco norte

No Flanco Norte foi perfurado um poço em Balbuena, mas a acumulação de óleo não tinha potencial econômico e não chegou a ser explorada. Isto é explicado pelo fato de não ter sido obtidas boas fácies reservatório.

3.5.4 Porção central

A porção central da Sub-bacia Lomas de Olmedo teve também exploração limitada principalmente devido aos altos custos e problemas de perfuração. Assim, apenas dois campos a leste, Bermejo e Chirete em 1971, e dois a oeste, La Bolsa e Yacarecito em 1989 e 1991 respectivamente, foram explorados. Os poços nestes campos foram perfurados pelas empresas *YPF* e *Pluspetrol S.A.* e foram alcançados arenitos da Formação Yacoraite nos quatro campos citados. Porém, estes arenitos não eram economicamente viáveis a longo prazo.

3.5.5 Sub-bacia de Metán-Alemanía

A Sub-bacia de Metán-Alemanía também foi explorada. Após aquisição sísmica na região e alguns trabalhos de exploração, alguns poços foram perfurados pela empresa *Pluspetrol*: Cuchuma, Lumbrera, Metán, Yatasto, Coronel Moldes, El Arenal e La Troja. Apenas indícios de óleo foram encontrados.

3.5.6 Puna

Trabalhos detalhados de superfície e sub-superfície mostraram a presença de estruturas e geração de hidrocarbonetos na região de Puna. A *YPF* e a *Texaco* fizeram algumas perfurações de poços nesta região, porém nenhuma com sucesso.

A partir de 1989 houve um aumento na demanda de gás no noroeste argentino, devido a novas leis que regem a indústria que passaram e entraram em vigor naquela época. Uma maior ênfase era dada ao gás devoniano profundo. Desta forma, novos campos foram descobertos, tais como o Campo de Valle Morado, formado por um anticlinal (análogo ao do Campo de Caimancito, já citado) localizado a uma profundidade de 6.000 m. A esta profundidade, e nas condições geológicas adequadas deste campo, houve produção de gás. Entretanto, seis meses após boa produção, este campo passou a produzir muita água reduzindo seu potencial econômico.

Embora a produção neste campo tenha decaído, sua descoberta, nesta profundidade, foi resultado de uma série de desenvolvimentos tecnológicos tais como:

- Perfuração horizontal;
- Utilização de poços desviados;
- Diminuição do custo de perfuração;
- Avanços no imageamento dos reservatórios, permitindo visualizar melhor zonas porosas e permeáveis em reservatórios fraturados;
- Modelos de deformação e análise tectônica, que permitem determinar zonas

fraturadas e as orientações de estruturas;

- Sísmica 3D, facilitando a exploração e produção com redução de custos.

No que diz respeito aos *plays* petrolíferos, Disalvo (2002) menciona a formação Yacoraite como ainda importante, embora clássica. Ele menciona, ainda, a Formação Lecho como possibilidade para um novo *play* de exploração futura.

Em suma, a Bacia de Salta não parece apresentar boas perspectivas exploratórias de hidrocarbonetos a longo prazo. Pelo que foi visto, a produção de hidrocarbonetos tenderá a declinar na proporção em que os campos de gás forem gradualmente se exaurindo, implicando em aumento nos custos operacionais nos poços situados nestes campos. Um fato que poderia atenuar esta tendência seria o surgimento de novos campos como os de El Limón e Alto de Yariguarenda, juntamente com aumento de campos senis.

4 O MÉTODO MAGNETOTELÚRICO (MT)

4.1 Noções de cálculo vetorial

Sabe-se da teoria da eletrodinâmica, um ramo da física, que os fenômenos eletromagnéticos podem ser descritos tanto por leis matemáticas em forma integral como por suas respectivas formas diferenciais. Para tanto, usam-se conceitos de análise vetorial, baseados em operadores matemáticos conhecidos como *divergente* e *rotacional*, denotados respectivamente por *div* e *rot*. Como exemplo, consideremos uma função vetorial tridimensional \vec{A} qualquer (definindo uma grandeza física de natureza vetorial, como um campo elétrico ou magnético) em termos de coordenadas espaciais x , y e z :

$$\vec{A}(x, y, z) = (A_x(x, y, z), A_y(x, y, z), A_z(x, y, z)) \quad (1)$$

em que $A_x(x, y, z)$, $A_y(x, y, z)$ e $A_z(x, y, z)$ são as funções escalares componentes do vetor \vec{A} , também funções de x , y e z . Outra convenção bastante utilizada é a seguinte:

$$\vec{A}(x, y, z) = A_x(x, y, z)\hat{x} + A_y(x, y, z)\hat{y} + A_z(x, y, z)\hat{z} \quad (2)$$

onde os *versores* (vetores unitários) \hat{x} , \hat{y} e \hat{z} definem uma *base triortogonal* formadora do sistema de coordenadas tridimensional, i.e., definam as três direções do espaço tridimensional.

Define-se então o *divergente* de \vec{A} da seguinte forma:

$$\operatorname{div}\vec{A} = \frac{\partial A_x}{\partial x} + \frac{\partial A_y}{\partial y} + \frac{\partial A_z}{\partial z} \quad (3)$$

que é uma *função escalar* definida pela soma das derivadas parciais das componentes do vetor original.

O *rotacional* de \vec{A} é definido da seguinte forma:

$$\operatorname{rot}\vec{A} = \left(\frac{\partial A_z}{\partial y} - \frac{\partial A_y}{\partial z}, \frac{\partial A_x}{\partial z} - \frac{\partial A_z}{\partial x}, \frac{\partial A_y}{\partial x} - \frac{\partial A_x}{\partial y} \right) \quad (4)$$

ou

$$\operatorname{rot}\vec{A} = \left(\frac{\partial A_z}{\partial y} - \frac{\partial A_y}{\partial z} \right) \hat{x} + \left(\frac{\partial A_x}{\partial z} - \frac{\partial A_z}{\partial x} \right) \hat{y} + \left(\frac{\partial A_y}{\partial x} - \frac{\partial A_x}{\partial y} \right) \hat{z} \quad (5)$$

que é uma *função vetorial* cujas componentes são definidas em termos de diferenças entre derivadas parciais das componentes do vetor original.

Outro operador bastante usado em cálculo vetorial é o *gradiente* de uma função escalar qualquer $F(x,y,z)$, definido por

$$\operatorname{grad}F = \left(\frac{\partial F}{\partial x}, \frac{\partial F}{\partial y}, \frac{\partial F}{\partial z} \right) \quad (6)$$

ou

$$\operatorname{grad}F = \frac{\partial F}{\partial x} \hat{x} + \frac{\partial F}{\partial y} \hat{y} + \frac{\partial F}{\partial z} \hat{z} \quad (7)$$

Em resumo, o operador *div* transforma um vetor em um escalar, o operador *rot* transforma um vetor em outro vetor, e o operador *grad* transforma um escalar em um vetor. Existem muitas propriedades matemáticas interessantes envolvendo combinações entre estes operadores¹ e algumas delas serão usadas ao longo deste trabalho.

¹ Por exemplo, pode-se demonstrar que $\operatorname{div}(\operatorname{rot}\vec{A}) = 0$ e que $\operatorname{rot}(\operatorname{grad}F) = \vec{0}$ (vetor nulo).

Os três operadores podem ser escritos em termos de outro operador mais abrangente, o operador *nabla* (conhecido também como *del*), que é definido da seguinte forma:

$$\nabla \equiv \left(\frac{\partial}{\partial x}, \frac{\partial}{\partial y}, \frac{\partial}{\partial z} \right) \quad (8)$$

ou

$$\nabla \equiv \frac{\partial}{\partial x} \hat{x} + \frac{\partial}{\partial y} \hat{y} + \frac{\partial}{\partial z} \hat{z} \quad (9)$$

Podemos imaginar ∇ como sendo uma espécie de vetor (em um sentido algébrico). Desta forma, $\text{div}\vec{A}$ pode ser escrito meramente como um *produto escalar* entre os vetores ∇ e \vec{A} :

$$\nabla \cdot \vec{A} = \left(\frac{\partial}{\partial x}, \frac{\partial}{\partial y}, \frac{\partial}{\partial z} \right) \cdot (A_x, A_y, A_z) = \frac{\partial}{\partial x} A_x + \frac{\partial}{\partial y} A_y + \frac{\partial}{\partial z} A_z = \frac{\partial A_x}{\partial x} + \frac{\partial A_y}{\partial y} + \frac{\partial A_z}{\partial z}. \quad (10)$$

Logo,

$$\nabla \cdot \vec{A} = \text{div}\vec{A} \quad (11)$$

O $\text{rot}\vec{A}$ por sua vez pode ser escrito por um *produto vetorial* entre ∇ e \vec{A} :

$$\nabla \times \vec{A} = \begin{vmatrix} \hat{x} & \hat{y} & \hat{z} \\ \frac{\partial}{\partial x} & \frac{\partial}{\partial y} & \frac{\partial}{\partial z} \\ A_x & A_y & A_z \end{vmatrix} = \left(\frac{\partial}{\partial y} A_z - \frac{\partial}{\partial z} A_y \right) \hat{x} + \left(\frac{\partial}{\partial z} A_x - \frac{\partial}{\partial x} A_z \right) \hat{y} + \left(\frac{\partial}{\partial x} A_y - \frac{\partial}{\partial y} A_x \right) \hat{z} = \left(\frac{\partial A_z}{\partial y} - \frac{\partial A_y}{\partial z} \right) \hat{x} + \left(\frac{\partial A_x}{\partial z} - \frac{\partial A_z}{\partial x} \right) \hat{y} + \left(\frac{\partial A_y}{\partial x} - \frac{\partial A_x}{\partial y} \right) \hat{z} \quad (12)$$

Logo,

$$\nabla \times \vec{A} = \text{rot}\vec{A}. \quad (13)$$

O $\text{grad}F$ é determinado a partir de um produto simples entre o escalar F e o vetor ∇ :

$$\nabla F = \left(\frac{\partial}{\partial x}, \frac{\partial}{\partial y}, \frac{\partial}{\partial z} \right) F = \left(\frac{\partial F}{\partial x}, \frac{\partial F}{\partial y}, \frac{\partial F}{\partial z} \right). \quad (14)$$

Logo,

$$\nabla F = \text{grad}F. \quad (15)$$

Partindo da argumentação anterior, é definido o *operador Laplaciano*, no qual se aplica duas vezes o operador ∇ à função escalar F através de um produto simples seguido de um produto escalar:

$$\begin{aligned} \nabla \cdot (\nabla F) &= \text{div}(\text{grad}F) = \left(\frac{\partial}{\partial x}, \frac{\partial}{\partial y}, \frac{\partial}{\partial z} \right) \cdot \left(\frac{\partial F}{\partial x}, \frac{\partial F}{\partial y}, \frac{\partial F}{\partial z} \right) = \frac{\partial}{\partial x} \frac{\partial F}{\partial x} + \frac{\partial}{\partial y} \frac{\partial F}{\partial y} + \frac{\partial}{\partial z} \frac{\partial F}{\partial z} = \\ &= \frac{\partial^2 F}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 F}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 F}{\partial z^2} \end{aligned} \quad (16)$$

Podemos também definir o Laplaciano da seguinte forma:

$$(\nabla \cdot \nabla)F = \left(\frac{\partial}{\partial x} \frac{\partial}{\partial x} + \frac{\partial}{\partial y} \frac{\partial}{\partial y} + \frac{\partial}{\partial z} \frac{\partial}{\partial z} \right) F = \frac{\partial^2 F}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 F}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 F}{\partial z^2} \quad (17)$$

Logo, é indiferente a ordem dos produtos, pois o resultado é o mesmo. Define-se o produto escalar entre dois operadores de duas maneiras: $\nabla \cdot \nabla \equiv \nabla^2$ ou $\nabla \cdot \nabla \equiv \Delta$.

Desta forma, temos a definição usual:

$$\nabla^2 \equiv \Delta = \frac{\partial^2}{\partial x^2} + \frac{\partial^2}{\partial y^2} + \frac{\partial^2}{\partial z^2}. \quad (18)$$

Equações importantes na ciência são dadas em termos do operador *Laplaciano* tais como a equação de Poisson (tendo como caso particular a equação de Laplace), a equação de onda e a equação de difusão. Esta última será usada logo adiante.

4.2 As equações de Maxwell

Atualmente a ciência moderna reconhece quatro tipos de interações fundamentais na natureza: a nuclear forte, a eletromagnética, a nuclear fraca e a gravitacional. Entre estas, o desenvolvimento das teorias sobre o eletromagnetismo, e suas aplicações tecnológicas, revolucionaram o mundo moderno. Atualmente é difícil imaginar um mundo sem o eletromagnetismo. A seguir estão sumarizadas algumas descobertas feitas em eletricidade e magnetismo ao longo da história (não necessariamente em ordem cronológica):

- 1) Lei de Coulomb: a força entre duas cargas elétricas pontuais é proporcional ao produto das cargas e inversamente proporcional ao quadrado da distância entre elas².
- 2) Lei de Gauss: Esta lei, expressa em termos de uma integral, diz que é possível detectar a existência de uma carga no interior de uma superfície fechada através do fluxo do campo elétrico através desta superfície. É uma outra forma de escrevermos a lei de Coulomb, em que é empregado o conceito de campo elétrico e de linhas de campo. A forma diferencial desta lei é dada pela equação de Poisson para o campo elétrico e constitui uma das equações de Maxwell.
- 3) Equação de continuidade: expressa o princípio de conservação da carga em uma corrente elétrica. A soma algébrica das cargas de um sistema isolado nunca se altera. Em outras palavras, cargas não são criadas nem destruídas³. Esta equação tem uma grande relevância na formulação de Maxwell do eletromagnetismo.

² Convém notar que esta lei possui uma forma matemática semelhante à teoria geral da gravitação de Newton.

³ Embora a criação e aniquilação de cargas ocorram em física de altas energias, o princípio de conservação ainda

- 4) Força de Lorentz: é a equação que governa o movimento de uma carga quando submetida a um campo elétrico e magnético, ambos uniformes.
- 5) Ausência de monopolos magnéticos: ao contrário das cargas elétricas, não existe fonte nem sorvedouro de linhas de campo: ou elas são fechadas ou iniciam e terminam no infinito (“fechadas” no infinito). Esta propriedade é traduzida por uma das equações de Maxwell.
- 6) Lei de Ampère: traduz a origem do campo magnético. Temos uma equação na forma integral que relaciona o campo magnético a correntes estacionárias⁴ que deram origem a ele. Sua forma diferencial constitui uma parte de uma das equações de Maxwell.
- 7) Lei de Biot e Savart: assim como a lei de Ampère, que relaciona corrente estacionária com o campo magnético gerado por ela, é uma equação em forma integral, que fornece explicitamente o valor do campo magnético em termos de correntes estacionárias (a equação que define a Lei de Ampère fornece o campo implicitamente em termos da corrente)
- 8) Lei de indução de Faraday: a variação relativa entre o campo magnético e um circuito fechado qualquer (uma espira de fio de cobre por exemplo) produz neste um campo elétrico (uma *força eletromotriz*) que origina uma corrente elétrica no circuito. Se consideremos o circuito móvel em um campo magnético fixo, é possível deduzir a lei de Faraday, na forma integral, a partir da equação que define a força de Lorentz. Se considerarmos o circuito fixo imerso em um campo magnético variável, obtemos a forma diferencial da lei de Faraday, que constitui uma das equações de Maxwell. Neste caso, devido

é obedecido.

⁴ A existência de corrente elétrica pressupõe o movimento de cargas. O termo “estacionária” refere-se ao regime de escoamento de cargas (que é de densidade constante) e não ao estado de movimento das partículas.

à forma diferencial da equação, nota-se que a geração do campo elétrico não está mais atrelada à existência material de um circuito condutor fechado. Em resumo, concluímos que um campo magnético variável com o tempo produz um campo elétrico (também variável com o tempo). Os dinamos e geradores de hidroelétricas são baseados nesta lei.

- 9) Lei de Lenz: esta lei é uma consequência da lei de Faraday e nos diz que o sentido da corrente induzida no circuito é determinado de tal forma que tende a se opor à variação do fluxo através dele. Portanto, se tentarmos empurrar uma bobina contra um ímã, por exemplo, sentiremos uma força repulsiva entre eles, semelhante a uma força de atrito.

Cada uma das leis e propriedades sumarizadas anteriormente tem uma representação matemática precisa. Como já mencionado, algumas equações que descrevem os fenômenos eletromagnéticos podem ser dadas na forma integral ou diferencial. Este é o caso dos itens 2), 5), 6) e 8). James Clerk Maxwell⁵, inspirado nos trabalhos de Faraday (que eram desprovidos de uma notação matemática tal como a conhecemos hoje) e na mecânica dos fluidos⁶, formalizou matematicamente os resultados obtidos no eletromagnetismo em termos dos operadores *div* e *rot*. Maxwell percebeu que havia uma inconsistência na lei de Ampère que violava a equação de continuidade (item 3 acima). Assim, ele corrigiu a lei de Ampère, agregando um termo a mais na equação. Em 1864 ele publica seus resultados no trabalho “Uma Teoria Dinâmica do Campo Eletromagnético”, de onde vem as

⁵ James Clerk Maxwell nasceu na Escócia em 1831. Estudou na Universidade de Cambridge, onde adquiriu uma sólida formação matemática.

⁶ O conceito de *fluxo*, a equação de continuidade e o formalismo matemático são comuns à mecânica dos fluidos e ao eletromagnetismo, embora este último não seja uma teoria mecânica.

equações de Maxwell⁷ (obviamente, o nome foi dado posteriormente em sua homenagem):

$$\nabla \cdot \vec{D} = \rho_c \quad (19)$$

$$\nabla \cdot \vec{B} = 0 \quad (20)$$

$$\nabla \times \vec{E} = -\frac{\partial \vec{B}}{\partial t} \quad (21)$$

$$\nabla \times \vec{H} = \vec{J} + \frac{\partial \vec{D}}{\partial t} \quad (22)$$

A eq. (19) é a lei de Gauss (lei de Coulomb); (20) caracteriza a ausência de monopolos magnéticos; (21) é a lei de Faraday; (22) é a lei de Ampère, modificada por Maxwell. \vec{E} e \vec{B} são, respectivamente, a intensidade do campo elétrico e a indução magnética (note que são grandezas vetoriais). \vec{D} é o vetor deslocamento elétrico e \vec{H} é a intensidade do campo magnético. Estes dois últimos vetores devem-se à influência do meio material: o deslocamento elétrico surge em dielétricos devido à polarização de cargas e a intensidade do campo magnético surge devido à polarização magnética em um material magnético (ímã, por exemplo). \vec{J} é o vetor densidade de corrente e ρ_c é a densidade de cargas elétricas. As unidades de medida⁸, no S.I., são as seguintes:

[E] = V/m (volt por metro);

[B] = T (tesla)

[D] = C/m² (coulomb por metro quadrado)

[H] = A/m (ampère por metro)

[J] = A/m² (ampère por metro quadrado)

⁷ Em sua formulação original, Maxwell postulou suas equações em uma forma matemática um pouco diferente, que posteriormente foram reescritas nas formas tais como as conhecemos hoje.

⁸ Dada uma grandeza física G, sua unidade de medida costuma ser representada entre colchetes: [G] = unidade.

$[\rho_c] = \text{C/m}^3$ (coulomb por metro cúbico)

Cada meio material define um conjunto de valores para \vec{D} , \vec{H} e \vec{J} quando submetidos aos campos externos \vec{E} e \vec{B} , ou seja, cada meio terá uma resposta diferente. Se conseguirmos uma relação entre os campos externos e os campos definidos pelo meio, temos o que se conhece por *relações constitutivas* do meio. Podemos pensar em um tipo bem simples de meio, no qual suas propriedades elétricas e magnéticas não dependem da intensidade e variação temporal dos campos externos. Estes meios costumam ser chamados de homogêneos e isotrópicos⁹. Desta forma, temos relações constitutivas lineares:

$$\vec{D} = \epsilon \vec{E} \quad (23)$$

$$\vec{H} = \frac{1}{\mu} \vec{B} \quad (24)$$

$$\vec{J} = \sigma \vec{E} \quad (25)$$

onde

ϵ – permissividade elétrica do meio

μ – permeabilidade magnética do meio

σ – condutividade elétrica do meio¹⁰

Dizemos também que o meio é linear por causa destes tipos de relações constitutivas. Suas unidades de medida, no S.I., são as seguintes:

$[\epsilon] = \text{F/m}$ (farad por metro)

$[\mu] = \text{H/m}$ (henry por metro)

$[\sigma] = \text{S/m}$ (siemens por metro)

No vácuo, a permissividade e a permeabilidade são, respectivamente, $\epsilon_0 =$

⁹ Homogêneo, pois as propriedades escalares são as mesmas em qualquer ponto do meio. Isotrópico, pois as características vetoriais são as mesmas em qualquer sentido considerado.

¹⁰ O inverso da condutividade (σ) é a resistividade (denotada por ρ) cuja unidade é o ohm-metro (Ωm).

$8,854 \times 10^{-12}$ F/m e $\mu_0 = 4\pi \times 10^{-7}$ H/m. A eq. (25) é a *lei de Ohm*. As constantes ϵ , μ e σ caracterizam então as propriedades eletromagnéticas do meio, sendo ele material ou vácuo. Para os campos usados na geofísica, as relações de linearidade valem com boa aproximação. Entretanto, existem meios mais complexos (não lineares) em que as relações constitutivas (23)-(25) assumem formas tensoriais (entes matemáticos semelhantes a matrizes) podendo até variar no tempo e espaço (caracterizando assim uma não-homogeneidade).

Uma atenção especial deve ser dada à equação de Maxwell (22), que é a lei de Ampère modificada. A lei original era dada pela expressão $\nabla \times \vec{H} = \vec{J}$ e Maxwell agregou o termo $\frac{\partial \vec{D}}{\partial t}$, que é a variação no tempo de um campo elétrico. Podemos perceber portanto, através da eq. (22), que uma variação no campo elétrico é capaz de gerar um campo magnético. Este foi um novo efeito físico predito por Maxwell, e pode ser considerado o recíproco da lei de Faraday, em que (como vimos no item 8) o campo elétrico pode ser gerado através da variação temporal de um campo magnético. O fato deste novo efeito não ser detectado experimentalmente até aquela época deve-se ao fato de não se ter aparelhos tão sensíveis até então para se detectar o campo magnético (gerado pela variação do campo elétrico). Este campo magnético é de intensidade muito pequena (em várias ordens de grandeza) para um aparato experimental comum à época (com frequência de oscilação do campo elétrico da ordem de 60 Hz, por exemplo).

Combinando-se as quatro equações de Maxwell, (19)-(22), de forma adequada, pode-se mostrar que os campos \vec{E} e \vec{B} satisfazem a uma equação diferencial de onda, ou seja, eles se propagam no espaço com velocidade exatamente igual à velocidade da luz. Esta velocidade surge naturalmente na

equação de onda e é dada apenas em função de ϵ_0 e μ_0 : $c = (\epsilon_0\mu_0)^{-1/2}$. Em outras palavras, a variação de um campo magnético produz um campo elétrico variável (lei de Faraday) que também produz um campo magnético que varia no tempo e assim por diante, em um processo auto-sustentado e propagante. Esta foi uma grande contribuição para a ciência, pois unificou três campos da física que caminhavam paralelos por muito tempo: a eletricidade, o magnetismo e a óptica. Ele conseguiu, portanto, inferir a existência de ondas eletromagnéticas, comprovada experimentalmente depois por Heinrich Hertz em 1887 e 1888, e concluiu que a luz também era uma destas ondas. Mais ainda: os campos elétrico e magnético propagam-se de forma interdependentes e mutuamente perpendiculares entre si e em relação ao sentido de propagação. Assim, não existe onda elétrica ou onda magnética e sim uma onda eletromagnética, embora os efeitos magnéticos produzidos sejam várias ordens de grandeza menores que os elétricos¹¹.

4.3 O método MT

No método magnetotelúrico (MT), os campos eletromagnéticos naturais (não gerados artificialmente) são utilizado para investigar a condutividade elétrica da sub-superfície da Terra. Fontes naturais de campos eletromagnéticos com frequência acima de 1 Hz são devidas a tempestades com raios que ocorrem a todo instante pelo mundo e que se propagam a grandes distâncias. A interação da magnetosfera terrestre e a atividade solar respondem pelos sinais com frequências abaixo de 1 Hz. De qualquer forma, os campos eletromagnéticos que chegam à superfície da Terra

¹¹ Demonstra-se que, em módulo, $B = E/c$, ou seja, B é $\sim 3 \times 10^8$ vezes menor que E no vácuo.

podem ser considerados, com muito boa aproximação, como ondas planas. A maior parte da energia é refletida na superfície e uma pequena parcela é propagada verticalmente para baixo na sub-superfície. Os campos elétricos (\vec{E} e \vec{D}) e magnéticos (\vec{B} e \vec{H}) medidos na superfície dependem da distribuição espacial da condutividade elétrica σ em sub-superfície. De posse destes dados medidos em campo, utilizam-se modelos matemáticos para estimar a distribuição dos valores de σ .

Equipamentos comumente utilizados para a aquisição dos dados são magnetômetros, usados para medir as componentes magnéticas dos campos, e pares de eletrodos, usados para medir as componentes elétricas¹². Também são utilizados como equipamentos auxiliares amplificadores de sinal, filtros de frequências e sistemas de aquisição e processamento digitais adequados, permitindo que os sinais sejam capturados e processados. O processamento dos sinais é feito no domínio da frequência, pois as análises numéricas e matemáticas são mais simples neste domínio (ao contrário do que ocorre no domínio do tempo). Assim, os dados devem ser inicialmente submetidos a uma transformada de Fourier. A partir disso, as impedâncias na superfície da Terra podem ser calculadas em função da frequência, da posição na superfície e da direção dos campos incidentes. Processamentos podem ser feitos também em tempo real, durante a aquisição dos dados.

As impedâncias computadas são em seguida interpretadas em termos da condutividade elétrica σ , que será função da posição geográfica e da profundidade. Para isto são utilizados modelos numéricos do tipo 1D, 2D e 3D (uni, bi e

¹² As componentes elétricas são também conhecidas como *telúricas*. A medida simultânea de campos magnéticos e elétricos, constituem o que se conhece como método magnetotelúrico. Se não for medido o campo magnético, temos o método telúrico. Ver artigo de HERMANCE (1975) para mais detalhes.

tridimensionais, respectivamente). A complexidade dos modelos é menor para o tipo 1D e maior para o tipo 3D. As interpretações dos dados obtidos na modelagem nunca são totalmente confiáveis, pois as informações adquiridas em campo nunca são completas e os modelos nunca são tão complexos a ponto de simular uma distribuição real de condutividades na Terra. O ideal, portanto, é combinar métodos de aquisição distintos, tais como o método sísmico, outros métodos elétricos, gravimétrico, dados de perfilagem, etc, a fim de se obter a melhor interpretação possível.

Uma desvantagem do método MT reside no fato de se ter dificuldade de aquisição em áreas com muito ruído elétrico (zona urbana, por exemplo) ou onde a superfície da Terra é muito irregular. A grande vantagem do método reside na sua capacidade de exploração desde profundidades bem rasas até enormes profundidades sem a necessidade de suprimento artificial de energia. Além disso, o método MT não tem impacto ambiental.

O método MT é usado para encontrar águas subterrâneas e jazidas de metal e outros minerais em profundidades que vão desde 50 metros até vários quilômetros. Entretanto, a maior aplicação do método é em bacias sedimentares e na exploração de petróleo, principalmente em áreas onde a sísmica é ineficiente ou cara, tais como regiões muito irregulares, mapeamentos sob vulcões ou sob diápiros de sal (VOZOFF, 1991).

4.4 Origem dos campos magnetotelúricos

O Sol está em constante atividade nuclear e emite em todas as direções e a todo instante plasma, que é uma mistura de partículas, em maior parte contendo

hidrogênio ionizado (prótons) e elétrons. Este plasma, que atinge também a Terra, é conhecido como *vento solar*.

A magnetosfera, região em torno da Terra na qual o campo magnético principal é capturado pelo vento solar (Figura 26) inclui a ionosfera e a atmosfera e contém vários gases misturados. Esta mistura gasosa é composta em sua maior parte por nitrogênio (78%), seguida de oxigênio (21%). A maioria do 1% remanescente consiste de argônio (SCHLUMBERGER). A densidade destes gases diminui com a altitude. Além disso, os gases são a todo instante ionizados pela radiação ultravioleta e outras radiações solares. Existe uma certa faixa de altitude na qual temos condições favoráveis de densidade e pressão tal que há uma grande formação de íons livres na atmosfera. Esta condição ocorre por volta de 250 Km de altitude, sendo esta faixa de altitude classificada de ionosfera. Tal como descrito pela força de Lorentz, um íon (partícula carregada), ao se movimentar no campo magnético terrestre sofre uma força que é perpendicular ao plano formado entre a direção de propagação (a velocidade da partícula) e o próprio campo magnético. Como consequência, teríamos movimentos circulares ou helicoidais em torno das linhas de campo se não houvesse um campo elétrico adicional. Com a presença de um campo elétrico, os íons, portanto, não seguirão a direção exata do campo elétrico, devido à presença de uma força magnética que os desviam para outros sentidos. Com isso, pode-se ver que a dinâmica das partículas não é tão simples assim. O estudo destas características faz parte de um ramo da física conhecido como magnetoidrodinâmica. Este ramo estuda especificamente o comportamento de fluidos condutores na presença de um campo magnético. Em meios como este ocorrem *ondas de plasma*, que viajam a velocidades relativamente baixas e que produzem ressonância ao longo nas linhas de campo na magnetosfera. Estas ondas

produzem sinais com frequência dentro da faixa que nos interessa em uma aquisição pelo método magnetotelúrico (ROSTOKER, 1979, *apud* VOZOFF, 1991, p.643). Uma introdução teórica sobre magnetoidrodinâmica pode ser encontrada em JACKSON (1999). Esta é uma ótima referência para o estudo de eletrodinâmica clássica.

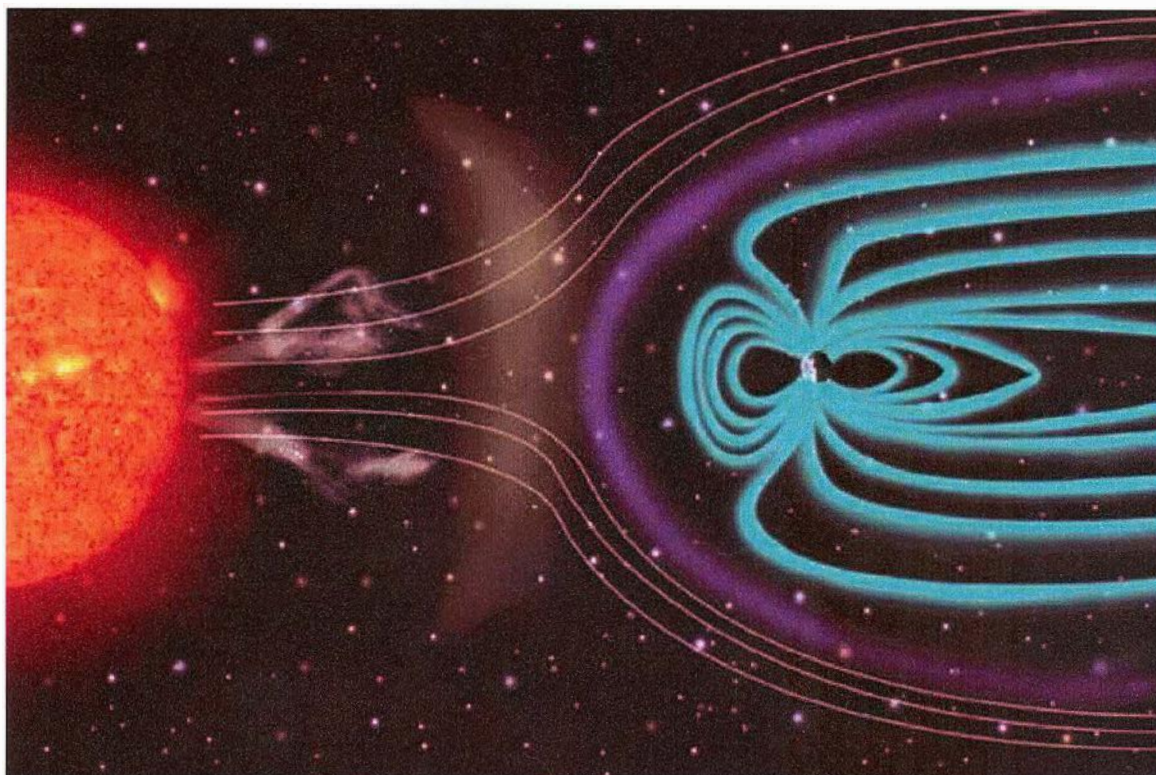


Figura 26 - Magnetosfera terrestre interagindo com a do Sol, representada pictoricamente (fonte: <http://centra.ist.utl.pt/research/sei/images/fig2-4.jpg>).

Além da complicada dinâmica dos íons na magnetosfera, o vento solar contendo íons com energia cinética elevada e um campo magnético menor (nas imediações da Terra) que o terrestre, está constantemente colidindo e interagindo com a magnetosfera terrestre, englobando esta última e formando uma zona de impacto, que é uma espécie de escudo que separa a magnetosfera terrestre do meio externo a ela. Forma-se nesta região uma onda de choque permanente e a interação entre os campos terrestre e solar formam um campo resultante alongado na face

oposta àquela voltada para o Sol (Figura 26). A interação iônica entre os dois campos, além da interação entre os campos magnéticos, geram uma dinâmica turbulenta, porém com um contorno abaulado na parte proximal (a zona de choque) e alongado na parte distal (a 'cauda'). O comportamento ao longo do tempo das pulsações magnéticas medidas na Terra é, portanto, caótico, mas possui certas características gerais em função da frequência, da hora do dia e do local em que ocorrem. Ainda, o dipolo magnético que define o campo natural terrestre impõe um padrão global no comportamento do campo resultante.

O campo magnético resultante das interações citadas anteriormente atingem a superfície do planeta, passando pela ionosfera (condutora) e a atmosfera (quase isolante). As componentes verticais dos campos elétricos (\vec{E} e \vec{D}) e magnéticos (\vec{B} e \vec{H}), denotadas por E_z , D_z , B_z e H_z respectivamente, penetram muito pouco na ionosfera em geral¹³. Entretanto, as componentes horizontais (denotadas com sub-índices x e y) sofrem grandes modificações. Correntes ionosféricas também são observadas em forma de pulsações, quando medidas na superfície da Terra.

Sinais acima de 1 Hz são observados por todo o globo e são oriundos de descargas elétricas provenientes de tempestades de raios. A frequência de ocorrências de raios pelo mundo está na faixa de 100 a 1000 por segundo, aproximadamente. Os sinais medidos a partir desta fontes são chamados de *atmosféricos* ou *esféricos*. O mesmo sinal esférico pode ser observado em pontos distintos do globo. Isto decorre do fato de a camada de ar isolante, formada entre a superfície condutora do planeta e a ionosfera, servir de guia de onda. Isto confina parcialmente os campos, havendo reflexões múltiplas de ondas eletromagnéticas

¹³ Em alguns casos pode ser relevante se considerar as componentes verticais dos campos, a depender do modelo em estudo e da localização no globo.

entre as camadas condutoras¹⁴.

Medem-se ondas eletromagnéticas provenientes de várias partes do universo e o espectro de freqüências é muito amplo. Pode-se citar os raios cósmicos, raios gama, raios-X, ultravioleta, luz visível (vermelho ao violeta), infravermelho, microondas e ondas de rádio. Outra classificação também é bastante utilizada para descrever medições eletromagnéticas de fenômenos. A depender das faixas de freqüências, as ondas assumem nomes particulares (veja Tabela 1).

Tabela 1- Classificações usadas na descrição de freqüências usadas no método MT.

Nome	Nome	Freqüência
EHF		30-300 GHz
SHF	Pc1	3-30 GHz
UHF	Pc2	0,3-3 GHz
VHF	Pc3	30-300 MHz
HF	Pc4	3-30 MHz
MF	Pc5	0,3-3 MHz
LF		30-300 kHz
VLF	Pi1	3-30 kHz
ELF	Pi2	3-3000 Hz
ULF	sc, si	<3Hz

Segundo ORELLANA (1974) e KAUFMAN & KELLER (1981) *apud* PORSANI (1991, p.6), as faixas de freqüências que interessam do ponto de vista exploratório

¹⁴ Este efeito é o mesmo observado nas fibras ópticas, só que em proporções menores.

do método MT são:

- micropulsações (Pc e Pi): variam entre 0.0015 Hz a 10 Hz
- frequências extra-baixas (ELF): variam entre 3 Hz a 3 kHz (ver Tabela 1).

Como já vimos, as tempestades elétricas (raios) contribuem com a parte interna do campo, a baixa atmosfera, e estão em uma faixa de frequência entre 1 Hz e 10 kHz aproximadamente. Abaixo de 1 Hz temos a contribuição externa do campo, que são as ondas hidromagnéticas geradas pela interação do vento solar com a magnetosfera e ionosfera terrestre.

Na Figura 27, é mostrado o espectro de amplitudes dos eventos naturais de interesse ao método MT. Observa-se que frequências mais baixas (maiores períodos) têm maiores amplitudes. Períodos abaixo de 1 s são originados por fenômenos elétricos na baixa atmosfera enquanto que períodos acima de 1 s são oriundos da interação entre o vento solar e a magnetosfera e ionosfera. A faixa compreendida entre 0.1 s e 10 s possui um mínimo no espectro MT, implicando em uma relação sinal/ruído baixa, pois os ruídos naturais e antrópicos tornam-se mais evidentes nestes casos. Esta faixa é conhecida como *banda morta*. O tamanho desta faixa pode ser maior ou menor, a depender da latitude onde sejam feitas as sondagens MT.

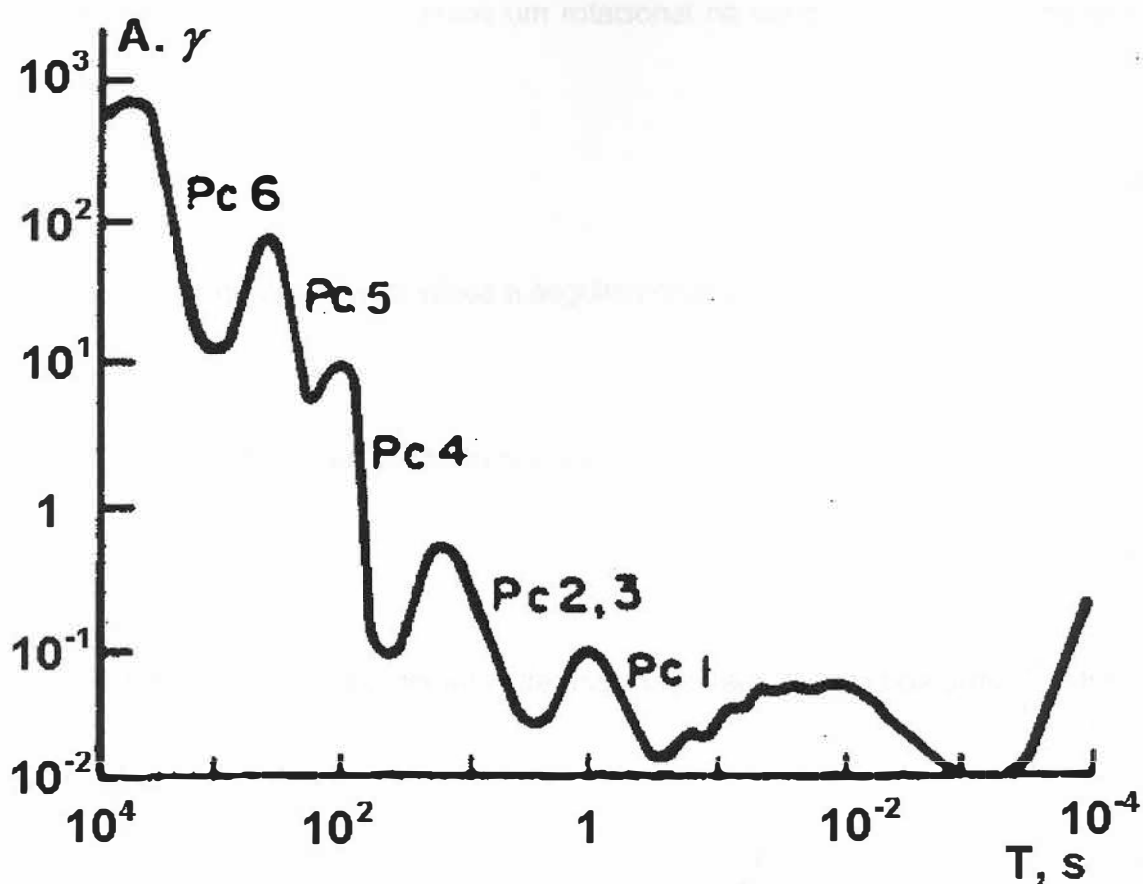


Figura 27 - Espectro das flutuações do campo geomagnético. Fonte: modificada de KAUFFMAN & KELLER (1981 apud BOLOGNA, 2001, p.32).

4.5 Interação dos campos com a Terra

O método magnetotelúrico é baseado nas equações de Maxwell, eq. (19)-(22). Os campos eletromagnéticos empregados no método MT em geral não são muito intensos e as variações temporais destes campos não são muito grandes. Isto implica, como já foi mencionado, que relações constitutivas lineares podem ser empregadas, ou seja, são válidas as relações (23)-(25) e o meio será considerado como homogêneo e isotrópico.

As equações de Maxwell podem ser manipuladas seguindo as propriedades do

cálculo vetorial. Assim, apliquemos um rotacional na equação¹⁵ (21), i.e., na lei de Faraday:

$$\nabla \times (\nabla \times \vec{E}) = -\nabla \times \left(\frac{\partial \vec{B}}{\partial t} \right) \quad (26)$$

Dado um vetor qualquer \vec{A} , é válida a seguinte relação:

$$\nabla \times (\nabla \times \vec{A}) = \nabla (\nabla \cdot \vec{A}) - \nabla^2 \vec{A} \quad (27)$$

Portanto, a eq. (26) pode ser reescrita assim:

$$\nabla (\nabla \cdot \vec{E}) - \nabla^2 \vec{E} = -\nabla \times \left(\frac{\partial \vec{B}}{\partial t} \right) \quad (28)$$

O operador ∇ atua em coordenadas de espaço (cf. eq. (8)) e o operador $\frac{\partial}{\partial t}$ atua na variável tempo. Logo, eles podem ser permutados:

$$\nabla (\nabla \cdot \vec{E}) - \nabla^2 \vec{E} = -\frac{\partial}{\partial t} (\nabla \times \vec{B}) \quad (29)$$

Aplicando as relações constitutivas (23)-(25) na lei de Ampère, eq. (22), temos uma relação entre \vec{E} e \vec{B} (ao invés de \vec{H} , \vec{J} e \vec{D}):

$$\nabla \times \vec{B} = \mu\sigma \vec{E} + \mu\epsilon \frac{\partial \vec{E}}{\partial t} \quad (30)$$

Substituindo (30) no segundo membro em (29) chegamos ao resultado:

$$\nabla^2 \vec{E} + \nabla (\nabla \cdot \vec{E}) = \mu\sigma \frac{\partial \vec{E}}{\partial t} + \mu\epsilon \frac{\partial^2 \vec{E}}{\partial t^2} \quad (31)$$

Em termos práticos, usualmente se considera que não há acúmulo de cargas na rocha. Esta consideração é comumente usada no método MT. Matematicamente, isto equivale a termos densidade de cargas nula, ou seja, $\rho_c = 0$ na eq. de Maxwell

¹⁵ Doravante, ao se dizer que um certo operador é aplicado a uma equação, entenda-se que este operador é aplicado a ambos os membros da equação, desde que se respeite a álgebra em questão.

(19). Desta forma, podemos considerar

$$\nabla \cdot \vec{D} = \epsilon \nabla \cdot \vec{E} = 0 \Rightarrow \nabla \cdot \vec{E} = 0 \quad (32)$$

Assim, a eq. (31) assume a forma

$$\nabla^2 \vec{E} = \mu\sigma \frac{\partial \vec{E}}{\partial t} + \mu\epsilon \frac{\partial^2 \vec{E}}{\partial t^2} \quad (33)$$

Na lei de Ampère (22), o termo \vec{J} representa correntes de condução e o termo $\frac{\partial \vec{D}}{\partial t}$ correntes de deslocamento. Para um meio condutor prevalece o primeiro termo e para meios dielétricos prevalece o segundo. No Segundo membro da equação (33) observamos que o primeiro termo deve-se à contribuição de \vec{J} à lei de Ampère, enquanto que o segundo termo deve-se à contribuição de $\frac{\partial \vec{D}}{\partial t}$. Para uma região acima da superfície da Terra, temos o ar como meio de propagação dos campos, que é um meio dielétrico. Desta forma, pode-se desprezar os efeitos de condução de corrente \vec{J} :

$$\nabla^2 \vec{E} = \mu\epsilon \frac{\partial^2 \vec{E}}{\partial t^2} \quad (34)$$

Esta é a *equação de onda* para o campo elétrico. Para uma região abaixo da Terra, prevalece a corrente de condução¹⁶, pois as rochas são meios condutores:

$$\nabla^2 \vec{E} = \mu\sigma \frac{\partial \vec{E}}{\partial t} \quad (35)$$

Esta é a *equação de difusão* para o campo elétrico.

Analogamente, pode-se demonstrar que o campo magnético \vec{B} obedece às mesmas equações de onda (no ar) e difusão (em sub-superfície), respectivamente:

¹⁶ Pode-se mostrar que, para frequências MT na faixa ULF e ELF esta condição vale com muito boa aproximação. Ver, por exemplo, PORSANI (1991).

$$\nabla^2 \vec{B} = \mu\epsilon \frac{\partial^2 \vec{B}}{\partial t^2} \quad (36)$$

$$\nabla^2 \vec{B} = \mu\sigma \frac{\partial \vec{B}}{\partial t} \quad (37)$$

O método MT trata de campos se propagando sob a Terra. Assim, será usada a equação de difusão para descrever estes campos nas camadas de rocha em sub-superfície. Portanto, campos que se propagam em forma de onda eletromagnética no ar, passam a ter comportamento de difusão em sub-superfície. Em cada caso deve ser usada uma equação distinta. Uma outra possibilidade de equação é considerar o lado direito da eq. (33) nulo, i.e., sem corrente de condução e nem corrente de deslocamento:

$$\nabla^2 \vec{E} = 0 \quad (38)$$

$$\nabla^2 \vec{B} = 0 \quad (39)$$

Esta forma de equação é conhecida como *equação de Laplace*. Esta equação surge em exploração baseada em métodos potenciais tal como o método gravimétrico, no qual o campo usado é o gravitacional. A equação de onda surge, por exemplo, no método sísmico e no GPR (*Ground Penetrating Radar*), que fazem uso, respectivamente, de ondas mecânicas e eletromagnéticas. Por sua vez, a exploração baseada no método magnetotelúrico faz uso da equação de difusão para campos eletromagnéticos.

Os sinais esféricos, causados por tempestades de raios, são comumente encontrados na faixa de frequência VLF (ver Tabela 1). Os campos EM esféricos propagam-se na horizontal quando chegam ao solo, com \vec{B} paralelo ao solo e \vec{E} quase na vertical, com uma pequena componente paralela ao sentido de propagação. Convém notar que uma onda eletromagnética é dita ser uma onda *transversal*, pois os campos \vec{B} e \vec{E} são perpendiculares ao sentido de propagação

(transversos) e além disso são mutuamente perpendiculares. Como veremos a seguir, o campo magnético paralelo ao solo é conhecido como modo *transverso magnético* (MT). As ondas chegam ao solo através do processo de confinamento entre a Terra e a ionosfera, formando um guia de onda, e não penetram muito fundo no solo devido ao sentido horizontal de propagação.

Por outro lado, as ondas de baixa frequência na faixa ULF, oriundas da magnetosfera, chegam ao solo praticamente na vertical, com os campos \vec{B} e \vec{E} paralelos ao solo. Estas ondas têm uma penetração maior devido à incidência perpendicular ao solo.

Ambos os tipos de incidência chegam misturados, segundo o princípio de *superposição dos campos*, que nos diz que duas ou mais grandezas físicas de natureza vetorial, quando ocorrem em um mesmo ponto e instante, somam-se vetorialmente. Esta é a base dos fenômenos de interferência ondulatória.

Campos elétricos \vec{E} atuando em rochas em sub-superfície, que são condutoras, geram o que se conhece por *correntes telúricas*. Os efeitos causados por estas correntes nos permitem inferir as condutividades das camadas de rocha abaixo da superfície.

Podemos considerar as ondas que se propagam em sub-superfície como ondas planas, o que concorda com o que usualmente se observa usando-se o método MT. Para a maioria das rochas pode-se considerar a permeabilidade magnética como sendo igual à do vácuo: $\mu = \mu_0 = 4\pi \times 10^{-7}$ H/m. Suporemos também, como hipótese inicial, que os campos têm dependência temporal harmônica do tipo $e^{i\omega t}$, onde $i = \sqrt{-1}$ é a unidade imaginária, $\omega = 2\pi f$ é a frequência angular que define o harmônico e t é o tempo. Mediante a relação de Euler

$$e^{ix} = \cos x + i \operatorname{sen} x \quad (40)$$

(x é uma grandeza adimensional) podemos perceber porque ondas harmônicas são também chamadas de ondas senoidais ou cossenoidais, que é o modelo ondulatório mais simples de se analisar¹⁷. Para uma propagação na direção vertical, definida como eixo z (os eixos x e y são mutuamente ortogonais e formam um plano paralelo à superfície), consideraremos que os campos assumem também um comportamento harmônico no espaço do tipo e^{-ikz} , onde k é o *número de onda* no meio em que a onda se propaga. Assim, os campos \vec{E} e \vec{B} podem ser escritos na seguinte forma matemática¹⁸:

$$\vec{E}(z, t) = \vec{E}_0 e^{-i(kz - \omega t)} \quad (41)$$

$$\vec{B}(z, t) = \vec{B}_0 e^{-i(kz - \omega t)} \quad (42)$$

onde \vec{E} e \vec{B} são funções de duas variáveis, z e t . \vec{E}_0 e \vec{B}_0 são vetores constantes definidos sobre o plano xy em $z = 0$, i.e., na superfície da Terra (perpendiculares, portanto, ao eixo de propagação z). Substituindo estas soluções nas equações de difusão (35) e (37), respectivamente, e fazendo algumas simplificações, chegamos ao valor de k no meio (note que foi considerado $\mu = \mu_0$):

$$k = \sqrt{-i\omega\mu_0\sigma} \quad (43)$$

Com um pouco de álgebra, podemos escrever também

$$k = (1 - i) \sqrt{\frac{\omega\mu_0\sigma}{2}} \quad (44)$$

Podemos definir uma nova grandeza real δ :

$$\delta = \sqrt{\frac{2}{\omega\mu_0\sigma}} \quad (45)$$

¹⁷ Pode-se mostrar, contudo, que qualquer função pode ser escrita em termos de uma soma infinita de funções senoidais e cossenoidais, o que caracteriza uma série de Fourier.

¹⁸ Como as relações entre os campos são lineares, os vetores \vec{D} , \vec{H} e \vec{J} também têm esta forma.

de modo que, em termos dela, podemos reescrever k :

$$k = \frac{(1-i)}{\delta}. \quad (46)$$

Esta grandeza δ é conhecida com *skin depth*. Substituindo a eq. (46) nas equações (41) e (42), temos

$$\vec{E}(z,t) = \vec{E}_0 e^{i\omega t} e^{-i\frac{z}{\delta}} e^{-\frac{z}{\delta}} \quad (47)$$

$$\vec{B}(z,t) = \vec{B}_0 e^{i\omega t} e^{-i\frac{z}{\delta}} e^{-\frac{z}{\delta}}. \quad (48)$$

Para cada campo, temos duas dependências senoidais, em t e z (cf. eq. (40)), e uma exponencial real negativa em z . Esta exponencial negativa nos diz que há um decaimento dos campos em função da profundidade. A profundidade em que ocorre um decaimento do campo de $1/e \approx 37\%$ do valor em superfície é precisamente o *skin depth* δ (é fácil demonstrar isto a partir de (47) e (48)). De acordo com a definição (45), δ é função da condutividade σ e freqüência ω . Como $\sigma = 1/\rho$, $\omega = 2\pi f$, e $\mu = \mu_0 = 4\pi \times 10^{-7} \text{ H/m}$:

$$\delta \cong 503 \sqrt{\frac{\rho}{f}} \quad (49)$$

A Figura 28 mostra o *skin depth* δ em função da freqüência do sinal para várias resistividades em sub-superfície (semi-espaço). Podemos perceber que maiores valores de resistividade e menores valores de freqüência dão um δ maior, ou seja, há uma maior penetração do sinal na Terra (note que a escala de f está invertida). Em outras palavras, menores condutividades e maiores freqüências atenuam mais rapidamente o sinal eletromagnético.

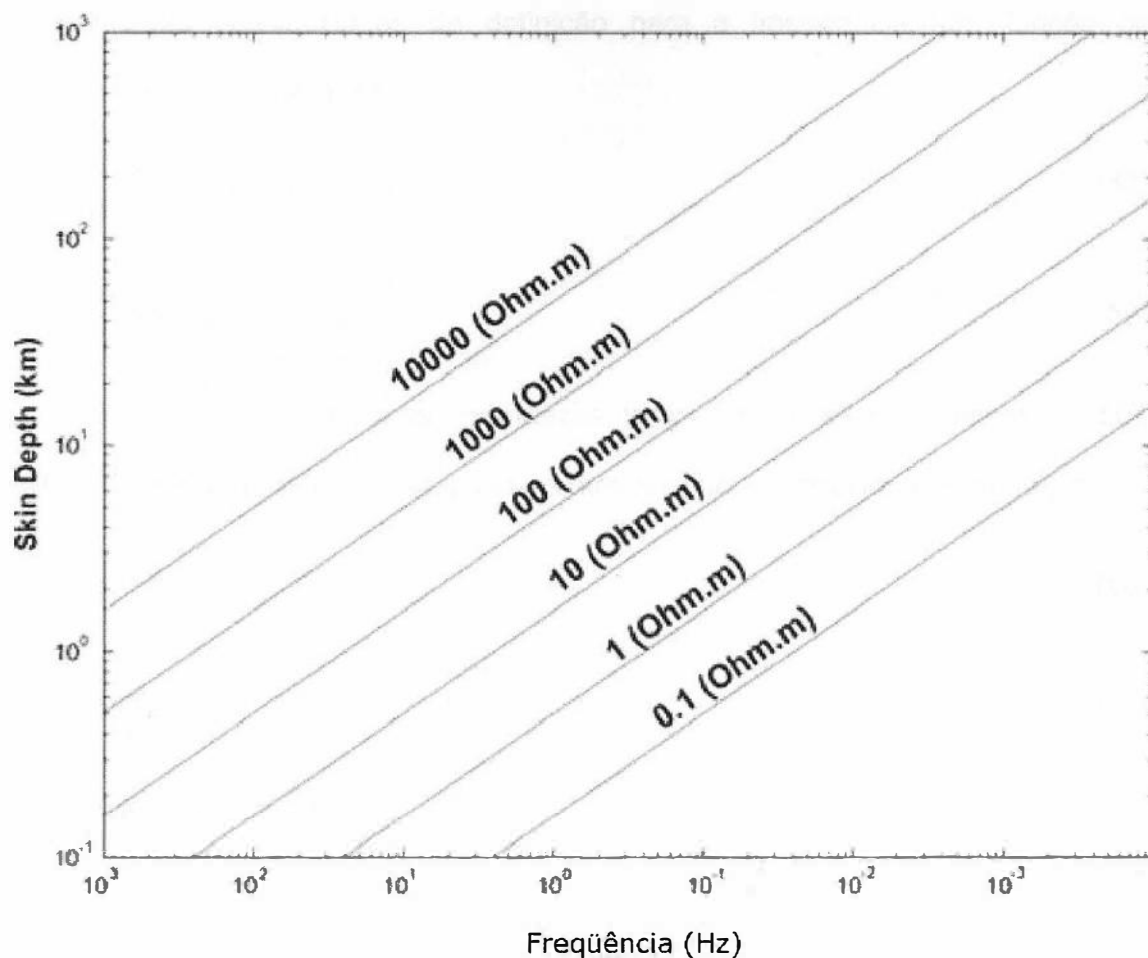


Figura 28 - *Skin depth* em função da frequência do sinal MT para alguns valores de resistividade para Terra em sub-superfície (modificado de XIAO, 2002).

Substituindo as soluções (47) e (48) na lei de Faraday (21), com um pouco de álgebra chegamos às relações entre as componentes transversais dos campos:

$$\frac{E_x}{H_y} = \frac{\mu\omega}{k} \text{ e} \quad (50)$$

$$\frac{E_y}{H_x} = -\frac{\mu\omega}{k} \text{ .} \quad (51)$$

A razão entre um campo elétrico E e um campo magnético H definem a *impedância intrínseca* do meio (que tem a unidade ohm no SI):

$$Z = \frac{E}{H} \text{ .} \quad (52)$$

Temos duas possibilidades de definição para a impedância, em função das componentes consideradas:

$$Z_{xy} = \frac{E_x}{H_y} \text{ e} \quad (53)$$

$$Z_{yx} = \frac{E_y}{H_x}. \quad (54)$$

Notemos que Z_{xy} e Z_{yx} são grandezas complexas, pois k é complexo (cf. (50) e (51)). A partir de (44), (50)-(54), pode-se mostrar que a resistividade é dada por:

$$\rho_{xy} = \frac{Z_{xy} Z_{xy}^*}{\mu \omega} \text{ ou} \quad (55)$$

$$\rho_{yx} = \frac{Z_{yx} Z_{yx}^*}{\mu \omega}. \quad (56)$$

De (50) e (51) vemos que

$$Z_{xy} = -Z_{yx} \quad (57)$$

Isto implica que

$$\rho_{xy} = \rho_{yx} = \rho, \quad (58)$$

ou seja, a resistividade é a mesma, independentemente da direção considerada, pois supomos o meio como sendo homogêneo e isotrópico. Ainda:

$$\rho = \frac{1}{\mu_0 \omega} \left| \frac{E_x}{H_y} \right|^2 = \frac{1}{\mu_0 \omega} \left| \frac{E_y}{H_x} \right|^2, \quad (59)$$

onde $\mu = \mu_0$. Podemos escrever Z_{xy} e Z_{yx} de outra maneira:

$$Z_{xy} = \sqrt{\mu \omega \rho} \cdot e^{i \frac{\pi}{4}}, \quad (60)$$

$$Z_{yx} = -\sqrt{\mu \omega \rho} \cdot e^{i \frac{\pi}{4}}. \quad (61)$$

Definimos então a fase Φ do campo elétrico em relação ao campo magnético:

$$\Phi = \arg(Z_{xy}) = \arg(Z_{yx}) = \frac{\pi}{4} \quad (62)$$

ou seja, o a componente E_x do campo elétrico tem uma diferença de fase de 45° em relação à componente H_y do campo magnético, assim como E_y em relação a H_x (devido à hipótese homogeneidade e isotropia em sub-superfície).

Partindo de uma representação matemática não polar, i.e., não em termos de uma exponencial complexa tal como (60) e (61), a fase também pode ser calculada da seguinte forma:

$$\Phi = \arctan\left(\frac{\text{Im}(Z)}{\text{Re}(Z)}\right) = \arg(Z), \quad (62a)$$

onde Z representa Z_{xy} ou Z_{yx} .

As equações (59), (45) e (62) são fundamentais no método MT, pois nos permitem determinar a medida de resistividade em sub-superfície a partir dos campos elétrico e magnético medidos na superfície (em $z = 0$), além de estimar o alcance vertical do sinal e a diferença de fase entre as componentes dos campos elétrico e magnético. A resistividade ρ representa a média volumétrica da resistividade da Terra em um semi-espaco com espessura igual ao *skin depth*. Após a resistividade e a fase serem extraídas dos dados medidos em função da frequência, um modelo de resistividade em função da posição horizontal e da profundidade pode ser criado através da técnica de inversão. Para maiores detalhes, consultar TARANTOLA (2005), que é uma boa referência no assunto.

Se a resistividade e a fase variam apenas com a profundidade, i.e., variam apenas com z (que foi o considerado até este momento), dizemos que o modelo é 1D. Caso a resistividade e a fase variem em apenas uma das direções horizontais (ou x ou y), dizemos que o modelo é 2D. Caso variem nas duas direções, dizemos que o modelo é 3D. Nos dois últimos casos (2D e 3D), a impedância Z passa ser

uma grandeza *tensorial*, como será visto mais adiante, tomando a análise mais complexa.

Nos experimentos para medidas com o Método MT, o campo magnético é medido por meio da detecção do fluxo magnético através de 3 bobinas orientadas ortogonalmente entre si, isto é, pela observação do vetor $\vec{B} = \mu_0 \vec{H}$ em cada uma das bobinas. O campo elétrico, por sua vez, é medido pela observação da diferença de potencial em 2 pares de eletrodos enterrados no solo segundo direções ortogonais (Figura 29). O campo elétrico é obtido dividindo-se a diferença de potencial pela distância que separa cada par de eletrodos (LUIZ, 1999) (note que $[E] = V/m$).

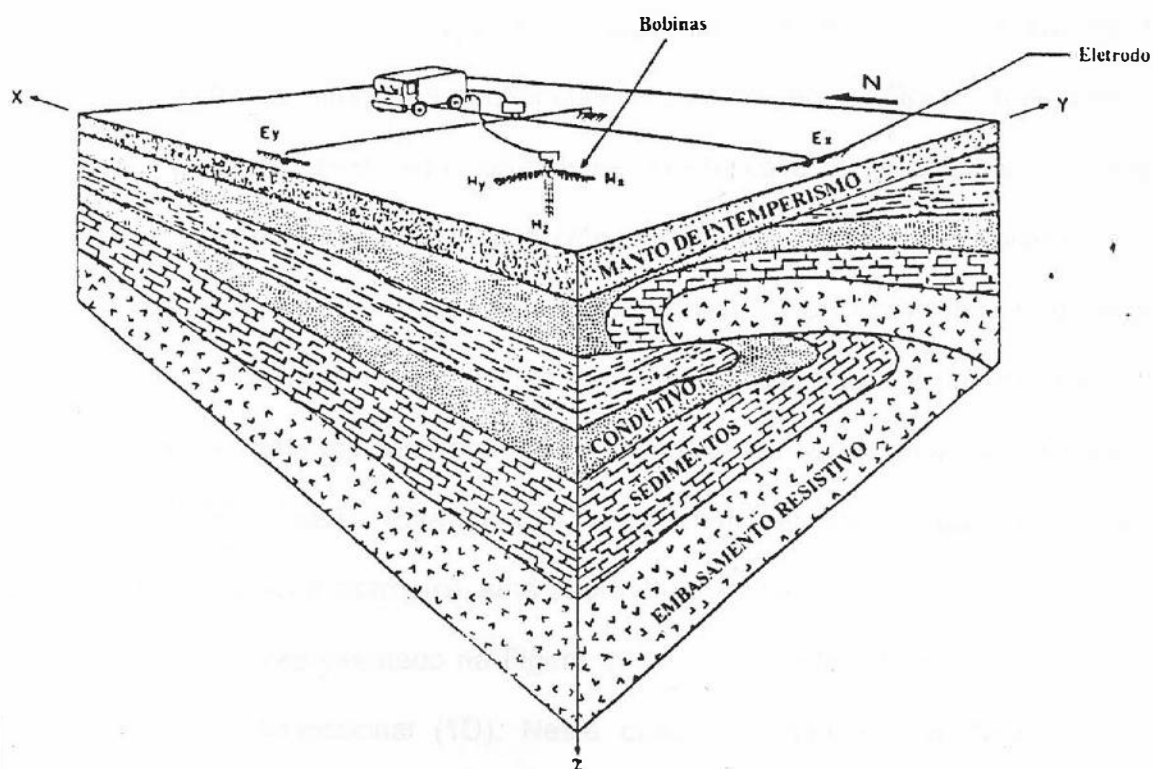


Figura 29 - Arranjo de campo de uma estação magnetotelúrica, modificado de VOZOFF (1972 apud PORSANI, 1991, p.35).

Em termos práticos, mede-se o campo elétrico em mV/km e o magnético $B =$

$\mu_0 H$ em nT (nanotesla ou gama). Lembrando que $\mu_0 = 4\pi \times 10^{-7} \text{ H/m}$ e que $\omega = 2\pi f$, em termos dos campos medidos nestas unidades, a eq. (59) pode ser reescrita¹⁹:

$$\rho = \frac{0,2 \left| \frac{E_x}{B_y} \right|^2}{f} = \frac{0,2 \left| \frac{E_y}{B_x} \right|^2}{f} \quad (\text{em } \Omega\text{m}). \quad (63)$$

Note que E e B não estão no S.I., mas o resultado ρ está.

Para o modelo apresentado até aqui (sub-superfície homogênea e isotrópica), um único valor de ρ deve ser obtido, independente da orientação dos detectores de E e H no plano horizontal (mantida a sua ortogonalidade) e das frequências (períodos) de amostragem. Também a diferença de fase (Φ) entre E_x e H_y mantém-se constante e igual a 45° , conforme explicitado na equação (62). Por outro lado, se, mantida a independência em relação à orientação de E e H , forem obtidos diferentes valores de ρ e Φ para diferentes frequências de amostragem, então a sub-superfície não pode mais ser considerada homogênea. Neste caso, o modelo de um meio acamado, lateralmente homogêneo e isotrópico deve ser usado e os valores de ρ e Φ obtidos a cada frequência passam a ser denominados de *resistividade aparente* (ρ_a) e *fase aparente* (Φ_a). Esses valores são uma representação da resistividade e da fase, para uma determinada frequência de amostragem, que o meio teria se fosse homogêneo (LUIZ, 1999). Este modelo, muito mais realista do que o da sub-superfície homogênea e isotrópica, será abordado a seguir.

Este modelo, representado na Figura 30, é comumente referido em Geofísica como modelo unidimensional (1D). Neste caso, as equações de Maxwell são aplicadas a cada camada, permitindo que se calculem as impedâncias de superfície a partir das condições de contorno em cada interface de separação das camadas.

¹⁹ É comum se representar por H a medida de B obtida nos magnetômetros. Assim, quando se encontrar na literatura esta relação em termos de H , entenda-se que é o valor de B na verdade. A equação aqui adotada emprega a grandeza correta (B).

Com isso, pode ser estabelecida uma relação recursiva que se inicia com a impedância intrínseca do semi-espaço que serve de embasamento para o meio acamado. (LUIZ, p. 24 et seq.)

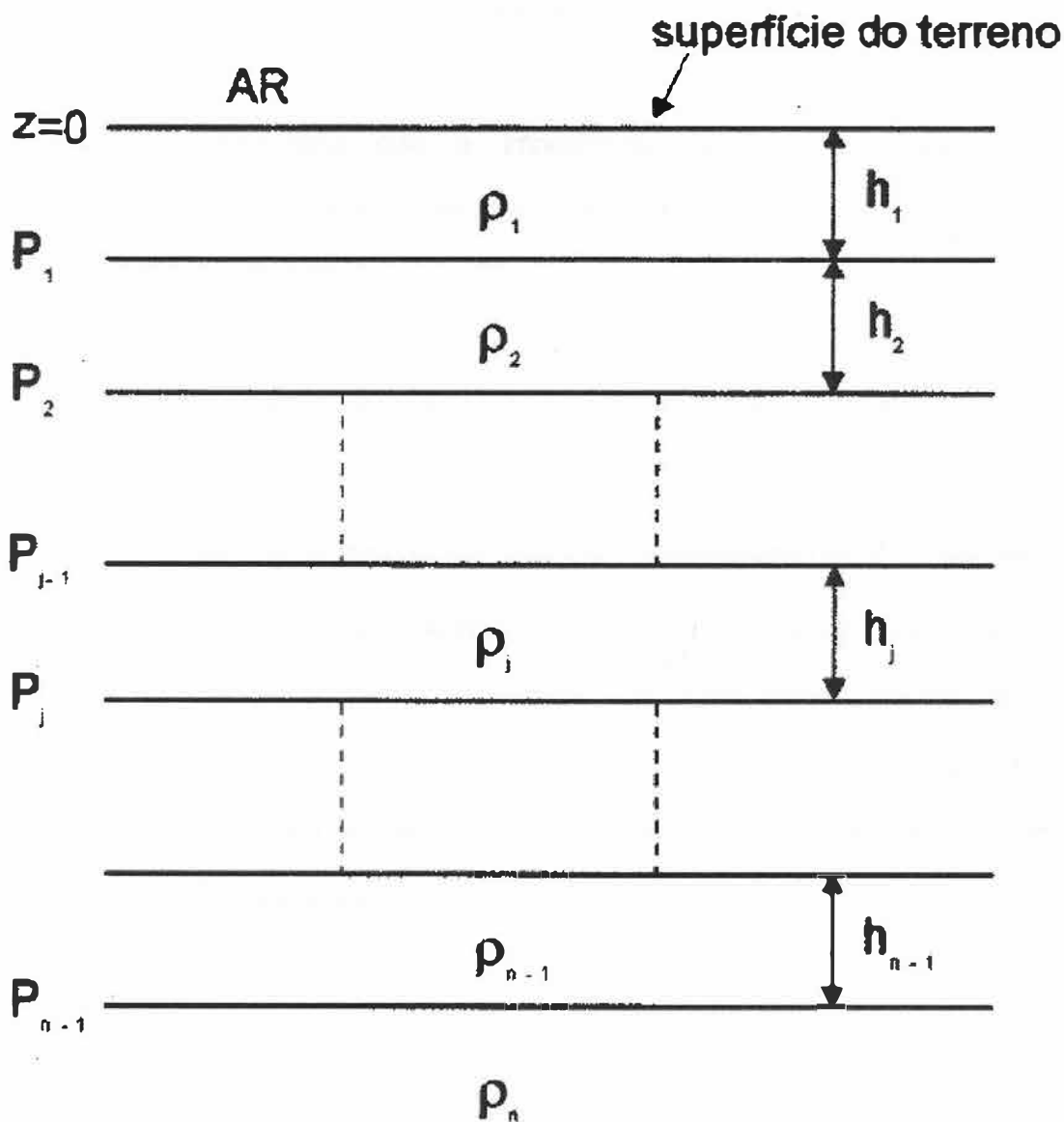


Figura 30 - Meio acamado lateralmente homogêneo (LUIZ, 1999).

A impedância \bar{Z}_{j-1} no topo da camada $j-1$, no modelo 1D acamado com n camadas, pode ser calculada através da equação recursiva:

$$\bar{Z}_{j-1} = Z_j \frac{\bar{Z}_j + Z_j \tanh(ik_j h_j)}{Z_j + \bar{Z}_j \tanh(ik_j h_j)} \quad (64)$$

onde h_j é a espessura e Z_j é a impedância intrínseca da camada j :

$$Z_j = \frac{\omega\mu}{k_j} \quad (65)$$

Pode-se demonstrar que a impedância de superfície que limita o embasamento, a superfície $n-1$, com profundidade dada por (ver Figura 30)

$$z = \sum_{j=1}^{n-1} h_j, \quad (66)$$

é igual à impedância do semi-espaço inferior que define este embasamento:

$$\bar{Z}_{n-1} = Z_n. \quad (67)$$

Logo, iniciando-se com a impedância do topo do embasamento \bar{Z}_{n-1} , calcula-se a impedância iterativamente (decrecendo o índice j) até se chegar à superfície $z = 0$, local onde se medem os campos. Observe que a impedância no topo de uma camada j não depende das camadas sobrejacentes (índices menores que j) e tão somente de camadas subjacentes (índices maiores que j). Daí temos a expressão para a resistividade aparente:

$$\rho_a = \frac{1}{\omega\mu_0} \left| \bar{Z} \right|_{z=0}^2, \quad (68)$$

que é equivalente à expressão (59).

Como pode ser confirmado a partir da expressão para o *skin depth*, eq. (45), valores de ρ_a obtidos em frequências altas estão associados à pequenas profundidades ao passo que se forem obtidos a frequências baixas, altas profundidades estão associadas à ela. Em outras palavras, em baixas frequências temos uma maior contribuição de camadas mais profundas, enquanto que, ao

aumentarmos a frequência, temos contribuições de camadas cada vez mais rasas para o valor de ρ_a . Chamamos de *sondagem magnetotelúrica* o processo de se amostrar os valores de ρ_a e Φ_a para várias frequências e em cada ponto na superfície (em cada estação MT). Chamamos de *curva de sondagem MT* a representação gráfica destes valores.

Nos modelos 1D, as curvas de sondagem devem ser idênticas (dentro do erro experimental) para qualquer orientação entre detectores dos campos E e B. Se isto não ocorrer, estamos diante de variações laterais dos campos, i.e., uma anisotropia, e precisamos usar um modelo 2D ou 3D para traduzir de forma correta os dados obtidos.

4.5.1 Modelos 2D e 3D

Consideremos uma geometria tal que a direção do *strike* geológico esteja paralela ao eixo x (Figura 31).

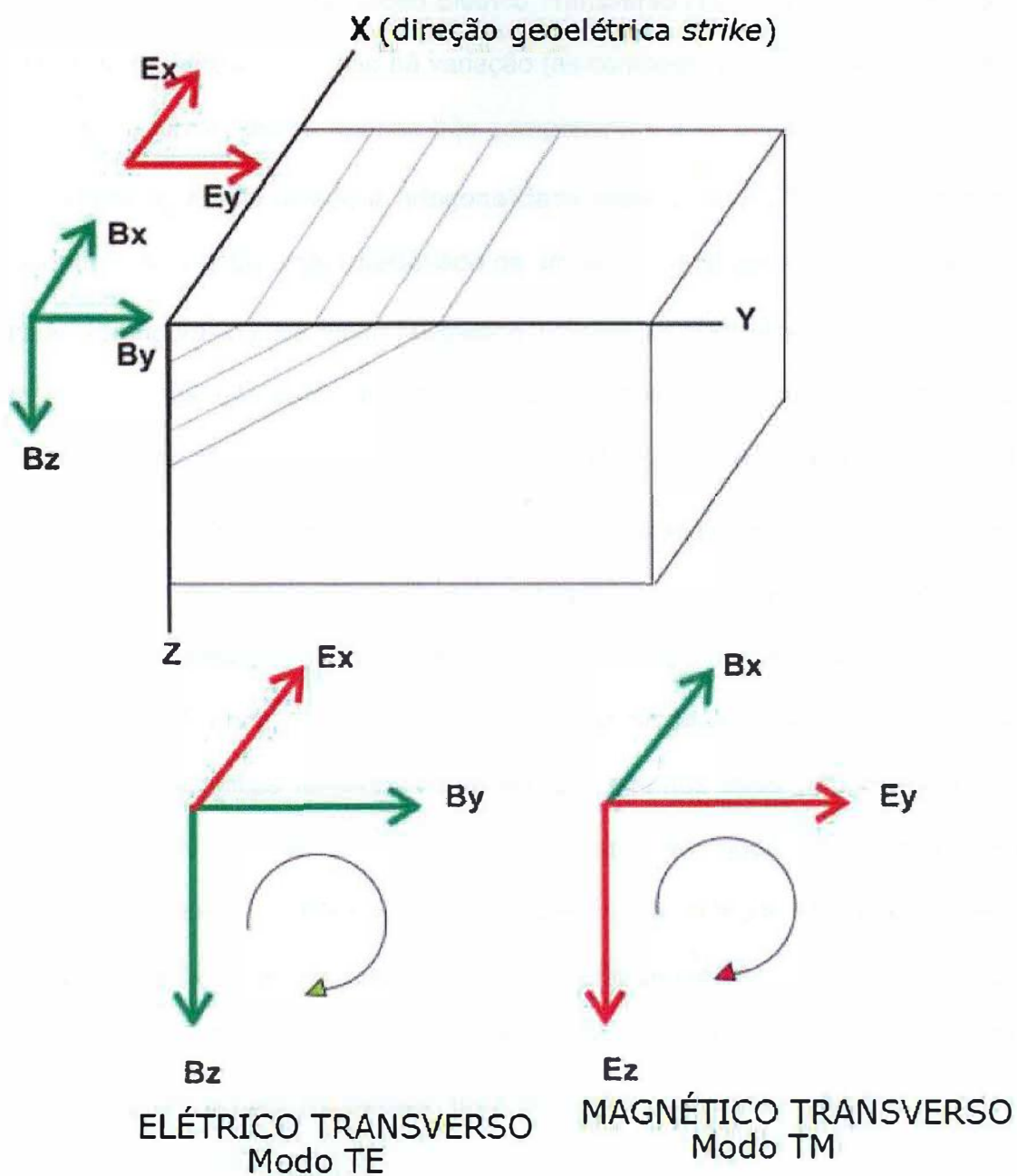


Figura 31 - Configuração dos campos eletromagnéticos para uma estrutura geoeétrica 2D (modificado de XIAO, 2002).

Em um modelo 3D geral, temos 6 componentes interdependentes a se analisar: três para o campo \vec{E} e mais três para o campo \vec{B} . Entretanto em um modelo 2D esta situação torna-se mais simples ao considerarmos dois modos distintos de medição,

o modo TE e o modo TM. No modo Elétrico Transverso (TE) alinhamos o campo \vec{E} com o eixo x, a direção que não há variação (as componentes y e z são nulas neste caso). Desta forma, temos apenas três componentes a se analisar: E_x , B_y e B_z (a componente B_x é nula devido à ortogonalidade entre \vec{E} e \vec{B}). O par mutuamente ortogonal B_y e B_z pode estar rotacionado de um ângulo qualquer (indicado pela “seta circular” na Figura 31). No modo Magnético Transverso (TM) alinhamos o campo \vec{B} com o eixo x (direção sem variação com componentes y e z nulas). Logo, temos também apenas três componentes a se analisar: B_x , E_y e E_z (a componente B_x é nula devido à ortogonalidade entre \vec{E} e \vec{B}). O par mutuamente ortogonal E_y e E_z pode também estar rotacionado de um ângulo qualquer (indicado pela “seta circular” na Figura 31). Em cada modo temos um total de 3 componentes, ao invés de 6 para o caso geral, implicando em uma simplificação do problema. Se a incidência das ondas eletromagnéticas for exatamente vertical, teremos duas componentes para cada modo, pois E_z e B_z serão nulos neste caso. No modo TE a resistividade aparente é calculada a partir de E_x e B_y , enquanto que no modo TM ela é calculada a partir de E_y e B_x (cf. eq. (53) e (54)). Ainda, mede-se também o campo magnético vertical, B_z , além de E_x , B_x , E_y e B_y (o que justifica a bobina vertical na Figura 29). Esta medida serve para se calcular uma grandeza conhecida como *tipper*, que é definida pela relação:

$$T_{zy} = \frac{H_z}{H_y}. \quad (69)$$

As ondas eletromagnéticas externas, oriundas da magnetosfera, estão na faixa ULF e ELF (e, portanto com *skin depth* maior) e chegam ao solo praticamente na vertical, com os campos elétrico e magnético na horizontal. Assim, o campo magnético vertical medido é dominado pela componente vertical do campo

magnético induzido por correntes telúricas \vec{J} , geradas a partir do campo elétrico externo segundo a lei de Ampère (Figura 32). Para incidência não vertical, temos uma superposição dos campos magnéticos indutores e induzidos. Desta forma, a variação em T_{zy} nos permite determinar mudanças laterais na resistividade. Convém observar que o campo magnético induzido também é capaz de induzir um campo elétrico e este por sua vez é capaz de induzir outro campo magnético e assim sucessivamente, em um ciclo de retroalimentação. Esta é uma consequência imediata das equações de Maxwell. Possivelmente através desta característica de retroalimentação, o termo magnetotelúrico (MT) tenha sido criado.

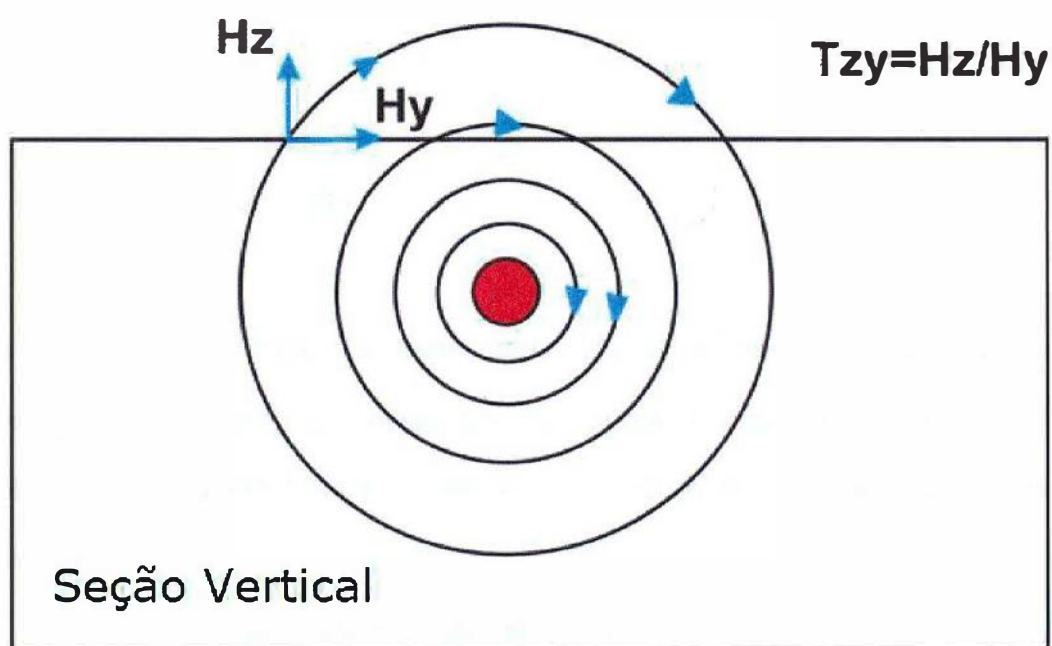


Figura 32 - Geometria da componente vertical dos campos magnéticos associados ao modo TE, com correntes induzidas ao longo de um corpo rochoso cilíndrico em sub-superfície, correntes estas capazes de induzir um campo magnético (modificado de XIAO, 2002).

4.5.2 Tensor Impedância

O modelo 2D mais geral nos mostra que as componentes x e y dos campos \vec{E} e \vec{B} estão relacionados linearmente através das expressões:

$$E_x = Z_{xx}H_x + Z_{xy}H_y \quad \text{e} \quad (70)$$

$$E_y = Z_{yy}H_y + Z_{yx}H_x, \quad (71)$$

com cada termo implicitamente em função da frequência. Usando uma notação *tensorial*, temos:

$$\begin{pmatrix} E_x \\ E_y \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} Z_{xx} & Z_{xy} \\ Z_{yx} & Z_{yy} \end{pmatrix} \cdot \begin{pmatrix} H_x \\ H_y \end{pmatrix} \quad (72)$$

ou, de forma mais compacta,

$$\vec{E} = Z\vec{H}. \quad (73)$$

Z é o *tensor impedância* (i.e., uma matriz 2×2) e os vetores, nesta notação, são bidimensionais (pois a incidência é suposta ser exatamente vertical). Desconsideramos em (73) a presença de ruídos, o que simplifica nosso modelo ilustrativo.

Alguns casos particulares podem ser observados:

- a) Modelo 1D: Neste caso teremos $Z_{xx} = Z_{yy} = 0$ e $Z_{xy} = -Z_{yx}$ (cf. (57));
- b) Modelo 2D em modo TE ou TM: $Z_{xx} = Z_{yy} = 0$ e $Z_{xy} \neq -Z_{yx}$;
- c) Modelo 2D sem estar no modo TE nem no TM: $Z_{xx} = -Z_{yy} \neq 0$ e $Z_{xy} \neq -Z_{yx}$.

A condição $Z_{xx} = Z_{yy} = 0$ significa que E_x não depende de H_y e E_y não depende de H_x . Logo, os cálculos para a resistividade aparente e a fase tornam-se simplesmente:

$$\rho_{xy} = \frac{1}{\omega\mu_0} |Z_{xy}|^2 \quad (\text{modo TE}) \quad (74)$$

$$\Phi_{xy} = \arg(Z_{xy}) \quad (\text{modo TE}) \quad (75)$$

$$\rho_{yx} = \frac{1}{\omega\mu_0} |Z_{yx}|^2 \quad (\text{modo TM}) \quad (76)$$

$$\Phi_{yx} = \arg(Z_{yx}) \quad (\text{modo TM}) \quad (77)$$

Para o modelo 1D, temos $\rho_{xy} = \rho_{yx}$ e $\Phi_{xy} = \Phi_{yx} = \pi/4$ como já visto. Isto geralmente não ocorre nos modelos 2D e 3D.

Caso não seja possível colocar uma estação de medida no modo TE ou no TM, pode-se fazer uma rotação de coordenadas de modo a produzir um resultado numérico semelhante àquele obtido se conseguíssemos um modo TE ou um TM. Um método usado para isto é a técnica de decomposição tensorial, que analisa o tensor impedância em diferentes coordenadas rotacionadas até encontrar aquela que minimize a diagonal principal e maximize a diagonal secundária do tensor, i.e., que maximize $|Z_{xy}|^2 + |Z_{yx}|^2$ e minimize $|Z_{xx}|^2 + |Z_{yy}|^2$. Este método é devido a SWIFT (1967 *apud* XIAO, 2002, p.41).

Considere uma matriz que rotaciona um vetor de θ no plano xy:

$$R = \begin{pmatrix} \cos \theta & \text{sen} \theta \\ -\text{sen} \theta & \cos \theta \end{pmatrix} \quad (78)$$

Os novos vetores \vec{E} e \vec{H} após a rotação são:

$$\vec{E}' = R\vec{E} \quad (79)$$

$$\vec{H}' = R\vec{H} \quad (80)$$

Desta forma, o tensor rotação é dado por

$$Z' = RZR^T \quad (81)$$

R^T é matriz transposta de R . Assim, deve ser obedecida a relação

$$\vec{E}' = Z' \vec{H}' \quad (82)$$

O tensor Z' é determinado de tal forma a termos um ângulo θ que satisfaça as condições de maximização e minimização citadas. Os modos TE e TM podem então ser desacoplados.

Convém observar que as soluções das equações de Maxwell no modelo 2D são na maioria das vezes obtidas através de métodos numéricos, tais como o método de diferenças finitas, pois soluções analíticas tornam-se difíceis ou até mesmo impossíveis de serem obtidas. Outro ponto a se considerar é o caso de anisotropia simultânea ns eixos x e y . Neste caso teremos tensores mais complicados. Entretanto, grandes progressos foram feitos na última década em modelagens MT 2D e 3D e nas técnicas de inversão (MACKIE *et al.*, 1993; RODI e MACKIE, 2001 *apud*, XIAO, 2002, p. 36), nos permitindo ter modelos mais eficientes. Entretanto, se os efeitos 3D observados forem pequenos, é aconselhável se considerar um modelo 2D, que é mais simples de se tratar.

5 ESTUDO DE CASO: ESTUDOS MT NA REGIÃO SUDESTE DA PLANÍCIE DE TUCUMÁN, NOROESTE DA ARGENTINA.

Este estudo de caso foi integralmente baseado no artigo de autoria de María Cristina Pomposiello, A. M. Osella, A. Maidana e E. Borzotta (Pomposiello *et al.*, 1994). A primeira autora é pesquisadora do *Centro de Investigaciones em Recursos Geológicos – CONICET*; o segundo pertence ao *Dto. De Física, Fac. Cs. Exactas y Naturales-Univ. Buenos Aires*; os últimos pertencem ao *Instituto de Investigaciones Aplicadas a las Ciencias Espaciales*.

5.1 Resumo

Em julho de 1990 realizou-se um novo estudo magnetotelúrico em quatro estações, localizadas sobre um perfil de 85 km, na região sudeste da planície de Tucuman. A análise dos dados permitiu definir a distribuição da resistividade elétrica da bacia sedimentar e do manto superior. As novas observações complementaram os estudos magnetotelúricos, gravimétricos, e tectônicos prévios mostrando uma importante bacia sedimentar de 3000 m de espessura. Foram obtidas evidências de uma camada altamente condutora a 10 km de profundidade, aproximadamente, a

qual pode ser considerada como uma camada hiper-termal²⁰.

5.2 Introdução

A Planície de Tucuman, que se estende ao longo da borda leste dos Andes entre 27° e 28° S é uma depressão extensa limitada a oeste pela Sierra de Aconquija e a leste pela Sierra de Guasayán (ver Fig. 33 e Fig. 34). Ambas, a Sierra de Aconquija e Guasayán, são formadas principalmente por rochas cristalinas, possivelmente da idade Pré-Cambriana, as quais estão sobrepostas sem conformidade por rochas Terciárias de origem continental. A Figura 34 apresenta o mapa geológico da área; como é mostrado neste mapa, nenhuma unidade Paleozóica-Mesozóica aflora na área.

²⁰ Tal como visto na seção 'Sumário', mais adiante, onde é citado o artigo de Haak (1980).

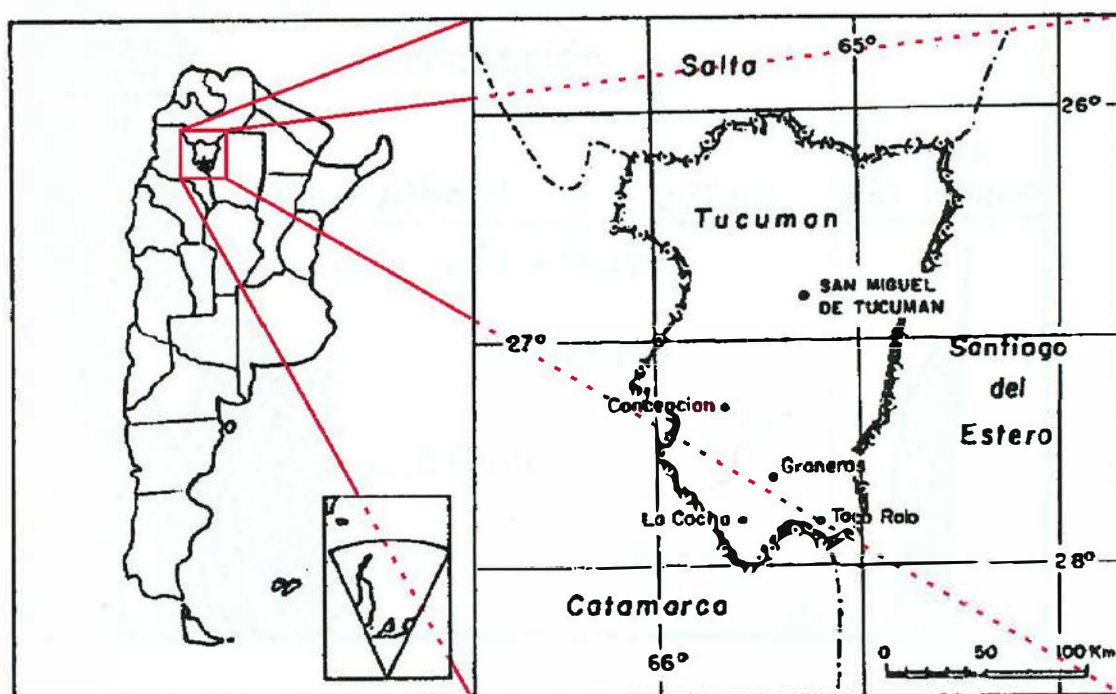
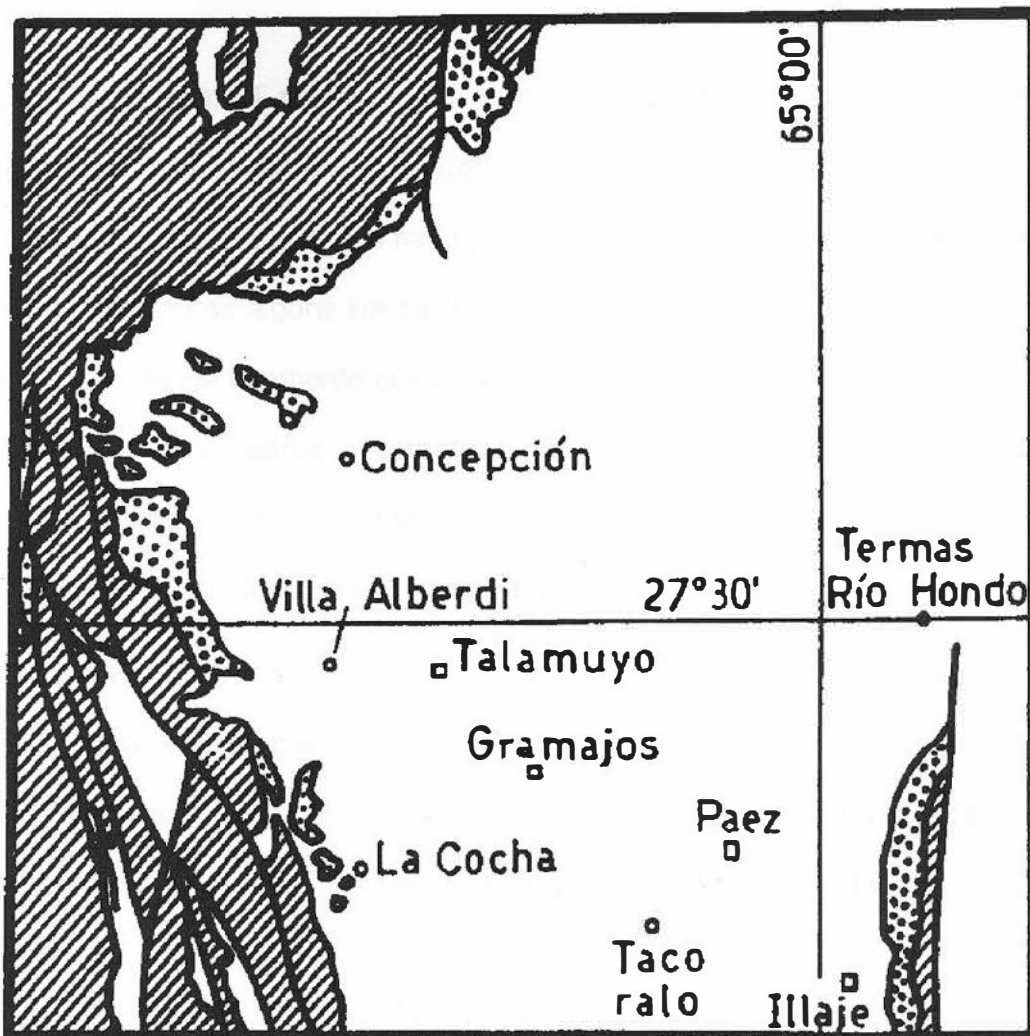


Figura 33 - Mapa da Argentina mostrando a região estudada pelo método MT (modificado de Pomposiello et al., 1994).



0 10 20 30
 ───────────
 QUILÔMETROS

- Sedimentos do Quaternário
- ▤ Sedimentos do Terciário
- ▨ Embasamento metamórfico
- Falhas
- Estações MT

Figura 34 - Mapa geológico da bacia de Tucuman com as 4 estações de sondagem MT (modificado de Pomposiello *et al.*, 1994).

Sondagens MT prévias foram realizadas ao longo de um perfil NS na Planície de Tucuman entre 26 e 28° S (Baldis *et al.*, 1983; Vatin-Perignon *et al.*, 1985). A interpretação destes estudos mostra uma camada sedimentar de alta condutividade com espessura de alguns km sustentada por uma camada com resistividade maior e por uma camada altamente condutiva entre 7 e 12 km de espessura. Os resultados obtidos por investigação gravimétrica (Pomposiello *et al.*, 1991) estão de acordo com o modelo de um canal em sub-superfície relevante e uma seqüência sedimentar de mais de 3 km de espessura.

Desde 1989, a YPF (Yacimientos Petrolíferos Fiscales) tem realizado estudos de reflexões sísmicas com o objetivo de determinar estruturas da bacia sedimentar e a perspectiva de se encontrar fonte de petróleo. As seções sísmicas mostram que esta bacia é formada de pelo menos duas unidades de diferentes períodos²¹.

Para fornecer uma outra evidência sobre a estrutura real, apresentamos neste trabalho uma análise dos dados obtidos através de quatro novas estações MT localizadas ao longo de um perfil SSE-NNW. A seção de resistividade é estimada e o modelo calculado é comparado com resultados prévios.

5.3 Trabalho de campo experimental

O método MT envolve medidas simultâneas dos campos elétrico e magnético na superfície da Terra em uma grande faixa de freqüências, tipicamente de 10^{-3} a

²¹ Os autores do artigo (Pomposiello *et al.*, 1994), escrito em inglês, empregaram o termo *age*.

10^2 Hz.

As componentes horizontais do campo elétrico foram encontradas medindo-se a voltagem entre pares de eletrodos condutores enterrados e espaçados de 100 m. Núcleos de bobinas de indução de alta permeabilidade foram usados para detectar os campos magnéticos.

Este equipamento nos permite realizar processamento de dados confiável em um intervalo de 0.1 a 250 s. Os sinais foram digitalizados a cada 0.01, 0.1 e 1 s.

5.4 Análise espectral

Na ausência de ruído, as componentes horizontais de \vec{E} e \vec{B} no domínio da frequência satisfazem uma relação linear dada por:

$$\vec{E} = Z\vec{B} \quad (83)$$

onde a impedância Z é um tensor de transferência de segunda ordem contendo informação sobre a distribuição de condutividade da Terra. A solução da equação (83) é:

$$Z = (EB^t)(BB^t)^{-1} \quad (84)$$

onde o sobrescrito t indica a matriz transposta Hermitiana e os termos entre parênteses, os espectros de *cross-power* e *autopower*, respectivamente.

Quando lidamos com medidas reais de \vec{E} e \vec{B} a relação dada pela equação (83) não se conserva exatamente devido à presença de ruído ou devido à violação das hipóteses de fonte de onda plana. Então, a equação (83) pode ser reescrita como:

$$E = ZB + R \quad (85)$$

com R sendo a *potência residual*.

Os métodos usuais para se obter estes espectros são baseados no cálculo de periodogramas, os quais são estimativas espectrais inconsistentes e com a variância não tendendo a zero quando o número de observações tende a infinito. Para diminuir a variância, tipos diferentes de janelas são aplicadas aos dados, e os periodogramas de diferentes setores de dados são analisados simultaneamente.

Neste trabalho as series temporais foram filtradas usando-se um filtro trapezoidal passa-banda numérico e com elas os espectros de potência foram calculados usando-se o periodograma (Sainato *et al.*, 1990). Os coeficientes da série de Fourier foram obtidos por meio de iteração recursiva que envolve os polinômios de Tschebvscheff. Para suavizar o estimador espectral, foi aplicada uma janela de Parzen no domínio da frequência e com este estimador suavizado foi calculada uma média em eventos diferentes. Finalmente, a função de transferência foi calculada, seus coeficientes sendo obtidos minimizando-se o erro quadrático médio calculado para cada evento do mesmo modo que a média sobre bandas de frequências.

O *strike* e *skew*, relacionados ao eixo de simetria e às características 3D respectivamente, foram obtidos do tensor de impedância. O tensor foi então rotacionado para os eixos principais x e y e com os elementos não-diagonais resultantes, as resistividades aparentes, ρ_{xy} e ρ_{yx} , e fases, Φ_{xy} e Φ_{yx} , em função do período T , foram calculadas através de:

$$\rho_{xy} = 0.2T |Z_{xy}|^2 \quad (86a)$$

$$\rho_{yx} = 0.2T |Z_{yx}|^2 \quad (86b)$$

$$\Phi_{xy} = \tan^{-1} \left(\frac{\text{Im}(Z_{xy})}{\text{Re}(Z_{xy})} \right) \quad (87a)$$

$$\Phi_{yx} = \tan^{-1} \left(\frac{\text{Im}(Z_{yx})}{\text{Re}(Z_{yx})} \right) \quad (87b)$$

5.5 Resultados

Nas Figs. 35 a 38 as curvas de resistividade aparente (a) e fase (b) nas direções dos eixos principais x e y foram traçadas para as estações Illajes, Paez, Gramajo e Talamuyo, respectivamente.

Na Tabela 2 apresentamos os valores de *strike* e *skew* para as quatro estações. Ambos os parâmetros crescem com a profundidade como pode ser inferido de sua dependência com o período.

O *skew* indica a presença de estruturas tridimensionais, apesar de, infelizmente, técnicas tridimensionais não pudessem ter sido aplicadas devido a uma carência de uma rede mais detalhada. Como uma aproximação bidimensional se aplica apenas a camadas mais rasas, decidimos fazer uma primeira aproximação através de uma modelagem inversa unidimensional usando o método convencional da média quadrática (Jupp e Vozoff, 1975).

Foi assumida uma estrutura isotrópica de multicamadas e a resposta eletromagnética devida à presença de um campo uniforme externo foi calculada

como uma função da resistividade e espessura de cada camada, variando-se estes parâmetros de modo a reproduzir as curvas de resistividade aparente e fase simultaneamente.

Para o ajuste de curva, foi usada a componente de ρ_{xy} rotacionada, pois essa direção estava próxima ao *strike* regional obtido através do campo gravimétrico residual e características tectônicas (Pomposiello *et al.*, 1991).

Como exemplos, mostramos nas Figs. 39 a 42 os melhores ajustes para ρ_{xy} para as quatro estações (das Figs. 35 a 38); a concordância para as curvas de fase estavam dentro da mesma ordem. Na Fig. 43 mostramos a estrutura de resistividade obtida com esse ajuste. Os erros no modelo resultante estão em torno de 10% para as profundidades das camadas, e por volta de 30% para as respectivas resistividades.

5.6 Interpretação dos resultados

A partir destas análises podemos inferir a presença de uma bacia sedimentar altamente condutiva e profunda. A profundidade varia desde 270 m na estação leste até 3000 m na oeste, onde o campo gravimétrico residual mostra a parte mais profunda da bacia.

Foi detectada uma camada altamente condutiva sob o embasamento a uma profundidade de 8 km, parecendo aumentar abruptamente até 35 km sob Talamuyo. Esta camada condutiva também aparece próxima a Taco Ralo (ver Fig. 34) a 7 km (Baldis *et al.*, 1983).

5.7 Sumário

Foi revelada uma bacia sedimentar altamente condutiva com profundidades que estão de acordo com aquelas determinadas em investigações geofísicas anteriores.

Também foi detectada uma camada altamente condutiva na crosta superior a qual, de acordo com Haak (1980), pode ser supostamente composta de rochas fundidas parcialmente, tendo temperaturas por volta de 900 a 1000 graus.

Para se ter uma melhor descrição desta área usando modelagem tridimensional, uma rede mais completa de estações MT é necessária. Isto é planejado para um futuro próximo.

Tabela 2 - Os valores para o *Strike* (St) e *Skew* (Sk) para as diferentes estações (modificado de Pomposiello *et al.*, 1994).

Estação	Talamuyo		Gramajo		Paez		Illajes	
	St	Sk	St	Sk	St	Sk	St	Sk
0.1-1	28°	0.6	13°	0.3	10°	1	17°	2
1-10	36°	2.8	25°	1.3	5°	0.3	11°	3
10-20	41°	12	46°	0.5	40°	1.3	15°	2
20-60	51°	3.6	38°	2.7	52°	4	61°	3
60-240	43°	1.5	51°	2.4	48°	1.3	78°	1.2

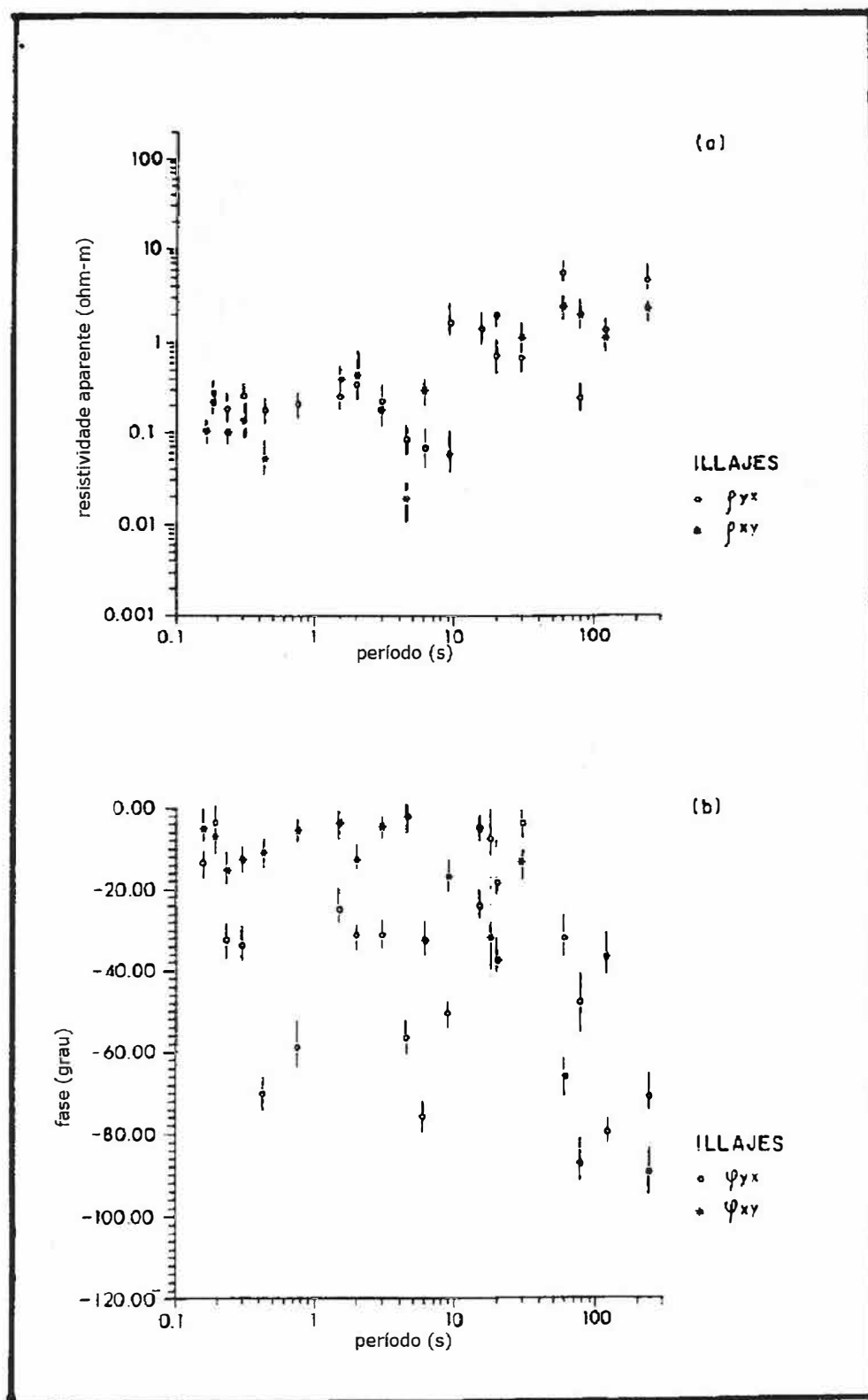


Figura 35 - Curvas de resistividade aparente (a) e fase (b) nos eixos principais x e y para a estação de Illajes (modificado de Pomposiello *et al.*, 1994).

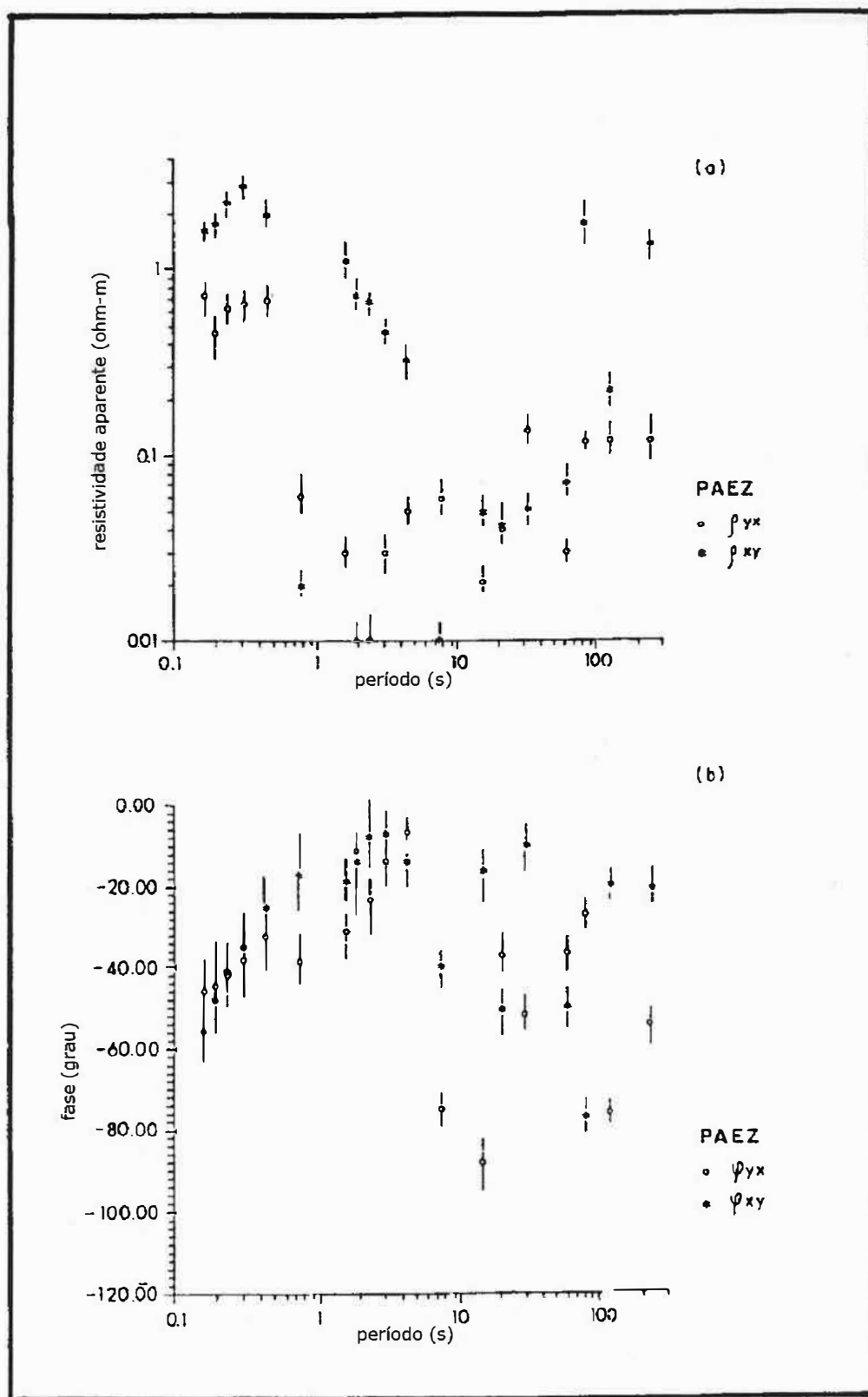


Figura 36 - Curvas de resistividade aparente (a) e fase (b) nos eixos principais x e y para a estação de Paez (modificado de Pomposiello *et al.*, 1994).

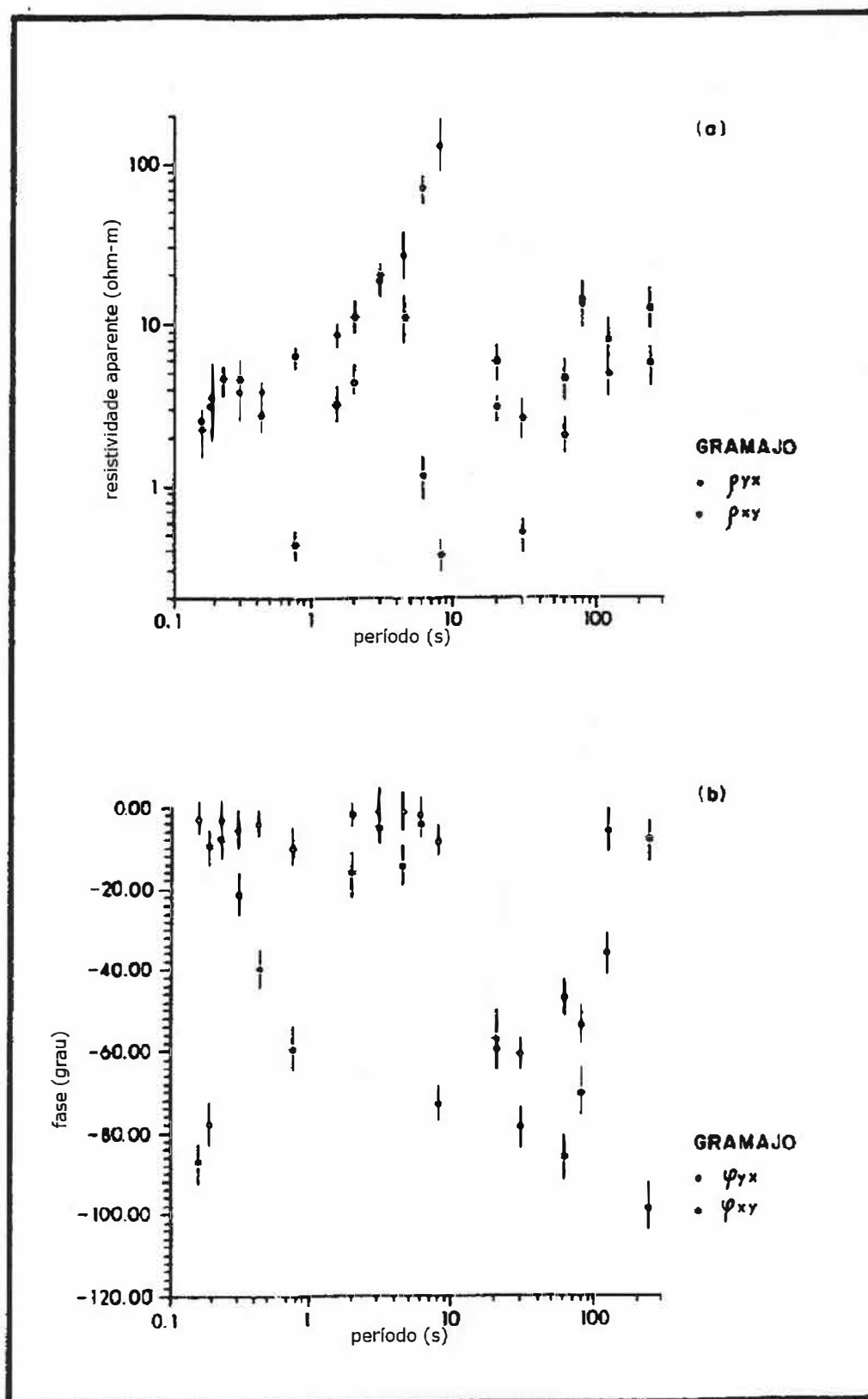


Figura 37 - Curvas de resistividade aparente (a) e fase (b) nos eixos principais x e y para a estação de Gramajo (modificado de Pomposiello et al., 1994).

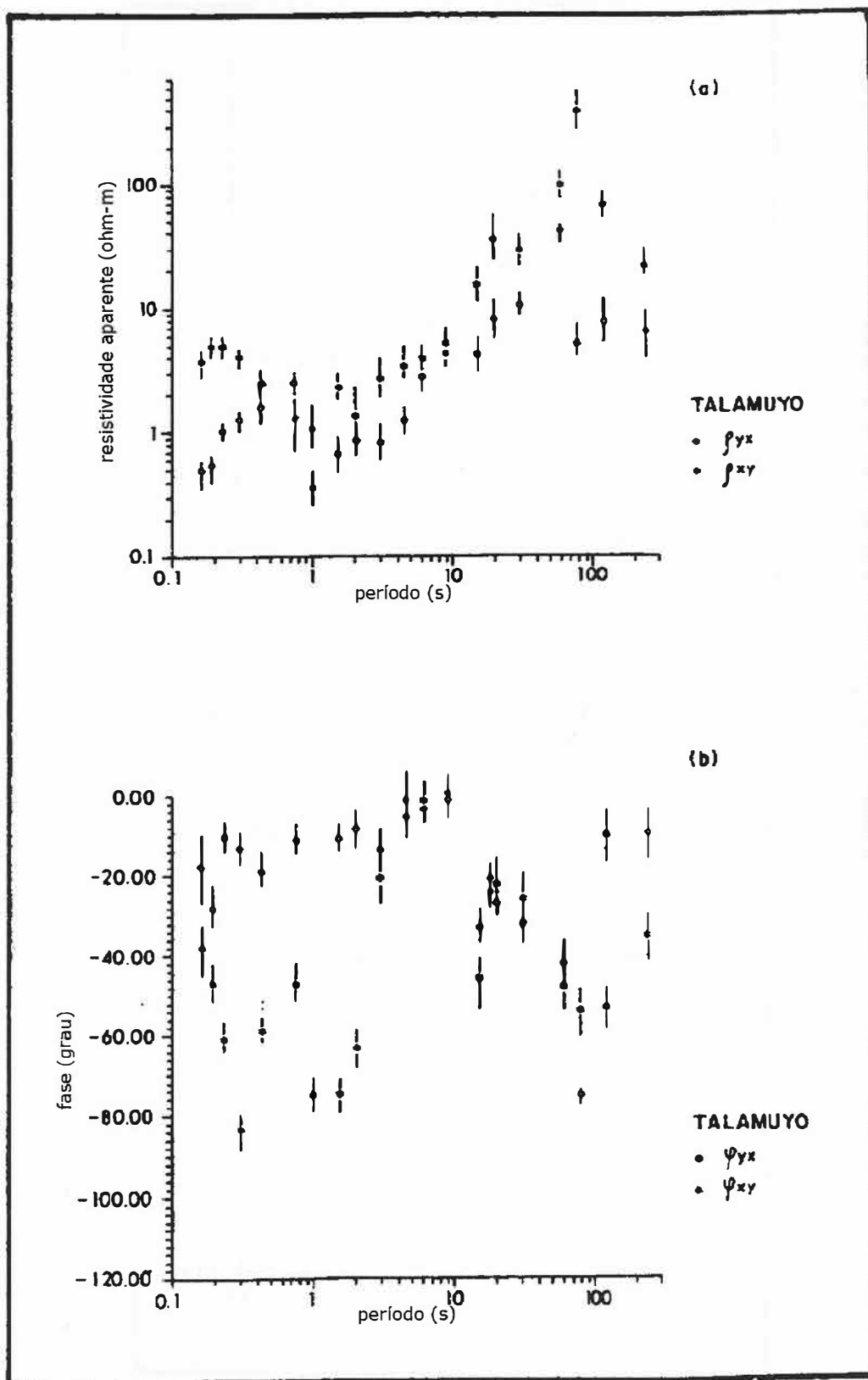


Figura 38 - Curvas de resistividade aparente (a) e fase (b) nos eixos principais x e y para a estação de Talamuyo (modificado de Pomposiello *et al.*, 1994).

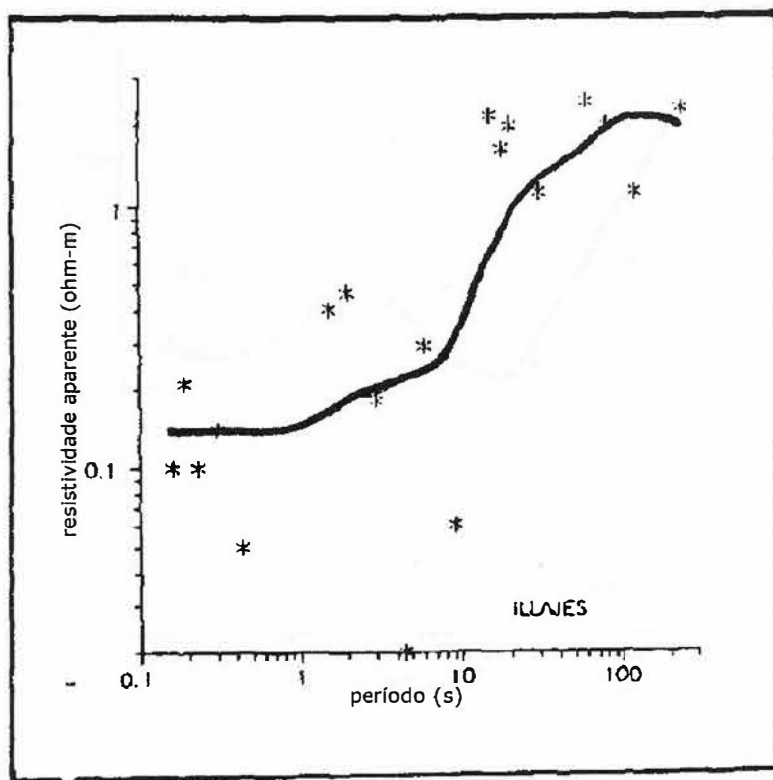


Figura 39 - O melhor ajuste para ρ_{xy} (resistividade aparente) para a estação de Illajes (modificado de Pomposiello *et al.*, 1994).

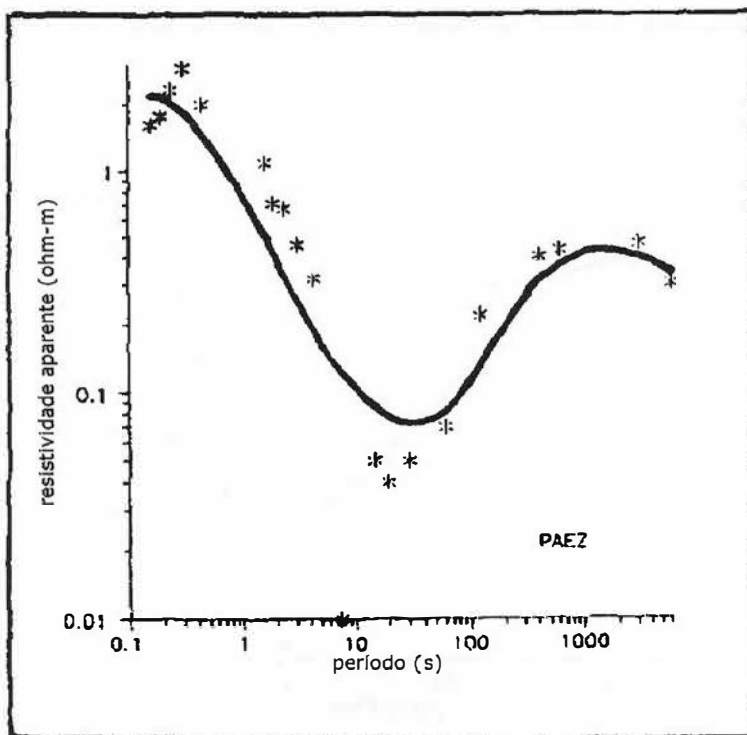


Figura 40 - O melhor ajuste para ρ_{xy} (resistividade aparente) para a estação de Paez (modificado de Pomposiello *et al.*, 1994).

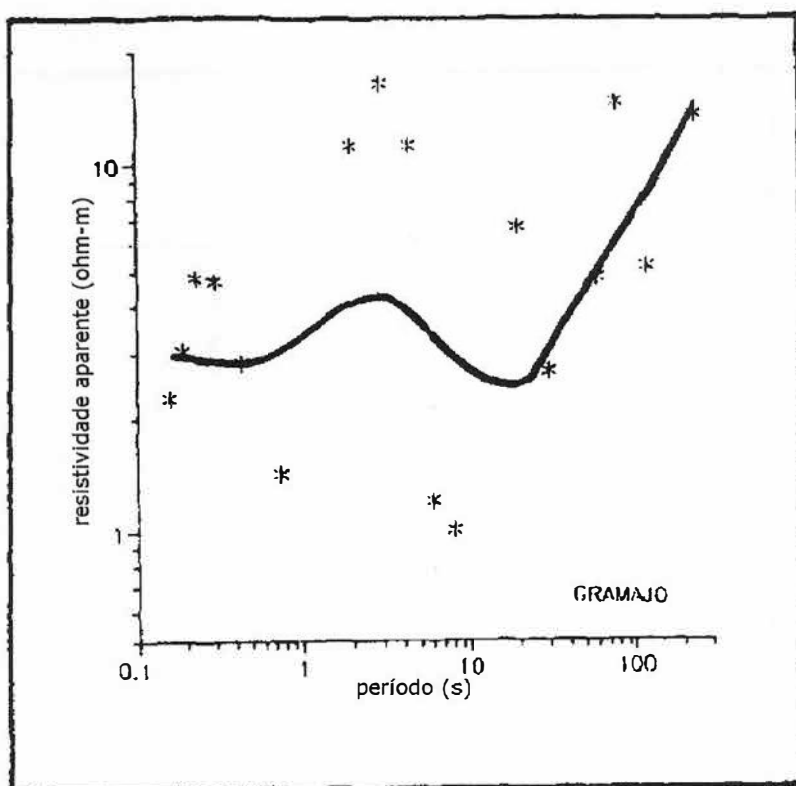


Figura 41 - O melhor ajuste para ρ_{xy} (resistividade aparente) para a estação de Gramajo (modificado de Pomposiello *et al.*, 1994).

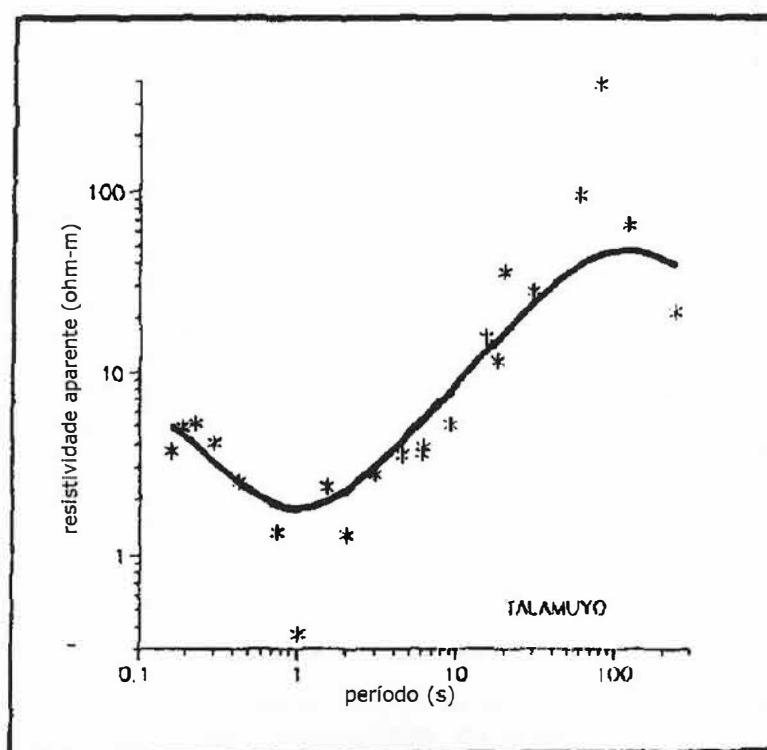


Figura 42 - O melhor ajuste para ρ_{xy} (resistividade aparente) para a estação de Talamuyo (modificado de Pomposiello *et al.*, 1994).

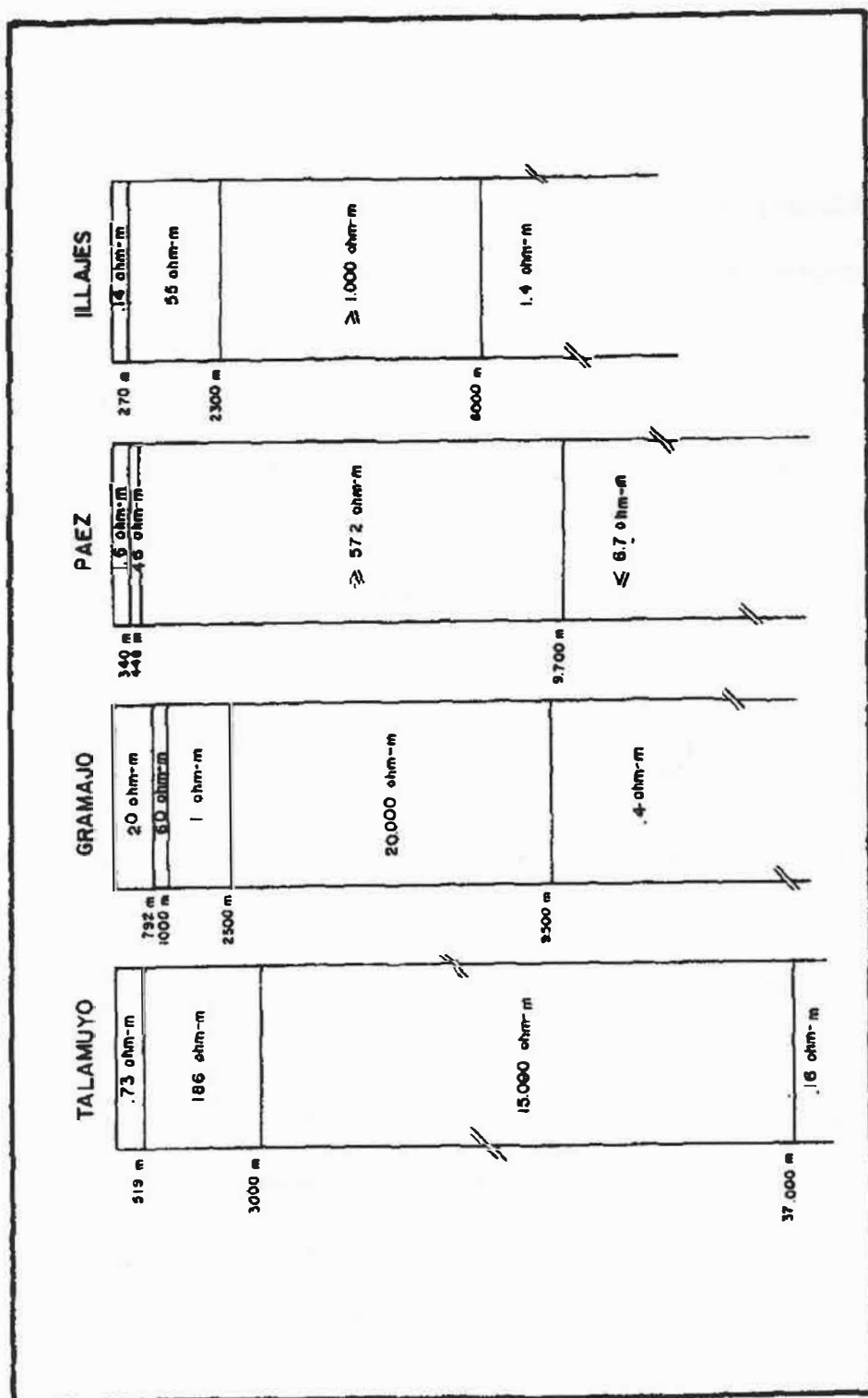


Figura 43 - Resultados da interpretação 1D com os parâmetros de camada (resistividade e espessura) plotado abaixo de cada ponto medido. Os erros estão em torno de 30% para as resistividades e 10% para as profundidades (Pomposiello et al., 1994).

6 CONCLUSÃO

O objetivo principal do trabalho foi reunir informações oriundas de sondagens baseadas no método MT com uma possível aplicação na descoberta de sistemas petrolíferos em potencial. Existe uma quantidade boa de material na literatura tratando da geologia da região englobada pela Bacia de Salta. Contudo, o que se observa é uma certa escassez de material tratando da aplicação do método MT especificamente com este objetivo. Uma das possíveis causas desta dificuldade talvez seja o fato do grande progresso em sondagens MT ser relativamente recente, em comparação, por exemplo, com o método sísmico, que é bastante difundido pelo mundo. Outra possível causa é o fato da bacia em estudo não ter um volume substancial de óleo, como em outras bacias de grande produção pelo mundo, muito embora ainda exista uma produção de óleo nesta região. Devido à dificuldade em se obter material tratando da parte mais central da Bacia de Salta, optou-se por estudar a Bacia de Tucumán, um pouco mais ao sul de Salta, porém em uma localização condizente com o objetivo inicial do trabalho. O estudo 1D feito nesta região pela autora do artigo em que o estudo de caso foi baseado, ainda não é suficiente para se determinar estruturas onde possivelmente exista um sistema petrolífero, mas é uma primeira aproximação nesta direção. Segundo a autora, estudos futuros baseados em uma modelagem 3D podem ser feitos para se imagear melhor a sub-superfície.

7 Referências Bibliográficas

Para o Capítulo 3:

- Bianucci, H. Acevedo, O. Cerdán, J. 1981. Evolución tectonosedimentaria del Grupo Salta en la Subcuenca Lomas de Olmedo (provincias de Salta y Formosa) Actas 8º Congreso Geológico Argentino, 3: 159-172. San Luis.
- Bianucci, H. & Homove, J.F., 1982. Tectogénesis de un sector de la cuenca Del subgrupo Pirgua, Noroeste Argentino. 5º Congreso Latinoamericano de Geología, Actas 1: 539-546. Buenos Aires.
- Comínguez, A. & Ramos, V.A., 1995. Geometry and seismic expression of the Cretaceous Salta rift system, northwestern Argentina. In: Tankard, A.J., Suárez, S.R., Welsink, H.J. (Eds.), Petroleum Basins of South America. American Association of Petroleum Geologists Memoir 62: 325-340, Tulsa.
- del Papa, C.E. & Salfity, J.A., 1999. Non-marine Paleogene sequences, Salta Group, Northwest Argentina. Acta Geológica Hispánica, v. 34, n.2-3, 105-121.
- Disalvo, A. 2002. Cuenca del Noroeste: marco geológico y reseña histórica de la actividad petrolera. In: Schiuma, M., Hinterwimmer, G., Gustavo Vergani, G. (Eds.) Rocas Reservorio de las Cuencas Productivas de la Argentina. Cuenca del noroeste. V Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos - Integración, el gran desafío. Mar del Plata, Instituto Argentino del Petróleo y Del Gas, Actas, pp.: 663-781.
- Disalvo, A., Schelotto, M.L.R., Gómez Omil, R., Hofmann, C., Benítez, J., Hurtado, S., 2002a. Los reservorios de la Formación Yacoraite. In: Schiuma, M., Hinterwimmer, G., Gustavo Vergani, G. (Eds.) Rocas Reservorio de las Cuencas Productivas de la Argentina. Cuenca del noroeste. V Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos - Integración, el gran desafío. Mar del Plata, Instituto Argentino del Petróleo y del Gas, Actas, pp.: 717-738.
- Disalvo, A., Hofmann, C., Luquez, J., Schelotto, M.L.R. 2002b. Los reservorios de las formaciones Palmar Largo y La Tigra. In: Schiuma, M., Hinterwimmer, G., Gustavo Vergani, G. (Eds.) Rocas Reservorio de las Cuencas Productivas de la Argentina. Cuenca del noroeste. V Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos - Integración, el gran desafío. Mar del Plata, Instituto Argentino del Petróleo y del Gas, Actas, pp.: 738-747.
- Disalvo, A., Sebastián, M., Muzzio, M.E., Hofmann, C., Arteaga, M. 2005. Trampas de hidrocarburos en el oeste de la Provincia de Formosa, Argentina. In: Kozłowski, E., Vergani, G., Boll, A (Eds.) VI Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos – Las Trampas de Hidrocarburos en las Cuencas Productivas

- de Argentina. 15 al 19 de Noviembre de 2005. Mar del Plata. pp.: 73-88
- Galliski, M.A. & Viramonte, J.G., 1988. The Cretaceous paleorift in north-western Argentina: A petrologic approach. *Journal of South American Earth Sciences*, 1: 329-342.
- Gómez Omil, R.J., Boll, A., Hernández, R.M., 1989. Cuenca cretácico-terciaria Del Noroeste argentino (Grupo Salta). *In: Chebli, G.A. & Spalletti, L.A. (Eds.), Cuencas Sedimentarias Argentinas, Universidad Nacional de Tucumán, Serie de Correlación Geológica*, 6: 43-64.
- Gómez Omil, R.J. & Boll, A., 1999. Sistema petrolero de la cuenca cretácica Del noroeste argentino. *In: IAPG, Reservorio de las Cuencas Productivas de la Argentina. Cuenca del noroeste. IV Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos. Mar del Plata, Instituto Argentino del Petróleo y del Gas, Actas*, pp.: 101-112.
- Gómez Omil, R.J. & Boll, A., 2005. Cuenca Cretácica del Noroeste Argentino. *In: Chebli, G.A., Cortiñas, J.S., Spalletti, L.A., Legarreta, L., Vallejo, E.L. (Eds.) Frontera Exploratoria de la Argentina. VI Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos – Ampliando las Fronteras. 15 al 19 de Noviembre de 2005. Mar del Plata. pp.: 63-73*
- Harding, T.P. 1984. Graben hydrocarbon occurrences and structural styles. *American Association Petroleum Geologists Bulletin*, 68(3): 333-364.
- Kozlowski, E., Vergani, G., Boll, A. 2005. Las Trampas de Hidrocarburos en las Cuencas Productivas de Argentina. *In: Kozlowski, E., Vergani, G., Boll, A (Eds.) VI Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos – Ampliando las Fronteras. 15 al 19 de Noviembre de 2005. Mar del Plata. Pp.: 1-11*
- Llambías, E.J., 1999. El magmatismo gondwánico durante el Paleozóico Superior-Triásico. *Em: R. Caminos (Ed.): Geología Argentina, Las rocas ígneas gondwánicas. Anales del Instituto de Geología y Recursos Minerales*, 29 (14): 349-376. Buenos Aires.
- Luquez, J. & Palma, M. 1998. Palmar Largo Field. *Pluspetrol*
- Megías, A.G., 1982. Introducción al análisis tectosedimentario: aplicación al estudio dinámico de cuencas. *5º Congreso Latinoamericano de Geología, Actas 1: 385-402. Buenos Aires.*
- Méndez, V., Navarini, A., Plaza, D, Viera, O., 1972. Faja Eruptiva de la Puna oriental. *5º Congreso Geológico Argentino (Córdoba), Actas 4: 86-100, Buenos Aires.*
- Milani, E.J. & Thomaz Filho, A., 2000. Sedimentary Basins of South America. *In: Cordani, U.G., Milani, E.J., Thomaz Filho, A., Campos, D.A. (Eds.), Tectonic Evolution of South America. Rio de Janeiro, pp: 389-449.*
- Moreno, J.M., 1970. Estratigrafía y paleogeografía del Cretácico Superior en la

cuenca del norte argentino, con especial mención de los Subgrupos Balbuena y Santa Bárbara. Asociación Geológica Argentina, Revista 25 (1), 9-44.

Ramos, V.A., 1999. Rasgos estructurales del territorio argentino. In: Caminos, R., (Ed.), Geología de la República Argentina. Dirección Nacional del Servicio Geológico, Anales 29 (19).

Reyes, F.C. & Salfity, J.A., 1973. Consideraciones sobre la estratigrafía del Cretácico (Subgrupo Pirgua) del noroeste argentino. Actas 5º Congreso Geológico Argentino, 3: 355-385. Carlos Paz

Sabino, I.F., 2004. Estratigrafía de la Formación La Yesera (Cretácico): Base Del relleno sinrift del Grupo Salta, noroeste argentino. Associação Geológica Argentina 59 (2),330-340.

Salfity, J.A. & Marquillas, R.A., 1989. El basamento precretácico de la Argentina septentrional y regiones adyacentes. Comunicaciones, 40: 17-28.Santiago.

Salfity, J.A. & Marquillas, R.A., 1994. Tectonic and sedimentary evolution of the Cretaceous-Eocene Salta Group Basin, Argentina. In. Salfity, J.A. (Ed): Cretaceous Tectonics of the Andes, Braunschweig/Wiesbaden, Earth Evolution Sciences, Friedr. Vieweg & Sohn, p. 266-315.

Turner, J.C.M., 1959. Estratigrafía del cordón de Escaya y de la sierra de Rinconada (Jujuy). Revista de la Asociación Geológica Argentina, 13 (1): 15-39.

Turner, J.C.M., 1964. Descripción Geológica de la Hoja 2b. La Quiaca (provincias de Jujuy). Instituto Nacional de Geología e Minería, Boletín 103, 118 pp. Buenos Aires.

Para os demais Capítulos:

Baldis, B., Demicheli, J., Febrer, J., Fournier, H., Garcia, E., Gasco, J., Mamani, M. and Pomposiello, C, 1983. Magnetotelluric diversified results along a 1200-km-long profile showing at its northwest end an important geothermal area in the Province of Tucuman and Santiago del Estero in Argentina, *J. Geomag. Geoelectr.*, 35,609-621.

BOLOGNA, Maurício de Souza. **Investigação magnetotelúrica da litosfera na província ígnea do alto Paranaíba**. 2001. Tese (Doutorado em Geofísica Espacial) – Programa de Pós-graduação em Ciência Espacial/Geofísica Espacial, Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), São José dos Campos.

BRASIL, Nilo Indio do. **Sistema Internacional de Unidades: Grandezas Físicas e Físico-Químicas: Recomendações das Normas ISO para Terminologia e Símbolos**. 01.ed. Rio de Janeiro: Interciência, 2002. ISBN 85-7193-063-5.

Haak, V., 1980. Relations between electrical conductivity and petrological parameters of the crust and upper mantle, *Geophys. Sur.*, 4, 57-69.

- HERMANCE, John F.; THAYER, Richard E.. The Telluric-Magnetotelluric Method. **Geophysics**, v.40, n.04, p.664-668, august.1975.
- JACKSON, John David. **Classical Electrodynamics**: Eletromagnetismo. 03.ed. USA: John Wiley & Sons, Inc., 1999. ISBN 0-471-30932-X.
- JOSÉ, Sonali de Araujo. **Modelagens Magnetotelúrica e Sísmica na Bacia do Espírito Santo**. 2005. Dissertação (Mestrado em Engenharia de Reservatório e de Exploração) – Programa de Pós-graduação em Engenharia de Reservatório e de Exploração, Centro de Ciência e Tecnologia – Laboratório de Engenharia e Exploração de Petróleo (LENEP), Universidade Estadual do Norte Fluminense, Macaé.
- Jupp, D.L. and Vozoff, K., 1975. Stable iterative methods for the inversion of geophysical data, *Geophys. J. Royal Astr. Soc.*, 42, 957-976.
- KAUFMAN, A.A. & KELLER, G.V. 1981. The magnetotelluric sounding method. Amsterdam, Elsevier. 595 p. (MetSbds in Geochemistry and Geophysics, 15).
- KEY, Kerry W.. **Application of Broadband Marine Magnetotelluric Exploration to a 3D Salt Structure and a Fast-Spreading Ridge**. 2003. Tese (Doutorado em *Philosophy in Earth Sciences*) –Universidade da Califórnia, San Diego.
- LUIZ, José Gouvêa. **Informação a Priori da Inversão de Dados Magnetotelúricos**. 1999. Tese (Doutorado em Ciências da área de Geofísica) – Programa de Pós-graduação em Geofísica, Centro de Geociências , Universidade Federal do Pará, Belém.
- Mackie R.L., Madden, T.R., and Wannamaker, P.E., 1993, Three-dimensional magnetotelluric modeling using difference equations—Theory and comparisons to integral equation solutions, *Geophysics*, v.58, No.2, p.215-226.
- NUSSENZVEIG, H. Moysés. **Curso de Física Básica**: Eletromagnetismo. 01.ed. São Paulo: Edgard Blücher, 1997. v.3, ISBN 85-212-0134-6.
- ORELLANA, E. 1974. Prospeccion geoelectrica por campos variables. Madri, Paraninfo, 561 p.
- Pomposiello, C., Mon, R. and Diaz, T., 1991. The gravity field of Tucuman Plain and its implications in structural geology, *Geodynamique* (in press).
- Pomposiello, M.C., A.M.Osella, A. Medina y E. Borzotta. 1994. MT studies in the southeast region of Tucumán Plain, NW Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*. 7 (2): 101-107.
- PORSANI, Jorge Luís. **Estudo da estrutura geo-elétrica da região do Juruá, AM, pelo método magnetotelúrico**. 1991. Dissertação (Mestrado em Geofísica) – Programa de Pós-graduação em Geofísica, Centro de Geociências-Departamento de Geofísica, Universidade Federal do Pará, Belém.
- Rodi, W., and Mackie, R., 2001, Nonlinear conjugate gradient algorithm for two-

- HERMANCE, John F.; THAYER, Richard E.. The Telluric-Magnetotelluric Method. **Geophysics**, v.40, n.04, p.664-668, august.1975.
- JACKSON, John David. **Classical Electrodynamics**: Eletromagnetismo. 03.ed. USA: John Wiley & Sons, Inc., 1999. ISBN 0-471-30932-X.
- JOSÉ, Sonali de Araujo. **Modelagens Magnetotelúrica e Sísmica na Bacia do Espírito Santo**. 2005. Dissertação (Mestrado em Engenharia de Reservatório e de Exploração) – Programa de Pós-graduação em Engenharia de Reservatório e de Exploração, Centro de Ciência e Tecnologia – Laboratório de Engenharia e Exploração de Petróleo (LENEP), Universidade Estadual do Norte Fluminense, Macaé.
- Jupp, D.L. and Vozoff, K., 1975. Stable iterative methods for the inversion of geophysical data, *Geophys. J. Royal Astr. Soc.*, 42, 957-976.
- KAUFMAN, A.A. & KELLER, G.V. 1981. The magnetotelluric sounding method. Amsterdam, Elsevier. 595 p. (MetSbds in Geochemistry and Geophysycs, 15).
- KEY, Kerry W.. **Application of Broadband Marine Magnetotelluric Exploration to a 3D Salt Structure and a Fast-Spreading Ridge**. 2003. Tese (Doutorado em *Philosophy in Earth Sciences*) –Universidade da Califórnia, San Diego.
- LUIZ, José Gouvêa. **Informação a Priori da Inversão de Dados Magnetotelúricos**. 1999. Tese (Doutorado em Ciências da área de Geofísica) – Programa de Pós-graduação em Geofísica, Centro de Geociências , Universidade Federal do Pará, Belém.
- Mackie R.L., Madden, T.R., and Wannamaker, P.E., 1993, Three-dimensional magnetotelluric modeling using difference equations—Theory and comparisons to integral equation solutions, *Geophysics*, v.58, No.2, p.215-226.
- NUSSENZVEIG, H. Moysés. **Curso de Física Básica**: Eletromagnetismo. 01.ed. São Paulo: Edgard Blücher, 1997. v.3, ISBN 85-212-0134-6.
- ORELLANA, E. 1974. Prospeccion geoelectrica por campos variables. Madri, Paraninfo, 561 p.
- Pomposiello, C., Mon, R. and Diaz, T., 1991. The gravity field of Tucuman Plain and its implications in structural geology, *Geodynamique* (in press).
- Pomposiello, M.C., A.M.Osella, A. Medina y E. Borzotta. 1994. MT studies in the southeast region of Tucumán Plain, NW Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*. 7 (2): 101-107.
- PORSANI, Jorge Luís. **Estudo da estrutura geo-elétrica da região do Juruá, AM, pelo método magnetotelúrico**. 1991. Dissertação (Mestrado em Geofísica) – Programa de Pós-graduação em Geofísica, Centro de Geociências-Departamento de Geofísica, Universidade Federal do Pará, Belém.
- Rodi, W., and Mackie, R., 2001, Nonlinear conjugate gradient algorithm for two-

dimensional magnetotelluric inversion, *Geophysics*, 66, No.1, p.174-187.

ROSTOKER, G.. Geomagnetic micropulsations. **Fund. of Cosmic Phys.**, v.4, p.211-311, 1979.

Sainato, C., Pomposiello, C. and Febrer, J., 1990. Diseño de un sistema de adquisición y procesamiento de datos magnetotelúricos. *GEO-ACTA*, **16(2)**, 231-243.

SCHLUMBERGER. **Mudança no clima global e energia: Gases do efeito estufa.** Disponível em: <http://www.seed.slb.com/pt/scictr/watch/climate_change/gases.htm>.

Swift, C.M., 1967, A magnetotelluric investigation of a electric conductivity anomaly in the southwestern United States, PHD thesis, Mass. Inst. Tech.

TARANTOLA, Albert. **Inverse problem theory and methods for model parameter estimation.** 01.ed. Philadelphia: Society for Industrial and Applied Mathematics (SIAM), 2005. ISBN 0-89871-572-5.

TELFORD, W. M.; GELDART, L.P.; SHERIFF, R. E.. **Applied Geophysics.** 02.ed. Cambridge University Press, 1990. ISBN 0-521-33938-3.

Vatin-Perignon, N., Pomposiello, C., Mamani, M., Maidana, A., Keller, M., Gasco, J., Fournier, H. and Febrer, J., 1985. The Hot Dome of Taco Ralo in the NW of Argentina, *Acta Geod. Geophys. et Mount.*, **20(1)**, 159-163.

VOZOFF, K. 1972. The magnetotelluric method in the exploration of sedimentary basins. *Geophysics*, 37: 98-141.

VOZOFF, K., The magnetotelluric method, in *Electromagnetic methods in applied geophysics*, edited by M. N. Nabighian, 02.ed., pp. 641-711, Soc. Expl. Geophys., 1991.

XIAO, Wen. **Magnetotelluric Exploration in the Rocky Mountain Foothills, Alberta.** 2002. Dissertação (Mestrado em *Science in geophysics*) – Faculty of Graduate Studies and Research – Department of Physics, Universidade de Alberta, Edmonton.