



UFRJ

Danilo Santos Cruz

Levantamentos Gravimétricos 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

Rio de Janeiro

Mês de 2007

MGL
C957L

CRUZ, Danilo Santos

**Levantamento Gravimétrico na Bacia de Salta,
Argentina/ Danilo Santos Cruz** - - Rio de Janeiro: UFRJ / IGeo,
2007.

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

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.

Danilo Santos Cruz

Levantamento Gravimétrico 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

Aprovada em: 01/08/2007

Por:

Paula Ferrucio Rocha (UFRJ)

Leonardo Borghi (UFRJ)

UFRJ
Rio de Janeiro
2007

Dedico este trabalho aos meus pais, Ironildes de Jesus e Álvaro Santos Cruz (In Memoriam), as minhas irmãs Daniela Cruz, Lindaiá Cruz e Núbia Cruz, a minha querida Namorada, Lívia Honorato.

AGRADECIMENTOS

Ao Coordenador da Universidade Corporativa Petrobras, Ricardo Sá, pelo cuidado e zelo com o desenvolvimento das nossas habilidades profissionais.

Ao coordenador do curso Álvaro Lúcio por disponibilizar o tema que originou este trabalho.

Ao geofísico Julio Lyrio pela ajuda e por disponibilizar do material para elaboração deste trabalho.

Aos companheiros da Petrobras que atuaram como professores da turma de formandos de 2007 do curso de formação de geofísicos, devido ao zelo, integração e respeito aos novos colegas de trabalho.

Aos professores do Instituto de Geologia da Universidade Federal do Rio de Janeiro, em especial aos Professores Doutores Orientadores Leonardo Borghi e Paula Ferrucio da Rocha, pela orientação e correção do presente trabalho e pela a atenção disponibilizada durante o curso.

Aos companheiros da turma de formação pela interação, respeito e companheirismo.

A toda equipe de trabalho da aquisição sísmica terrestre, nas figuras dos Tutores Silvana Rodrigues e Adriano Lima, pela aprendizagem e disponibilidade durante o vivencial de campo, proporcionando fatos marcantes para a minha vida profissional.

A toda equipe do Processamento Sísmico da UN-BA, em especial para o nosso Tutor Geofísico Raimundo Luna.

Aos meus companheiros de vivencial na UN-BA, Ângelo Correa, Diego Garcia e Mariana Fernandes.

Ao meu colega Hugo Saar pela ajuda no desenvolvimento do estudo de caso.

Ao mestre Caio Catilho, professor do instituto de Física da Universidade Federal da Bahia.

Ao Geofísico Marcelo Bendelack pelo auxílio dado para a correção deste trabalho.

RESUMO

Cruz, Danilo. **Título:** Levantamentos Gravimétricos na Bacia de Salta, Argentina. . 2007. 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.

Este 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. Em vista do objetivo acima, o texto foi dividido em duas partes. A primeira parte trata do contexto geológico da bacia e na segunda temos a descrição do levantamento bibliográfico realizado sobre o método gravimétrico, desde a aquisição até sua interpretação, além da discussão do conteúdo, resultados e conclusões dos trabalhos selecionados na literatura.

Palavras-chave: Salta; Gravimetria; Petróleo.

ABSTRACT

Cruz, Danilo. Levantamentos Gravimétricos na Bacia de Salta, Argentina. [Gravimetrycs surveys in the Basin of Salta, Argentina.] 2007. 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.

This work is a brief analysis of the geology of the Salta basin containing studies found in the literature on the application of a geophysical method for the analysis of this basin. With respect to the geology, the present bibliography is too extended and complex. Thus, the aim was not the one of exploring thoroughly the subject, but of including the general aspect of the basin in order to help the understanding of a case study. As a result of the objective above mentioned, the text was divided in two parts. The first one refers to the geology of the basin while in the second one there is a bibliographical research about the gravimetric method, from its acquisition till its interpretation, besides a discussion of the contents, results and conclusions from the works collected from the literature.

Key-Words: Salta; Gravimetry; Oil

SUMÁRIO

AGRADECIMENTOS.....	IX
RESUMO.....	X
ABSTRACT.....	11
LISTA DE FIGURAS.....	14
LISTA DE TABELAS E QUADROS	17
1 INTRODUÇÃO.....	18
2 CONTEXTO GEOLÓGICO	20
2.1 <i>Aspectos Gerais</i>	20
2.1.1 Subgrupo Pirgua.....	24
2.1.2 Subgrupo Balbuena.....	25
2.1.2.1 Formação Lecho	27
2.1.2.2 Formação Yacoraite.....	29
2.1.2.3 Formação Olmedo	31
2.1.3 Subgrupo Santa Bárbara	32
2.2 <i>Arcabouço estrutural e evolução tectônica</i>	34
2.2.1 Introdução	34
2.2.2 Arcabouço Estrutural.....	35
2.2.2.1 Estrutura original do Sistema de Rife Salta	35
2.2.2.2 Regiões estruturais do Sistema Rife Salta.....	38
2.2.3 Evolução Tectônica	40
2.3 <i>Contexto geológico histórico</i>	41
2.4 <i>Geologia do petróleo</i>	47
2.4.1 Sistema petrolífero.....	47
2.4.2 Rocha geradora.....	47
2.4.3 Rochas reservatório	49
2.4.3.1 Reservatórios da formação Yacoraite.....	49
2.4.3.2 Reservatórios fraturados	51
2.4.3.3 Campo de Caimancito.....	53
2.4.3.4 Reservatórios não fraturados.....	54
2.4.3.5 Reservatórios clásticos.....	54

2.4.3.6	Reservatórios carbonáticos.....	55
2.4.3.7	Campos do Flanco Sul.....	55
2.4.3.8	Reservatórios das formações Palmar Largo e La Tigra.....	56
2.4.4	Rocha selante.....	57
2.4.5	Trapas.....	58
2.4.6	Geração, migração e acumulação.....	61
2.5	Histórico de produção de hidrocarbonetos.....	65
2.5.1	Flanco sul.....	66
2.5.2	Flanco leste.....	67
2.5.3	Flanco norte.....	67
2.5.4	Porção central.....	67
2.5.5	Sub-bacia de Metán-Alemania.....	68
2.5.6	Puna.....	68
3	MÉTODO GRAVIMÉTRICO.....	70
3.1	<i>Introdução</i>	70
3.2	<i>Densidade das rochas</i>	70
3.3	<i>Fundamentos</i>	72
3.4	<i>O campo gravitacional da Terra</i>	75
3.5	<i>Os gravímetros</i>	78
3.6	<i>Tipos de Levantamento</i>	82
3.6.1	Levantamentos Terrestres.....	82
3.6.2	Levantamentos Marítimos.....	83
3.6.3	Levantamentos Aerogravimétricos.....	85
3.7	<i>Redução de dados</i>	86
3.7.1	Correção de Latitude.....	87
3.7.2	Redução e Anomalia de Ar Livre.....	90
3.7.3	Redução e Anomalia Bouguer.....	91
3.8	<i>Interpretação dos dados</i>	93
3.8.1	Método Direto.....	95
3.8.2	Método Inverso.....	99
4	ESTUDO DE CASO.....	102
4.1	<i>Introdução</i>	102
4.2	<i>Trabalho de campo gravimétrico</i>	103
4.3	<i>Geologia</i>	105

4.4 ESTUDOS GRAVIMÉTRICOS E SUA INTERPRETAÇÃO GEOLOGICA	107
4.5 Distribuição de ocorrências de águas térmicas	109
4.6 Discussão final.....	109
REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS	110

LISTA DE FIGURAS

<i>Figura 1 - Localização geográfica da Bacia de Salta.</i>	18
<i>Figura 2 - Distribuição dos depocentros do Subgrupo Pírgua (Sabino, 2004).</i>	21
<i>Figura 3 - Coluna estratigráfica da bacia de Salta (Gómez Omil & Boll, 1999).</i>	22
<i>Figura 4 - Diagrama cronoestratigráfico onde se observam as principais discordâncias do Grupo Salta (del Papa & Salfity, 1999).</i>	23
<i>Figura 5 - Linha sísmica regional. Sub-bacia Lomas de Olmedo, Flanco Sul (Disalvo, 2005).</i>	24
<i>Figura 6 - Subgrupo Balbuena: seqüência sedimentar pós-rifte (Formações Lecho, Yacoraite e Olmedo / El Tunal, e Membro Salino). Modificada de Salfity & Marquillas (1999).</i>	26
<i>Figura 7 - Evolução paleo-ambiental das formações do Grupo Salta. Modificada Salfity & Marquillas (1999).</i>	28
<i>Figura 8 - Esquema (sem escala) dos principais eventos de inundação durante a deposição do Grupo Salta. Modificada de Salfity & Marquillas (1999).</i>	32
<i>Figura 9 - Subgrupo Santa Bárbara: finalização da sedimentação pós-rifte (Formações Mealla, Maíz Gordo e Lumbreira). Modificada de Salfity & Marquillas (1999).</i>	33
<i>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.</i>	36
<i>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).</i>	38
<i>Figura 12 - Ambientes tectônicos da Bacia de Salta (Gómez Omil & Boll, 2005).</i>	39
<i>Figura 13 - Margem convergente andina e margens transforme norte e sul (Milani & Thomaz Filho, 2000).</i>	42
<i>Figura 14 - Esquema tectônico da Bacia de Salta e regiões adjacentes em tempos pré</i>	

- 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.*..... 44
- Figura 15 - Principais sistemas orogênicos desenvolvidos na Argentina: a) Área abrangida pela orogenia andina; b) Principais registros das orogenias pré-andinas (Ramos, 1999).**..... 46
- Figura 16 - Tipo de querogênio da Formação Yacoraite e potencial de geração de hidrocarbonetos (Gómez Omil & Boll, 1999).**..... 48
- 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).**..... 49
- Figura 18 - Localização dos principais campos produtores da região do noroeste argentino (Disalvo, 2002).**..... 50
- Figura 19 - Ambientes tectônicos da Bacia de Salta (Gómez Omil & Boll, 2005).** 52
- Figura 20 - Modelo de trapas combinadas – estruturais e estratigráficas. (Gómez Omil & Boll, 2005).**..... 59
- Figura 21 - Modelo de trapas estratigráficas em platôs de rochas vulcânicas (Disalvo et al., 2002b).**..... 60
- Figura 22 - Modelo de geração (curva de subsidência) de hidrocarbonetos nos principais depocentros. (Modificado de Gómez Omil & Boll, 1999)**..... 62
- Figura 23 - Modelo de acumulação de hidrocarbonetos na Formação Yacoraite em trapas estruturais. (Gómez Omil & Boll, 2005)**..... 63
- Figura 24 - Sistema Petrolífero Yacoraite – Palmar Largo. (Modificado de Luquez & Palma, 1998)**..... 64
- 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).**..... 64
- Figura 26 – Esquema da atuação da força gravitacional (Lowrie, 1997)**..... 73
- Figura 27 – Esquema da forma da terra devido à ação da força centrífuga. Note que o valor de g pólo = 9.83 ms^{-2} e g equador = 9.78 ms^{-2} . (Lillie, 1999) [Modificada por Cruz, D.S.]**..... 76
- Figura 28 – A) Ilustração entre as relações entre as superfícies geoidal, elipsoidal,**

<i>oceânica e terrestre. B) Deformação provocada na superfície geoidal devido à presença de massa. (Lowrie, 1997) [Modificada por Cruz, D.S.].....</i>	<i>77</i>
<i>Figura 29 – Representação esquemática de um sistema de massa e mola na vertical.</i>	<i>79</i>
<i>Figura 30 – Diagrama esquemático do princípio físico de funcionamento do gravímetro Lacoste-Romberg (TELFORD et al.,1990). O esquema é massa presa na extremidade de um braço rígido de comprimento conhecido, posicionado aproximadamente na horizontal, suspenso por uma mola especial que permite extensões e encurtamentos elevados em relação ao próprio comprimento dessa.</i>	<i>80</i>
<i>Figura 31 – Curva da variação da maré terrestre e da deriva do gravímetro (fonte: TELFORD et al.,1990)[Modificada por Cruz, D.S.].....</i>	<i>82</i>
<i>Figura 32 – Variação do campo gravitacional teórico em função latitude da Terra (Tsuboi, 1983)[Modificada por Cruz,D.S.].....</i>	<i>89</i>
<i>Figura 33 – Efeito da correção free air sobre a seção da crosta (Blakely, 1995)[Modificada por Cruz,D.S.].....</i>	<i>91</i>
<i>Figura 34- Efeito da correção Bouger sobre a seção da crosta[Modificada por Cruz,D.S.].....</i>	<i>93</i>
<i>Figura 35 - Esquema de corpo tridimensional de forma irregular (Blakely, 1995).....</i>	<i>96</i>
<i>Figura 36 - Corpo de forma irregular aproximado por um conjunto de prismas regulares de forma retangular (Blakely, 1995).....</i>	<i>98</i>
<i>Figura 37: Mapa mostrando a região estudada pelo método gravimétrico [Modificada por Cruz,D.S.].....</i>	<i>103</i>
<i>Figura 38- Mapa geológico da bacia de Tucuman. Campo de anomalia Bouguer com contorno de 10mGal e distribuição das estações de gravidade [Modificada por Cruz, D.S.].....</i>	<i>105</i>
<i>Figura 39 – Mapa geológico da bacia de Tucuman. a) Contorno do campo de anomalia residual de 4mGal. b) O modelo qualitativo [Modificada por Cruz,D.S.].....</i>	<i>108</i>

1. Introdução

LISTA DE TABELAS E QUADROS

<i>Tabela 1 - Valores médios de densidade nas rochas (BUONORA, 2003).....</i>	<i>72</i>
<i>Quadro 1 - Parâmetros de vários sistemas de referência geodética (BUONORA (2003)).</i>	<i>78</i>
.....	78

1 Introdução

A Bacia de Salta localizada na região dos Andes Centrais, abrangendo o noroeste da Argentina e parte da Bolívia e Paraguai, como pode ser visto na Figura 1.

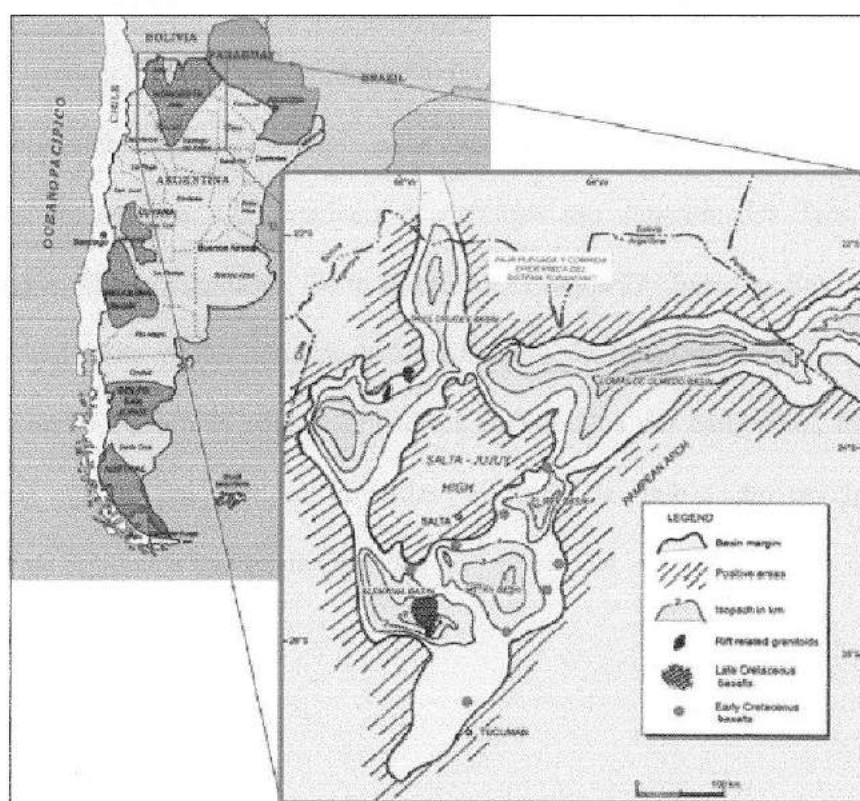


Figura 1 - Localização geográfica da Bacia de Salta.

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. Sua parte aflorante está situada 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 depositados 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, com reservatórios constituídos por carbonatos fraturados localizados nos ápices das dobras formadas a partir de falhas de cavalgamento principalmente na Sub-bacia Lomas de Olmedo.

2 Contexto Geológico

2.1 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).

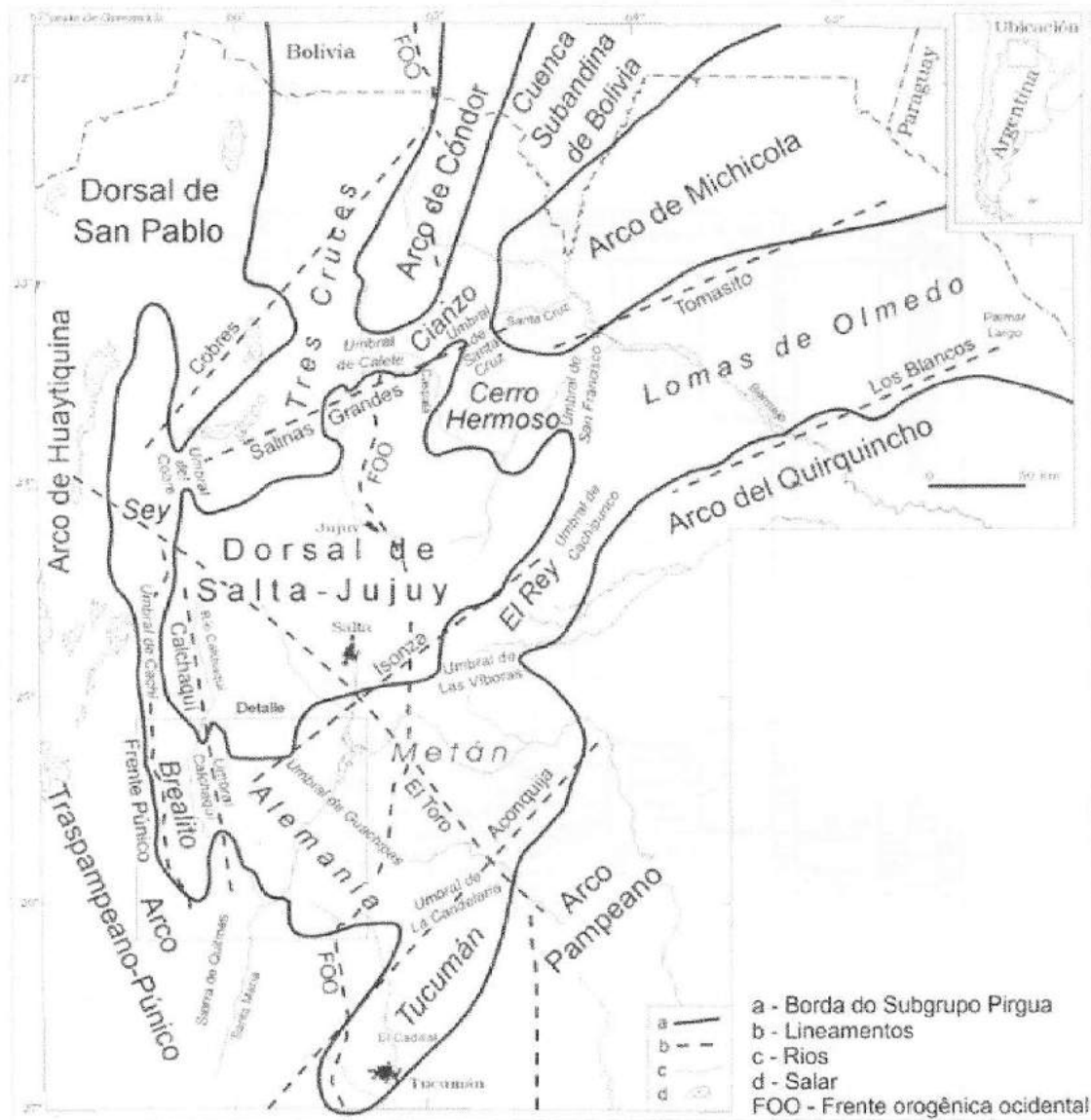


Figura 2 - Distribuição dos depocentros do Subgrupo Pirgua (Sabino, 2004).

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

Balbuena é formado pelas formações Lecho, Yacoraite Olmedo e o Subgrupo Santa Bárbara pelas formações Mealla, Maiz Gordo e Lumbrera.

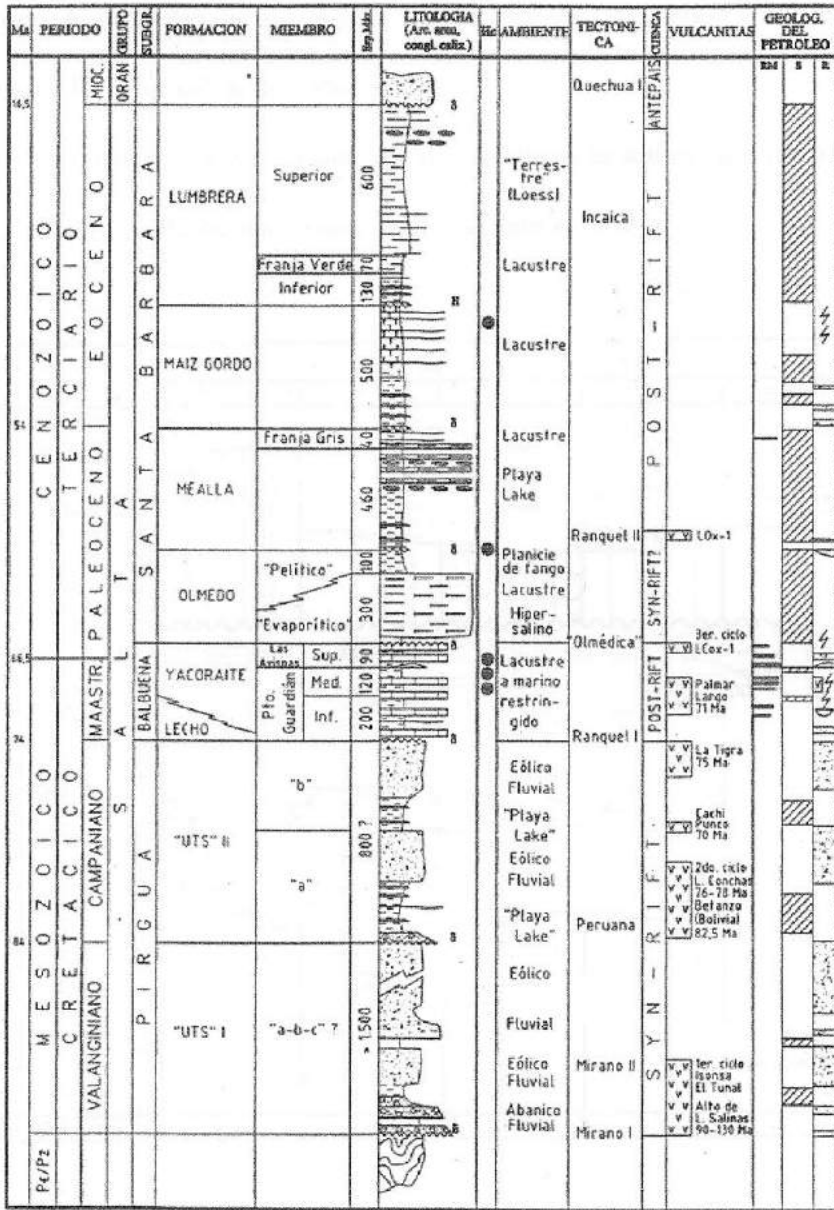


Figura 3 - Coluna estratigráfica da bacia de Salta (Gómez Omil & Boll, 1999).

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 Pirgua. 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).

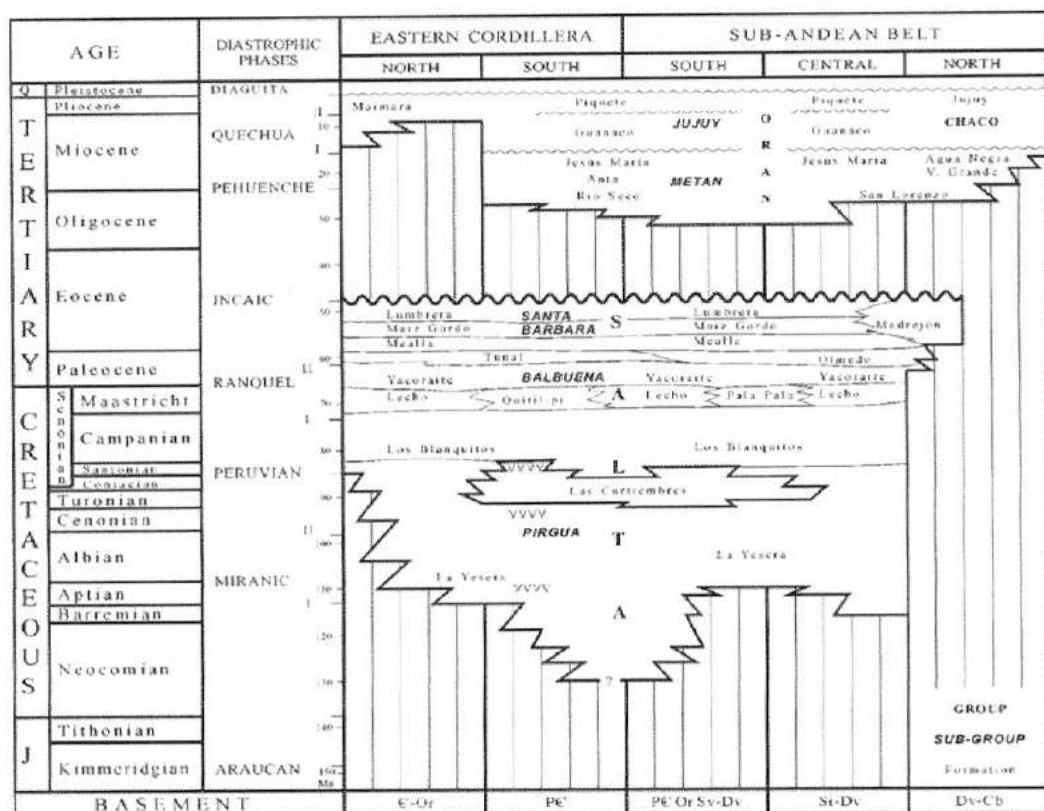


Figura 4 – Diagrama cronoestratigráfico onde se observam as principais discordâncias do Grupo Salta (del Papa & Salfity, 1999).

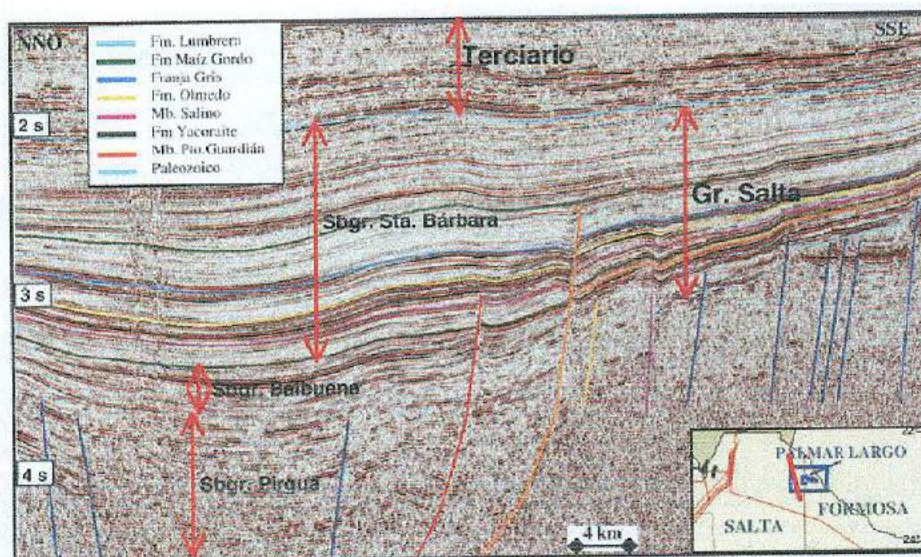


Figura 5 - Linha sísmica regional. Sub-bacia Lomas de Olmedo, Flanco Sul (Disalvo, 2005).

2.1.1 Subgrupo Pirguá

Gómez Omil et al. (1989) diferenciou o Subgrupo Pirguá em unidades tectonossedimentares (“UTS”). Com base no contexto e arranjo de fácies de semidetalhe 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, cólica 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).

2.1.2 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).

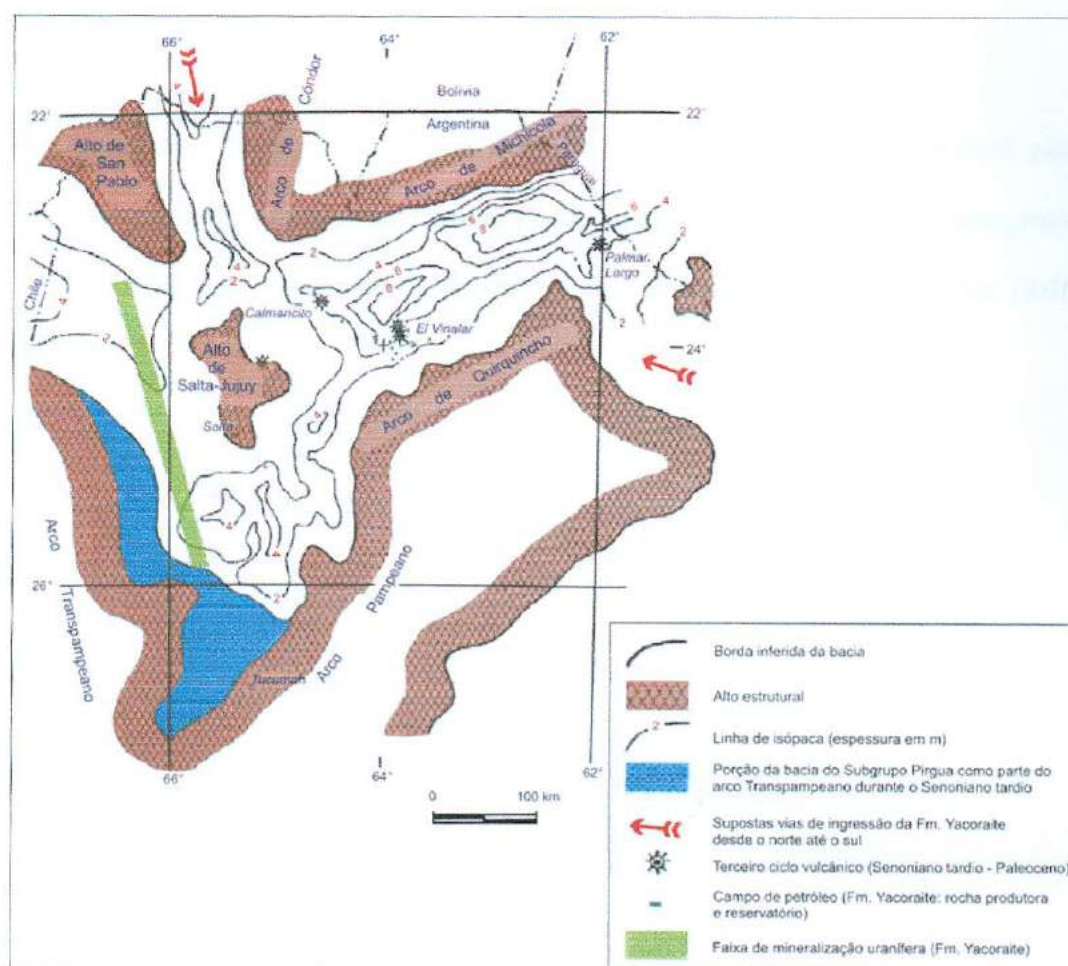


Figura 6 - Subgrupo Balbuena: seqüência sedimentar pós-rifte (Formações Lecho, Yacoraite e Olmedo / El Tunal, e Membro Salino). Modificada de Salfity & Marquillas (1999).

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.

2.1.2.1 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).

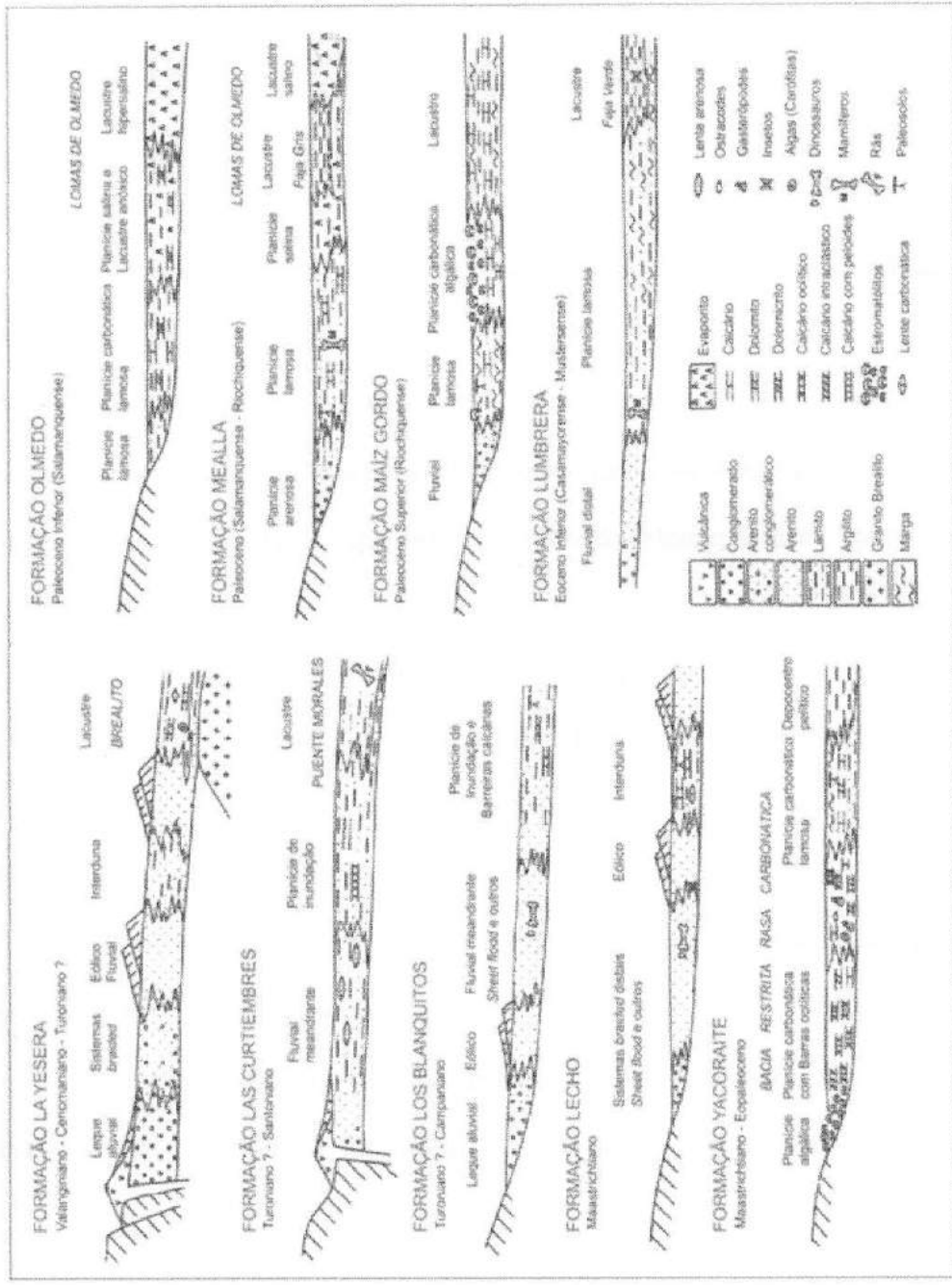


Figura 7 - Evolução paleo-ambiental das formações do Grupo Salta. Modificada Salfity & Marquillas (1999).

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

2.1.2.2 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 miliolídeos. Além disso, contém palinómorfs, 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).

2.1.2.3 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).

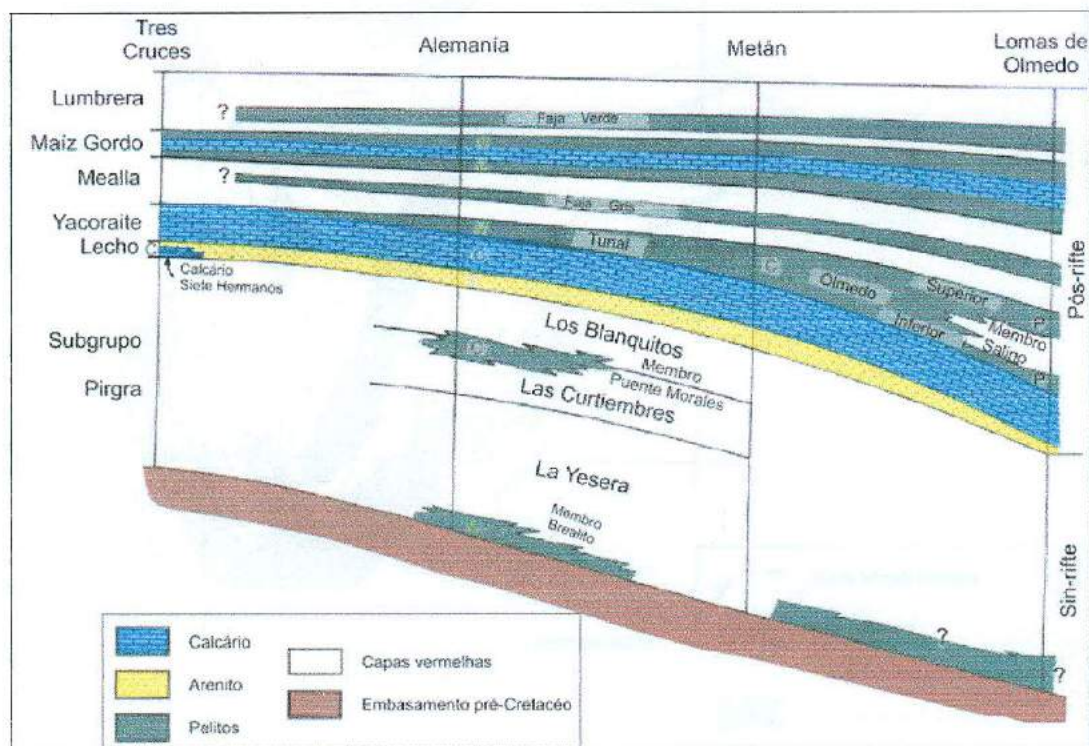


Figura 8 - Esquema (sem escala) dos principais eventos de inundação durante a deposição do Grupo Salta. Modificada de Salfity & Marquillas (1999).

2.1.3 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).

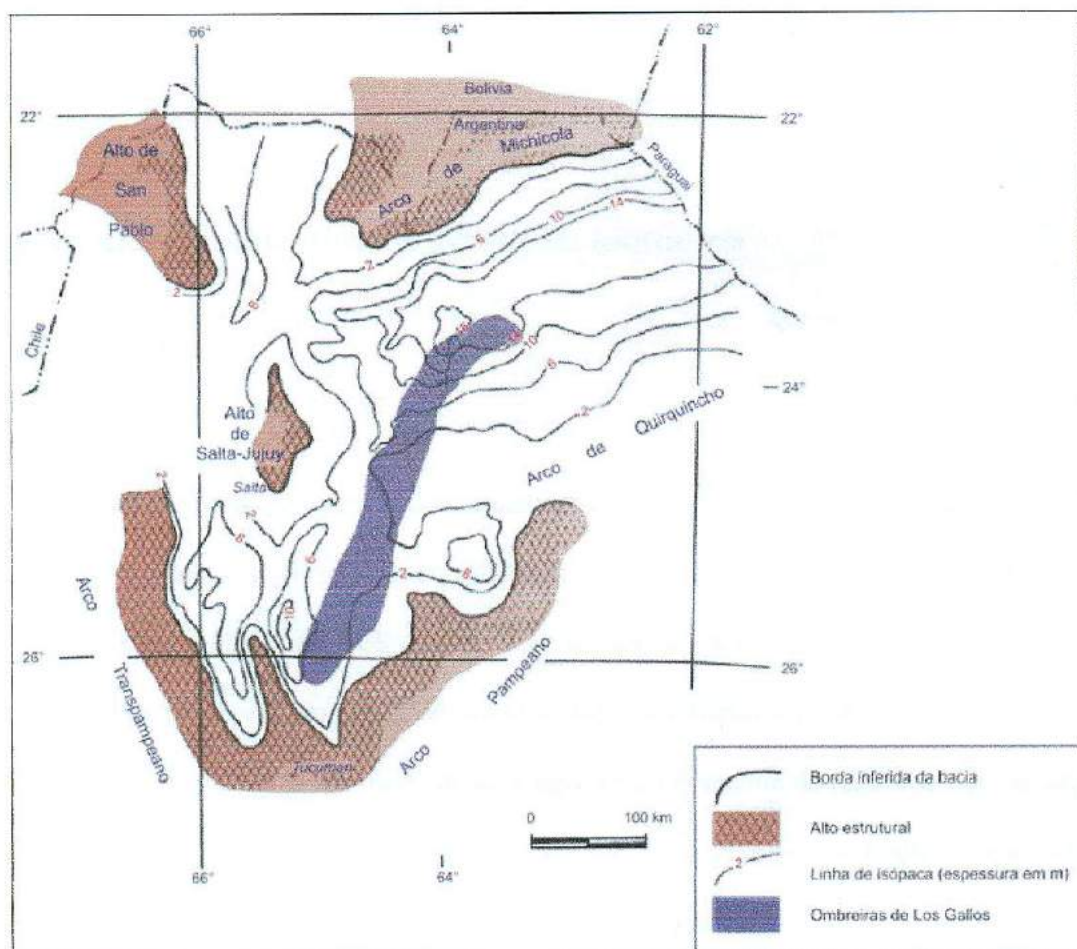


Figura 9 - Subgrupo Santa Bárbara: finalização da sedimentação pós-rifte (Formações Mealla, Maíz Gordo e Lumbreira). Modificada de Salfity & Marquillas (1999).

Em âmbito regional, as três formações que compõem o Subgrupo Santa Bárbara – Formações Mealla, Maíz Gordo e Lumbreira – 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).

2.2 Arcabouço estrutural e evolução tectônica

2.2.1 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).

2.2.2 Arcabouço Estrutural

2.2.2.1 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).

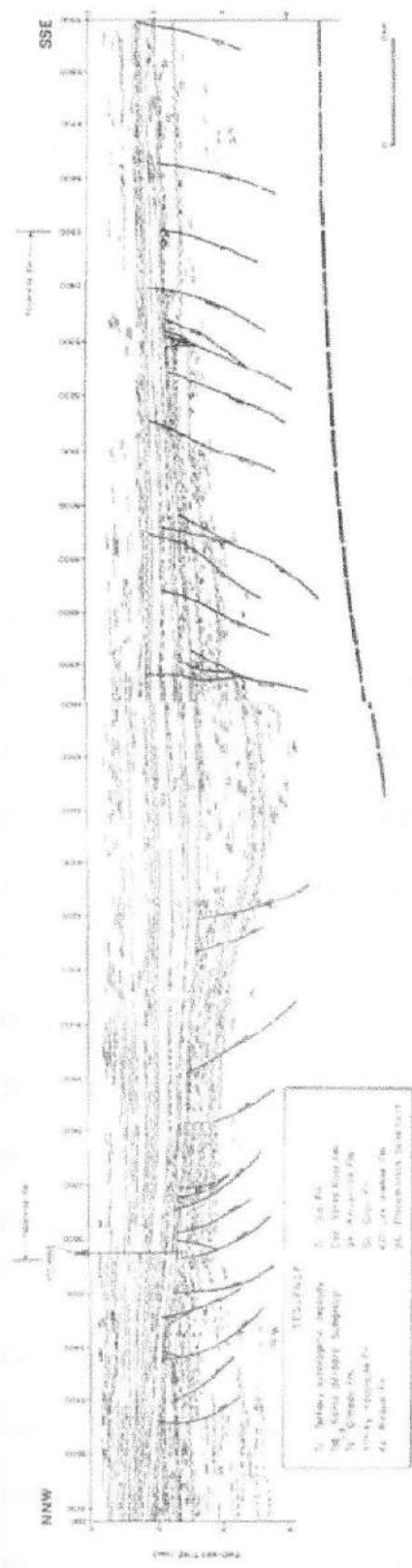


Figura 10 - Perfil geológico-estrutural da Sub-bacia de Lomas de Olmedo. Nota-se a assimetria do sistema de rifte. Fonte: Comingues e Ramos, 1995.

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 soergimento 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).

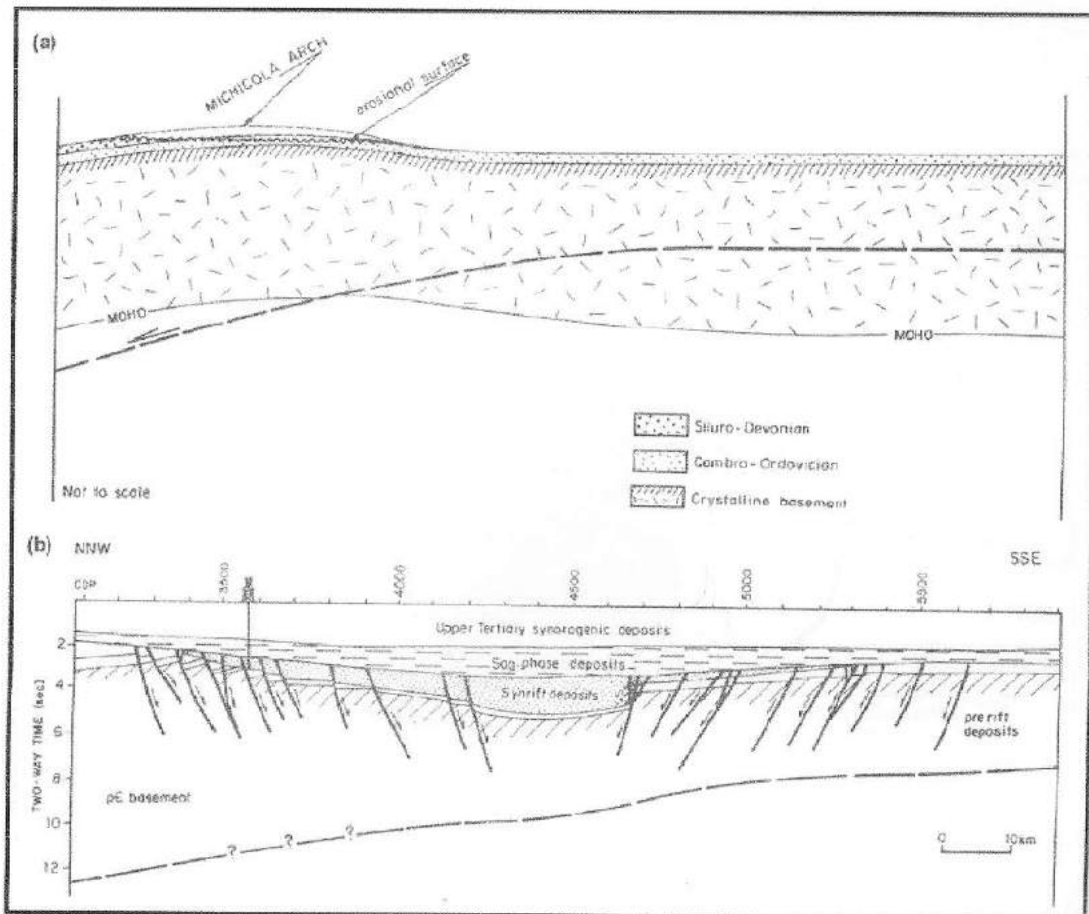


Figura 11 - Seção esquemática do rifte Lomas de Olmedo. (a) Reconstrução do entumescimento local pretérito à abertura do rifte; (b) Estrutura do rifte anterior a inversão tectônica andina (Comínguez & Ramos, 1995).

2.2.2.2 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).

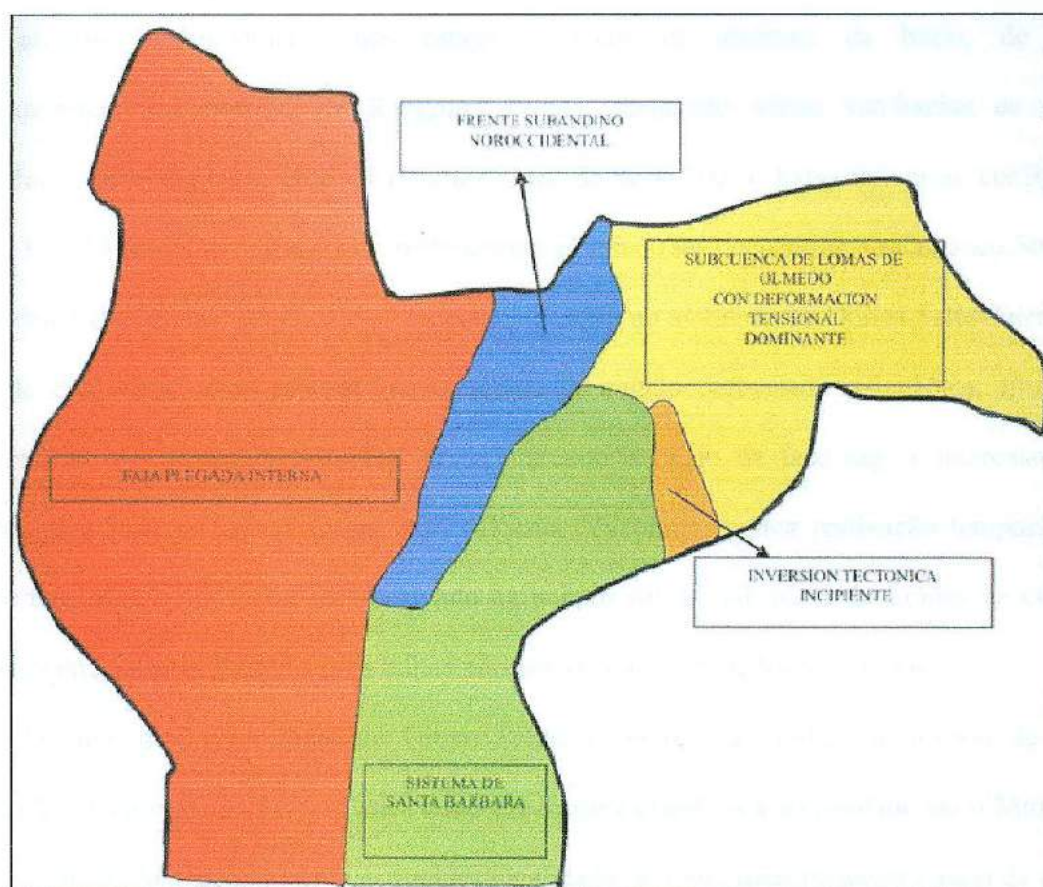


Figura 12 - Ambientes tectônicos da Bacia de Salta (Gómez Omil & Boll, 2005).

2.2.3 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 rifes 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).

2.3 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).

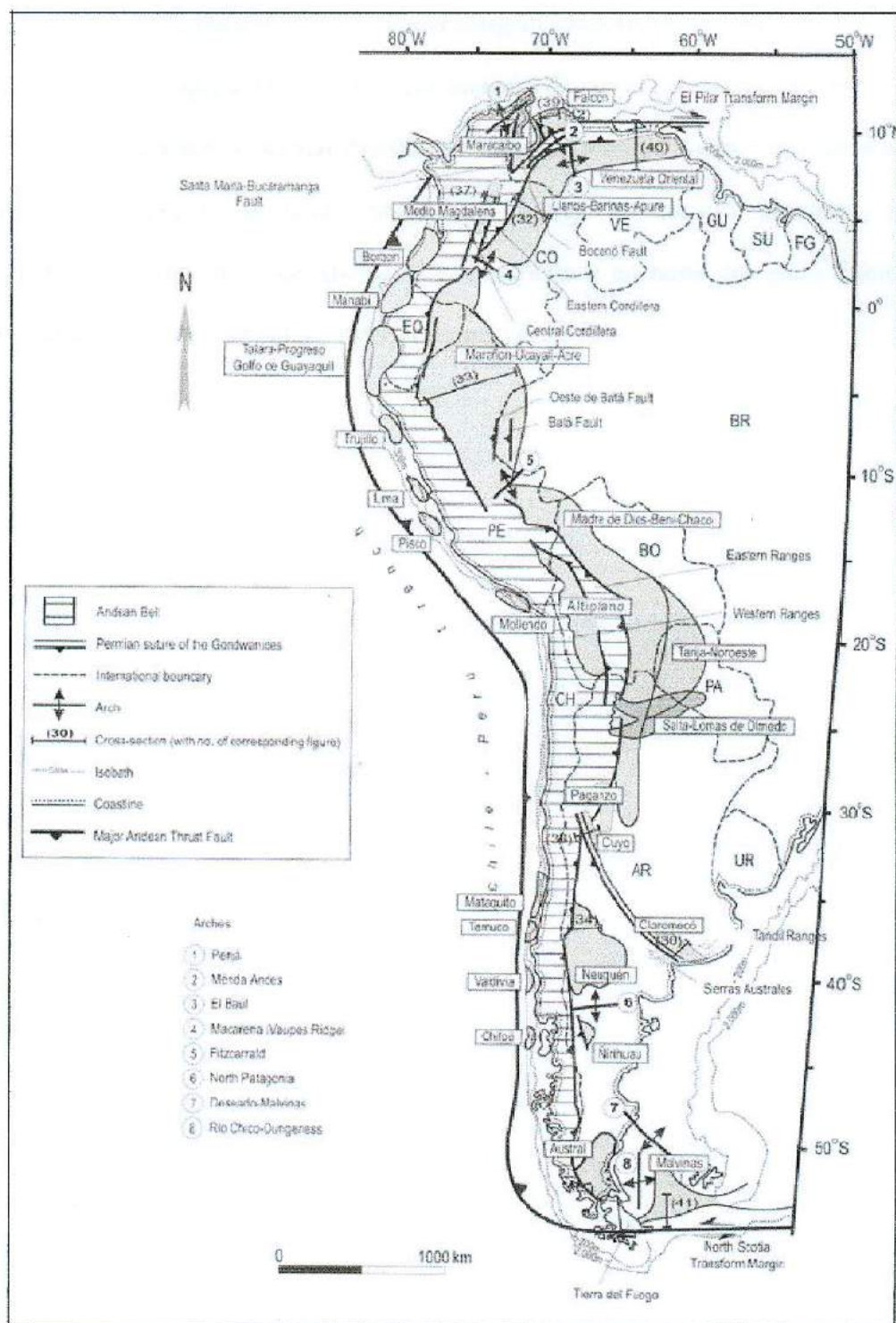


Figura 13 - Margem convergente andina e margens transforme norte e sul (Milani & Thomaz Filho, 2000).

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).

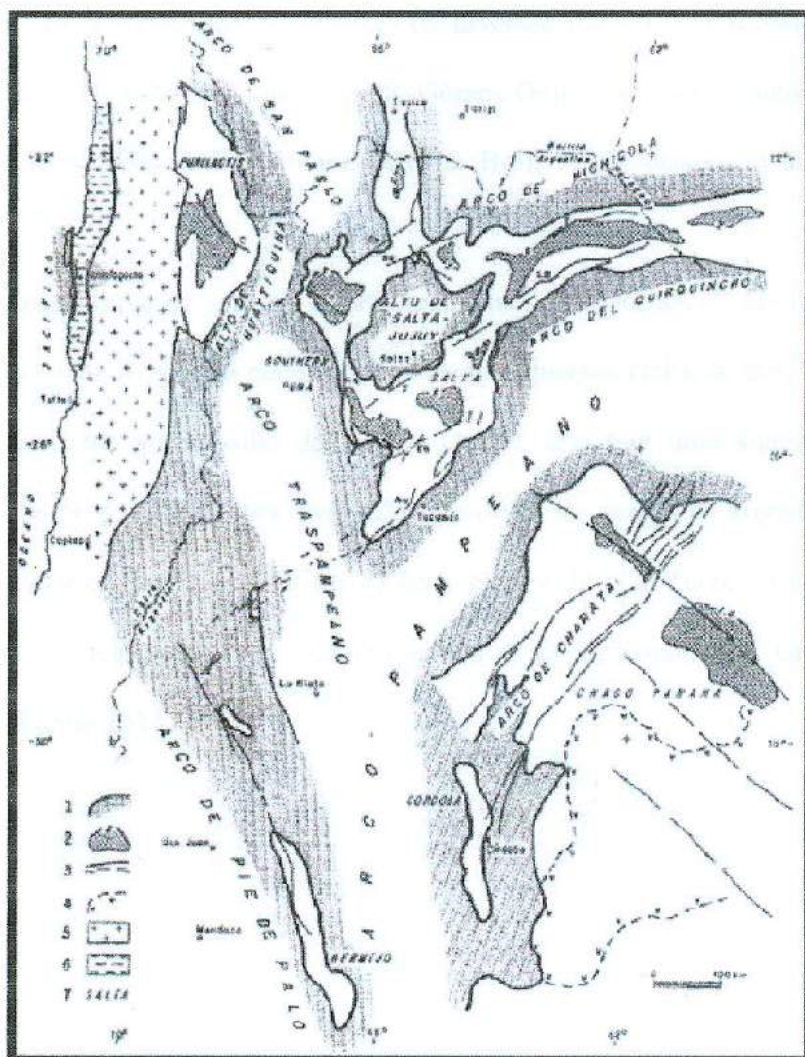


Figura 14 - Esquema tectônico da Bacia de Salta e regiões adjacentes em tempos pré Maastrichtianos. (1) Borda da bacia; (2) Depocentro cretáceo não marinho; (3) Falhas e lineamentos atuais; (4) Distribuição do magmatismo Serra Geral (Jurássico superior- Neocomiano); (5) Arco magmático cretáceo-eoceno; (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).

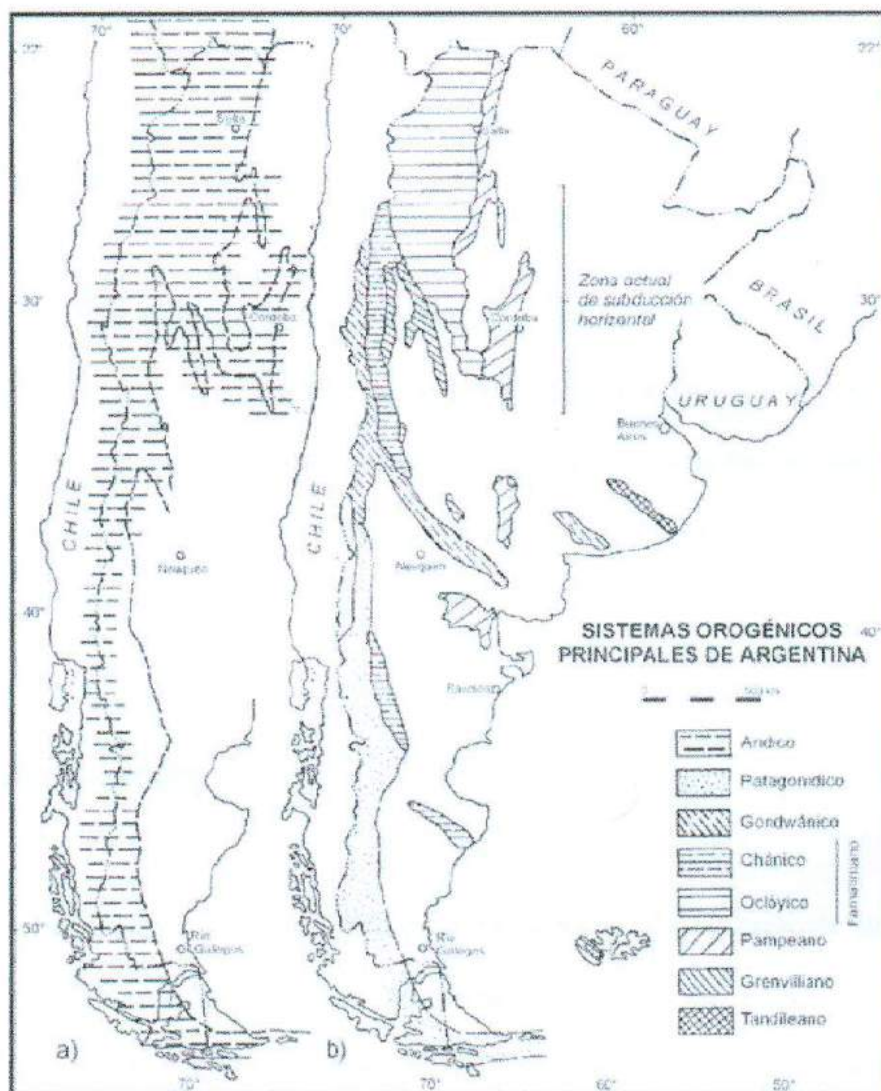


Figura 15 - Principais sistemas orogénicos desenvolvidos na Argentina: a) Área abrangida pela orogenia andina; b) Principais registros das orogenias pré-andinas (Ramos, 1999).

2.4 Geologia do petróleo

2.4.1 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.

2.4.2 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 trapecedoras sem indícios de óleos ou gás.

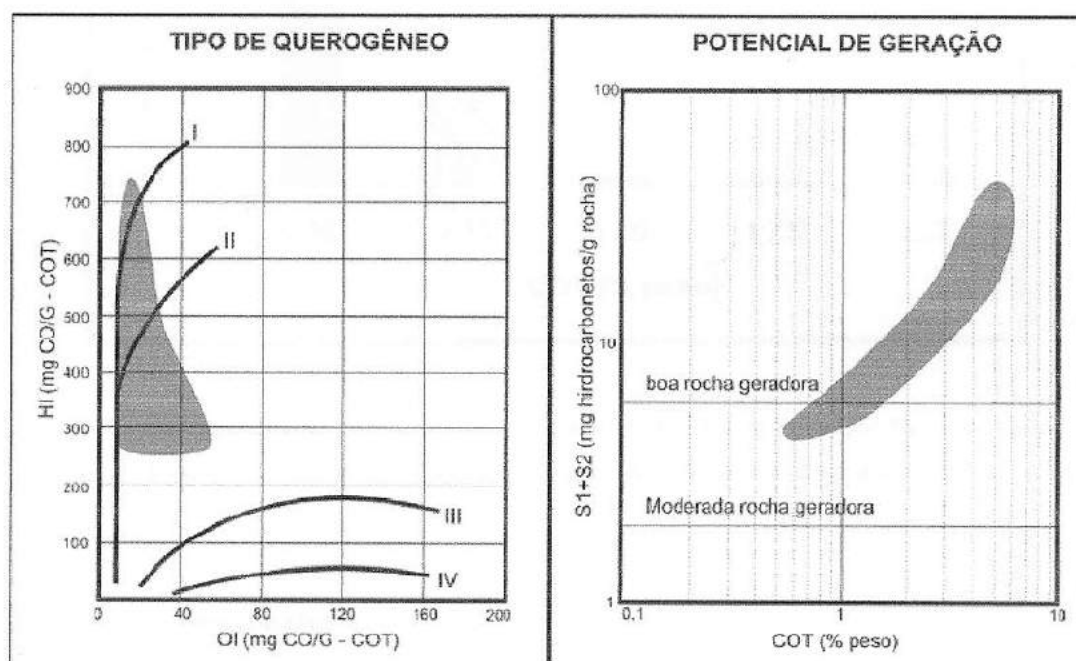


Figura 16 - Tipo de querogênio da Formação Yacoraite e potencial de geração de hidrocarbonetos (Gómez Omil & Boll, 1999).

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 Martínez del Tinco chega a 14° API devido à alta biodegradação.

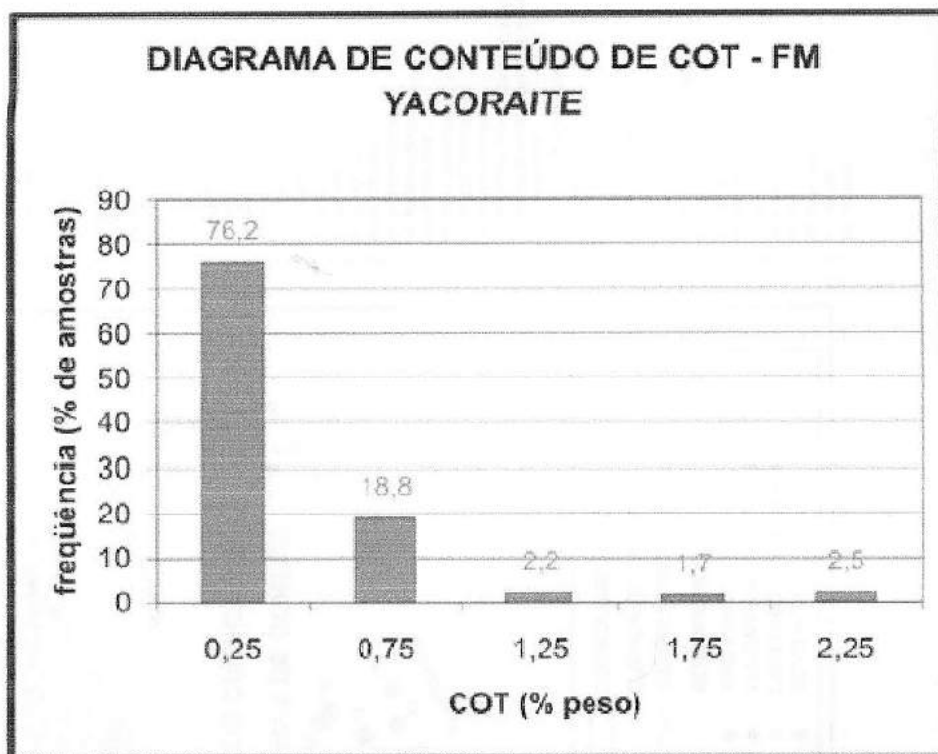


Figura 17 - Diagrama de número de amostras pelo conteúdo de COT na Formação Yacoraite. Nota-se o predomínio de amostras com baixa porcentagem de COT (Gómez Omil & Boll, 1999).

2.4.3 Rochas reservatório

2.4.3.1 Reservatórios da formação Yacoraite

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

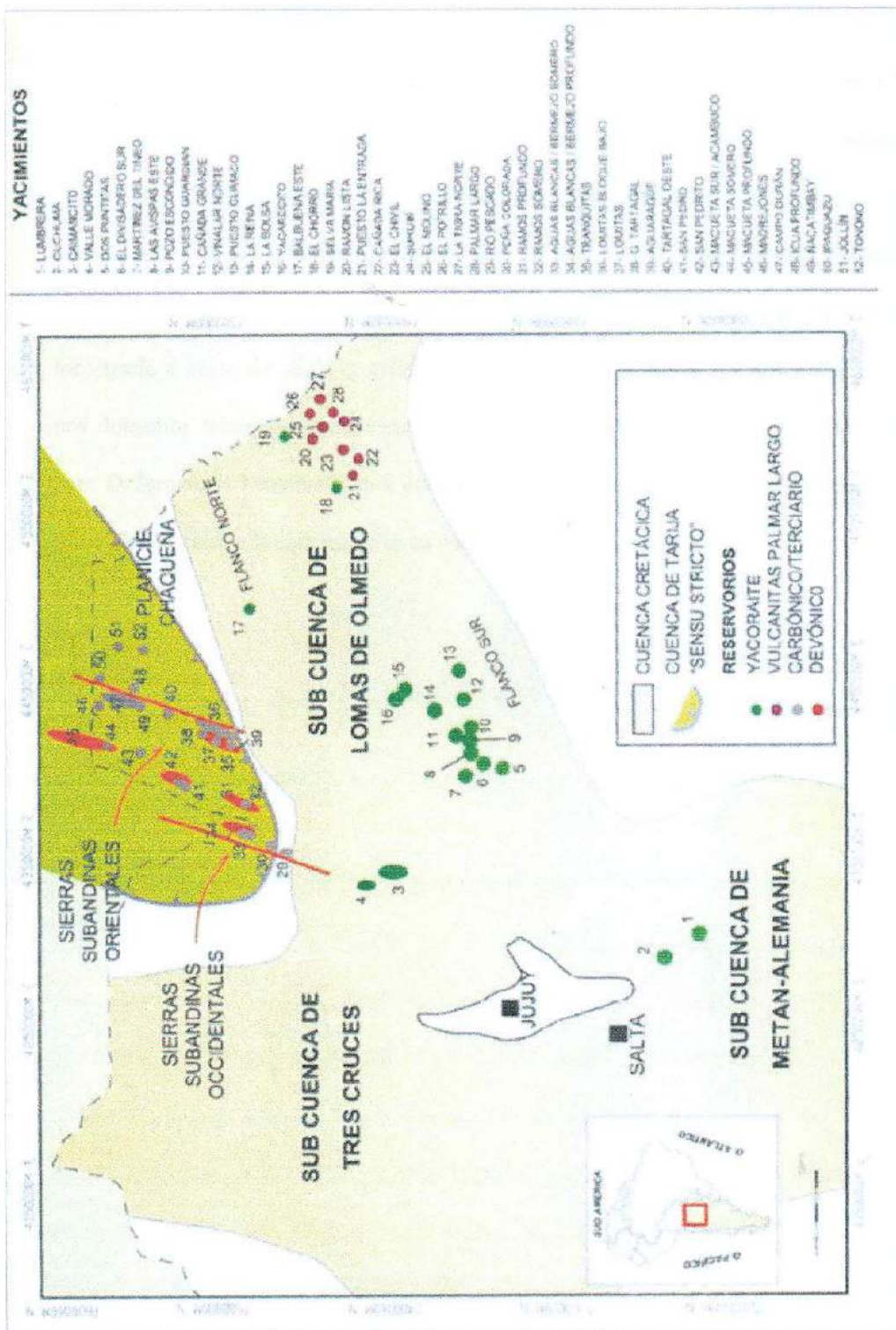


Figura 18 - Localização dos principais campos produtores da região do noroeste argentino (Disalvo, 2002).

2.4.3.2 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 Noroccidental e de Inversão Tectônica Incipiente (Figura 19).

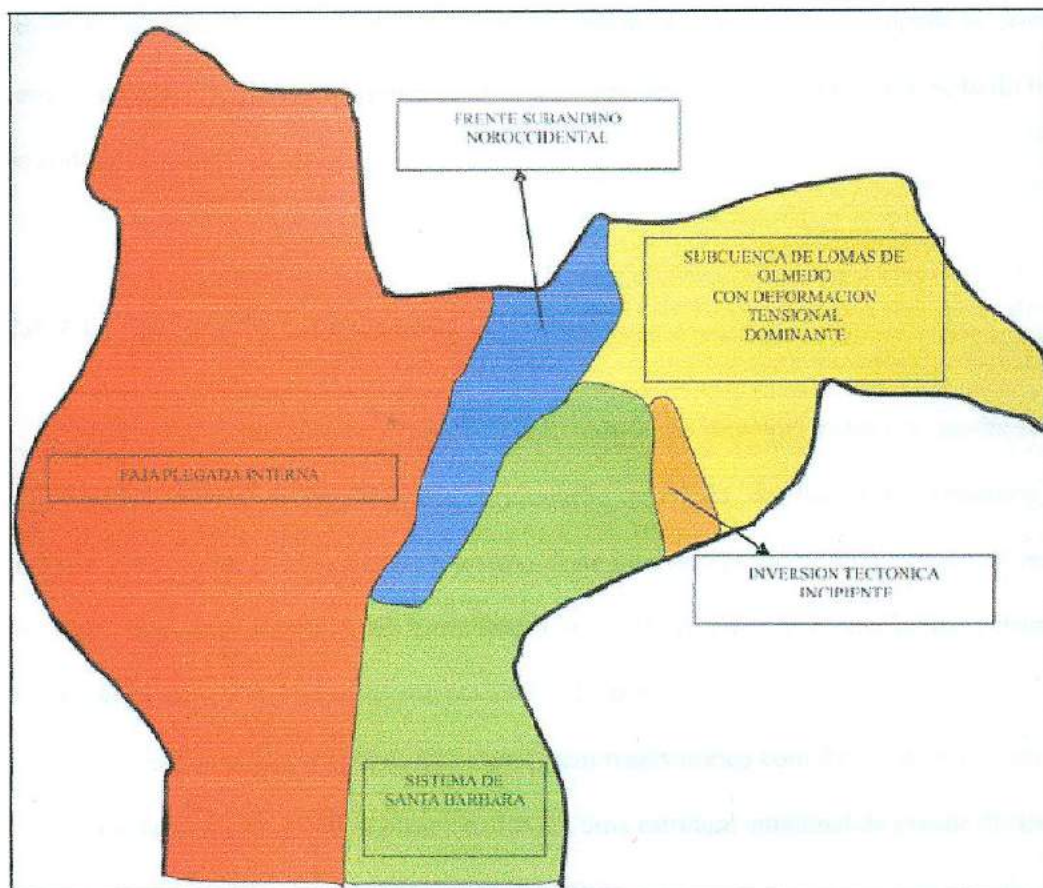


Figura 19 - Ambientes tectônicos da Bacia de Salta (Gómez Omil & Boll, 2005).

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.

2.4.3.3 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.

2.4.3.4 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.

2.4.3.5 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). Petrofisicamente 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.

2.4.3.6 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.

2.4.3.7 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.

2.4.3.8 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.

2.4.4 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.

2.4.5 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;

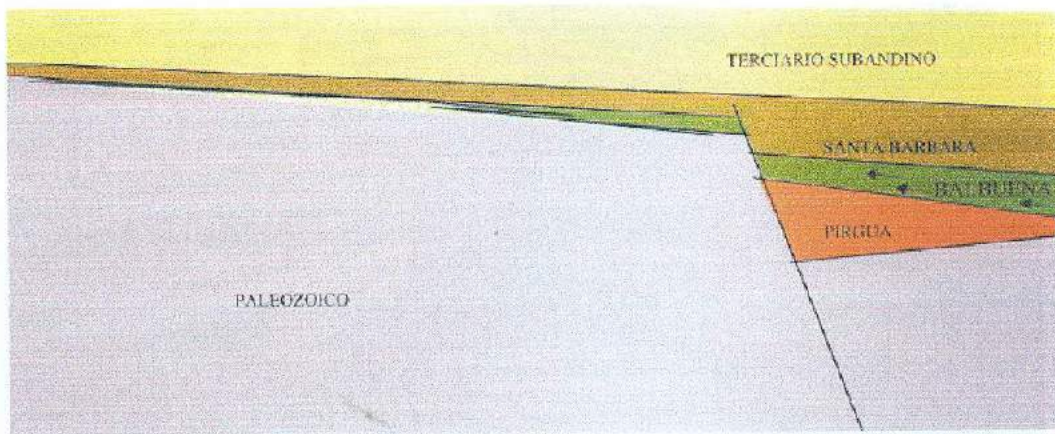


Figura 20 - Modelo de trapas combinadas – estruturais e estratigráficas. (Gómez Omil & Boll, 2005).

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;

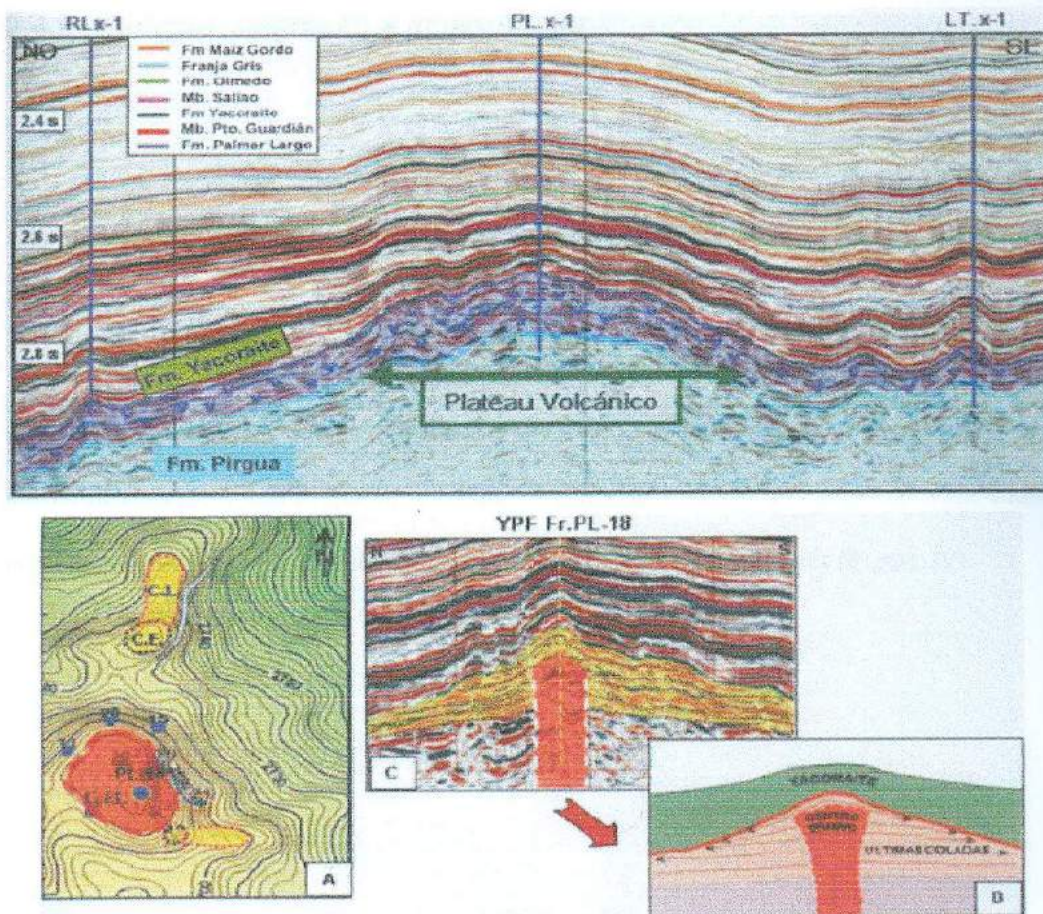


Figura 21 - Modelo de trapas estratigráficas en platós de rochas vulcánicas (Disalvo et al., 2002b).

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.

2.4.6 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).

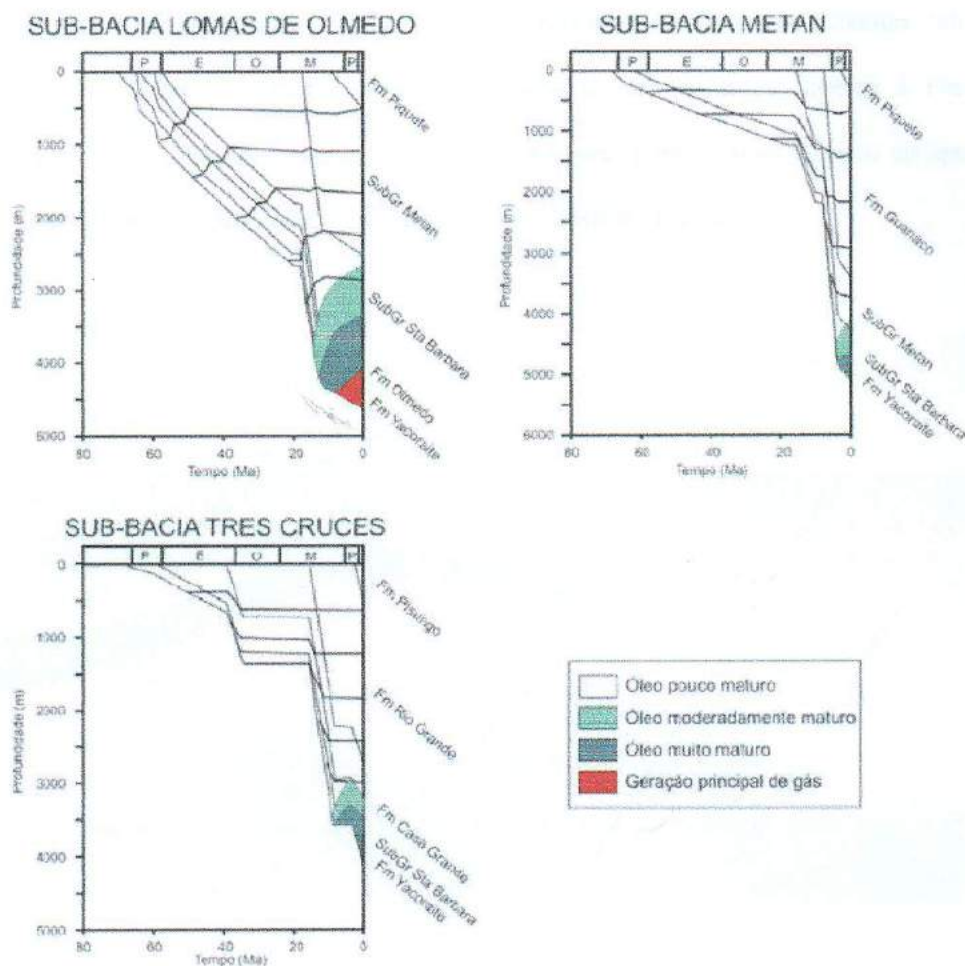


Figura 22 - Modelo de geração (curva de subsidência) de hidrocarbonetos nos principais depocentros. (Modificado de Gómez Omil & Bolí, 1999)

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 Yacoraité nas rochas fonte. Em reservatórios da Formação Yacoraité localizados em trapas estruturais, a rota de migração acompanhou as falhas que preteritamente representavam as falhas formadoras do rifte cretáceo (Ciclo Patagônico) 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).

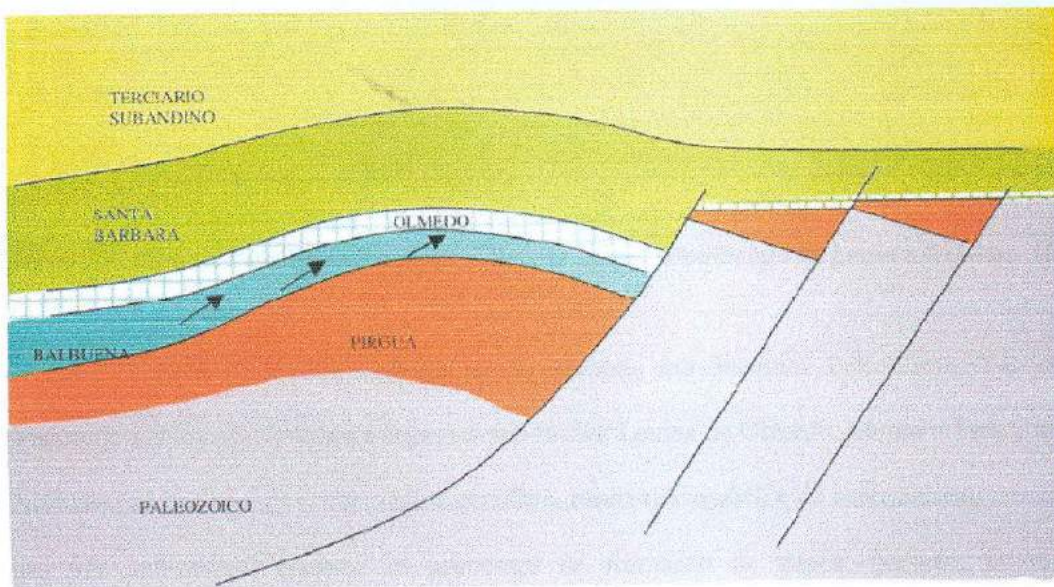


Figura 23 - Modelo de acumulação de hidrocarbonetos na Formação Yacoraite em trapas estruturais. (Gómez Omil & Boll, 2005)

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.

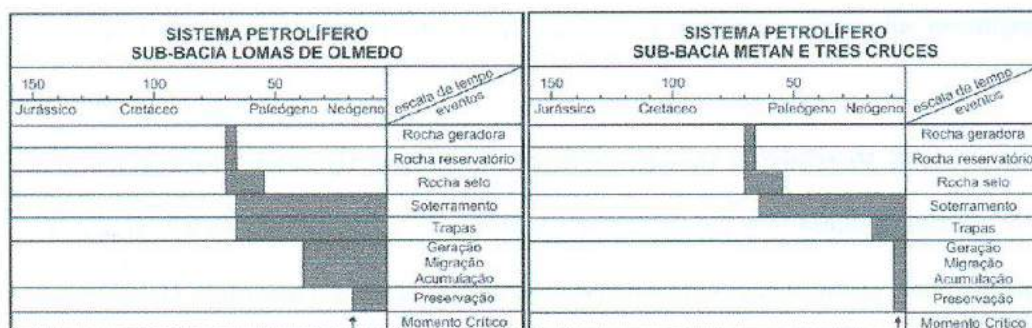


Figura 25 – Diagrama de eventos dos sistemas petrolíferos Yacoraite-Yacoraite (!) e Yacoraite- Lomas de Olmedo nos três depocentros da Bacia de Salta (Traduzido de Gómez Omil & Boll, 1999).

2.5 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.

Exsudações naturais de petróleo foram observadas na província de Jujuy (vizinha da província de Salta), na Formação Yacoraite. Estas exsudações 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 Martínez 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.

2.5.1 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 Martínez 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.

2.5.2 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.

2.5.3 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.

2.5.4 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.

2.5.5 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.

2.5.6 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 entrar 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 Yariaguarenda, juntamente com aumento de campos senis.

3 MÉTODO GRAVIMÉTRICO

3.1 *Introdução*

A gravimetria aplicada ao estudo da geologia terrestre baseia-se nas variações do campo gravitacional terrestre. A propriedade física das rochas que controla tais variações é a densidade.

A primeira aplicação da gravimetria para a exploração de petróleo ocorreu na costa do Golfo dos Estados Unidos e México com intuito de localizar domos de sal e posteriormente foi utilizado para encontrar estruturas anticlinais no interior do continente.

Atualmente grande parte das medidas gravimétricas realizadas para a exploração de petróleo tem como objetivo estudar grandes áreas territoriais ainda não exploradas.

Quando comparada à sísmica de reflexão, a gravimetria é relativamente barata e as informações obtidas de ambas as técnicas podem ser utilizadas para uma maior precisão na localização de corpos anômalos que podem ou não formar reservatórios de petróleo.

3.2 *Densidade das rochas*

Como citado anteriormente, diferenças na densidade das rochas proporcionam o objeto de estudo do método gravimétrico. A densidade (d) de um material é definida como a razão da sua massa (m) por unidade de volume (V).

$$d = \frac{m}{V} \quad (1)$$

Existem diferentes unidades de medida de densidade, por exemplo: No Sistema Internacional Unidades (SI) a densidade é expressa em kg/m^3 , no sistema Gaussiano (CGS) será g/cm^3 . Em uma prospecção gravimétrica a unidade g/cm^3 é ainda aceita, mas tem sido substituída gradativamente pela kg/m^3 .

A densidade das rochas é basicamente controlada pela densidade dos seus minerais formadores. As rochas ígneas e metamórficas apresentam, em geral, densidades mais elevadas que as sedimentares.

Os fatores que controlam a densidade das rochas sedimentares são a densidade dos grãos, porosidade, tipo de fluido nos poros, idade e profundidade de soterramento que vão variar conforme o sistema deposicional em que esta rocha foi formada.

A variação máxima de densidade entre as rochas fica compreendida entre 1.0 e 3.3 g/cm^3 , como pode ser visto na Tabela 1.

As principais fontes de informação sobre densidades são: amostras, que podem ser de campo, calha, ou testemunhos; perfis de densidade e de velocidade sísmica; gravimetria de poço. Entretanto, o interesse exploratório não está nos valores absolutos, mas nos contrastes de densidade entre as rochas.

Material	Densidade (g/cm ³)	
	Variação	Média
Ar	~0	
Água Pura	1	
Água do Mar		1,027
Gelo		0,92
Arenito	1,65 - 2,8	2,22
Folhelho	1,95 - 2,7	
Calcário	1,55 - 2,75	
Dolomito	2,72 - 2,84	
Anidrita	2,82 - 2,93	
Grauvaca	2,67 - 2,7	
Marga		2,63
Sal	1,9 - 2,2	
Granito	2,4 - 2,9	2,66
Basalto	2,7 - 3,1	2,88
Dolerito/Diabásio	2,4 - 3,2	2,89
Quartzo Diorito	2,5 - 2,95	2,85
Andesito	2,1 - 3,1	2,59
Gabro/Norito	2,6 - 3,2	2,95
Peridotito	3,15 - 3,28	
Quartzo-pórfiro	2,4 - 2,8	2,62
Riolito	2,1 - 2,85	2,51
Sienito	2,45 - 3,0	2,67
Traquito	2,2 - 2,85	2,57
Tonalito	2,6 - 2,9	2,67
Granodiorito	2,67 - 2,79	
Rochas Metamórficas	2,59 - 3,15	

Tabela 1 - Valores médios de densidade nas rochas (BUONORA, 2003).

3.3 Fundamentos

A técnica gravimetria baseia-se na Lei de Newton da Atração Gravitacional. De acordo com esta lei, dois corpos, que possam ser tratados como pontuais, de massas m_1 e m_2 separados de uma distância r (ver Figura 26) sofrem uma força atrativa definida por:

$$\vec{F} = \frac{Gm_1m_2}{r^2} \hat{r} \quad (2),$$

onde G é a constante gravitacional universal e \hat{r} é o vetor unitário que indica a direção da força. A constante G é igual a $6,67 \times 10^{-11} \text{ m}^3/\text{kg s}^2$ no sistema internacional SI e $6,67 \times 10^{-8} \text{ cm}^3/\text{g s}^2$ no sistema cgs.

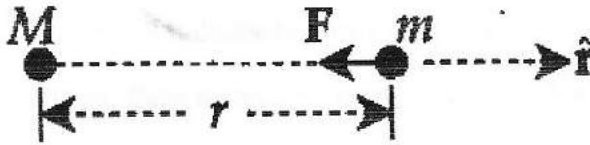


Figura 26 – Esquema da atuação da força gravitacional (Lowrie, 1997).

Sabe-se da segunda lei de Newton, que a força resultante atuante em uma partícula de massa m é igual à sua massa multiplicada pela aceleração imposta sobre a mesma, ou seja:

$$\vec{F} = m\vec{a}. \quad (3)$$

Logo, a aceleração da massa m decorrente da ação de \vec{F} é dada por:

$$\vec{a} = \frac{\vec{F}}{m_1} = \frac{Gm_2}{r^2} \hat{r}. \quad (4)$$

No Sistema Internacional (SI), a aceleração é expressa em metros por segundo ao quadrado (m/s^2) enquanto no sistema cgs é o centímetro por segundo ao quadrado (cm/s^2), também conhecida como o Gal em homenagem ao físico Galileu Galilei.

Corpos esféricos e homogêneos (do ponto de vista da densidade) ou formados por camadas esféricas homogêneas exercem atração equivalente a que seria exercida se toda a sua

massa estivesse concentrada no seu centro. Assim, em primeira aproximação, pode-se considerar que a massa da Terra é concentrada no seu centro e os corpos colocados na proximidade de sua superfície são atraídos com uma aceleração definida por:

$$\vec{a} = \frac{GM_e}{R^2} \hat{r} \quad (5)$$

onde M_e é a massa da Terra e R a distância entre o centro de massa do corpo que está sendo atraído e o centro da Terra. Caso o corpo encontre-se na superfície terrestre, R será o raio médio da Terra.

A aceleração da gravidade terrestre em sua superfície vale aproximadamente 980 Gals, no enquanto em levantamentos gravimétricos as diferenças medidas na aceleração são da ordem de dezena de milionésimos desse valor. Assim, em medidas de gravimetria é comum expressar a atração gravitacional em unidades de mGal ($1 \text{ mGal} = 10^{-3} \text{ Gal}$). A conversão de cgs para SI obedece a relação $1 \text{ mGal} = 10^{-5} \text{ m/s}^2$.

Sabe-se que força de atração e a aceleração são grandezas vetoriais que definem o campo gravitacional. A análise desse campo pode ser simplificada utilizando-se o conceito de potencial. O potencial num ponto é definido como o trabalho necessário para deslocar uma massa unitária a partir de um ponto de referência (geralmente utiliza-se este ponto no infinito) para o ponto de interesse pelo campo gravitacional. Utilizando esta definição, uma partícula de massa m_1 , neste caso a Terra, localizada na origem de um sistema de coordenadas, terá potencial gravimétrico expresso por:

$$V = \frac{m_1 G}{r} \quad (6)$$

Os campos gravitacionais são conservativos, ou seja, o trabalho independe do caminho

escolhido, dependendo apenas dos pontos inicial e final da trajetória. Logo, o potencial acima depende somente da distância r até o centro da Terra. Aplicando o operador gradiente ($\nabla F \equiv \frac{\partial F}{\partial x} \hat{i} + \frac{\partial F}{\partial y} \hat{j} + \frac{\partial F}{\partial z} \hat{k}$) em ambos os termos da equação (6), conclui-se que

$$\vec{g} = -\nabla V$$

Geralmente problemas envolvendo o campo gravitacional são mais simples de serem resolvidos utilizando o cálculo da função escalar V e a partir daí obtém-se o vetor aceleração gravitacional \vec{g} definido pela equação acima. Além disso, denomina-se de superfície equipotencial qualquer superfície em que o trabalho para se mover qualquer partícula sobre esta superfície é zero.

Vale ressaltar que teoria descrita acima é aplicada apenas em situações que a fonte possui dimensões muito menores que a distância r onde o campo é avaliado. Caso esta condição seja violada, torna-se necessário dividir a massa da fonte em elementos infinitesimais para calcular a soma vetorial da aceleração gravitacional ou o potencial resultante em um ponto de observação P devido a cada elemento.

3.4 O campo gravitacional da Terra

De acordo com a teoria descrita no item anterior, se a Terra fosse constituída de cascas esféricas homogêneas, a atração gravitacional na superfície seria a mesma em todos os pontos. Entretanto, a Terra possui achatamento nos pólos (formato esferoidal) e apresenta irregularidades em densidade, as quais podem se estender em profundidade até a base da crosta terrestre. Devido ao movimento de rotação, os corpos constituintes da Terra estão sujeitos a uma força centrífuga. Esta força cresce de maneira proporcional ao raio e

velocidade de rotação do planeta. A aceleração centrífuga que é máxima no equador e mínima nos pólos causa uma modificação na forma da Terra que é caracterizada pelo achatamento polar (ver Figura 27), isto tem uma consequência direta para a gravimetria.

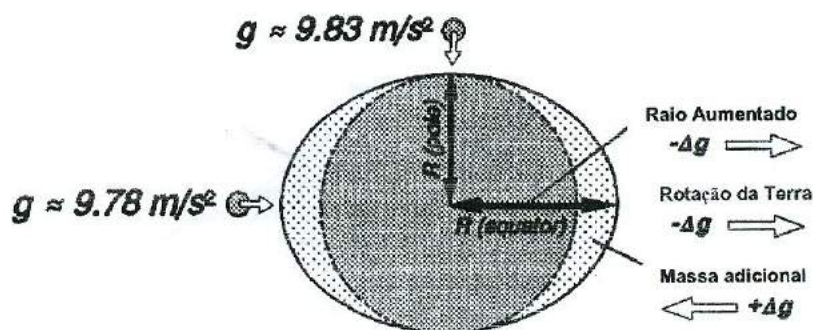


Figura 27 – Esquema da forma da terra devido à ação da força centrífuga. Note que o valor de g pólo = 9.83 ms^{-2} e g equador = 9.78 ms^{-2} . (Lillie, 1999) [Modificada por Cruz,D.S.].

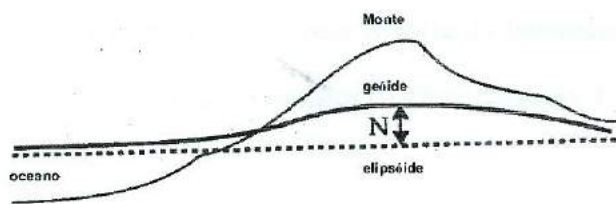
A magnitude da gravidade depende de alguns fatores, tais como a latitude, elevação, topografia da região, marés e variações de densidade dos corpos em subsuperfície. Na prospecção gravimétrica o interesse está em anomalias decorrentes das variações de densidade dos corpos em subsuperfície.

Sabe-se que a força da gravidade depende da localização do ponto na superfície e as superfícies equipotenciais ao redor do planeta são suaves, mas irregulares.

A forma da Terra é descrita por uma superfície equipotencial de gravidade, que coincide com o nível médio dos mares, esta superfície é conhecida como geóide. A gravidade g é perpendicular ao geóide ao longo de toda a sua superfície. Devido à complexidade da variação da densidade em subsuperfície, uma superfície mais simples e suave que a do geóide é usada como referência. Devido à existência da força da gravidade e forças conseqüentes da rotação, esta superfície tem aproximadamente a forma de uma elipse de revolução e, portanto foi

denominada elipsóide de referência. O elipsóide é a superfície matemática que melhor aproxima o geóide. Nas regiões onde existem variações locais de massa, as diferenças entre o geóide e o elipsóide são maiores. A explicação acima se encontra ilustrada na Figura 28.

A)



B)

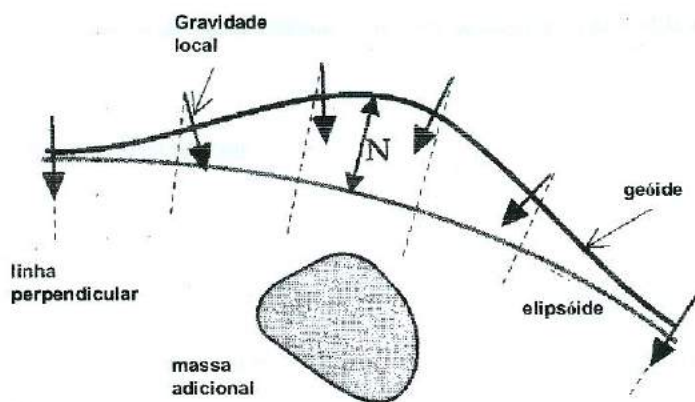


Figura28 – A) Ilustração entre as relações entre as superfícies geoidal, elipsoidal, oceânica e terrestre. B) Deformação provocada na superfície geoidal devido à presença de massa. (Lowrie, 1997) [Modificada por Cruz, D.S.].

A fórmula do elipsóide de referência é

$$g_0 = g_e (1 + \alpha \sin^2 \lambda + \beta \sin^2 2\lambda) \quad (7)$$

onde g_e é a aceleração da gravidade no equador e α e β são constantes que dependem do achatamento polar e da aceleração centrífuga terrestre. O elipsóide é definido e revisado por meio de acordos internacionais pela Associação Internacional de Geodésia (IAG) e União Internacional de Geodésia e Geofísica (IUGG). O quadro 1 contém os valores aceitos para os parâmetros α e β .

Fórmula	g_e	α
1930	9.780490	0.0052884
1967	9.780318	0.0053024
1980	9.780327	0.0053024

Quadro 1 – Parâmetros de vários sistemas de referência geodética (BUONORA (2003)).

3.5 Os gravímetros

Os gravímetros são instrumentos de medidas relativas do campo gravitacional, pois registram as diferenças dos valores de aceleração da gravidade obtidos por estações gravimétricas em diferentes posições e altitudes. Os gravímetros das marcas Worden e LaCoste & Romberg são os mais utilizados (BUONORA (2003)).

O princípio físico de medição desses gravímetros consiste num sistema de massa e mola, posicionado na vertical, conforme esquema representado pela Figura 29. Nessa configuração o valor da variação do campo gravitacional Δg será proporcional a elongação da mola Δx , causada pela variação atração da força gravitacional em vários locais da terra. O

valor medido da elongação é relativo ao ponto de relaxamento da mola x_i , cujo valor é zerado no momento inicial antes da medição.

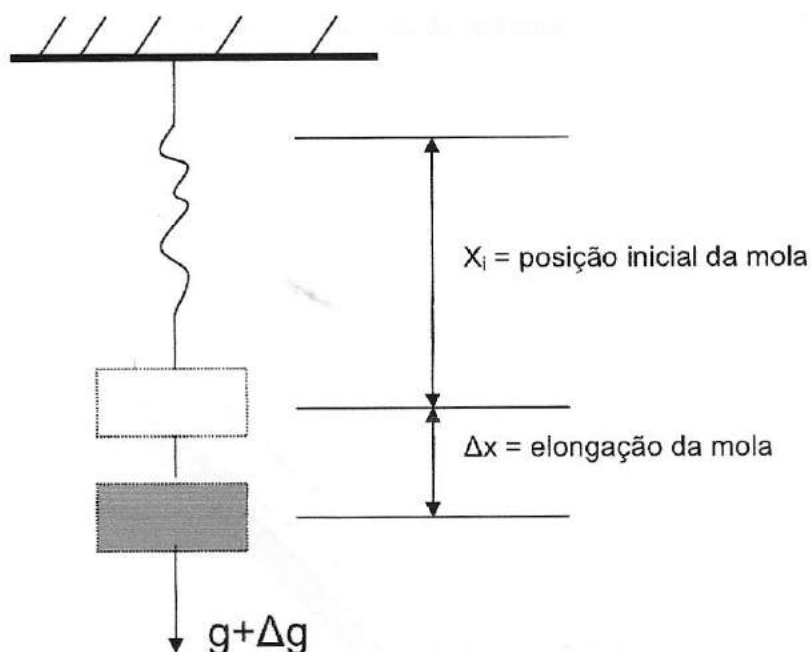


Figura 29 – Representação esquemática de um sistema de massa e mola na vertical.

Os gravímetros podem ser subdivididos em dois tipos a partir deste princípio físico de medição. O primeiro tipo, considerado estático, que avalia diretamente as eventuais alterações do posicionamento da massa, devido modificações do campo gravitacional. O segundo tipo, também denominado de astático, utilizam uma dinâmica que aumenta a sensibilidade do instrumento com relação às variações do campo gravitacional (BUONORA (2003)).

Esses autores afirmam, também, que os do tipo estável respondem linearmente para uma faixa relativamente grande de variação do campo gravitacional. Já para os do tipo instável, a resposta do instrumento só pode ser considerada linear para uma faixa relativamente pequena de variação do campo.

O esquema básico de funcionamento de um gravímetro do tipo LaCoste & Romberg é ilustrado na Figura 30 (TELFORD et al. (1990)). Semelhantemente ao sistema da mola na vertical, este esquema possui uma posição de relaxamento livre da carga adicional da massa M .

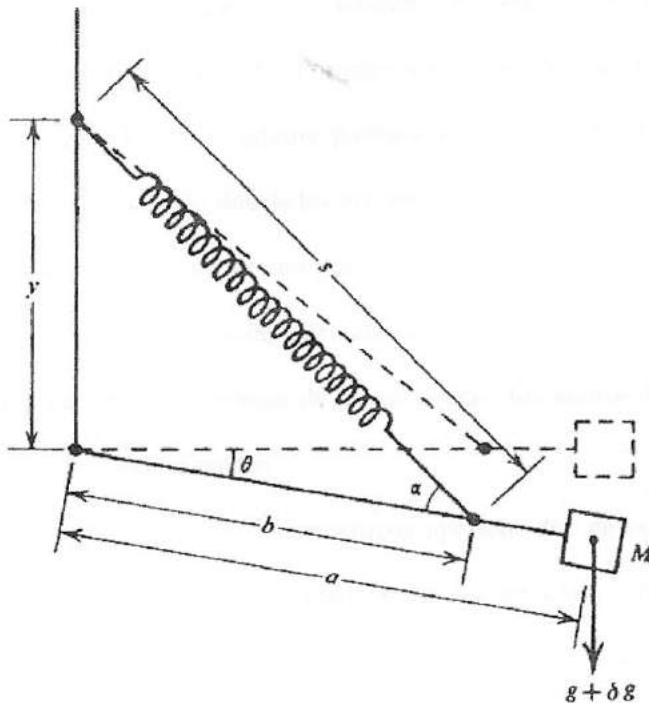


Figura 30 – Diagrama esquemático do princípio físico de funcionamento do gravímetro Lacoste-Romberg (TELFORD et al.,1990). O esquema é massa presa na extremidade de um braço rígido de comprimento conhecido, posicionado aproximadamente na horizontal, suspenso por uma mola especial que permite extensões e encurtamentos elevados em relação ao próprio comprimento dessa.

Variações no campo gravitacional tiram o sistema do equilíbrio que só retorna através de um ajuste, utilizando-se um parafuso micrométrico. Desta forma, pode-se calcular o valor da variação da aceleração da gravidade, onde esta variação é proporcional a variação da posição do braço de sustentação cujo ajuste foi realizado pelo parafuso.

Determinados modelos desse tipo de gravímetro conseguem realizar medidas de variação da gravidade numa faixa de 7,0 Gal. Esta faixa de medição, relativamente grande, permite efetuar medidas em qualquer posição geográfica na Terra, porém como no caso do sistema massa-mola posicionado na vertical, resultados confiáveis dependem da análise dos certificados de calibração do instrumento (BUONORA (2003)).

Vale ressaltar que nem sempre os certificados emitidos pelo fabricante são necessariamente de calibração. Portanto, a manutenção dos níveis de precisão está relacionada a implantação de um programa permanente de confiabilidade metrológica dos processos envolvidos na aquisição dos dados gravimétricos.

As leituras obtidas de um gravímetro, ao longo do dia e em uma estação fixa, variam continuamente. Tais variações são causadas pela relaxação elástica das molas dos gravímetros e pela imperfeição do sistema de compensação dos efeitos de temperatura, denominadas de drift ou deriva do gravímetro.

Outra causa de erros sistemáticos apresentados pelos gravímetros são as oscilações cíclicas diárias do valor da gravidade devidas às atrações do Sol e da Lua, denominadas efeito das marés. Tais desvios podem ser corrigidos, através do uso de softwares especializados.

A Figura 31 apresenta o comportamento das curvas de gravidade das marés terrestres e da deriva de um gravímetro.

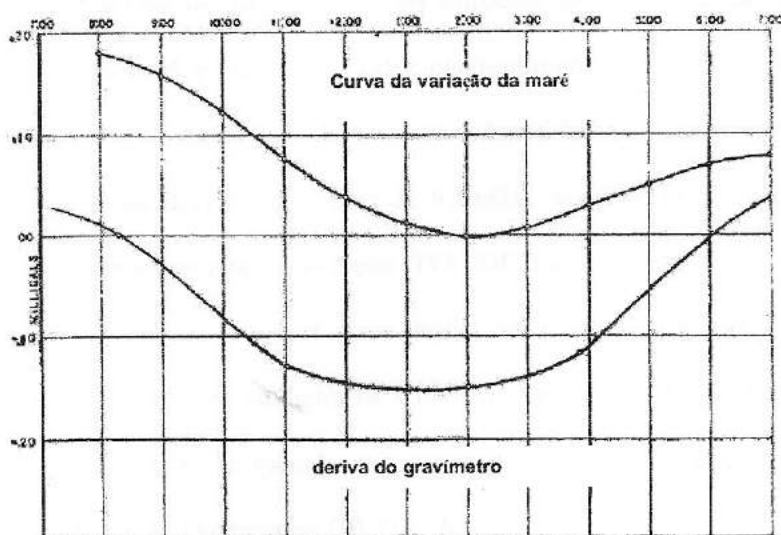


Figura 31 – Curva da variação da maré terrestre e da deriva do gravímetro (fonte: TELFORD et al., 1990) [Modificada por Cruz, D.S.].

3.6 Tipos de Levantamento

3.6.1 Levantamentos Terrestres.

A escolha das estações em um levantamento gravimétrico depende de fatores tais como, facilidade de acesso, padrão da malha de estações necessário para detalhar as feições geológicas de interesse e disponibilidade de locais para a implantação das estações gravimétricas.

A distribuição das estações deve, sempre que possível, obedecer a uma distribuição com um padrão retangular, pelo menos no entorno da região de máximo interesse de investigação. A definição da área de cada célula da malha define o poder de resolução, tanto em nível de profundidade quanto de extensão lateral, para a investigação das feições geológicas.

Uma das atividades que causam mais impactos na confiabilidade dos resultados é o levantamento topográfico. As coordenadas plani-altimétricas devem ter boa precisão, pois desvios em relação a valores de referência, da ordem 0,3m na medida de altitude da estação, podem proporcionar desvios da ordem de 0,1mGal, dependendo dos níveis de incertezas associados durante o processo de medição (TELFORD et al., 1990).

Para levantamentos terrestres erros de 0,5 mGal são considerados adequados, para a maior parte dos propósitos exploratórios. Contudo, dependendo dos instrumentos utilizados e das condições de campo, e quando necessário, erros de 0,1 mGal podem ser alcançados, proporcionando melhores precisões (BUONORA (2003)).

3.6.2 Levantamentos Marítimos.

Os gravímetros denominados de fundo e os de bordo são freqüentemente utilizados nos levantamentos gravimétricos em ambientes aquosos. Os gravímetros marítimos geralmente fornecem precisões menores nos resultados das medições que os obtidos com os gravímetros terrestres (TELFORD et al. (1990)). Contudo, os níveis de precisão obtidos com os gravímetros de fundo, cuja qualidade de medição pode ser comparável aos com níveis de exatidão melhores que 0,5 mGal. Esta qualidade é assegurada devido ao fato dos instrumentos serem posicionados no fundo do mar, sendo seu controle efetuado via sensoriamento remoto (BUONORA (2003)).

A principal diferença entre os levantamentos com gravímetros de fundo e aqueles com gravímetros de bordo, consiste em desvios relativamente pequenos, em função da movimentação da embarcação que transporta o gravímetro. Essa movimentação da embarcação permite o surgimento do efeito Eötvös, relacionado à componente vertical da

aceleração de Coriolis, que aparece quando o instrumento está posicionado em um referencial considerado não inercial (BUONORA (2003)).

Eötvös, físico Húngaro, estudou a relação entre o movimento de um corpo na superfície da Terra com a aceleração da gravidade. Dessa forma, um corpo movendo-se no sentido de oeste para leste, por exemplo, experimenta um aumento em sua velocidade angular em relação ao eixo de rotação da Terra. Esse aumento promove um aumento na aceleração centrífuga, com a conseqüente diminuição no valor de \vec{g} . É fácil concluir que o movimento do corpo no sentido oposto acarretará em aumento da intensidade de \vec{g} (BUONORA, 2003).

O efeito Eötvös, aqui designado pela sigla Δg_E , depende da velocidade (v) do navio, de sua latitude ϕ e do seu rumo α em relação à direção norte-sul. Portanto, os níveis de precisão desejados nas medições em levantamentos marítimos dependem diretamente dos níveis de incertezas associados a estes parâmetros.

Pode-se estimar a correção nos resultados obtidos pelo gravímetro, devido ao efeito Eötvös (Δg_E), através da equação (8).

$$\Delta g_E = 7,508v \cos(\phi) \text{sen}(\alpha) + 0,004154v^2 \quad (8)$$

Para efetuarmos correções com uma precisão de 1 mGal, é necessário que a velocidade do navio (v) seja conhecida em torno de 0,1 nó. Ademais, é evidente que a correção Eötvös se torna bastante elevada mesmo para velocidades moderadas no navio, por exemplo, a uma velocidade de 10 nós, no curso acima, a correção é de 75,08 mGal; positiva se o sentido do navio for para leste e 75,08 mGal negativa se o sentido for para oeste.

Nos últimos anos, com o advento do sistema de posicionamento global GPS (global positioning system) a literatura tem reportado levantamentos gravimétricos marítimos com exatidão próxima à obtida em levantamentos terrestres regionais, isto é, da ordem de 0,5 a 1,0

mGal. Tal exatidão em levantamentos marítimos requer condições especiais de navegação, tais como velocidade baixa de navegação e boas condições marítimas.

O principal obstáculo na obtenção da informação gravimétrica útil com o gravímetro de bordo são os movimentos horizontais e verticais do navio, os quais podem ocasionar acelerações espúrias que podem ser da ordem de 100.000 mGal ou superior. Os efeitos horizontais são controlados por acelerômetros, instalados numa plataforma estabilizada por giroscópios, enquanto que as verticais são removidas através de um sistema de amortecimento que atua como um filtro passa-baixa. Esse sistema suprime as frequências associadas ao movimento do navio e deixa passar aquelas associadas às fontes gravimétricas em subsuperfície (BUONORA, 2003).

3.6.3 Levantamentos Aerogravimétricos.

Aerogravimetria tem sido realizada com sucesso para a indústria petrolífera desde 1981. Muitas melhoras e modificações foram efetuadas no sistema de medidas, nos procedimentos operacionais e nas técnicas de processamento. Conforme vimos, medidas gravimétricas em plataformas móveis estão sujeitas ao efeito Eötvös. Portanto, as manobras das aeronaves precisam ser bem controladas para a garantia dos resultados das medições.

Com técnicas apropriadas de correções e medidas das variáveis necessárias a tais correções, associadas com a utilização do GPS, obtêm-se mapas gravimétricos com exatidão da ordem de 2mGal.

3.7 Redução de dados

O isolamento de anomalias resultantes da variação lateral de densidade de outras contribuições envolve uma série de correções aplicadas nos dados.

De modo geral, o interesse na prospecção geofísica, compreende a avaliação de estruturas localizadas em sub superfície (DUARTE (2003)). Dessa forma, os dados geofísicos necessitam de tratamento durante o processamento das informações, onde correções são efetuadas. As principais correções que devem ser realizadas são:

- Deriva (drift) do instrumento – variações nas propriedades da mola com o tempo.
- Efeitos de maré – variações na gravidade observadas, resultantes da atração Sol-Lua.
- Latitude (gravidade normal ou teórica) – devido à forma e rotação da Terra.
- Ar-Livre (free-air) – corrige a medida da gravidade desde o ponto de amostragem até a altitude de um datum (nível de referência).
- Bouguer – corrige o excesso ou a deficiência de massa ente o ponto de amostragem e o datum.
- Terreno – variações devido ao excesso ou a falta de massa no relevo próximo ao ponto de medição.

Como explicado no item 4.2, a propriedade física das rochas que controla as variações no campo de gravidade da Terra é a densidade. A densidade das rochas é basicamente controlada pela densidade dos seus minerais formadores. As rochas ígneas e metamórficas apresentam, em geral, densidades mais elevadas que as sedimentares. Fatores controladores da densidade das rochas sedimentares: densidade dos grãos, porosidade, tipo de fluido nos poros, idade e profundidade de soterramento.

A variação máxima de densidade entre as rochas fica compreendida entre 1.0 e 3.3 g/cm³. As fontes de informação sobre densidades são: amostras (de campo, de calha e de

testemunhos), perfis (de densidade e velocidade sísmica) e gravimetria de poço. Entretanto, o interesse exploratório não está nos valores absolutos, mas nos contrastes de densidade entre as rochas.

A redução dos dados gravimétricos são as correções Bouguer e *free air*. A anomalia gravimétrica é a diferença entre o campo gravitacional medido numa determinada estação gravimétrica e o valor teórico desse campo determinado pelo elipsóide de referência, sendo produzida pela distribuição de massas que causam o desvio da superfície geóidal em relação ao elipsóide. A anomalia inclui o efeito da diferença de altura N_0 entre o geóide e o elipsóide. Diversos autores afirmam que as anomalias gravimétricas de interesse nos levantamentos geofísicos são as denominadas anomalias Bouguer, pois há pelo ao menos três correções a serem efetuadas: de latitude, de ar livre e de maré (DAURTE (2003)).

3.7.1 Correção de Latitude

Todo processamento de dados gravimétricos leva em conta a correção de latitude. Assim, o valor medido pela estação gravimétrica vem corrigido do valor do campo gravitacional teórico estabelecido pelo elipsóide de referência, para a latitude em que se encontra a estação. Essa correção, inclusive, já corrige também o efeito da rotação da Terra.

O valor do campo gravitacional teórico g_N é dado pela equação (9) (MOTA (1992)).

$$g_N = g_e [1 + \beta \text{sen}^2(\varphi) - \beta' \text{sen}^2(2\varphi)] \quad (9)$$

Onde (g_e) é o valor da gravidade no equador e (φ) é valor da latitude da estação gravimétrica. Os coeficientes (β) e (β') dependem da velocidade angular de rotação (ω), do

raio equatorial (a), do raio polar (b) e do grau de achatamento ε da Terra. Seus valores são obtidos pelas seguintes expressões (MOTA, 1992):

$$\beta = \frac{5}{2} \left(\frac{\omega^2 a}{g_e} \right) - \varepsilon - \frac{17}{14} \left(\frac{\omega^2}{g_e} \right) \varepsilon \quad (10)$$

$$\beta' = \frac{\varepsilon}{8} \left[\left(\frac{5\omega^2 a}{g_e} \right) - \varepsilon \right] \quad (11)$$

O valor do achatamento (ε), do termo inglês flattening, é calculado pela equação (12), (MOTA (1992)).

$$\varepsilon = \frac{a-b}{a} \quad (12)$$

Os valores obtidos de satélites artificiais para (β), (β'), (a) e (b) e adotados pela The International Gravity Standardization Net-1971 (IGSN-71), proporcionam a seguinte expressão para o cálculo, em unidades de mGal, do campo gravitacional teórico (BUONORA (2003)):

$$g_N = 978,03185[1 + 0,0053024 \text{sen}^2(\varphi) - 0,0000059 \text{sen}^2(\varphi)] \quad (13)$$

Ou no Sistema Internacional de Unidades, mudando apenas o valor de (g_e), pois todos os outros coeficientes são adimensionais.

$$g_N = 9,7803185[1 + 0,0053024\text{sen}^2(\varphi) - 0,0000059\text{sen}^2(\varphi)] \quad (14)$$

Os valores dos raios equatorial e polar são respectivamente de 6.378,16km e 6.356,78km (Mota (1992)). O valor para o achatamento da Terra seria então de $\epsilon = 1/298,257$. A Figura 32 demonstra, de modo geral, o comportamento do campo de gravidade teórico em função da variação da latitude de localização da estação gravimétrica.

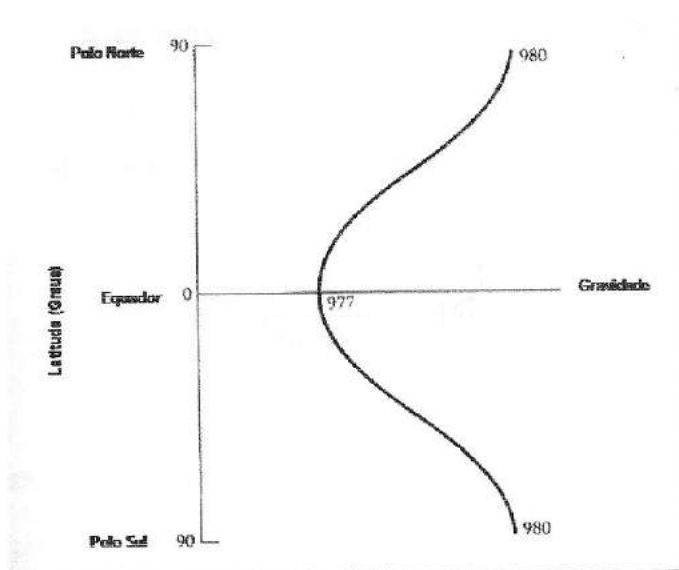


Figura 32 – Variação do campo gravitacional teórico em função latitude da Terra (Tsuboi, 1983)[Modificada por Cruz,D.S.].

Quando a equação 13 é analisada e o valor é subtraído da gravidade medida num ponto, o resultado reflete o desvio da densidade terrestre de um elipsóide homogêneo.

3.7.2 Redução e Anomalia de Ar Livre

A redução de Ar Livre (*free-air*), engloba a correção no valor do campo gravitacional, medido na estação gravimétrica, devido à variação de altitude h em relação ao nível médio do mar, ou para o *datum* escolhido como referência. Desta forma, os valores registrados pelos gravímetros nas diversas estações, em diferentes altitudes, são reduzidos para o mesmo nível de referência.

Importante ressaltar, que a correção *free-air* não leva em conta a massa sólida ou gasosa compreendida entre a estação de medição e o *datum* de referência (TELFORD et al., 1990).

O valor do campo gravitacional (g_h) para uma determinada altitude (h_i), em relação ao nível médio do mar, é dado pela equação (15), onde (R) representa o raio da Terra.

$$g_h = G \frac{M_T}{(R + h_i)^2} \quad (15)$$

A equação (16) para o cálculo da magnitude padronizada para a redução de *free-air* (Cg_{fa}), onde a altitude h_i da estação é fornecida em metros.

$$Cg_{fa} = 0,3086h_i \quad (16)$$

A equação para o cálculo da anomalia *free air* (Δg_{fa}) é dada por (MOTA (1992)):

$$\Delta g_{fa} = g_o + \left(\frac{dg_N}{dz} \right) h_i - g_N \quad (17)$$

Onde g_0 representa o valor da gravidade observada, ou seja, medida na estação gravimétrica.

$$\left(\frac{dg_N}{dz}\right) = 0,3086 \frac{mGal}{m} \text{ corresponde ao gradiente vertical da aceleração da gravidade}$$

normal (g_N).

A figura 33 ilustra o efeito da correção *free-air*. Observa-se que a anomalia negativa causada pela elevação do terreno foi eliminada no uso dessa correção e que a anomalia de *free-air*, como definida acima, é fortemente influenciada pela topografia.

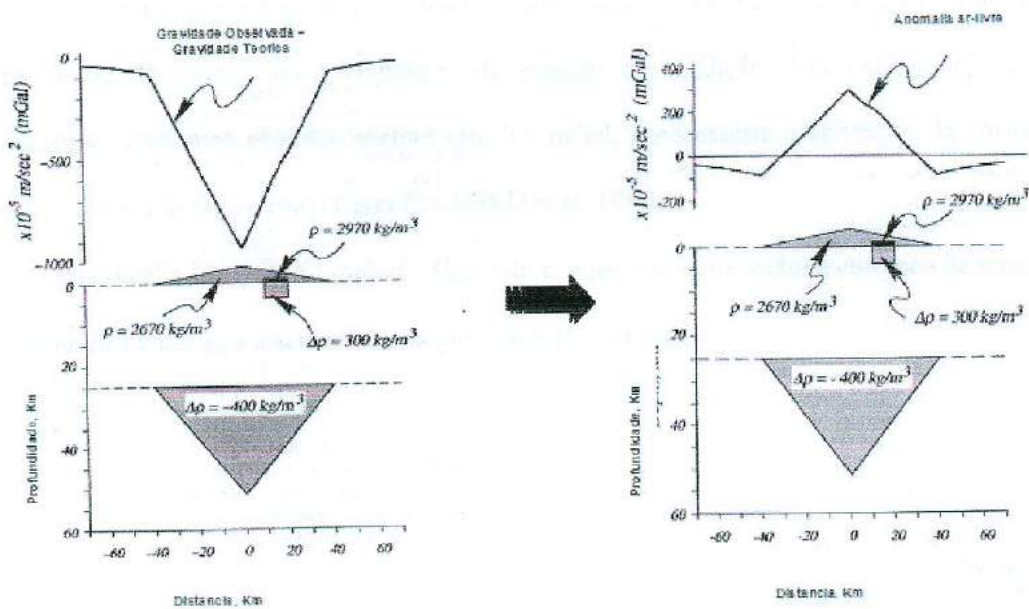


Figura 33 – Efeito da correção free air sobre a seção da crosta (Blakely, 1995)[Modificada por Cruz,D.S.].

3.7.3 Redução e Anomalia Bouguer

A correção Bouguer (Cg_b) que corresponde ao acréscimo no valor de gravidade devido à massa de rocha entre o nível do mar e o ponto de observação é:

$$Cg_b = 2\pi G\rho h_i = 0,04185\rho h_i \quad (18)$$

Esta fórmula leva em conta o efeito da atração de uma camada de rocha horizontalmente infinita (Bouguer slab), com uma espessura h_i (metros) e densidade ρ (g/cm^3). Usualmente, adota-se na maioria dos trabalhos técnicos o valor de $\rho = 2,67\text{g/cm}^3$ como densidade média de redução das rochas crustais (HINZE, 2003).

A fórmula anterior é também denominada correção Bouguer simples, pois considera uma topografia plana nas vizinhanças da estação de medição. Em regiões de relevo acidentado, para uma exatidão melhor que 0,5 mGal, é necessária a aplicação da correção estática (correção de terreno) (Cg_t) (TELFORD et al., 1990).

A anomalia Bouguer Completa (Δg_b), isto é, aquela em que inclui a correção de terreno, é a diferença entre g_o e a aceleração da gravidade prevista (g_p).

$$\Delta g_b = g_o - g_p \quad (19)$$

Onde:

$$g_p = g_N + Cg_{fa} + Cg_b + Cg_t \quad (20)$$

O valor da aceleração da gravidade prevista (g_p), além de incluir os termos da equação (17), deve também ser corrigido para os efeitos de maré, deriva instrumental, Eötvös (no caso dos gravímetros montados em plataforma móvel). Após todos esses procedimentos,

se devem amarrar os valores relativos de aceleração de gravidade a uma rede internacional de bases gravimétricas. Além disso, no valor de g_0 pode estar contido, também, o efeito das massas que suportam as cargas isostáticas, devendo ser corrigido.

A figura 34 mostra o efeito da correção Bouguer simples na seção da figura. Observa-se que nesse ponto a anomalia gravitacional reflete o contraste de densidade de massas anômalas com respeito à densidade normal.

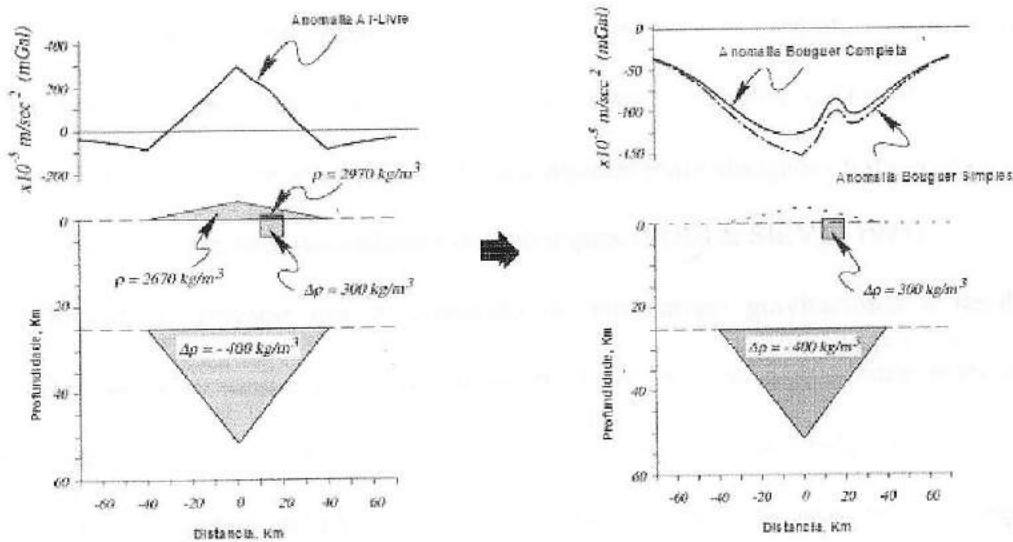


Figura 34- Efeito da correção Bouguer sobre a seção da crosta [Modificada por Cruz, D.S.].

3.8 Interpretação dos dados

As técnicas de interpretação podem ser divididas em dois grupos: o método direto e o inverso. A escolha da aplicação de cada método está diretamente relacionada ao tipo de anomalia gravimétrica e de acordo com as observações geológicas previamente conhecidas (TELFORD (1990)).

Durante a interpretação dos dados, é importante ter a noção de que as anomalias gravimétricas, detectáveis pelas facilidades utilizadas, são de contraste lateral de densidade. Contrastes de densidade da ordem de 0,1 a 0,2 g/cm³ são significativas para essas variações laterais, enquanto que para variações verticais, cujo modelo se apresenta como camadas plano-paralelas horizontais, não se conseguem identificar tais contrastes (LUIZ & SILVA, 1995).

As anomalias com grande variação de gradiente horizontal, usualmente estão relacionadas às falhas. As caracterizadas por contornos fechados, de forma mais simétrica, representam maciços intrusivos, enquanto que aquelas mais alongadas tornam mais evidentes dobramentos ou intrusões discordantes do tipo diques (LUIZ & SILVA, 1995).

Importante lembrar que a expressão de um campo gravitacional é resultante da superposição de anomalias gravimétricas nas zonas de interesse rasas e outras mais profundas. Desta maneira, os efeitos das anomalias de massa mais profundas marcam o campo gravimétrico regional, enquanto que subtraindo as anomalias gravimétricas superficiais, caracterizadas por diferentes geometrias, dimensões e densidades contrastantes das rochas encaixantes, do campo regional, obtém-se o campo residual (TELFORD et al., 1990).

A utilização de filtros numéricos é rotineiramente utilizada para separar os componentes regional e residual do campo gravimétrico composto. Os filtros do tipo passa baixa são utilizados para ressaltar os maiores comprimentos de onda do sinal, tornando mais evidente o componente regional, mais associado a corpos de dimensão de escala crustal ou litoesférica.

O campo gravimétrico regional pode então ser modelado com várias técnicas, sendo o mais comum o método dos mínimos quadrados, com grau polinomial ajustado através das características geométricas dos corpos e segmentos crustais da área de interesse.

Existem, também, diversas outras técnicas tais como a residualização gráfica, métodos de *fitting* de superfície, métodos de *gridding* empíricos, método da segunda derivada vertical do campo e o método da continuação do campo gravitacional para separar e reduzir a componente residual da componente regional desejável. (TELFORD et al. (1990)). Vale ressaltar que em qualquer técnica geofísica, o parâmetro mais utilizado na interpretação geofísica é o conhecimento da geologia local (LUIZ & SILVA, 1995).

3.8.1 Método Direto.

Esta técnica consiste na construção de um modelo inicial com base nas informações geológicas e geofísicas à priori. O efeito gravimétrico deste modelo é calculado e então comparado com a anomalia gravimétrica observada. Quando há uma discrepância relativamente grande, então os parâmetros são modificados e o processo fica iterativo até que uma condição aceitável de ajuste seja atingida.

Com esse método, é necessária a definição da dimensão do corpo ou da estrutura geológica de interesse na investigação da anomalia. Assim, pode-se trabalhar com modelos bidimensionais ou tridimensionais. Para este último as dimensões nas três direções são relativamente equiparáveis. No entanto, para um modelo bidimensional, faz-se necessário o estabelecimento da hipótese de que uma das dimensões no plano paralelo às camadas seja desprezível com relação a outra dimensão no mesmo plano.

O campo gravimétrico regional pode então ser modelado com várias técnicas, sendo o mais comum o método dos mínimos quadrados, com grau polinomial ajustado através das características geométricas dos corpos e segmentos crustais da área de interesse.

Existem, também, diversas outras técnicas tais como a residualização gráfica, métodos de *fitting* de superfície, métodos de *gridding* empíricos, método da segunda derivada vertical do campo e o método da continuação do campo gravitacional para separar e reduzir a componente residual da componente regional desejável. (TELFORD et al. (1990)). Vale ressaltar que em qualquer técnica geofísica, o parâmetro mais utilizado na interpretação geofísica é o conhecimento da geologia local (LUIZ & SILVA, 1995).

3.8.1 Método Direto.

Esta técnica consiste na construção de um modelo inicial com base nas informações geológicas e geofísicas à priori. O efeito gravimétrico deste modelo é calculado e então comparado com a anomalia gravimétrica observada. Quando há uma discrepância relativamente grande, então os parâmetros são modificados e o processo fica iterativo até que uma condição aceitável de ajuste seja atingida.

Com esse método, é necessária a definição da dimensão do corpo ou da estrutura geológica de interesse na investigação da anomalia. Assim, pode-se trabalhar com modelos bidimensionais ou tridimensionais. Para este último as dimensões nas três direções são relativamente equiparáveis. No entanto, para um modelo bidimensional, faz-se necessário o estabelecimento da hipótese de que uma das dimensões no plano paralelo às camadas seja desprezível com relação a outra dimensão no mesmo plano.

No caso mais geral, como é o caso de corpos tridimensionais com uma forma volumétrica e distribuição de densidade $\rho(x',y',z')$ qualquer, conforme esquema da Figura 35, a componente vertical do campo gravitacional $g_z(x,y,z)$ é dada pela equação (22).

$$g_z(x, y, z) = \int_{x'} \int_{y'} \int_{z'} \rho(x', y', z') \psi(x', y', z') dx' dy' dz' \quad (22)$$

Onde a função $\psi(x,y,z)$, denominada de função de Green, é o efeito gravitacional no ponto $P(x,y,z)$ causado por uma massa pontual situada em (x',y',z') , sendo calculado pela equação (23).

$$\psi(x, y, z) = -G \frac{z}{(x^2 + y^2 + z^2)^{3/2}} \quad (23)$$

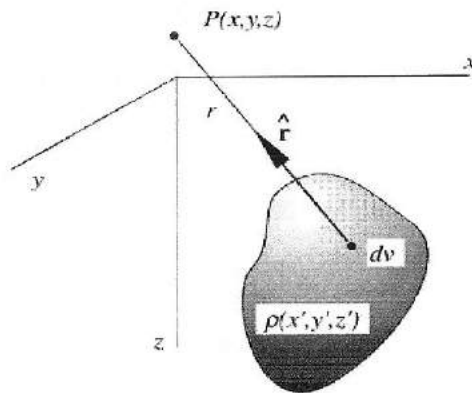


Figura 35 - Esquema de corpo tridimensional de forma irregular (Blakely, 1995).

Na hipótese do corpo modelado ser uma esfera, o valor do campo gravimétrico vertical é dado pela equação (25) (TELFORD *et al.*, 1990).

$$g_z = \frac{4\pi G \rho R^3 h}{3(h^2 + x^2)^{3/2}} \quad (24)$$

Existem ainda as equações que calculam a componente vertical do campo gravimétrico para modelagem de outros corpos com geometria tridimensional, tais como de lâminas horizontais e de forma cilíndrica (TELFORD *et al.*, (1990)). No entanto, para corpos reais de geometria irregular, usualmente divide-se tal corpo em N partes. Dessa forma o campo gravitacional vertical é dado pela equação (25).

$$g_m = \sum_{n=1}^N \rho_n \omega_{mn} \quad (25)$$

Onde (g_m) é a atração vertical (g_z), no ($m^{\text{ésimo}}$) ponto de observação, ρ_n é a densidade na parte (n) e (ω_{mn}) é a atração no ponto (m) devida ao volume (n), com densidade unitária. Na prática, as formas geológicas podem ser aproximadas por um conjunto de prismas retangulares, conforme esquema da Figura 36, cujas densidades são mantidas constantes. O efeito de cada prisma é calculado para cada ponto de observação e depois todos eles somados para representarem a contribuição total no ponto desejado (PLOUFF, 1976).

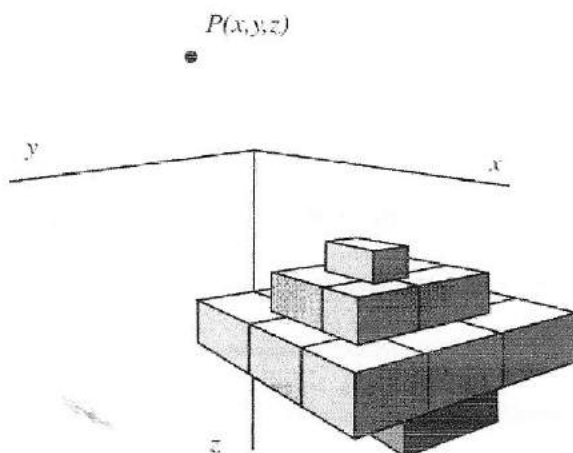


Figura 36 - Corpo de forma irregular aproximado por um conjunto de prismas regulares de forma retangular (Blakely, 1995).

Como no caso dos Corpos com geometria bidimensional uma das dimensões é muito menor do que a outra no mesmo plano de observação, uma das formas utilizadas com grande frequência por parte dos interpretes é aquela do cilindro horizontal, que assemelha a um canal soterrado, por exemplo.

O valor de (g_z) pode ser fornecido pela equação (26), onde R é o raio do cilindro com densidade (ρ), com centro situado a uma profundidade z, abaixo do nível de referência e $(h) = (x_{1/2})$, cujo valor $(x_{1/2})$ constitui-se da abscissa correspondente à metade do valor máximo da anomalia (Luiz & Silva, 1995).

$$g_z = \frac{2\pi G \rho R^2 z}{z^2 + x_{1/2}^2} \quad (26)$$

3.8.2 Método Inverso.

No caso do método inverso admite-se, também, um modelo geométrico à priori assim como no método direto. A diferença é que os dados das anomalias gravimétricas são obtidos a partir da determinação dos parâmetros calculados diretamente das técnicas de inversão.

As técnicas de inversão podem ser lineares ou não. Dependendo do grau de complexidade da geometria da anomalia de interesse, utiliza-se de modelos que podem assumir formas contínuas e suaves, ou quando são muito complexas e irregulares, faz-se uso de prismas verticais de seções horizontais retangulares ou poligonais ou conjuntos de lâminas horizontais com seções poligonais.

Os métodos de inversão de anomalias gravimétricas podem ser subdivididos em lineares ou não-lineares. Partindo da equação 25, que determina o valor do campo gravitacional, com uma distribuição discreta de uma seção transversal ou mapa de volume de (n) , fornecido pela função de Green, determina-se a função de distribuição de probabilidades para se estimar o valor da densidade da anomalia em estudo. Para se estimar algum parâmetro físico a partir de (ω_{mn}) , como coordenadas que retratam a profundidade da anomalia em questão, utiliza-se então os procedimentos para uma inversão não linear.

A maior dificuldade, porém, ao se trabalhar com inversões de dados provenientes de levantamentos, que utilizam métodos potenciais, está na dualidade das respostas. Como as respostas não são únicas e quase sempre instáveis, as informações a priori a respeito dos parâmetros desejados, função dos modelos geológicos bem estabelecidos, tornam-se essenciais para a confiabilidade dos resultados, garantindo os níveis de exatidão desejados com as incertezas bem estimadas.

Entretanto, existem técnicas específicas, aplicadas a um determinado modelo geológico, possibilitando a obtenção de soluções unívocas. Na literatura diversos autores apresentam rotinas para implementação de algoritmos computacionais para inversão de dados gravimétricos, tomando como informação, em princípio, corpos de duas ou três dimensões (SILVA et al. (2001 e 2002) e BARBOSA et al. (2002)).

Pode-se utilizar, também, o método de deconvolução de Euler para estimar a profundidade das fontes gravimétricas, a partir do potencial gravitacional gerado pelas fontes gravimétricas. As funções (f) que tem dependência tridimensional do tipo:

$$f = f(x, y, z) \quad (27)$$

satisfazem a condição de homogeneidade se existir o parâmetro i tal que a equação (27) pode ser escrita na forma da equação (28).

$$f(ix, iy, iz) = i^k f(x, y, z) \quad (28)$$

Onde o índice k representa o grau do polinômio constitutivo da equação. Como a equação (29) satisfaz a condição de homogeneidade, a mesma pode ser rescrita de forma mais conveniente.

$$x \frac{\partial}{\partial x}(f) + y \frac{\partial}{\partial y}(f) + z \frac{\partial}{\partial z}(f) = -if \quad (29)$$

Por ser conservativo, o campo total de anomalia de potencial gravitacional (U) total atende as características de um campo do tipo (f). Sendo as coordenadas (x_0, y_0, z_0) a posição

da fonte geradora do campo potencial, as coordenadas (x, y, z) a posição onde o potencial está sendo medido e (B) o valor do campo para um nível base de referência do potencial, a equação (29) pode ser reestruturada para a equação (30).

$$(x - x_0) \frac{\partial}{\partial x}(U) + (y - y_0) \frac{\partial}{\partial y}(U) + (z - z_0) \frac{\partial}{\partial z}(U) = -N_h (B - U) \quad (30)$$

O valor N_h indica o grau de homogeneidade é interpretado como um índice estrutural e pode indicar a feição estrutural da fonte geradora da anomalia gravimétrica. Adotando-se o valor de (B) como sendo o potencial gravitacional regional (U_{reg}), para a estimativa das variações das profundidades das anomalias, a equação (30) pode ser reescrita para incorporar o valor de (U_{reg}) (BARBOSA & SILVA, 2004).

$$(x - x_0) \frac{\partial}{\partial x}(U) + (y - y_0) \frac{\partial}{\partial y}(U) + (z - z_0) \frac{\partial}{\partial z}(U) = -N_h (U_{reg} - U) \quad (31)$$

Geralmente este método é empregado em dados de campo que representam anomalias oriundas de diversas situações geológicas, quase sempre é necessário realizar várias iterações com valores de N diferente (usualmente de 0 a 3). Por fim, os resultados são e verifica-se o melhor ajuste.

Esta técnica pode ser aplicada tanto para a gravimetria quanto para a magnetometria (ALMEIDA FILHO et al. (1999)). Por utilizar o potencial gravitacional, apresenta a grande vantagem de não necessitar do conhecimento da intensidade do campo gravimétrico. Dessa forma, o processo de inversão utilizando o método de Euler torna a solução do problema mais estável.

Assim, o índice estrutural N funciona como um medidor da forma geométrica da fonte causadora da anomalia gravimétrica, sendo que para $N_h=0$ indica um contato entre duas camadas, $N_h=1$ pode representar um dique vertical ou uma soleira, $N_h=2$ demonstra um corpo de forma cilíndrica posicionado na vertical ou horizontal e $N_h=3$ representa uma esfera (BARBOSA & SILVA, 2004).

4 ESTUDO DE CASO

A idéia inicial para o estudo de caso deste trabalho era encontrar uma aplicação do método gravimétrico na bacia de Salta. Entretanto, devido a dificuldade em encontrar referências bibliográficas relacionadas a este assunto optou-se em realizar uma discussão da gravimetria na bacia de Tucuman, esta localizada na borda da bacia de Salta.

Para o desenvolvimento desta etapa foi utilizada como referência o artigo "The gravity field of the TucumZin Plain and its implications in structural geology" de Maria Cristina Pomposiello, Ricardo Mon, e Maria Trinidad Diaz, *Géodynamique* 6 (1), 1991 : 3-8. Além deste artigo utilizou-se as referências do mesmo.

4.1 Introdução

A planície de Tucuman estende-se ao longo da borda oriental dos Andes entre 27 e 28. S, (ver Figura 37), é uma depressão estrutural formada por uma seqüência sedimentar espessa, como mostrado por estudos sísmicos preliminares realizados por TINEO, 1988.

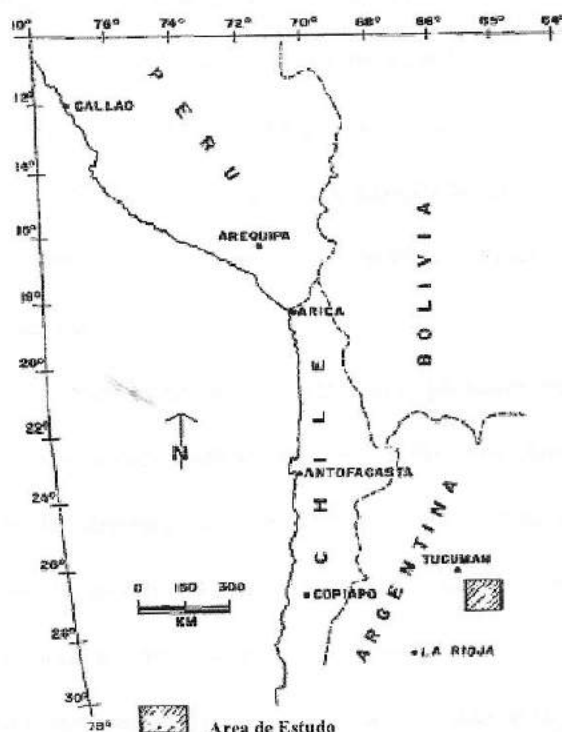


Figura 37: Mapa mostrando a região estudada pelo método gravimétrico [Modificação por Cruz, D.S.J.]

Embora sejam reconhecidas as ocorrências de águas térmicas de interesse econômico e as acumulações de hidrocarbonetos sejam apontadas como possíveis, sua estrutura profunda permanece ainda quase que completamente desconhecida. Este fato motivou a realização de um estudo gravimétrico e uma análise geológica e estrutural. Assim, é possível obter dados válidos para substituir dados especulativos de superfície disponíveis no presente. Os resultados podem ser usados para dirigir uma pesquisa mais detalhada do subsolo no futuro.

4.2 Trabalho de campo gravimétrico

A fim de completar as medidas feitas pelo IGM (Instituto Geográfico Militar, de Buenos Aires, Argentina), foi estabelecido uma rede de 400 estações de gravidade usando o gravímetro do tipo Lacoste & Romberg. A precisão deste instrumento atinge aproximadamente 0.01 mgal. Todas as estações de gravidade foram amarradas ao BACARA-System (Base de calibração da república Argentina), algumas das estações foram estabelecidas previamente pelo IGM.

As estações de gravidade ficaram situadas principalmente nas linhas de nivelamento de alta precisão existentes, estas estabelecidas pelo IGM. Em alguns casos a elevação das estações de gravidade foi determinada através das medidas feitas com dois barômetros de Paulin e um Thommen. Estes registros foram corrigidos do efeito de deriva do equipamento (drift). As alturas determinadas com uso do barômetro possuíam uma precisão de ± 3 m.

A determinação das coordenadas geográficas de cada estação é indispensável para calcular a gravidade normal. Para isto, usou-se mapas de topografia, cujas escalas eram 1:100.000 e 1:250.000. A precisão da posição foi considerada estar dentro de ± 200 m.

As anomalias *free-air* e as anomalias Bouguer foram calculadas usando o Sistema de referência geodésico - SRG 80 -, um gradiente *free-air* de 0.3086 mgal/m e estimando uma densidade média para a crosta em 2.67 gcm^{-3} . Não consideramos correções estáticas porque são menores do que 0.5 mgal. (POMPOSIELLO et al., 1989).

O erro máximo calculado da gravidade Bouguer é de ± 1.5 mgal. A elevação das estações foi a principal contribuição do erro total.

A Figura 38 mostra o mapa da anomalia Bouguer da planície de Tucuman com linhas de contorno separadas por intervalos de 10mgal e a distribuição das estações de medição da gravidade.

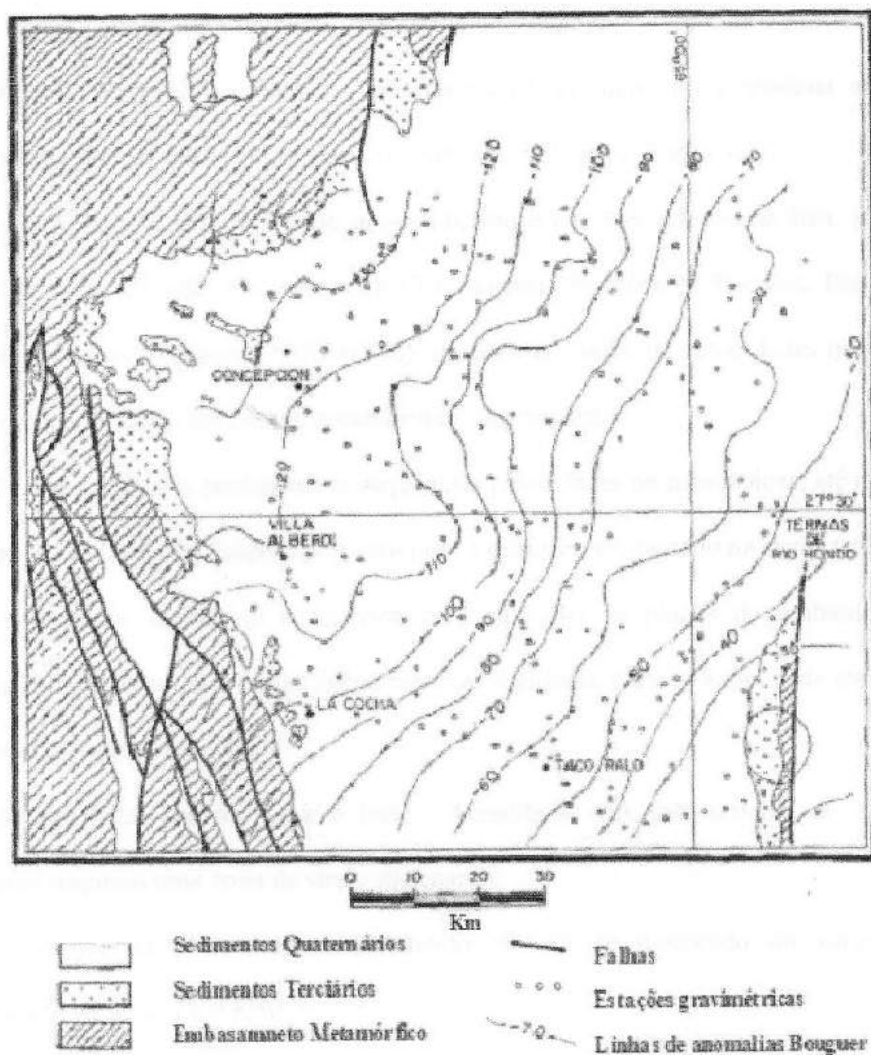


Figura 38- Mapa geológico da bacia de Tucuman. Campo de anomalia Bouguer com contorno de 10mGal e distribuição das estações de gravidade [Modificada por Cruz, D.S.].

4.3 Geologia

A planície de Tucuman é uma extensa depressão limitada a oeste pela cordilheira das serras de Aconquija e ao leste pela cordilheira das serras de Guasayan e por uma elevação estrutural enterrada, o alto de la Mujer Muerta, cuja expressão é uma elevação topográfica

sem afloramento de corpos rochosos. As serras de Aconquija e de Guasayan são formadas principalmente por rochas cristalinas, possivelmente da idade pré-cambriana as quais se sobrepõe às rochas terciárias de origem continental (ver Figura 38 e 39b).

Nenhuma unidade entre as idades do pré-cambriano e terciário aflorou na área, mas em um levantamento de refração feita pela YPF (Yacimientos Petroliferos Fiscales, Buenos Aires, Argentina), reformulada por TINEO (1988), mostrou unidades de velocidades intermediárias entre aquelas correspondentes ao pré-cambriano e ao terciário.

Se estas unidades pertencem às seqüências paleozóicas ou mesozóicas, até o presente é uma mera especulação. O modelo proposto para a estrutura é mostrado na seção transversal.

A serra de Aconquija é formada pela sucessão de placas do embasamento que empurram para o oeste através das falhas inversas regionais, com os ângulos de mergulho que diminuem com a profundidade.

Por de um bloco movido para o leste. Acredita-se que este sistema de movimentos divergentes originou uma zona de stress distensivo.

Supõe-se que as placas do embasamento tenham se destacado do substrato, cuja profundidade varia de 7 a 8 Km.

Nesta profundidade foi detectada uma camada fortemente condutora (BALDIS et al., 1983 e POMPOSIELLO et al., 1991) que poderia coincidir com uma camada crustal de alta temperatura, tendendo ao comportamento dúctil e assim capaz de favorecer o processo de descolamento. outro lado, a serra de Guasayan junto com o alto estrutural enterrado, Mujer Muerta, é parte

4.4 ESTUDOS GRAVIMÉTRICOS E SUA INTERPRETAÇÃO GEOLOGICA

Os dados obtidos nas 400 estações juntamente com os dados existentes, contribuíram para a construção do mapa de contorno do campo residual (ver Figura 39a) (POMPOSIELLO e DIAZ, 1989 ; POMPOSIELLO et all.).

O modelo qualitativo da figura 39b parece ser o mais apropriado para explicar as características gravimétricas e geológicas. Uma vez que não foram encontrados nenhum poço profundo na área nem um detalhamento pela sísmica, é impossível ter um melhor controle. O campo gravimétrico residual está fortemente ligado a profundidade do embasamento cristalino. As mais baixas medidas gravimétricas correspondem às áreas onde o embasamento é mais profundo. De acordo com a estrutura regional, o processo de riftamento parece ter sido responsável pelo afundamento de um pequeno graben preenchido por sedimentos, o qual encontra-se alongado na direção norte-sul ocupando uma área restrita entre o alto Guasayan-Mujer Muerta e a cadeia de montanha de Aconquija (ver Figura 39b). A máxima espessura da seqüência sedimentar deve ser de aproximadamente 3000m. Uma vez que as bordas da depressão gravimétricas são escarpadas, isto deve estar representando um graben contornado por falhas normais de alto ângulo.

Uma outra feição interessante mostrada claramente pelas anomalias residuais é a depressão tectônica (Rio Hondo Embayment) situada entre a estrutura do Guasayan (que mergulha para o norte) e a elevação enterrada Mujer Muerta (que mergulha para o sul). O ponto inicial do embasamento de Guasayan que na cadeia montanhosa da serra de Guasayan, se estende largamente para o oeste no subsolo (ver Figura 39a).

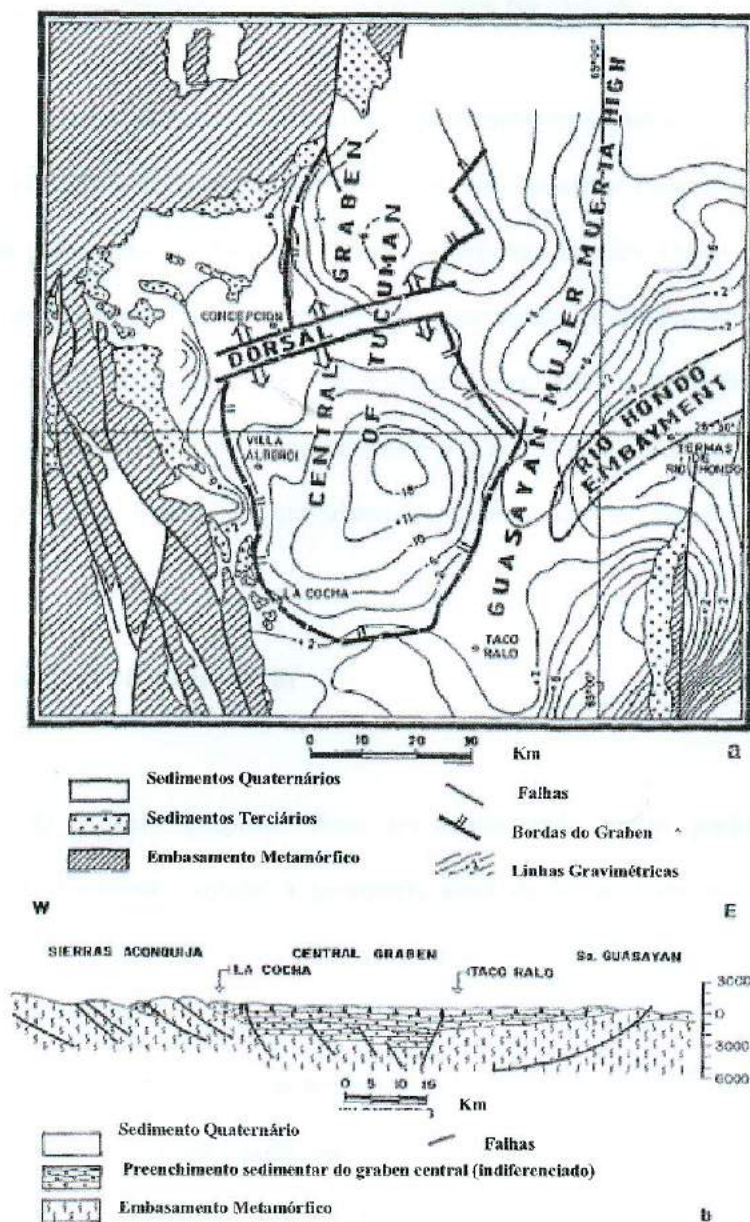


Figura 39 – Mapa geológico da bacia de Tucuman. a) Contorno do campo de anomalia residual de 4mGal. b) O modelo qualitativo [Modificada por Cruz, D.S. J.]

4.5 Distribuição de ocorrências de águas térmicas

As melhores ocorrências de águas térmicas estão associadas a perfurações profundas na região (Mon and Vergara, 1987). Todas elas, incluindo Taco Ralo (ver Figura 39a) estão fora da zona mais profunda da bacia, sobreposta ao alto Guasayan- Mujer Muerta onde o embasamento está em particular na parte menos profunda (quando comparada a zona de depressão tectônica). Vale a pena saber se este fato é o resultado de fatores geológicos ou é simplesmente devido à distribuição de poços. Estudos futuros do comportamento térmico da depressão mostrado pela gravimetria são considerados de grande relevância.

4.6 Discussão final

O modelo proposto deve ser considerado como preliminar, e está apontando particularmente explicar a geometria atual da bacia. Uma vez que o tipo e a idade do preenchimento sedimentar tornam-se mais conhecidos, mais precisa é a explicação da origem da bacia. Esta foi originada pelos movimentos relacionados às fases andinas responsáveis por empurrar e levantar a montanhas ou a tem sido devido à deformação de uma bacia já existente, o que não pode ser dito no presente. Nenhum dado da estrutura da sequência sedimentar pode ser apresentado e as seções mostradas são puramente esquemáticas e conceituais.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Almeida Filho, Raimundo et al. (1999); Ferreira, Francisco J. F.; da Silva, Francisco V.; Contribuição ao Estudo do Complexo Máfico/Ultramáfico do Campo Formoso Usando Sensoriamento Remoto e Dados Aeromagnéticos; Revista Brasileira de Geociências, 29(2):203-206, junho de 1999.
- Baldis (S.), Demicheli (J.), Febrer (J.), Fournier (H.), Garcia (E.), Gasco (J.C.), Mamani (M.) and Pomposiello (M.C.), 1983. 1 Magnetotelluric results along a 1.200 km long deep profiles with an important geothermal area. its north-west end in the provinces of Tucuman and Santiago del Estero in Argentina. Acta Geodaet, Geophys. et Montanist. Hung.. vol. 14. no4 : 489-499.
- Barbosa, V. C. F.; Silva, J. B. C.; Medeiros, W. E. (2002); Practical Applications of Uniqueness Theorems in Gravimetry: Part II – Pragmatic Incorporation of Concrete Geological Information. Geophysics, 67(2002), 795-800.
- Barbosa, Valéria Cristina F. & Silva, João Batista C. (2004); Deconvolução de Euler: passado, presente e futuro; in: I Simpósio Regional da sociedade Brasileira de Geofísica, 26-28, São Paulo, setembro de 2004.
- 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.
- Blakely, R. J. (1995); Potential Theory in Gravity & Magnetic Applications. Cambridge University Press (1995) – USA.
- Buonura, Marco Polo Pereira (2003), Notas de Aula do Curso de Formação de Geofísicos da Petrobras, Publicação Interna, Rio de Janeiro, dezembro de 2003.
- 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
- Duarte, Osvaldo de Oliveira (2003); Dicionário Enciclopédico Inglês-Português de Geofísica e Geologia, Sociedade Brasileira de Geofísica, Segunda Edição, 2003.
- 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: LAPG, 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.
- Hinze, W. J. (2003 - A); Bouguer reduction density, why 2.67?; *Geophysics*, vol. 68, No. 05, September/October, 2003.
- Kozłowski, E., Vergani, G., Boll, A. 2005. Las Trampas de Hidrocarburos en las Cuencas Productivas de Argentina. In: Kozłowski, 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.

Lillie, R. J., Whole Earth Geophysics: An Introductory Textbook for Geologists and Geophysicists.

Lowrie, William, 1997, Fundamentals of Geophysics, Cambridge University Press

Luiz, José Gouveia & Silva, Lúcia Maria da Costa (1995); Geofísica de Prospecção, Volume 1, Editora CEJUP Ltda, Primeira Edição, Belém, Pará, 1995.

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 I: 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.

Mon (R.) and Vergara (G.), 1987. - The geothermal area of the Eastern Border of the Andes of North Argentina at Tucuman Province. Bull. International Assoc. Engineering Geol., n 35 : 87-93.

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.

Mota, Ubirajara S. (1992); Estudo Gravimétrico da Depressão Circular de Colônia, Santo Amaro – SP; Observatório Nacional; Dissertação de Mestrado, Rio de Janeiro, fevereiro de 1992.

Pomposiello (M.C.) e Diasz (M.T.), 1989. - Estudios gravimétricos de la anomalía geotérmica Calchaqui en la Region Central Noroeste Argentino. Actas Primer. Congr. Bras. de Geof. In press.

Pomposiello (M.C.), Diaz (M.T.), Lopez (N.G.) e Posse (H.M.), 1989. - Determinacion gravimétricas en las Provincias de Tucuman, Catamarca y Santiago del Estero. Geodacta, vol. 16, no 2, 221-230.

Pomposiello (M.C.), Osella (A.M.), Maidana (A.) and BORZOTTA (E.), 1991. MT studies in the South-East region of Tucuman Plain at the North-West of Argentina.

- Plouff, D. (1976); Gravity and Magnetic Fields of Polygonal Prism and Application to Magnetic Terrain Corrections. *Geophysics*, No 41, 724-741.
- 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.
- Silva, J. B. C.; Medeiros, W. E.; Barbosa, V. C. F. (2001); Potential –field Inversion: Choosing the Appropriate Technique to Solve a Geologic Problem. *Geophysics*, 66(2001), 511-520.
- Silva, J. B. C.; Medeiros, W. E.; Barbosa, V. C. F. (2002); Practical Applications of Uniqueness Theorems in Gravimetry: Part I – Constructing Sound Interpretation Methods. *Geophysics*, 67(2002), 788-794.
- Telford et al. (1990), WILLIAM MURRY; GELDART, L. P.; Sheriff, Robert Edward. E.; *Applied Geophysics*, Second Edition, Cambridge University Press, New York, USA, 1990.
- TINEO (A.), 1988, La cuenca sedimentaria del Rio Sali, Tucuman, Argentina. *Actas 5º Congreso Geológico Chileno*. vol. 2, 115-126.
- Tsuboi, C. (1983); *Gravity*; George Allen & Unwin - London,UK.
- 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.