



UFRJ

**Richardson Teixeira Gave**

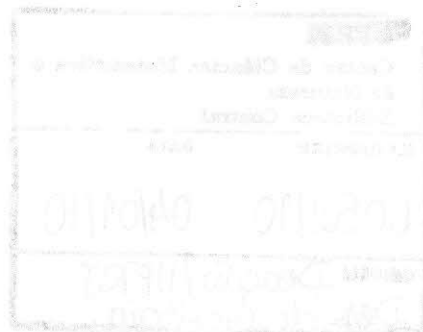
**ASPECTOS GEOLÓGICOS E GEOFÍSICOS DA BACIA DE TALARA**  
**Simulação de Levantamento Gravimétrico utilizando o *Oasis montaj*<sup>TM</sup>**

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:

Álvaro Lúcio de Oliveira Gomes  
Leonardo Fonseca Borghi de Almeida  
Paula Lúcia Ferrucio da Rocha

Rio de Janeiro  
Agosto de 2007



MGL  
G282A

GAVE, Richardson Teixeira

**Aspectos Geológicos e Geofísicos da Bacia de Talara -**  
Simulação de Levantamento Gravimétrico utilizando o *Oasis*  
*montaj<sup>TM</sup>* / Richardson Teixeira Gave-- Rio de Janeiro: UFRJ /  
IGeo, 2007.

xviii, 138 p. : il. : 30cm

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

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

I. Geofísica. 2. Geologia de Engenharia e Ambiental –  
Trabalho de Conclusão de Curso. I. Paula Lúcia Ferrucio da  
Rocha, Leonardo Fonseca Borghi de Almeida

. II. Universidade Federal do Rio de Janeiro, Instituto de  
Geociências, Programa de Pós-graduação em Geologia. III.  
Título.

Richardson Teixeira Gave

**ASPECTOS GEOLÓGICOS E GEOFÍSICOS DA BACIA DE TALARA**  
**Simulação de Levantamento Gravimétrico utilizando o *Oasis montaj*<sup>TM</sup>**

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:

Álvaro Lúcio de Oliveira Gomes  
Leonardo Fonseca Borghi de Almeida  
Paula Lúcia Ferrucio da Rocha

Aprovada em: 01.08.2007

Por:

---

Álvaro Lúcio de Oliveira Gomes

---

Leonardo Fonseca Borghi de Almeida

---

Paula Lúcia Ferrucio da Rocha

UFRJ  
Rio de Janeiro  
2007

Dedico este trabalho à minha família, especialmente à Fabiana (minha amada esposa) e Sarah (minha amada filha).

## Agradecimentos

Agradeço ao Senhor Deus pela infinita misericórdia para comigo.

Ao Senhor Jesus pelo Seu grande amor por mim.

Ao Espírito Santo por ser o meu Consolador nos momentos difíceis.

À minha esposa Fabiana e à minha filhinha Sarah pela paciência e por compreenderem os momentos que não pude dar-lhes a devida atenção durante a elaboração deste trabalho.

À minha mãe Sandra, que com muita valentia me criou e sempre me deu o maior apoio nas minhas decisões.

À Petrobras pela oportunidade de conhecer novas fronteiras e dar todo o suporte para o início de minha carreira.

Aos professores da UFRJ/IGEO, em especial aos professores: Paula Lúcio Ferrucio da Rocha e Leonardo Fonseca Borghi de Almeida, pelas orientações concedidas na realização deste trabalho.



*“Porque nEle foram criadas todas as coisas que há nos céus e na terra, visíveis e invisíveis, sejam tronos, sejam dominações, sejam principados, sejam potestades. Tudo foi criado por Ele e para Ele”.*

*(Colossenses 1:16)*

## Resumo

GAVE, Richardson Teixeira. **Aspectos Geológicos e Geofísicos da Bacia de Talara: Simulação de Levantamento Gravimétrico utilizando o Oasis montaj<sup>TM</sup>**. 2007. xvi, 138p. 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 estudo visa analisar a aplicabilidade do método gravimétrico na Bacia de Talara, localizada no noroeste do Peru. Através da utilização de software de processamento gravimétrico, o Oasis montaj<sup>TM</sup> da Geosoft Inc. - cuja licença de uso foi concedida ao E&P-EXP/GEOF/MP que é a gerência responsável pelo estudo e desenvolvimento de métodos potenciais da Petrobras - mapas de anomalias foram gerados e, através da análise desses mapas, foram feitas discussões comparando os mesmos com o que se tem de informação disponível em mapas geográficos, mapas geológicos e seções estratigráficas, com o intuito de verificar se os mapas de anomalias gerados condizem com a realidade geológica e com o que se tem de informação sobre a Bacia de Talara.

Palavras-chave: gravidade; anomalias gravimétricas; correções; Bacia de Talara.



### **Abstract**

GAVE, Richardson Teixeira. **Aspectos Geológicos e Geofísicos da Bacia de Talara**: Simulação de Levantamento Gravimétrico utilizando o *Oasis montaj*<sup>TM</sup>. 2007. xvi, 138p. 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 study aims analyze the applicability of gravity method survey at Talara Basin, northwest Peru. Using the gravity data processing software named *Oasis montaj*<sup>TM</sup> made by *Geosoft Inc.* – which license was allowed to *E&P-EXP/GEOF/MP* responsible to study and develop the potential methods at Petrobras – anomalies maps were created and with the analysis of these maps, we made comparisons with other informations contained in maps like geographic map, geological map and stratigraphic sections to verify if the anomalies agree with geological reality and the existing geological information of Talara Basin.

Key-Words: gravity; gravity anomalies; corrections; Talara Basin.

### Lista de figuras, quadros e tabelas

- Figura 1.1 – A província da Bacia de Talara e províncias adjacentes do noroeste do Peru. 3
- Figura 1.2 - Seção estrat. fica norte-sul através da Bacia de Talara e sul da Bacia Progreso. 4
- Figura 1.3 - Mapa geológico simplificado das províncias das bacias Talara e Progreso e áreas adjacentes. 5
- Figura.1.4 Coluna estratigráfica da área de Carpitas (parte norte da Bacia Talara). (GMP, 1993). 6
- Figura 1.5 - Facies Mongollon drenagem Cerezito, uma drenagem secundaria La Bocana. Fonte: Palacios, 2006. 8
- Figura 1.6 – Estruturas cruzadas acanalados da formação Ostrea – Echino, Vale Cerezito. Fonte: Palácios, 2006. 9
- Figura 1.7 – Brechas Talara seladas por uma seqüência transgressiva. Fonte: Palácio, 2006. 10
- Figura 1.8 – Detalhe da seqüência transgressiva que sela a unidade Brechas Talara. Fonte: Palácios, 2006. 10
- Figura 1.9 – Turbiditos finos distais. Típica fácies Chira. Fonte: Palácios, 2006. 12
- Figura 1.10 – Canal turbidítico relacionado com a formação Verdun. Fonte: Palácios, 2006. 13
- Figura 1.11 – Formação Mirador e a estrutura tipo “Gilbert delta” com clinofomas de grande escala. Fonte: Palácios, 2006. 14
- Figura 1.12 – Formação Plateritos na escarpa da falha Carpitas (Fonte: Palácios, 2006). 15
- Figura 1.13 – Formação Máncora ao fundo e o membro basal Plateritos (Fonte: Palácios, 2006). 16
- Figura 1.14 - Fácies Heath na Rodovia Panamericana. (Fonte: Palácios, 2006). 17
- Figura 1.15 - Imagem MDT mostrando as principais falhas da área Carpitas, parte norte da Bacia de Talara. Fonte: SRTM, Nasa. 18
- Figura 1.16 - Interpretação da seção sísmica GMP-04, calibrada a partir de sismogramas sintéticos e informação de superfície. A linha amarela é a base da formação Ostrea-Equino, a preta é a base da formação Mogollón e topo do Paleozóico. Fonte: (Palácios, 2006). 19
- Figura 1.17 - Interpretação da seção sísmica GMP-05 (paralela a GMP-04), calibrada a partir de sismogramas sintéticos e informação de superfície. A linha amarela é a base da formação Ostrea-Equino, a rosa é a base da formação Mogollón e a preta é a base da Formação San Cristóbal e topo do Paleozóico. (Fonte: Palácios, 2006). 20
- Figura 1.18 - A falha Carpitas funciona como selo estrutural dos campos Carpitas Leste e Oeste, onde se encontram os poços AM-125 e C-4. Fonte: (Palácios, 2006). 20
- Figura 1.19 - Secções estruturais: (A) Realizada na altura do Vale Seca (região Máncora) em direção aos Amotapes, chegando na Bacia Lancones; (B) Realizada na altura do Vale Máncora (região Máncora), chegando a Lancones. (Fonte: Palacios, 2006). 22
- Figura 1.20 - Mapa de localização de todas as linhas sísmicas utilizadas e das secções estruturais construídas. (Fonte: Palacios, 2006). 23
- Figura 1.21 - Imagem batimétrica e do relevo noroeste do Peru (NASA). Se observa claramente as falhas do O-NO a L-SE desde a falha do Banco Peru (Plioceno-recente-Pleistoceno), cruzando a falha Carpitas (Mioceno-Oligoceno) e até a falha Cuzco-Angolo (Mioceno-Eoceno). Em rosa tem-se a seção sísmica OXY 98-211, seguido das linhas azuis (secções sísmicas GMP-04 e 05). (Fonte: Palacios, 2006). 23
- Figura 1.22 - Espessamento do Heath no Mioceno-Oligoceno e a presença da seqüência plioceno-pleistoceno indicativo do funcionamento da falha Carpitas. Observa-se muito

- bem o rollover, que produziu uma zona muito produtiva de hidrocarbonetos no campo Carpitás. 25
- Figura 1.23 – Seção interpretada no ponto de separação das bacias Talara e Lancones, observa-se claramente como o alto de Tamarindo serve de ponte sedimentar e ao mesmo tempo de separação estrutural. Em laranja se observa a sedimentação das formações do Eoceno médio-superior; em verde as do Albiano-Cenomaniano são compartilhados por ambas as bacias; se vê também em roxo o paleozóico, do devoniano ao carbonífero. (Fonte: Palacios, 2006). 26
- Figura 1.24 - Na seção observa-se os dobramentos do Grupo Copa Sombrero a esquerda do Alto de Tamarindo em subsolo, selado por uma discordância do Eoceno médio-superior. (Fonte: Palacios, 2006). 28
- Figura 1.25 - Esquema simplificado que explica a relação geométrica existente entre as falhas listricas da área de investigação. (Fonte: Palacios, 2006). 30
- Figura 1.26 - Modelo deposicional do leque submarino Mesa – sistema folhelho Balcones. A linha preta em negrito representa a linha costeira do Pacífico, com o oceano a esquerda. (Fonte: Carozzi et al, 1993). 37
- Figura 1.27 - Modelo deposicional de leque submarino Mongollon-Manta – sistema folhelho Salina. (Fonte: Carozzi et al, 1993). 39
- Figura 1.28 - Seção longitudinal do sistema folhelho Mongollon-Manta. (Fonte: Carozzi et al, 1993). 40
- Figura 1.29 - Modelo deposicional do leque submarino Rio Bravo – sistema folhelho Salina. (Fonte: Carozzi et al, 1993). 42
- Figura 1.30 - Modelo deposicional do leque submarino Rio Bravo – sistema folhelho Salina (Carozzi & Palomino, 1993). 43
- Figura 1.31 - Modelo deposicional do delta de Pariñas – sistema folhelho Chacra (Carozzi & Palomino, 1993). 44
- Figura 1.32 - Seção esquemática longitudinal do delta de Pariñas – sistema folhelho Chacra. (Fonte: Carozzi et al, 1993). 45
- Figura 1.33 - Modelo deposicional do delta Cabo Blanco – sistema folhelho Chacra. (Fonte: Carozzi et al, 1993). 47
- Figura 1.34 - Seção esquemática dip do delta Cabo Blanco. (Fonte: Carozzi et al, 1993). 48
- Figura 1.35 - Seção esquemática strike do delta Cabo Blanco. (Fonte: Carozzi et al, 1993). 48
- Figura 1.36 - Desenvolvimento esquemático de espessamento por falha de escorregamento sinsedimentar. (Fonte: Carozzi et al, 1993). 49
- Figura 1.37 - Modelo deposicional do leque submarino Echinocyamus sistema folhelho Chacra. (Fonte: Carozzi et al, 1993). 50
- Figura 1.38 - Seção esquemática longitudinal do leque submarino Echinocyamus – sistema folhelho Chacra. (Fonte: Carozzi et al, 1993). 51
- Figura 1.39 - Vista esquemática em planta das possíveis relações entre leques submarinos Echinocyamus. (Fonte: Carozzi et al, 1993). 52
- Figura 1.40 - Modelo deposicional do leque submarino Helico – sistema folhelho Talara. (Fonte: Carozzi et al, 1993). 54
- Tabela 1 - Estatísticas registradas para os campos de petróleo e gás na província da Bacia de Talara. 61
- Gráfico 1 - Grau API dos petróleos de campos das províncias de Talara e de Progreso. Os petróleos leves são comumente caracterizados por um grau API de 31° - 55°; os médios por 22° - 31° e os pesados por menos de 22°. 62
- Gráfico 2 - Grau API e peso percentual de enxofre em petróleos de campos selecionados ao longo das províncias da Bacia de Talara e da Bacia de Progreso, Equador e Peru (GeoMark, 1998). Baseado na distribuição de dados parece ser uma única população

- destas províncias. O desvio nos dados pode resultar parcialmente de métodos analíticos e a partir de biodegradações de petróleo em reservatórios do Terciário. Três petróleos do Terciário que indicam biodegradação estão mostrados em verde. 62
- Gráficos 3A e 3B - A razão de níquel e vanádio (Ni/V) em partes por milhão (ppm) e, petróleos das províncias da Bacia de Talara e da Bacia de Progreso. Esse razão tende a ser constante no tempo e podem indicar diferentes idades e litologia de rochas geradoras. A distribuição de dados para A e B mostram uma amostra populacional de petróleos das províncias da Bacia de Talara e Progreso. As amostras da Bacia de Talara são geralmente menores ou iguais a 10 ppm Ni e 30 ppm V; uma amostra de reservatório do Paleoceno contem cerca de 7 ppm Ni e quase 60 ppm V. O único petróleo Pennsylvaniano-Amotape é característico de uma geradora do Terciário. As amostras de Talara que contêm na sua maioria 25 ppm em níquel são provavelmente também de uma geradora do Terciário, baseados em dados geoquímicos. O isolamento destas amostras pode representar uma geradora mais terrígena para essas do que para outras amostras. 64
- Gráfico 4 - A distribuição de isótopos de  $\delta^{13}C$  para hidrocarbonetos saturados e aromáticos das províncias da Bacia de Talara e Progreso (GeoMark, 1998). O agrupamento de dados indica que os petróleos amostrados das províncias da Bacia de Talara e Progreso têm uma rocha geradora comum. 66
- Figura 1.41 - Modelos deposicionais para as Formações Mogollón (Eoceno) (A,B) e Clavel na parte setentrional da Bacia de Talara. A Formação Mogollón tem uma progressiva descida em direção ao sul por energia deposicional, a partir de conglomerados retrabalhados em canais flúvio-deltaicos até folhelhos atrás de leques submarinos (modificado por Chavez Cerna e Rodrique Rios, 2002). A linha da seção cruzada está marcada por N e S. Os sistemas flúvio-deltaicos da Formação Clavel (Pariñas) exibem diminuição na direção oeste em energia deposicional com associada diminuição em tamanhos de grão sedimentar; os principais reservatórios são arenitos de canais distributários (modificado por Lopez Chavez et al., 2002). O amarelo está *onshore*, púrpura escuro é intrusão ígnea e, pontos verdes e vermelhos são pontos centrais de campos de petróleo e gás respectivamente. 73
- Figura 1.42 - Modelo deposicional deltaico da Formação basal Salina na porção setentrional da Bacia de Talara (Gonzalez Torres, 1989; reimprimiu com permissão do autor, 24/06/02). A direção de transporte sedimentar e a fonte desses lobos empilhados (cinza, verde e amarelo) foram principalmente de rochas do Paleozóico e Cretáceo do Alto de Negritos. O intervalo do contorno *offshore* é de 30 m. A linha azul corresponde à linha costeira e a linha vermelha segrega blocos de arrendamento. 75
- Planta 1 (A-H). 78
- Planta 2 (A-H). 79
- Figura 2.1 - Arqueamento do geóide: (A) efeitos em escala continental e (B) efeitos localizados devido a excesso de massa em subsuperfície. 90
- Figura 2.2 - Diferença (exagerada propositalmente) entre uma esfera perfeita e uma elipse de rotação (esferóide). 90
- Quadro 2.1 - Fórmula geral para a gravidade teórica em qualquer ponto da superfície da Terra. Nessa equação  $g_0$  é a gravidade no equador,  $\phi$  é a latitude,  $\alpha$  e  $\beta$  são constantes que dependem do elipsóide. 91
- Quadro 2.2 - Fórmulas padrões para o valor teórico de  $g$  numa dada latitude  $\phi$ . 91
- Tabela 2.1 - Densidade de materiais geológicos comuns (Telford et al., 1990). 92
- Figura 2.3 - Variações nas densidades de rochas para diferentes tipos de rochas (Telford et al., 1990). 93
- Tabela 2.2 - Os efeitos de diferentes fatores físicos sobre a densidade das rochas. 95

Tabela 2.3 – Densidades médias aproximadas de rochas sedimentares.	95
Tabela 2.4 – Variação de densidade com o conteúdo de sílica e tamanho de cristal para rochas ígneas selecionadas; faixas de densidades e, em parênteses, densidades médias dadas em $kg/m^3$ (Telford et al., 1990).	96
Tabela 2.5 – Densidades de uma seleção de minerais metálicos e não-metálicos e algumas misturas de minerais (Telford et al., 1990).	97
Figura 2.4 - Extensão $\delta l$ de uma mola devido à atração gravitacional $\delta g$ .	99
Figura 2.5 – Princípio básico de operação de um gravímetro estável.	100
Figura 2.6 – Tipos de gravímetros estáveis: (A) Askania; (B) Boliden; (C) Scintrex CG-3; (D) Gulf (Hoyt). Após Garland, 1965 ; Telford et al, 1976; Robinson e Corub, 1978.	101
Figura 2.7 – Princípio de funcionamento de um gravímetro astático.	103
Tabela 2.6 – Correções aplicáveis aos dados gravitacionais.	104
Figura 2.8 – Uma curva de deriva instrumental.	105
Figura 2.9 – Gráfico de efeitos de marés e deriva instrumental sobre a aceleração devido a gravidade.	106
Figura 2.10 – Diagrama esquemático mostrando (A) A correção <i>free-air</i> , (B) a correção <i>Bouguer</i> , e (C) a correção <i>Bouguer</i> para medidas feitas em subsolo.	108
Quadro 2.3 – Correção <i>free-air</i> .	108
Quadro 2.4 – Correção <i>Bouguer</i> .	110
Quadro 2.5 – Correção de elevação.	111
Figura 2.11 – Os efeitos de uma colina e de um vale na medida da gravidade, ilustrando a necessidade de correção de terreno.	113
Quadro 2.6 – Correção Eötvös.	115
Figura 2.12 – (A) Modelo de Airy e (B) Modelo de Pratt para isostasia.	116
Quadro 2.7 – Anomalia <i>Bouguer</i> .	117
Figura 3.1 – Exemplo do ambiente gráfico do Oasis montaj <sup>TM</sup> da Geosoft Inc.. Esse software foi utilizado na geração dos mapas de anomalias para esse trabalho.	119
Figura 3.2 – Portal eletrônico onde obteve-se os dados de topografia e de gravidade para a obtenção dos mapas de anomalias <i>Bouguer</i> , <i>free-air</i> e 1ª derivada vertical, além do mapa de topografia.	120
Figura 3.3 – Mapa topográfico da região da Bacia de Talara obtido no Oasis montaj <sup>TM</sup> .	123
Figura 3.4 – Mapa de anomalia <i>free-air</i> da região da Bacia de Talara obtido no Oasis montaj <sup>TM</sup> .	125
Figura 3.5 – Mapa de correção <i>Bouguer</i> da região da Bacia de Talara obtido no Oasis montaj <sup>TM</sup> sem aplicação do filtro de primeira derivada vertical.	128
Figura 3.6 – Mapa do filtro de 1ª derivada vertical da região da Bacia de Talara obtido no Oasis montaj <sup>TM</sup> .	130
Figura 3.7 – Mapa de anomalia <i>Bouguer</i> final no Oasis montaj <sup>TM</sup> .	132

## Sumário

Resumo.....	viii
<i>Abstract</i> .....	ix
Lista de figuras, gráficos e tabelas.....	x
<b>1. ASPECTOS GEOLÓGICOS DA BACIA DE TALARA NO NOROESTE DO PERU.....</b>	<b>1</b>
1.1 Introdução.....	1
1.2 Contexto geológico da Bacia de Talara.....	6
1.2.1 Estratigrafia.....	6
1.2.1.1 Formação San Cristóbal.....	7
1.2.1.2 Formação Mogollon.....	7
1.2.1.3 Formação Ostrea-Echino.....	8
1.2.1.4 Grupo Talara.....	9
1.2.1.5 Formação Chira-Verdun.....	11
1.2.1.6 Formação Mirador.....	13
1.2.1.7 Formação Plateritos.....	14
1.2.1.8 Formação Máncora.....	15
1.2.1.9 Formação Heath.....	16
1.3 Geologia Estrutural.....	18
1.3.1 Falhas.....	18
1.3.1.1 Falha	18
1.3.1.2 Falha Cancãs.....	21
1.3.1.3 Falha El Bravo.....	21
1.3.1.4 Falha	21
1.3.1.5 Falha Máncora-1.....	22
1.3.2 Construção das seções estruturais através das Bacias de Talara e de Lancones.....	22
1.3.3 Análise geométrica do falhamento lístrico.....	24
1.3.4 Análise tectônica sedimentar: etapa de deformação da Bacia de Talara.....	24
Algarrobo.....	

1.3.5	Compressão Pré-Eoceno.....	27
1.3.6	Extensão do Mio-Oligoceno.....	29
1.3.7	Modelo Evolutivo.....	29
1.4	Geologia Histórica.....	31
1.4.1	Principais eventos tectônicos da Bacia de Talara.....	31
1.4.2	Orogenia Andina.....	31
1.4.2.1	Fase Mochica.....	32
1.4.2.2	Fase Peruana.....	32
1.4.2.3	Fase Inca.....	32
1.4.2.4	Fase Quéchuas.....	33
1.4.3	Evolução Geodinâmica da Bacia de Talara.....	33
1.4.3.1	Análise da região de Máncora.....	35
1.5	Sistemas Depositionais.....	36
1.5.1	Folhelho Balcones.....	36
1.5.2	Leques Mesa-Submarinos - Sistema Folhelho Balcones.....	36
1.5.3	Leque Basal de Delta Salina – Sistema Folhelho Salinas.....	37
1.5.4	Leques Submarinos Mogollón-Manta - Sistema Folhelho Salinas.....	38
1.5.5	Sistema Folhelho Salinas-Ostrea.....	41
1.5.6	Leque Submarino Rio Bravo - Sistema Folhelho Salina.....	41
1.5.7	Delta Pariñas - Sistema Folhelho Chacra.....	43
1.5.8	Delta Cabo Blanco - Sistema Folhelho Chacra.....	46
1.5.9	Leque Submarino Echinocyamus - Sistema Folhelho Chacra.....	49
1.5.10	Leques Submarinos Helico - Sistema de Folhelho Talara.....	53
1.5.11	Leques Submarinos Yapato-Talara - Sistema de Folhelho Talara.....	55
1.5.12	Plataforma Verdun – Sistema de Folhelho Chira.....	56
1.5.13	Folhelhos Chira.....	56
1.6	Geologia de Petróleo.....	57
1.6.1	Sistema Petrolífero.....	57
1.6.1.1	Resumo.....	57
1.6.1.2	Ocorrência de Petróleo.....	58
1.6.1.2.1	Rochas Geradoras de Hidrocarbonetos.....	58

1.6.1.2.2	Maturação e Migração.....	67
1.6.1.2.3	Rochas	69
	Reservatório.....	76
1.6.1.2.4	Trapas e	80
	Selos.....	
2.	TEORIA DO MÉTODO GRAVIMÉTRICO.....	
2.1	Método Gravimétrico.....	80
2.1.1	Introdução.....	80
2.1.2	Resumo da história da exploração gravitacional.....	81 83
2.1.3	Princípios de Gravitação Universal.....	
2.1.3.1	Introdução.....	83
2.1.3.2	Aceleração gravitacional para um modelo da Terra distorcida pelo movimento de rotação.....	84 87
2.1.3.3	Aceleração gravitacional e aceleração centrífuga.....	88
2.1.3.4	O potencial gravitacional, elipsóide e geóide.....	
2.1.4	Fatores geológicos que afetam a gravidade.....	92
2.1.4.1	Introdução.....	92 94
2.1.4.2	Rochas sedimentares.....	96
2.1.4.3	Rochas Ígneas.....	96 97
2.1.4.4	Rochas metamórficas.....	
2.1.4.5	Minerais e mistura de materiais.....	
2.1.5	Levantamentos gravimétricos.....	98
2.1.5.1	Medidas da gravidade.....	98 99
2.1.5.2	Instrumentos de medidas da gravidade.....	



2.1.6	Anomalias e correções gravitacionais.....	103
2.1.6.1	Introdução.....	103
	Introdução.....	104
2.1.6.2	Correção de deriva (“ <i>drift</i> ”) instrumental.....	105
2.1.6.3	Correção de efeitos de maré.....	106
2.1.6.4	Correção de latitude.....	107
2.1.6.5	Correção ar-livre (“ <i>free-air</i> ”).....	109
2.1.6.6	Correção <i>Bouguer</i> .....	112
2.1.6.7	Correção de terreno.....	114
2.1.6.8	Correção <i>Eötvös</i> .....	115
2.1.6.9	Correção isostática.....	116
2.1.7.0	Anomalia <i>Bouguer</i> .....	
3.	ESTUDO DE CASO: SIMULAÇÃO DE LEVANTAMENTO GRAVIMÉTRICO DA BACIA DE TALARA.....	118
3.1	Introdução.....	118
3.2	O <i>Oasis montaj<sup>TM</sup></i> e a obtenção de dados para o processamento gravimétrico.....	119
3.3	Aspectos geológicos sobre a Bacia de Talara.....	121
3.4	Análise dos mapas obtidos no <i>Oasis Montaj<sup>TM</sup></i> .....	123
4.	CONCLUSÕES.....	134

Faint, illegible text covering the majority of the page. It appears to be a list of names or a table of contents with very light printing. Some faint words like 'List of names' or 'Table of contents' might be discernible at the beginning, but the rest is too faded to read accurately.

# 1. ASPECTOS GEOLÓGICOS DA BACIA DE TALARA NO NOROESTE DO PERU

## 1.1 Introdução

A Bacia de Talara é uma das 10 bacias espalhadas sobre aproximadamente 27.000 km<sup>2</sup> ao longo da costa oeste da América do Sul (Zúñiga-Rivero *et al.*, 1998a) (Schenk *et al.*, 1999) apresentam 13 bacias em ambiente *offshore* que se limitam e se assentam a oeste da costa. A largura máxima da plataforma continental do Peru é cerca de 130 km (Zúñiga-Rivero e Hay-Roe, 1998). Grossling (1976) listou as potenciais áreas prospectivas de óleo e gás do Peru como sendo 1.000.000 km<sup>2</sup> em ambiente *onshore* e 24.000 km<sup>2</sup> em ambiente *offshore*. Cerca de 85% da bacia está em ambiente *offshore* e as maiores porções estão sob licenças de arrendamento. A Bacia de Talara está localizada na plataforma continental ao longo da costa noroeste do Peru (Figura 1.1). Seus limites são: a leste está delimitado pelas montanhas La Brea-Amotape da Cadeia de Montanhas Costeiras e o soerguimento associado que separa a bacia dos Lancones e da Bacia de Sechura (Figura 1.1) a sudeste; está a leste da falha La Casita e do soerguimento do Alto Paita, entre as Bacias de Talara e Sechura; a sul é a Bacia de Trujillo e a oeste da é a localização aproximada da zona de subducção da Placa de Nazca sobre a Placa Sul-Americana; sendo o Pilar de Zorritos é um embasamento soerguido e está associado a uma zona de falha que é o limite setentrional da Bacia de Talara (Figura 1.1 e 1.2) que coincide com o extremo meridional da zona de megacisalhamento de Dolores-Guayaquil (Figura 1.3) e tem estabelecida uma estrutura complexa que inclui falhamento transcorrente, bem como falhas de altos e baixos ângulos de várias idades (American Petroleum Corporation – AIPC); Marocco *et al.*, 1995; Pindell & Tabbutt, 1995; Zúñiga-Rivero *et al.*, 1998b, 1999. A localização deste mega cisalhamento e, conseqüentemente o limite da bacia exibem alguma variação, dependendo de quem mapeou o sistema de falha. Zúñiga-Rivero *et al.* (1999)

indicaram que a província da Bacia de Talara estende se ao norte ao longo do mega cisalhamento de Dolores-Guayaquil que está aproximadamente a 50 km ao norte dos limites meridionais mostrados nas figuras 1.1 e 1.3.

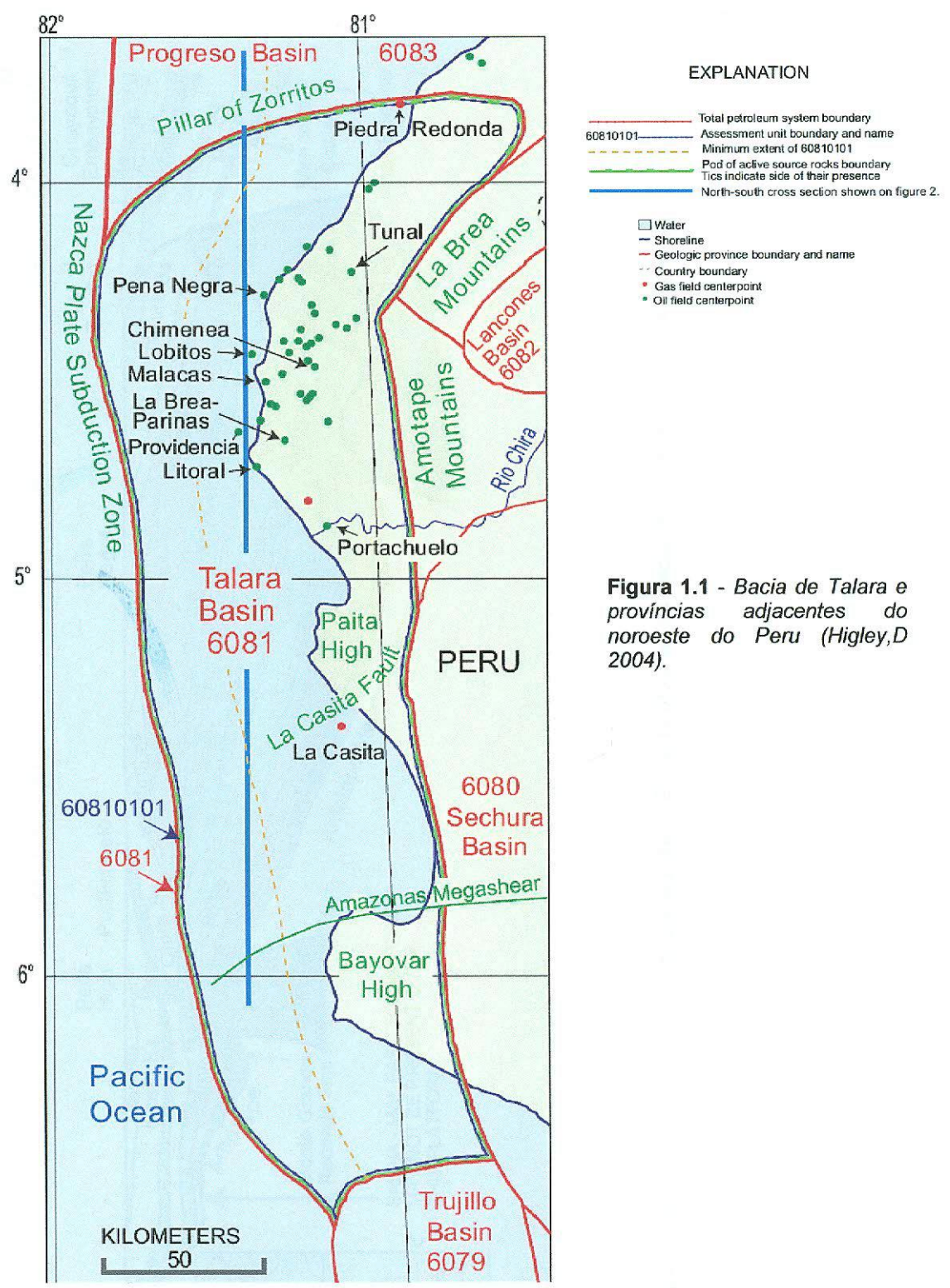


Figura 1.1 - Bacia de Talara e provincias adjacentes do noroeste do Peru (Higley, D 2004).

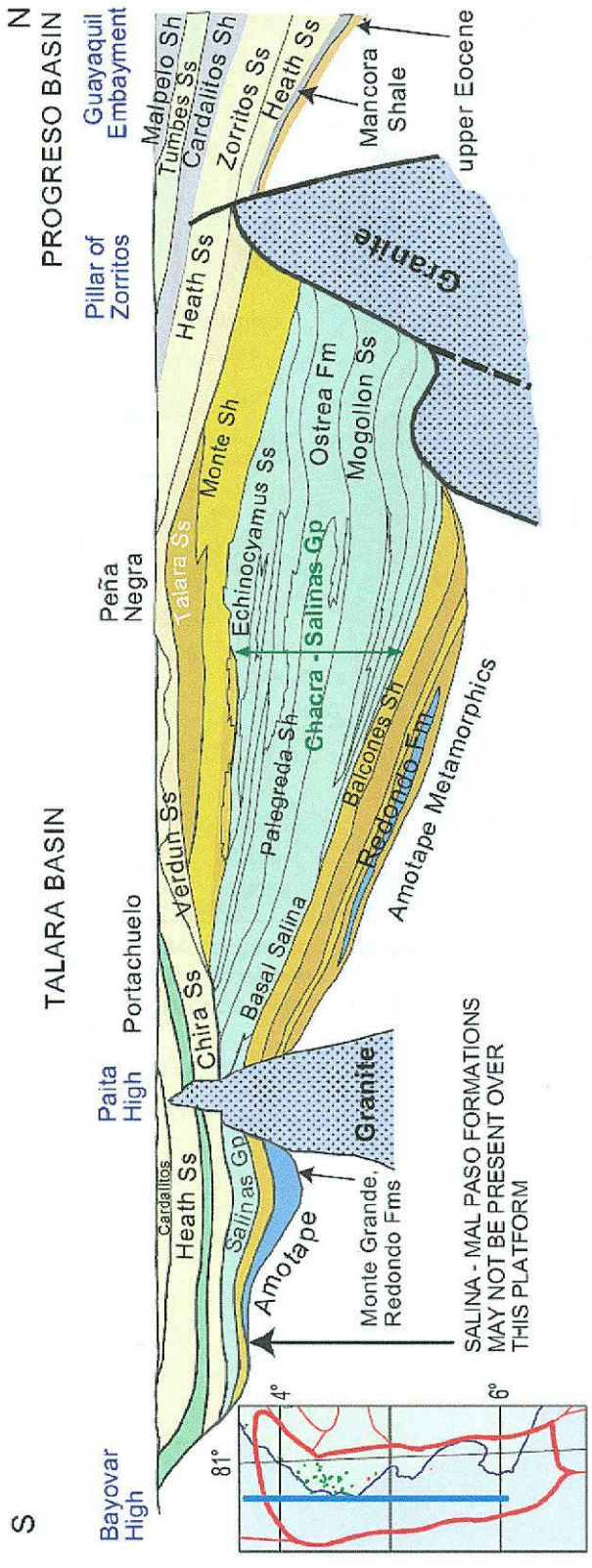
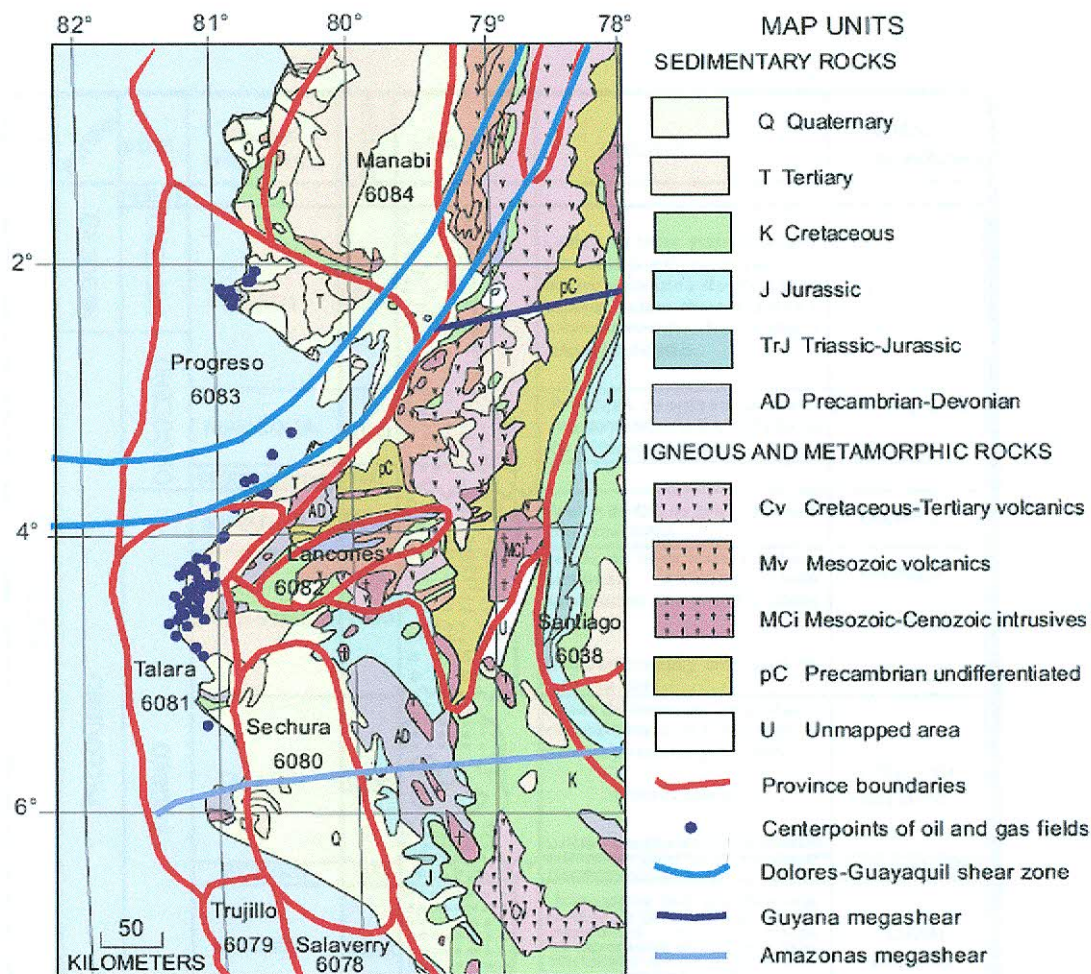


Figura. 1.2 - Seção estratigráfica norte-sul através da Bacia Talara e sul da Bacia Progreso (modificado de Ruez Lurquin, 1999).



**Figura. 1.3** - Mapa geológico simplificado das Províncias das Bacias Talara e Progreso e áreas adjacentes. São mostrados a localização da mega zona de cisalhamento Dolores-Guayaquil , Guyana e Amazonas (Higley, D 2004).

### 1.3 Contexto geológico da Bacia de Talara.

## 1.3.1 Estratigrafia.

ERA	SUBERA	SERIE	UNIDAD LITOESTRATIGRAFICA	ESPEZOR	LITOLOGIA	DESCRIPCION	AMBIENTE DEPOSITACIONAL		
CENOZOICO	NEOGENO	PLEIST		?					
		MIOCENO	HEATH	3000		Lutitas de color marron oscuro, variando a grises claras, con intercalaciones de limolitas oscuras, lutitas micáceas y microcarbonáceas, fracturadas y rellenadas de yeso.	MARINO		
	PALEOGENO	OLIGOCENO	MANCORA	1000		Arenicas conglomeráticas, aglomeradas o intercalaciones de lutitas delgadas.	MARINO SOMERO FLUVIAL		
			PLATERITOS	140		Arenas de Cz. de grano grueso a conglomerático.	DELTAICO		
			MIRADOR	1050		Lutitas de color marron oscuro, greenáceo, ocasionalmente intercaladas con limolitas grises verdosas.	DISTALES TURBIDITAS		
		EODENO	CHIRA VERDUN	1450		Conglomerados y breccias de color gris claro.	PROXIMALES		
			TALARA	2000		Lutitas de color marron pastoso, intercaladas con batizostas de arenicas y microconglomerados.	TURBIDICO DELTAICO		
			ECHINO	100		Lutitas consideradas no deformadas, arenicas conglomeráticas a graníticas, micáceas con limo.	MARINO SOMERO		
			OSTREA	450		Arenas de color gris claro, fino a mediano, con horizontes de arenicas conglomeráticas de Cz blanco, lutitas intercaladas con lutitas micáceas grises, compactas y micáceas.	FLUVIAL DELTAICO		
		MOGOLLON	1600		Arenicas grises de grano fino a mediano con horizontes de conglomerados de Cz blanco/claro.	FLUVIAL			
		SAN CRISTOBAL	500		Lutitas grises oscuras, micáceas, compactas, intercaladas con limolitas y arenicas finas.	FLUVIAL DELTAICO			
		TRIGAL	200		Conglomerados de Cz blanco.	FLUVIAL			
	PALEOZOICO							Cuarzitas blancas y grises, intercaladas con argilitas y arenitas grises.	

Figura. 1.4 Coluna estratigráfica da área de Carpitas (parte norte da Bacia Talara). (GMP, 1993)

## 1.3.1.1 Formação San Cristóbal.



Esta formação aflora principalmente ao sul da Bacia de Talara e está constituída de arenitos e folhelhos com pequenos níveis conglomeráticos, aumentando sua granulometria ao norte. Tem aproximadamente 600 m de espessura e seu ambiente de deposição é basicamente um delta progradante, variando de frente deltáica a episódios fluviais (Serrane, 1987).

#### 1.3.1.2 Formação Mogollon.

Está composta de arenitos cinza de grão fino a médio no topo, e conglomerados e quartzitos com siltitos cinzas e micáceas na base. Aflora na saída do vale La Bocana com conglomerado heterogêneo, anguloso e muito coeso (Figura 1.1) e que são muito similares as fácies que se encontram no topo entre as montanhas Pariñas e Gramadal.

A Formação Mogollón é interpretada como um sistema fluvial anastomosado de alta energia e grande capacidade de transporte proximal, indicando a existência de cones aluviais ao leste. Está datada como do Eoceno Inferior (Reporte GMP, 1993).



**Figura 1.5** *Fácies Mongollon na drenagem Cerezito, uma drenagem secundaria La Bocana (Palacios, 2006).*

### 1.3.1.3 Formação Ostrea-Echino.

Esta formação aflora principalmente a leste da Bacia de Talara e está constituída de arenitos médios a grossos, de coloração cinza, até conglomerados em bancos maciços, intercalados com folhelhos e siltitos, em seqüências progradantes. A principal parte da seção é uma alternância de fácies fluviais com estratigrafia acanalada (Figura 1.2) e seqüências com fácies de plataforma com litologia em arenitos finos a médios até conglomeráticas.

Esta é datada como do Eoceno Inferior (Reporte GMP, 1993) e tem mais de 4500 m de espessura. Seu paleoambiente deposicional é fluvial-deltáico muito próximo da plataforma, dominados por ondas e correntes marinhas (IFEA, 1987).



**Figura 1.6** - Estruturas cruzadas acanalados da formação *Ostrea – Echino*, drenagem Cerecito (Fonte: Palácios, 2006.).

#### 1.2.1.4 Grupo Talara.

A parte inferior do grupo apresenta poucos afloramentos e se reconhecem em níveis não deformados de folhelhos consistentes, intercalados em depósitos das brechas sedimentares “tipo Talara”. A segunda unidade denominada “Brechas Talara”, se apresentam como uma megabrecha, interpretada como resultado de deslizamentos gravitacionais de borda de plataforma (Monges, 2005).

No drenagem de Máncora existe um afloramento tipo, onde se observam uma transgressão sobrejacente em contato direto e discordante (Figura 1.7). Este nível une a unidade Brechas Talara e toda a sua deformação (Figura 1.8), interpretando-se que as Brechas Talara constitui um depósito sedimentar que se gerou na borda da plataforma no Eoceno Médio.



**Figura 1.7** - Brechas Talara seladas por uma seqüência transgressiva. (Fonte: Palácios, 2006)



**Figura 1.8**- Detalhe da seqüência transgressiva que sela a unidade Brechas Talara (Fonte: Palácios, 2006)

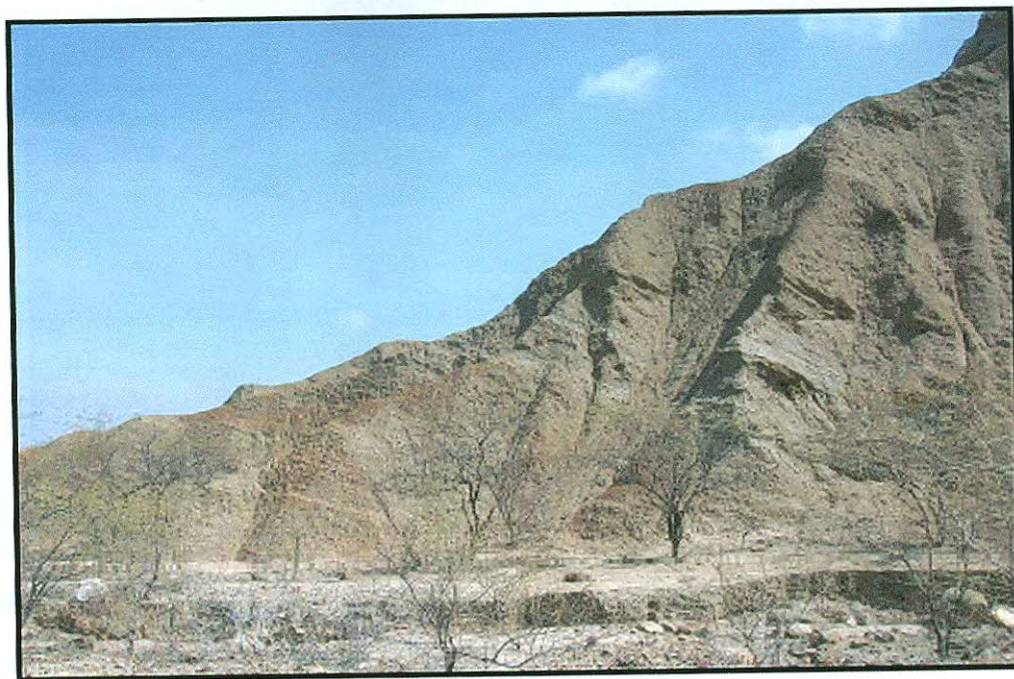
A parte superior do Grupo Talara é muito bem observada na ravina Pozo-Cablo Blanco. Nesta ravina encontram-se as “Brechas Talara” coberta por vários empilhamentos de seqüências granocrescentes de plataforma. As seqüências empilhadas estão constituídas de sedimentos clásticos finos, também conglomerados mais grossos e espessos, essas seções espessas têm folhelhos negros com provável conteúdo orgânico. Interpreta-se esse empilhamento como depósitos de plataforma marinha que se torna gradativamente mais rasa, passando para um sistema de progradação deltáico, o qual é estrangulado por pulsos de subsidência controlado provavelmente por tectônica distensiva que abre gradualmente a bacia, fazendo retroceder o delta.

#### 1.2.1.5 Formação Chira-Verdun.

Seqüencialmente, a Formação Verdun, clástica, seria a parte basal e média do sistema mega turbidítico, e a Formação Chira, argilosa, seria a parte mais fina, distal e superior do sistema. Observando este grande sistema e aceitando os novos conceitos de estratigrafia de seqüência, aceita-se a variação lateral das fácies e se pauta os diferentes contatos estabelecidos normalmente segundo a litoestratigrafia no qual arealmente não se encontra todas as seqüências de fácies grossas por debaixo das finas. Observando as variações das fácies finas e grossas em seções pouco espessas e, as diferenciações de repetições seqüenciais mostrando-se granodecrescência para cima, é considerada como uma megasseqüência transgressiva e/ o retrogradante, dado que as seqüências de fácies distais se acomodam progressivamente por cima das fácies mais proximais.

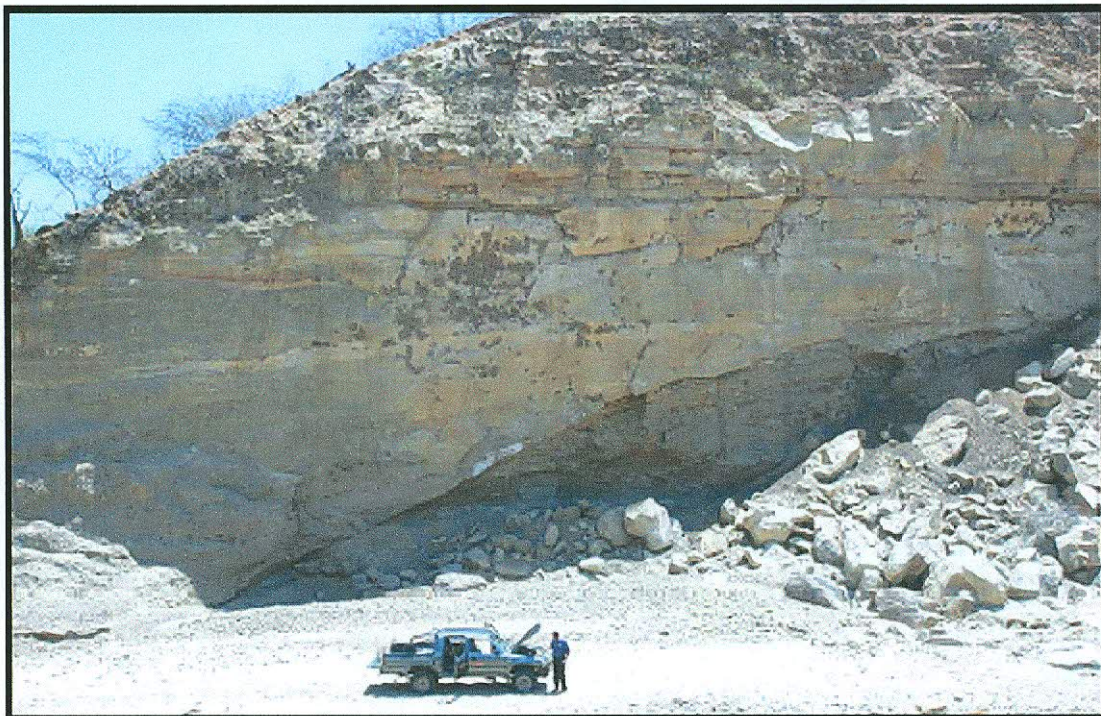
A Formação Chira – Verdun (Informe BPZ, 2005) está relacionada segundo esta interpretação em um sistema megaturbidítico, começando com a Formação Chira como as fácies mais finas e distais de folhelhos marrons e verdes (Figura 1.9). Este sistema teria em

suas fácies mais preenchimento de grandes canais do que a erosão do talude pré-existente e também o empilhamento de seqüências conglomeráticas muito grossas com fácies debríticas conhecidos com a Formação Verdun.



**Figura 1.9** – Turbiditos finos distais. Típica fácies Chira. (Fonte: Palácios, 2006)

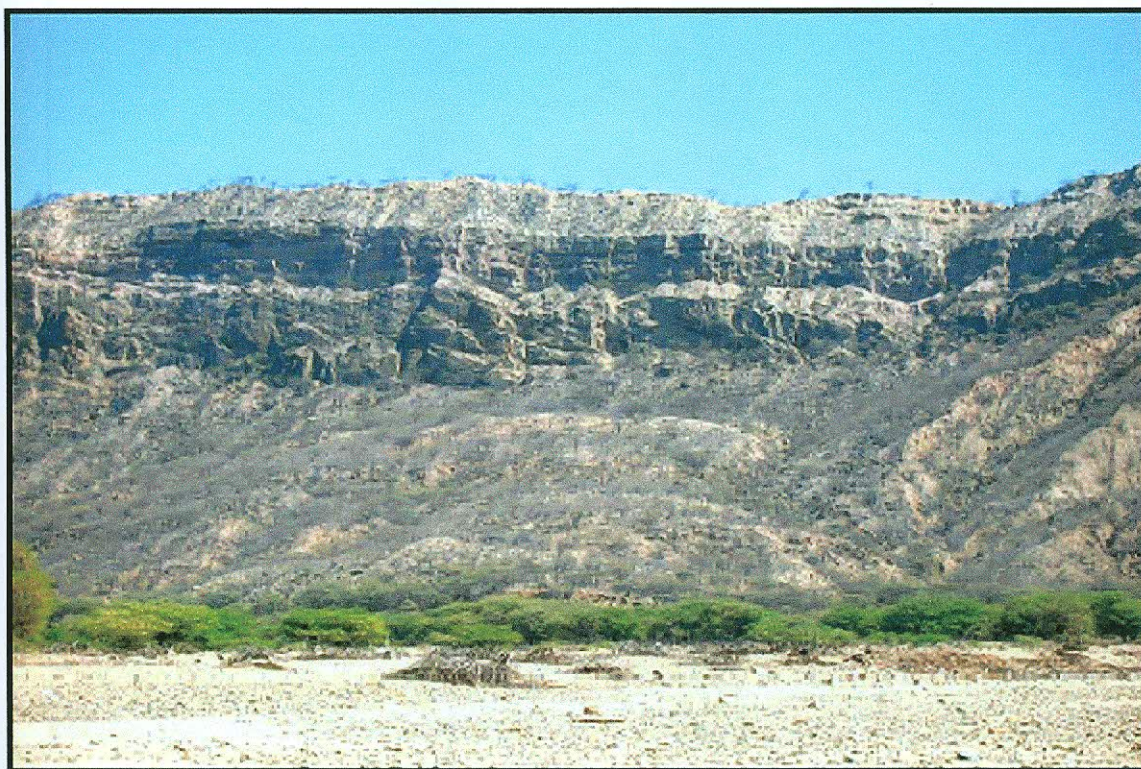
Esta formação é do eoceno superior, tem aproximadamente 1450 metros de espessura para esta parte da bacia. A Formação Chira – Verdun complexo de canais turbidíticos a mega turbidíticos



**Figura 1.10** – Canal turbidítico relacionado com a formação Verdun (Fonte: Palácios, 2006).

#### 1.2.1.6 Formação Mirador.

A Formação Mirador ocorre em forma tabular sendo composta por areias e conglomerados de quartzo de grão grosso relativamente pouco potente (10 a 12m), porém, com bancos maciços e bem definidos afloram nitidamente no vale Seca. Apresenta clinofórmulas de grande escala (estrutura tipo delta) (Figura 1.7) que a definem como a unidade depositada no banco deltáico. A nível regional tem aproximadamente 1050 m de espessura (GMP, 1993), nesta área o máximo observado foi de uns 100 m de espessura. Geralmente são areias e conglomerados muito bem retrabalhados com clastos arredondados e pode constituir um bom reservatório de hidrocarbonetos. Sua idade referencial é datada como do Eoceno superior.



**Figura 1.11** - Formação Mirador e a estrutura tipo “Gilbert delta” com clinoformas de grande escala. (Fonte: Palácios, 2006).

#### 1.2.1.7 Formação Plateritos.

Unidade geológica mais aparente na região norte da bacia, é de cor branca e pode ser vista a grandes distâncias (Figura 1.12). Suas fácies são de conglomerados continentais, fluviais e aluviais, com alta concentração de grãos de quartzo angulosos. Suas fácies brancas pela alta porcentagem de quartzo são interpretadas como sendo originados a partir de montanhas de granito expostas próximas à borda da bacia e que foram erodidas provavelmente durante o início da bacia Tumbes. Esta formação está no limite entre as bacias Tumbes e Talara, e sua espessura varia em torno de 140 m no Oligoceno inferior.





**Figura 1.12** – *Formação Plateritos na escarpa da falha Carpitas (Fonte: Palácios, 2006).*

#### 1.2.1.8 Formação Máncora.

A Formação Máncora (Figura 1.13) é uma unidade de grande importância que alterna espessas camadas de arenitos conglomeráticos, conglomerados fluviais com níveis de calcilitos de superfícies de ambientes marinhos, com bioturbação. Sua espessura no campo é de centenas de metros, chegando a passar de um quilômetro. Estende-se em grande parte à Bacia Tumbes e encontra-se em concordância com as camadas sobrejacente, Formação Mirador, e subjacente, Formação Plateritos (Figura 1.13).



**Figura 1.13** – *Formação Máncora ao fundo e o membro basal Plateritos (Fonte: Palácios, 2006).*

#### 1.2.1.9 Formação Heath.

A Formação Heath está presente apenas no gráben Carpitas. Tem sua origem no início do Mioceno – início do Oligoceno superior e se caracteriza pela presença de calcilutitos de cores marrom escuro a cinza claro, intercalados com siltitos (Figura 1.14). Pode alcançar aproximadamente 1000 m de espessura. A determinação da Formação Heath baseou-se no estudo de foraminíferos planctônicos e bentônicos efetuado por David Sanches em 1993, ratificando a determinação da Formação Heath com a datação de “Globigerinoides” que deu sua idade do Mioceno inferior. A Formação Heath é de ambiente marinho, e sobre ela está uma seqüência estratificada pouco consolidada, provavelmente do Pleistoceno. Esta formação pode ser confundida com a Formação Cardalitos, devido à sua similaridade litológica.



**Figura 1.14** - *Fácies Heath na Rodovia Panamericana. (Fonte: Palácios, 2006).*

### 1.3 Geologia Estrutural

O estilo estrutural da Bacia de Talara, por sua origem extensional, é de uma Bacia de Antearco. A maioria dos alinhamentos NE-SO se prolonga para o mar, estando de acordo com os planos das falhas vistas nas imagens de satélite e modelo digita do terreno (MDT figura 1.15).

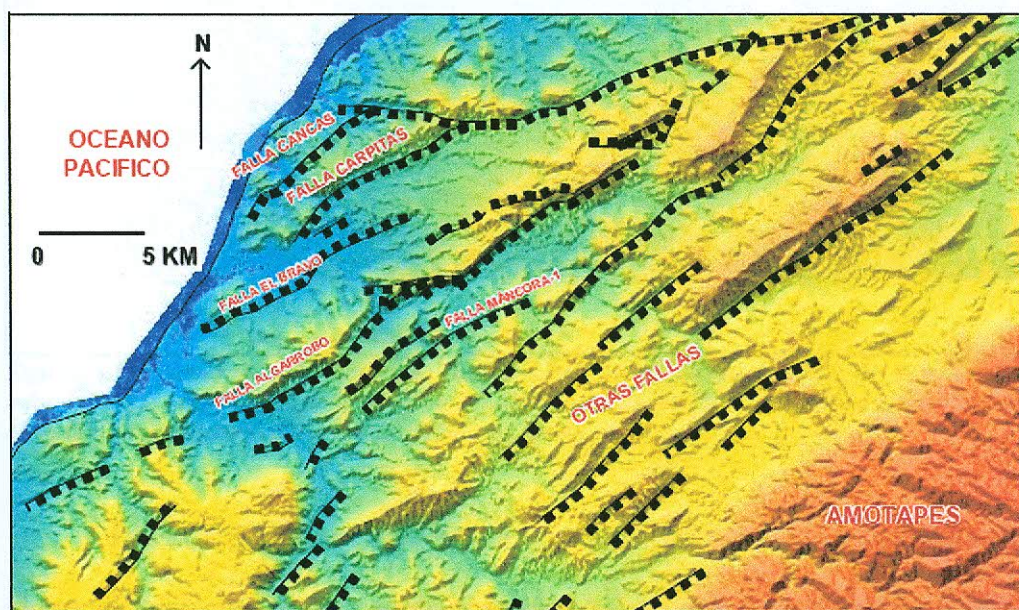
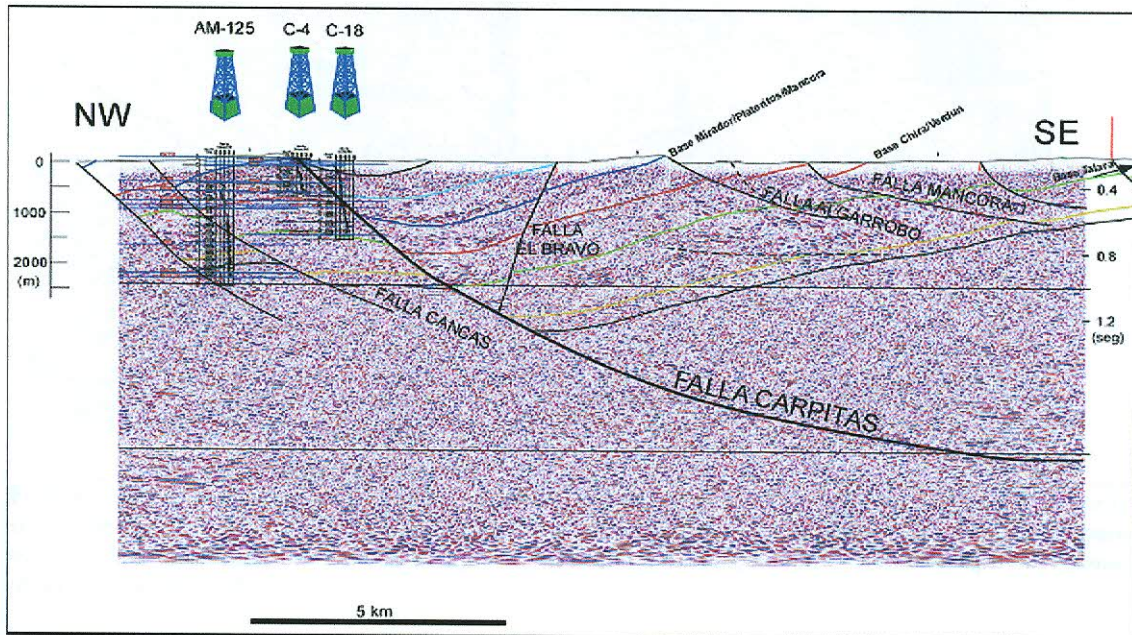


Figura 1.15 - Imagem MDT mostrando as principais falhas da área Carpitas, parte norte da Bacia de Talara. Fonte: SRTM, Nasa.

#### 1.3.1 Falhas

##### 1.3.1.2 Falha Carpitas

A falha Carpitas é a face estrutural mais importante da área dos campos de Carpitas. O plano de falha tem a direção NE-SO, com um grau de inclinação média de  $55^\circ$  ao SE e extensão vertical de 1150 m (Manrique, 1994). Esta falha pode ser claramente observada nas linhas sísmicas GMP-04 e GMP-05 (Figuras 1.16 e 1.17), que evidenciam sua forma geométrica típica de uma falha listrica, com sua inclinação diminuindo à medida que fica mais profunda, tendendo à direção horizontal. Esta falha ainda se encontra em atividade e controlou a sedimentação da seqüência do Plioceno-Pleistoceno.



**Figura 1.16** - Interpretação da seção sísmica GMP-04, calibrada a partir de sismogramas sintéticos e informação de superfície. A linha amarela é a base da formação Ostrea-Equino, a preta é a base da formação Mogollón e topo do Paleozóico. Fonte: (Palácios, 2006).

A falha Carpitás põe em contato a Formação Máncora com a seqüência sedimentar do plioceno-pleistoceno e tem grande importância nos Campos de Carpitás Leste e Oeste, pois funciona como selo para os principais reservatórios (Figura 1.18).

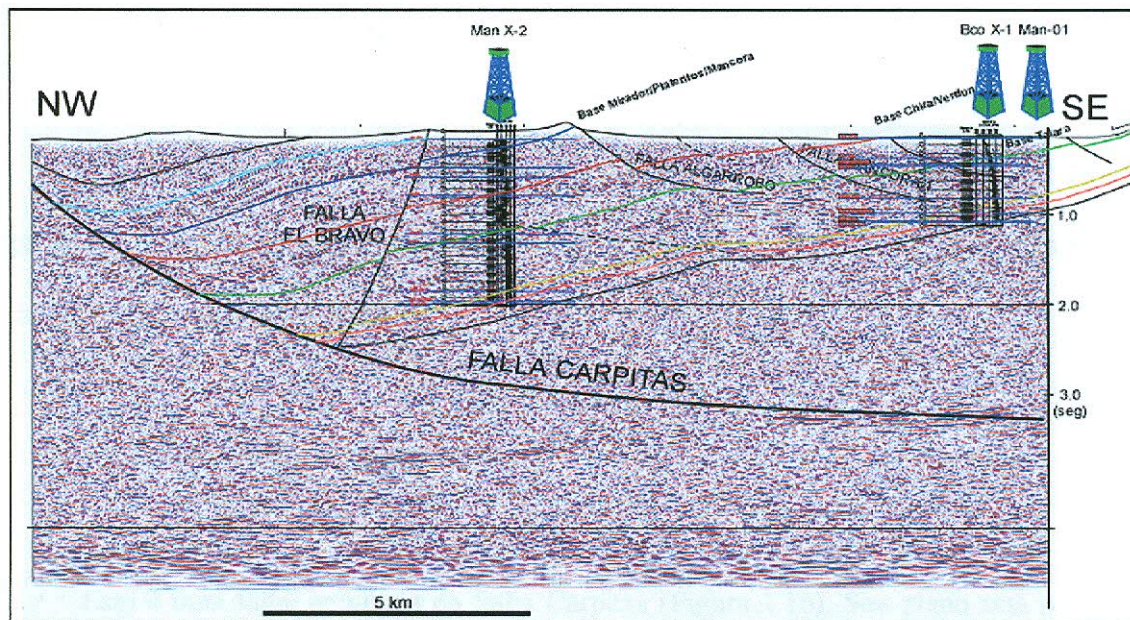


Figura 1.17 - Interpretação da seção sísmica GMP-05 (paralela a GMP-04), calibrada a partir de sismogramas sintéticos e informação de superfície. A linha amarela é a base da formação Ostrea-Equino, a rosa é a base da formação Mogollón e a preta é a base da Formação San Cristóbal e topo do Paleozóico. (Fonte: Palácios, 2006).

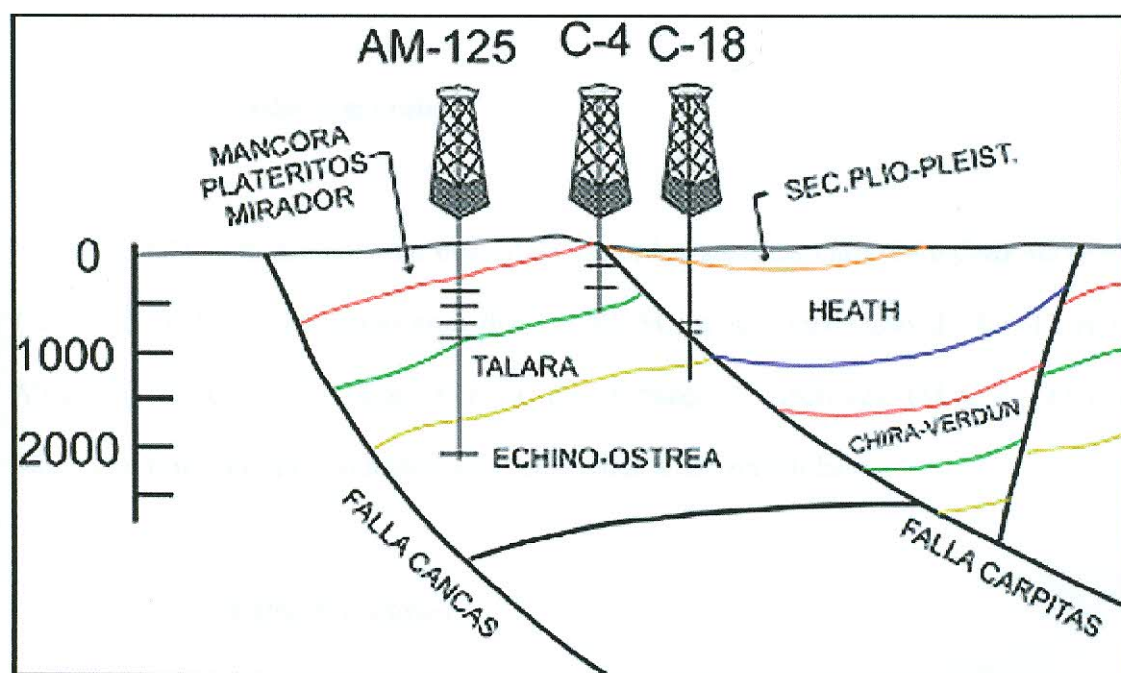


Figura 1.18 - A falha Carpititas funciona como selo estrutural dos campos Carpititas Leste e Oeste, onde se encontram os poços AM-125 e C-4. Fonte: (Palácios, 2006).

### 1.3.1.2 Falha Cancas

A falha Cancas, presente nos campos de Punta Bravo e de Carpitas (Figura 1.18). Seu plano também está na direção NE-SO, com inclinação média de  $47^{\circ}$ SE. É uma falha sintética da falha lítrica principal Carpitas.

### 1.3.1.3 Falha El Bravo

Esta é uma falha antitética da falha Carpitas (Figura 1.16). Seu plano está na direção NE-SO, com inclinação de aproximadamente  $65^{\circ}$ NO. Constitui-se em uma excelente armadilha para acumulação de fluidos com a estrutura tipo *roll-over* formada entre ela e a falha Carpitas.

### 1.3.1.4 Falha Algarrobo

Esta falha também pode ser observada nas linhas sísmicas GMP-04 e GMP-05 (Figuras 1.16 e 1.17). Está num plano com direção NE-SO, e tem inclinação de  $45^{\circ}$ SE. A falha Algarrobo separa a formação Verdun das formações superiores (Mirador, Plateritos, Máncora). Em maior profundidade, esta falha tende à horizontalidade.

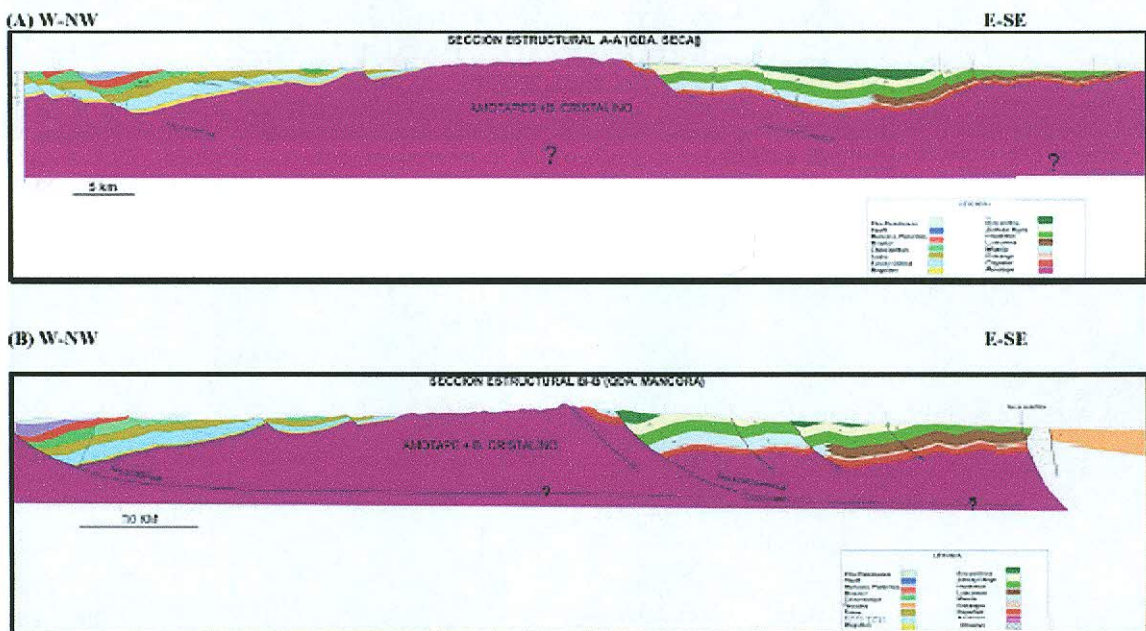
### 1.3.1.5 Falha Máncora-1

Esta é paralela à falha Algarrobo, a aproximadamente 2.5 kilometros de distância ao SE. Também possui plano na direção NE-SO, com inclinação de  $60^{\circ}$ . Assim como Algarrobo,

tende à horizontalidade com o aumento da profundidade, evidenciando o sistema extensional da região.

### 1.3.2 Construção das seções estruturais através das bacias Talara e Lancones.

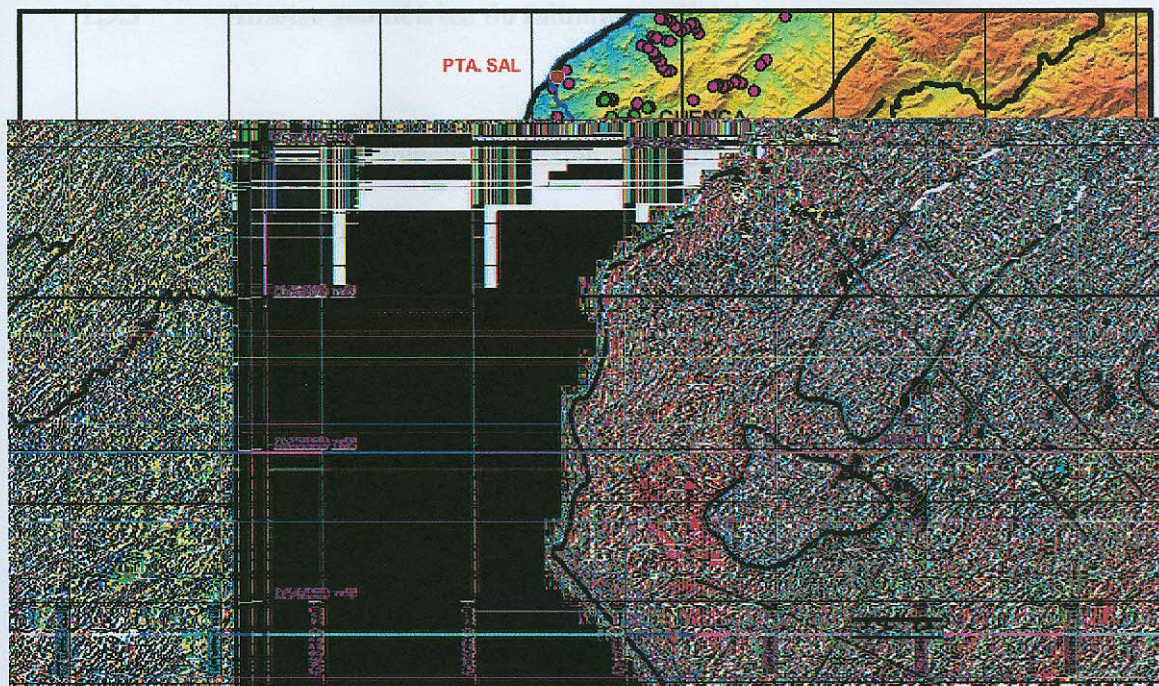
Configurando e adaptando as informações de subsolo e de campo, foram construídas as seções estruturais A-A' do vale Seca e B-B' e do vale Máncora (Figura 1.19). Estas seções mostram as relações geométricas entre as diferentes bacias e permitem evidenciar várias etapas de deformação.



**Figura 1.19** - Seções estruturais: (A) Realizado na altura do Vale Seca (região Máncora) em direção aos Amotapes, chegando na Bacia Lancones; (B) Realizado na altura do Vale Máncora (região Máncora), chegando a Lancones Fonte: (Palácios, 2006).

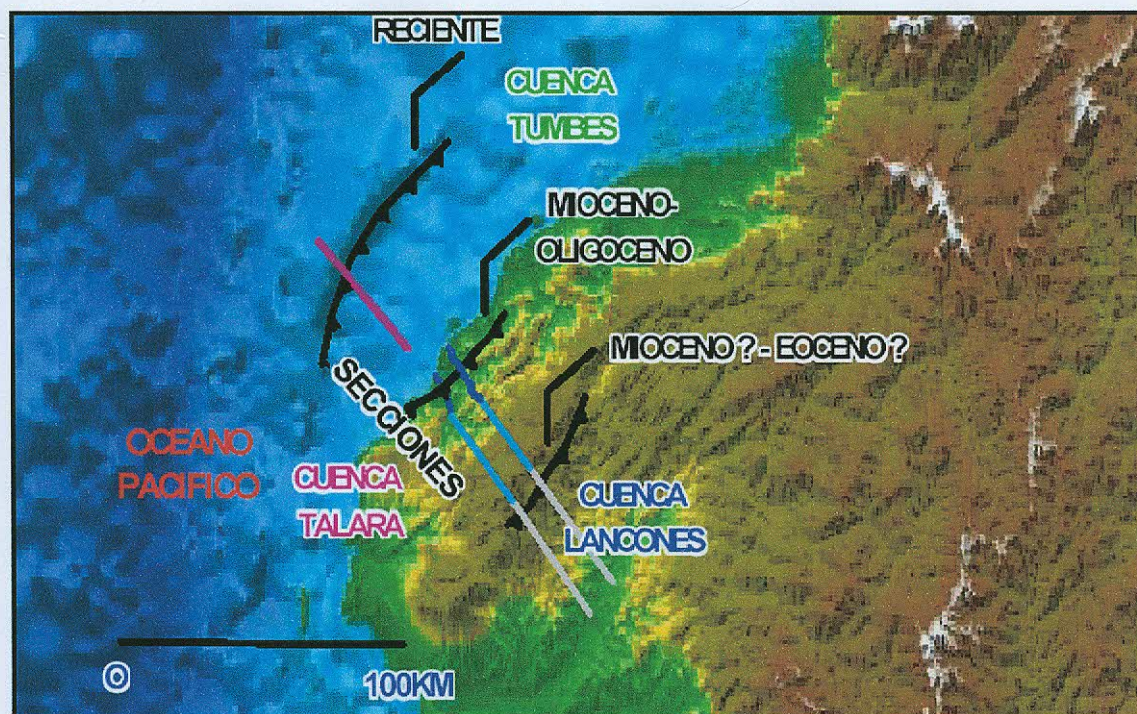
As seções se iniciam na margem ocidental na costa do Oceano Pacífico entre os Balneários de Punta Sal e Máncora, passam por seções sísmicas GMP-04 e 05 respectivamente (Figuras. 1.20 e 1.21) e continuam em direção a montanha dos Amotapes até a bacia Lancones.





**Figura 1.20** - Mapa de Localização de todas as linhas sísmicas utilizadas e das seções estruturais construídas. Fonte: (Palácios, 2006).

grábens, que constituem os primeiros passos na construção do relevo. Estes são os



**Figura 1.21** - Imagem batimétrica e do relevo noroeste do Peru (NASA). Se observa claramente as falhas do O-NO a L-SE desde a falha do Banco Peru (Plioceno-recente-Pleistoceno), cruzando a falha Carpitas (Mioceno-Oligoceno) e até a falha Cuzco-Angolo (Mioceno?-Eoceno?). Em rosa tem-se a seção sísmica OXY 98-211, seguido das linhas azuis (seções sísmicas GMP-04 e 05). Fonte: (Palácios, 2006).

### **1.3.3 Análise geométrica do falhamento lístrico.**

Na análise regional da geometria do sistema de falhas lístricas nas duas seções regionais construídas, tenta-se descrever o sistema extensional em seu conjunto, localizar o nível de separação principal e caracterizar os diferentes semi-*grábens* (Figura 1.19).

As zonas de separação da bacia Talara se encontram a grande profundidade, aproximadamente entre 3.4 e 4 segundos da seção sísmica (Figuras 1.16 e 1.17), estas produzem o sobressalto completo do falhamento lístrico, que não podem ser evidenciados no campo, mas podem ser observados nas seções sísmicas GMP-04 e 05 OXY-98-11 a horizontalidade da separação principal (Figuras 1.16 e 1.17).

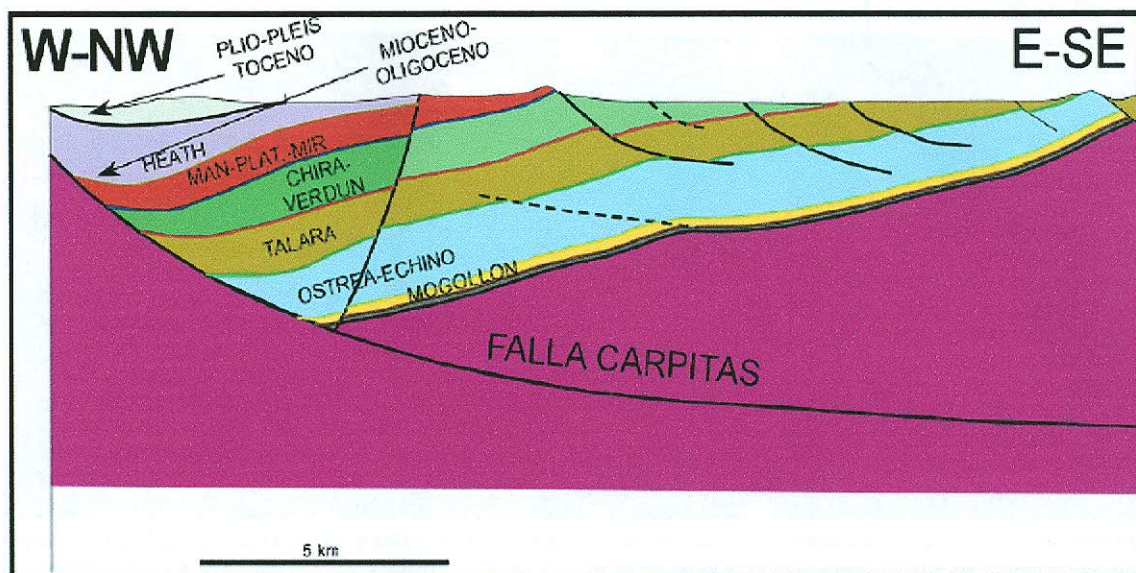
No processo de acomodação geométrica da estrutura tipo *rollover* são criados semi-*grábens*, que constituem os primeiros passos na construção do *rollover*. Estes semi-*grábens* controlam a zona de sedimentação da bacia.

A falha lístrica Carpitás da bacia Talara é observada no campo e também nas seções sísmicas GMP 04 e 05 (Figura 1.16 e 1.17) cuja zona de separação está a profundidade (3.8 segundos em média- ver seção GMP-04 e 05 nas figuras 1.16 e 1.17).

### **1.3.4 Análise tectônica sedimentar: etapa de deformação da bacia talara.**

Os eventos tectônicos gerados para o noroeste do Peru estão registrados nos sedimentos da Bacia de Talara, onde se analisa a relação entre as estruturas tectônicas e de sedimentação.

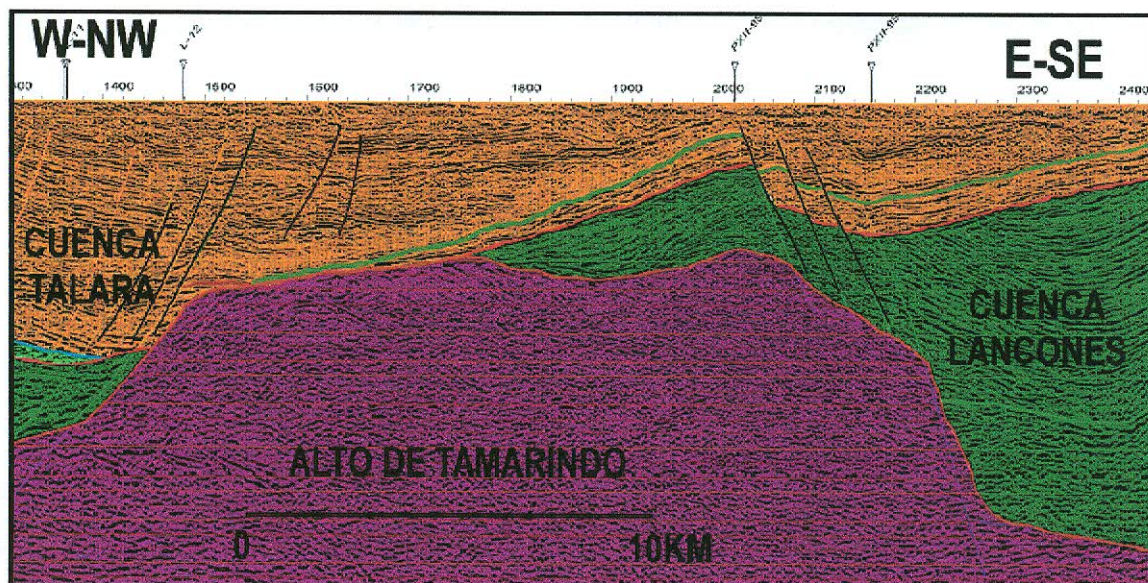
Os principais eventos tectônicos que relacionam a Bacia de Talara com as bacias vizinhas podem ser identificados a partir dos sedimentos que se acumularam nos diferentes semi-*grábens* (Figura 1.22).



**Figura. 1.22** - Espessamento do Heath no Mioceno-Oligoceno e a presença da seqüência plioceno-pleistoceno indicativo do funcionamento da falha Carpitas. Observa-se muito bem o rollover, que produziu uma zona muito produtiva de hidrocarbonetos no campo Carpitas. Fonte: (Palácios, 2006).

Tem-se a idéia de que as primeiras seqüências estratigráficas cretáceas se iniciaram com uma grande transgressão marinha no centro do Peru, alcançando sua máxima subsidência no Albiano Médio, envolvendo a grande parte do NW peruano, onde se está instalado uma plataforma carbonática que deixa de ser superficial e aberta e passa à ser profunda e restrita, depositando-se as formações Pananga e Muerto. Acredita-se que estas são as formações basais da grande bacia cretácea do noroeste, *sobrepondo as rochas do Paleozóico*.

Entre as bacias Talara e Lancones, se interpõe a montanha de Amotapes, como um centro de separação principal entre os sedimentos paleogeneos, neogeneos e os cretáceos. Ao sul da bacia Lancones se observa muito claramente que na seção sísmica (ver Figura 1.22) como o alto Tamarindo serviu de separação e conexão sedimentar-estrutural a ambas as Bacias. Esta mesma vinculação se havia dado mais ao norte da região Máncora por onde passam as seções estruturais dos vales Seca e Máncora, mostrando erosão destes sedimentos.



**Figura.** Erro! Nenhum texto com o estilo especificado foi encontrado no documento..2.23 - Seção interpretada no ponto de separação das bacias Talara e Lancones. Observa-se claramente como o alto de Tamarindo serve de ponte sedimentar e ao mesmo tempo de separação estrutural. Em laranja se observa a sedimentação das formações do Eoceno médio-superior; em verde as do Albiano-Cenomaniano são compartilhados por ambas as bacias; se vê também em roxo o paleozóico, do devoniano ao carbonífero. Fonte: (Palácios, 2006).

As estruturas dentro deste contexto foram formadas em três etapas diferentes: a primeira compressiva pré-eocênica; evento extensional depois da fase Peruana do cretáceo tardio e evento extensional da fase Incaica do eoceno médio.

Esta descrição se faz dentro do marco da avaliação e análise das seções estruturais dos vales Seca e Máncora (Figura 1.19) que mostram os principais aspectos topográficos e eventos estruturais evidenciados no campo.

O sustento mais evidente do processo estrutural sedimentar na bacia Talara se encontra ao redor da falha Carpitas; esta criou um espaço que posteriormente foi preenchido por sedimentação oligocena – miocena inferior Formação Heath e depois pela seqüência pliocena-pleistocena (Figura 1.19 e 1.22 em detalhe). Observa-se também como as falhas Máncora-1, Algarrobo e as falhas à oeste (ver Figura 1.16 e 1.17), guardam relações similares estruturais como continuação dos esforços do Eoceno, vendo-se como as formações envolvidas têm variado, basculando e engrossando. As formações Ostrea-Echino, Talara e Chira-Verdun

também se encontram afetados por pulsos extensionais das fases tectônicas (especialmente da fase Inca).

### 1.3.5 Compressão Pré-Eoceno.

Sedimentada toda a sequência cretácea e paleogênea na Bacia Lancones, se produziu a compressão *pós-cretácea* (Paleoceno?) na direção normal as tendências estruturais sudoeste-nodeste cujo as dobras se evidenciam ao norte da falha Huaypirá, onde estes dobramentos transformaram toda a seqüência cretácea da bacia Lancones. Esta etapa compressiva se deu contra a montanha Amotapes, e sua prolongação no subsolo, onde as dobras de maior amplitude não encontraram esta contenção criando dobras de maior raio de curvatura, dando a idéia que foi outro processo posterior. No entanto, a dobra está separada pela discordância existente entre o grupo Copa Sombrero e a formação Chira –Verdun, muito bem esboçada na linha sísmica (Figura 1.22).

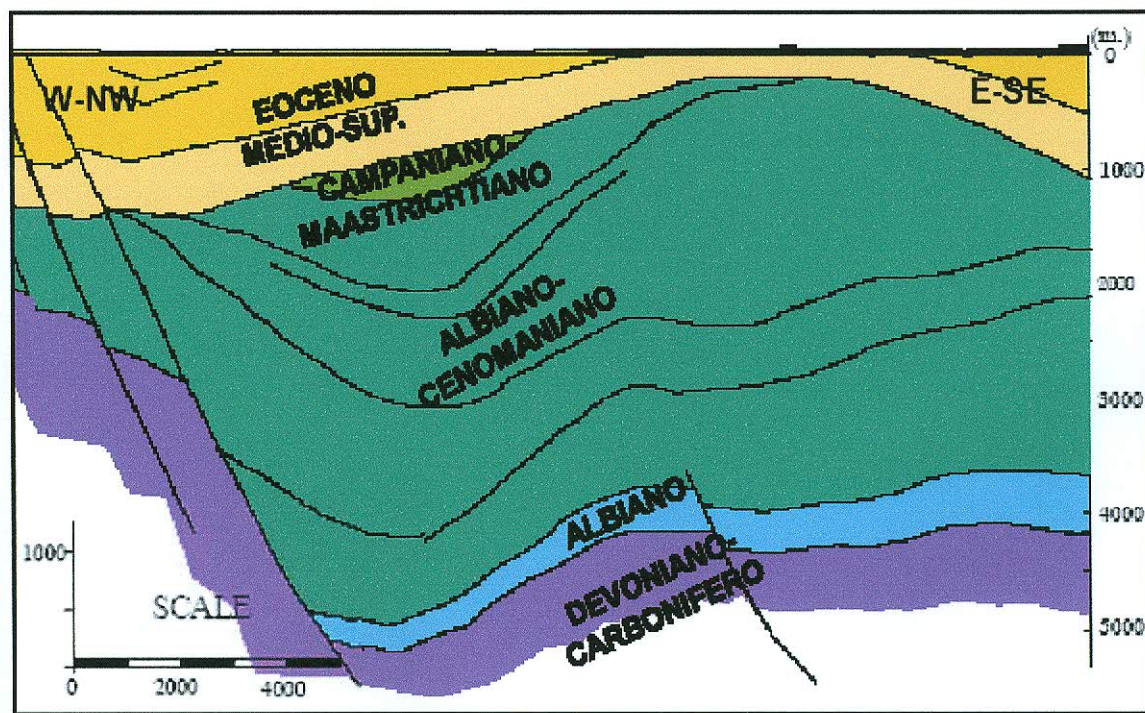


Figura. 1.24 - Na seção observa-se os dobramentos do Grupo Copa Sombrero a esquerda do Alto de Tamarindo em subsolo, selado por uma discordância do Eoceno médio-superior. Fonte: (Palácios, 2006).

Posteriormente os dobramentos no interior da bacia Lancones, criaram diferentes estruturas com diversos alinhamentos evidenciados pelas principais falhas dentro do complexo estrutural. Não é difícil determinar o anterior, dado que a bacia Lancones por sua localização atual e idade teve que experimentar vários eventos tectônicos.

O sistema de falhas que se observa na bacia Talara mostra mudanças sistemáticas na geometria, uma quase preferencial nela e outra muito variada em Lancones se deram em diferentes etapas, vinculadas com a bacia Talara sendo a principal os falhamentos lítricos e/ou em *en écheon*.

### 1.3.6 Extensão do *Mio-Oligoceno*

No contexto regional da bacia Lancones, a falha lítrica Cuzco-Angolo guarda relação com o início da falha lítrica Carpitas na área do mesmo nome na região Máncora da bacia Talara (Figura 1.22). O evento extensional na bacia Talara se deu aproximadamente no Mioceno-Oligoceno, e condiciona a sedimentação da seqüência *Pliocena-Pleistocena* (P.Baby, 2005 comunicação privada) (Figura 1.22), determinando o contato das formações Heath dentro do fenda com as formações Máncora-Plateritos-Mirador, esboçadas como uma só ou em conjunto com a falha Carpitas gerando a estrutura do tipo *rollover*, geometricamente muito bem definida e deslizando-se na direção leste-sudeste, se observa muito bem nas linhas sísmicas de GMP 04 e 05 (Figuras 1.16 e 1.17).

Na direção oeste-noroeste se observa na linha sísmica como as falhas (falha Cancas) migram na direção leste-sudeste, mostrando as evidências que o sistema mega-regional lístrico funciona.

As linhas estruturais principais na área de Carpitas têm uma direção nordeste-sudoeste, como as falhas: Carpitas, Algorrobo, Máncora-1 e o eixo de deslizamento perpendicular a este esforço têm um sentido nordeste-sudeste (Figuras 1.15).

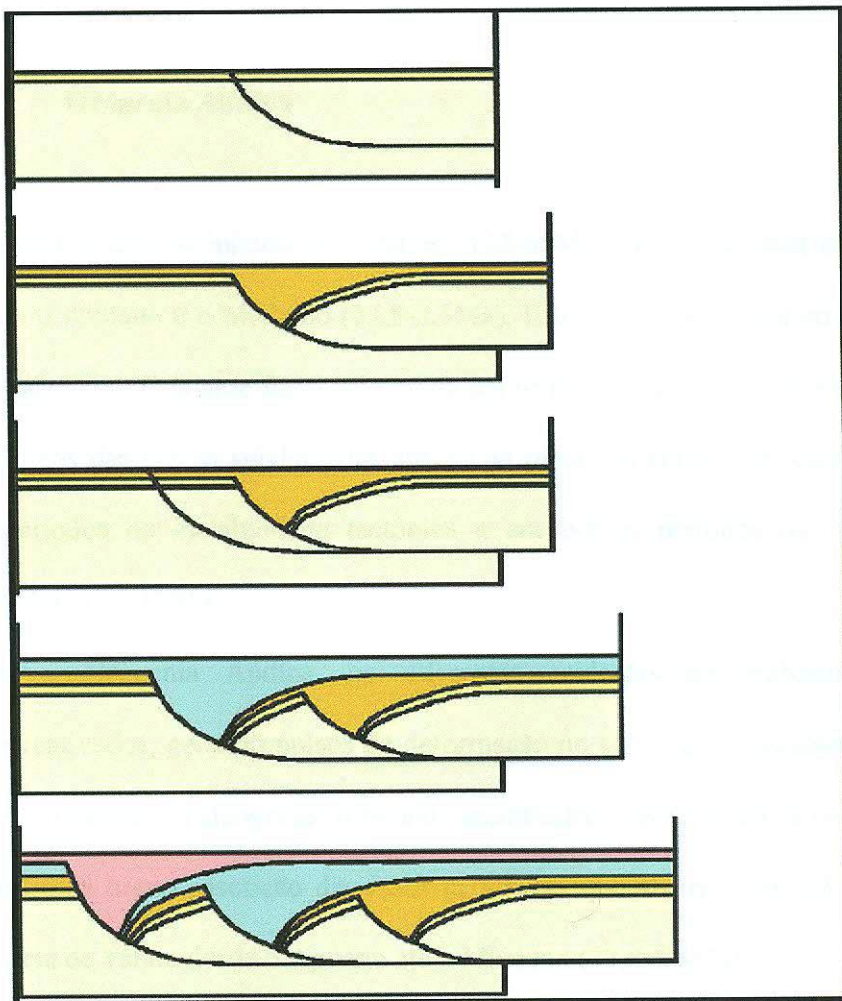
### **1.3.7 Modelo evolutivo**

Todo modelo se cria com base em evidências sedimentares, estruturais observadas em campo e nasce uma interpretação primária que logo poderia variar segundo a evolução da investigação.

Este modelo como antes se mencionou resultou de uma análise exaustiva de duas seções estruturais regionais, dela se desprende toda a informação, é por isso que ao descrever as falhas regionais, as enfocam dentro de um padrão extensional e de um tipo de falhamento lístrico.

Presume-se que as falhas lístricas tem uma relação em conjunto e uma geometria equivalente, em plano horizontal.

As fases evolutivas de cada momento importante para criar este modelo, basicamente se fundamentaram em evidencias de espessamentos das seqüências vinculadas ao falhamento, e a continuação das mega-falhas lístricas observadas nas linhas sísmicas mencionadas, insinuam uma relação entre si, como a Figura 1.25 que foram descritas em cada etapa da formação.



**Figura 1.25** - Esquema simplificado que explica a relação geométrica existente entre as falhas listricas da área de investigação.

## 1.4 Geologia Histórica

### 1.4.1 Principais eventos tectônicos da Bacia de Talara

Desde o Jurássico, a margem pacífica do continente sulamericano tem sofrido varias etapas tectônicas, estabeleceu-se sobre a margem ocidental da América do Norte e do Sul uma zona de subducção, que foi acompanhada de um magmatismo de arco (Mégard, 1978; Pardo & Sanz, 1979; Aspden et al., 1987; Jaillard et al., 1990; Roperch & Carlier, 1992; Litherland et al., 1994; Romeuf et al., 1995). A Leste deste arco vulcânico formou se uma bacia extensiva do tipo retroarco e, a Oeste do arco vulcânico, seqüências sedimentais vulcanoclásticas que são interpretadas como depósitos de antearco.



## 1.4.2 Orogenia Andina

A Orogenia Andina se iniciou no Cretáceo (142-65Ma), em várias fases compressoriais discretas entre o Albiano e o Mioceno (23,8-5,3Ma). Estes esforços migraram na direção da ante-fossa Amazônica. Esta ante-fossa foi gerada em resposta a mudanças de velocidade e de direção das forças das placas subductadas abaixo da placa sul-americana, caracterizando-os em longos períodos de instabilidade tectônica e em breves períodos de relativa calma tectônica (Noblet *et al.* 1996).

Durante a Orogenia Andina, os diferentes acidentes do embasamento foram intensamente reativados, gerando pulsos de deformação no solo, no embasamento e também nas seqüências cretáceas – paleogenas, formando assim estruturas de distensão e compressão.

Faremos uma breve descrição das fases evolutivas que atuaram no NW do Peru que afetaram a Bacia de Talara desde o Aptiano até o Mioceno (23,8-5,3Ma).

### 1.4.2.1 Fase Mochica

Durante o Albiano ocorreu o evento tectônico compressivo que afetou a margem ocidental da América do Sul (Megard, 1984; Vicente,1989; Jaillard,1994), também se localizou o Batólito da Costa (Soler & Bonhomme,1990) criando-se ao mesmo tempo a Bacia Lancones – Celica junto ao Arco Vulcânico submarino a leste e os Amotapes a Oeste. A Bacia foi preenchida por seqüências turbidíticas instáveis denominados atualmente o Grupo Copa Sombrero.

### 1.4.2.2 Fase Peruana

Acontecimentos tectônicos ocorridos há 80MA entre o Santoniano–Campaniano (Jaillard,1994), fazem que a Bacia Lancones seja erodida e deformada até o Campaniano médio. Posteriormente formou uma nova Bacia de Ante-Arco mais extensa, reconhecida desde a Formação La Mesa, La Tortuga, até a Cordilheira do Equador (Zons de Flash de Yunguilla) (Jaillard et al., 1977, 1998, 1999), alcançando até parte do Equador (Pécora et al. 1999). Nesta fase se formaram os dobramentos em grande escala, pelas atividades intrusivas e levantamentos ocorridos em completa regressão do mar desde a bacia de antearco atual.

#### 1.4.2.3 Fase Inca

Em um evento distensivo ocorrido aproximadamente no eoceno médio (42 MA), que está registrada na Bacia de Talara preenchida de seqüências fluvio-deltáicas. Esta seqüência distensiva domina, controla e distribui a sedimentação e, neste período, ocorreram principalmente a SE, cavalgamentos gravitacionais afetando os sedimentos não muito litificados deixando olistólitos e falhas no campo de Talara, esta se desenvolve desde o SE, afetando os sedimentos não muito litificados.

Existe uma premissa dada por Jaillard et al., (1997b) e Pecora et al., (1999) que estabelecem que a discordância na Bacia de Talara do Eoceno basal (?), sobre o folhelho do paleoceno seriam correspondentes ao segundo período de acreção do Paleoceno Superior, datada de 57Ma.

As principais evidências se observam na estrutura positiva (*horst*) orientados na direção E – W, afetando no paleozóico a parte norte da Bacia de Talara, individualizando a Bacia Tumbes da Talara conhecido como o Arco de Zorritos, marcando a finalização da sedimentação em Talara.

#### **1.4.2.4 Fase Quéchu**

Na fase responsável do levantamento da Região evidenciada por movimentos epirogênicos do Mioceno superior ao Plioceno inferior que permitiu a mudança evolutiva em conjunto desde o NW, desde a parte norte da Bacia de Talara (Região Máncora). A fase Quéchu 1 se encontra na discordância de topo da Formação Zorritos na Bacia Tumbes há 20Ma, a Quéchu 2 desde 10Ma e a Quéchu 3 desde 5Ma (Leon,1993).

#### **1.4.3 Evolução geodinâmica da bacia de Talara**

Na Bacia Talara se acumularam sedimentos carbonatados desde o Albiano (Formação Muerto), passando a sedimentos provenientes de uma margem ativa desde o Cretáceo superior até o Oligoceno.

A história da Bacia começa no Albiano com os sedimentos carbonáticos da Formação Muerto, logo a sedimentação no Campaniano, com fácies litorâneas e marinha (Formação Redondo). Isto demonstra que a bacia tem um regime de subsidência muito maior desde o sul. A sedimentação segue sendo marinho durante o Maastrichtiano (Formação Monte Grande, Ancha, Petacas) e o Paleoceno (Formação Mesa, Balcones) com depósitos (lutáceos) e conglomeráticos intercalados. (Serrane, 1987).

Antes da deposição do eoceno inferior, ocorreu uma queda do nível do mar, erosionando desde o norte, até as rochas paleozóicas. Sobre esta superfície de erosão se acumularam sedimentos fluviais e marinhos rasos (Basal Salina) desenvolvendo-se uma seqüência progradante rápida.

Quando a bacia se aprofunda um pouco, se depositam sedimentos litorâneos (Formação San Cristóbal) visualizados na sísmica GMP-05 (Figura 1.17), gerando uma seqüência prográdante nos conglomerados da Formação Mongollón. Ao estender a Bacia desde os paleorelevos dos Amotape, marcando a atividade tectônica limitando os Amotapes, recebe grande quantidade de sedimentos grossos.

No Eoceno Inferior alternam pulsos de aprofundamento e soerguimento, depositando os sedimentos mais finos até o topo; isto ocorreu na Bacia Pazul desde o NW, onde a Formação Ostrea – Echino mostra estas seqüências de aprofundamento em sistemas fluviais.

As subidas e abaixamentos do nível do mar em alguns lugares da Bacia de Talara se devem a levantamentos e afundamentos de blocos ocasionados pela atividade tectônica. (Serrane, 1987).

No Eoceno Médio se inicia a tectônica extensiva e o afundamento da Bacia de Talara, ocorrendo a sedimentação do Grupo Talara (Arenitos, Brechas, folhelhos). Existe uma menção particular descrita por Serrane em seu artigo sobre a Bacia de Talara, descrevendo um processo compressivo NW-SE na parte sul da Bacia de Talara, que não se verificou na parte norte de Talara; achando-se melhores evidências de processos de deformação gravitacional criando falhas e (olistolitos) dentro do grupo Talara.

Entre o Eoceno intermediário a superior, continua o aprofundamento da Bacia, depositando a Formação Verdun na base e Chira no topo, reinstalando o contesto distensivo. Entre o Eoceno Superior/Oligoceno a Bacia só recebe sedimentos na parte norte. No Oligoceno, como se sabe, ocorreu um abaixamento do nível do mar a nível mundial, este fenômeno se observa na Formação Heath, transgressão erosionada em contato discordante com a seqüência plio-pleistocena e erodindo a maior parte da Bacia de Talara.

Todo o complexo deltáico está marcado por um evento extensional controlado por falhas normais.

### **1.4.3.1 Análise da região de Máncora**

A extensão da Bacia de Talara nesta região entra em subsidência no Eoceno Inferior, criando variações de fácies e de espessuras nas áreas de Barrancos, Plateritos e Trigal. A sedimentação entre o Eoceno médio e superior (Talara e Chira- Verdun) são afetadas por fenômenos gravitacionais importantes, gerando as (Brechas) Talara. Na fase tectônica Inca se verifica, destacando o arco de Zorritos, logo entre o oligoceno ao mioceno a área volta a ser submetida à subsidência permitindo a sedimentação da Formação Heath em condições de mar profundo e borda de talude, e criando os melanges Zorritos por fenômenos gravitacionais.

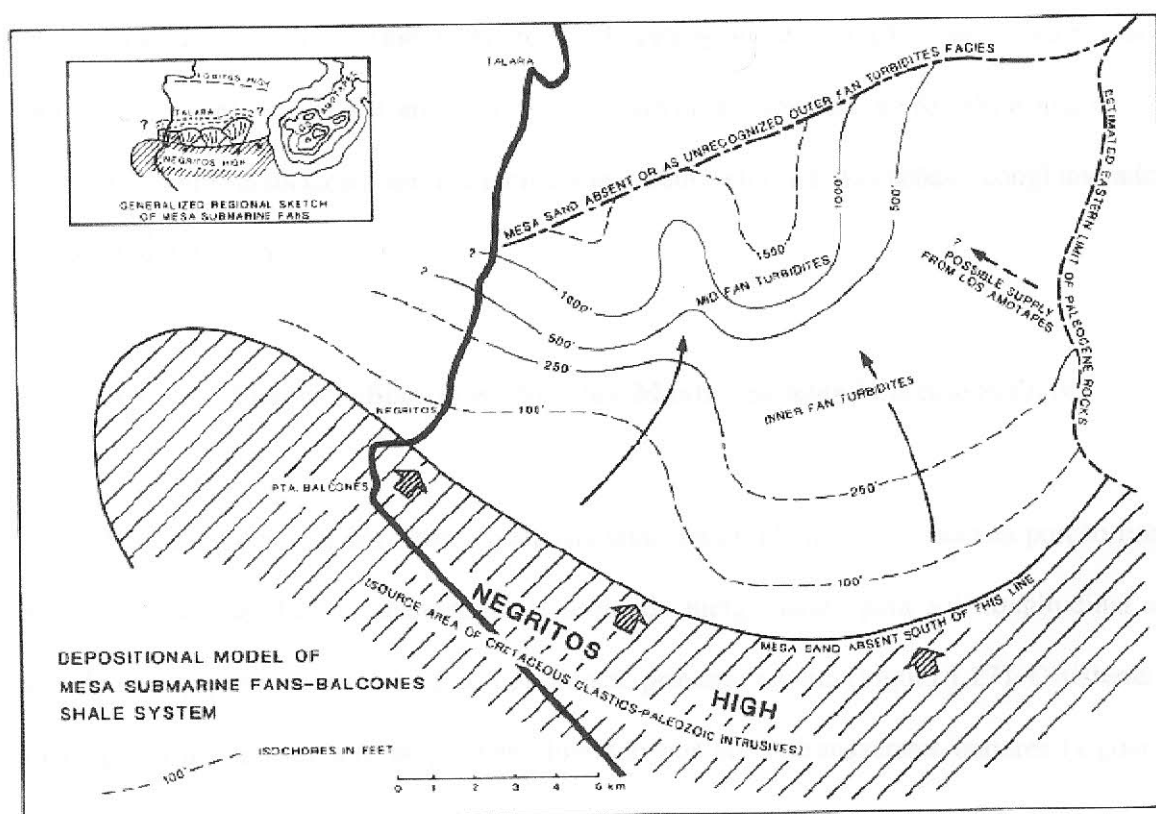
## **1.5 Sistemas deposicionais**

### **1.5.1 Folhelho Balcones**

Este folhelho estar distribuído debaixo da seqüência cenozóica na bacia de Talara, e é considera o embasamento econômico. Tem cor cinza-escuro a negro e rico em conteúdoossilífero e é o horizonte chave porque possui uma de microfauna Paleocênica característica. O controle de espessura é escasso, mas os poucos poços que foram furados indicam variações de espessura, provavelmente devido a falhamentos.

### **1.5.2 Leques mesa-submarinos - sistema folhelho Balcones**

Este sistema deposicional é relativamente pequeno (Figura 1.26) demonstra como clásticos podem ser originados internamente a bacia da erosão de um *horst* (alto de Negritos), e fluem longitudinalmente para o centro do gráben norte adjacente, limitado ao norte pelo alto de Lobitos. Área fonte externa a bacia é possível para o caso do embasamento dos Amotapes também é sugerido. Este sistema consiste em demonstrar a essência da perturbação dos leques turbidítico clássico. O interior das fácies é representado por conglomerados basais desordenados com matriz arenosa ou lamosa e seixos de arenitos com freqüente retrabalhamento intrafolial de seixos de siltito, ambas as litologias são por cima de arenitos grano-acamadados seguidos por alternância de arenitos finos e siltitos ou somente por siltitos com abundantes detritos de plantas ao longo dos planos de acamamentos.



**Figura 1.26** - Modelo deposicional do leque submarino Mesa – sistema folhelho Balcones. A linha preta em negrito representa a linha costeira do Pacífico, com o oceano a esquerda (Carozzi & Palomino, 1993).

As fácies médias do leque consiste de arenitos maciço a grano-acamado ou laminado com abundantes escorregamentos internos sobre o siltito.

Isópocas na distância de 33 m a 500 m na direção do fluxo fácies de leque exteriores não foram reorganizados. Sobre estas associações litológicas que indicam rápida deposição em taludes inclinados confirmam a situação de abundância de retrabalhamento intrafolial, deslizamentos e a ocorrência de alguns níveis de diamictitos indicam condições temporárias de fluxo de lama.

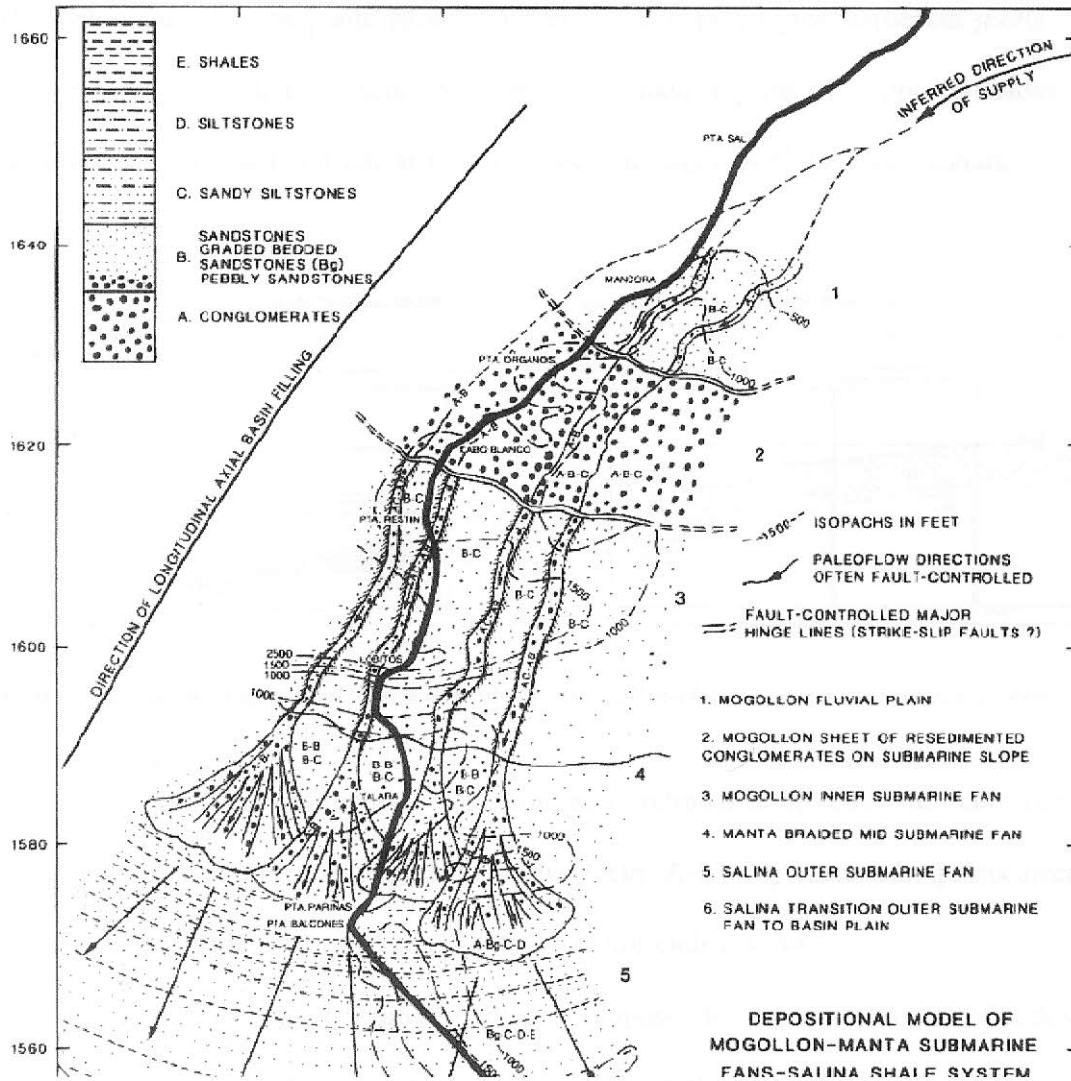
### **1.5.3 Leque basal de Delta Salina – sistema Folhelho Salinas**

Este sistema deposicional transversal é relativamente pouco conhecido e existem controvérsias porque os dados de subsuperfície são insuficientes, que não são claramente entendido a sua geometria. Estudos detalhados de petrografia e evolução diagenética baseado em testemunho (Marsaglia & Carozzi, 1991) indicam uma associação de folhelhos marinhos e carbonatos com associação de conglomerados com enormes matacões, conglomerados grossos e arenitos maciços.

### **1.5.4 Leques Submarinos Mogollon-Manta - Sistema Folhelho Salinas**

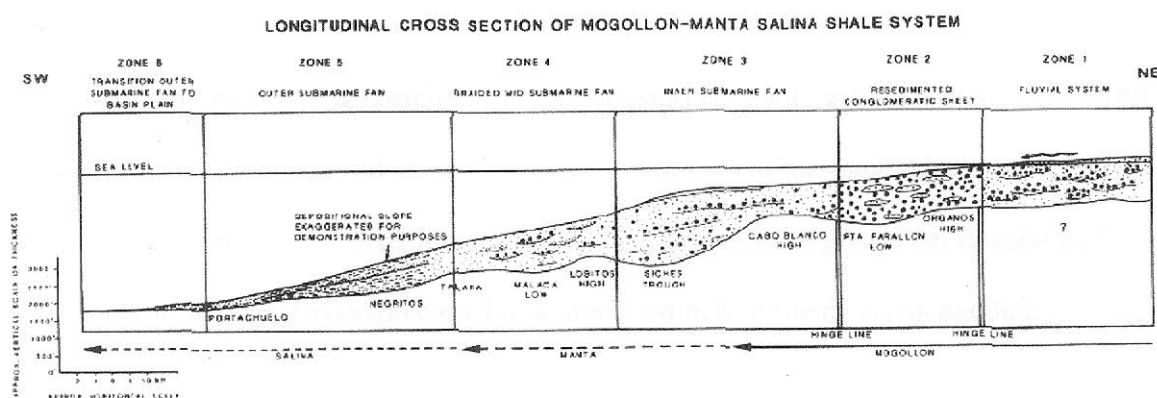
Este é um dos grandes sistemas deposicionais longitudinais. Originado na porção final no NE da bacia de Talara, aparentemente seguindo mergulhando para SW longitudinal ao eixo de bacia, quase alcança seu eixo transversal, próximo a Paita (Figura 1.27). O sistema é interceptado por um número de grábens, limitado por falhas transversais maiores (algumas podem ser transcorrentes), que devido à mobilidade de seus paleotaludes, têm grande influência nos processos de sedimentação (Figura 1.28). Antes dos processos serem

entendidos completamente, vários nomes estratigráficos foram usados, tal como "Mogollon" para a fase conglomerática e "Manta" para a fase arenosa.





O sistema pode ser dividido como segue (Figuras 1.27 e 1.28). Destacando os sistemas. O sistema fluvial meandrante Mogollon demonstrado pela típica seqüência *fining-up*, com conglomerados ou arenitos seixoso na base gradando a grosso no topo, cruzadas de alto ângulo a arenitos maciço. Ciclo B-C, com ocasionais ciclos A-C indicando canais.



**Figura 1.28** - Seção longitudinal do sistema folhelho Mongollon-Manta. (Carozzi & Palomino, 1993).

O subsistema Mogollon conglomerado retrabalhado, consiste em corpos de conglomerados-arenitos (interpretado como ciclo A-B) representando paleocorrentes de máxima intensidade (Planta 1A), com influência nos ciclos A-B-C.

O subsistema leque interno Mogollon é composto de conglomerados canalizados (ciclos A-C e A-B), com influência nos arenitos seixoso dos ciclos (B-C) (Planta 1B).

O subsistema leque médio entrelaçado Manta composto de arenitos maciços e laminados com estruturas em “prato”, arenitos seixosos (Planta 1C) em ciclos amalgamados (B-B e B-C), ocasionalmente conglomerados em lobos deposicionais com ciclos A-B-C-D.

O subsistema leque externo Salinas é composto de ciclos turbidíticos médio a distal de arenitos gradando de médios a finos, siltitos e folhelhos. Ciclo A-Bg-C-D-E foram reorganizados.

A transição Salinas de leque externo à planície de bacia consiste de turbiditos distais com “interturbiditos” folhelhos (interpretados como ciclos C-D-E).

A espessura do interior do sistema deposicional varia de 825 m, no norte, a aproximadamente 300 m, no sul.

#### 1.5.5 Sistema Folhelho Salinas-Ostrea

Nenhum modelo deposicional está disponível para este sistema. A escassa disponibilidade de dados indicaria que é um extenso sistema longitudinal tão complexo quanto o Manta-Mogollon. Arenitos tornam-se de granulometria grossa em direção ao NE, e gradam dentro do conglomerado o qual dificulta a distinção deste de do Mongollon.

#### 1.5.6 Leque Submarino Rio Bravo - Sistema Folhelho Salina

Este sistema deposicional transversal aparece de forma extensa, com associação simétrica de leques no Vale Siches entre os altos Lobitos no sul e a alto Peña Negra no norte (Figura 1.29), mas somente no sudeste metade foi explorada (Figura 1.29). As seguintes fácies podem ser reorganizadas:

- (a) uma fácies de arenito de plataforma, com barras de *offshore*, camadas de areias, e canais de maré; este terminam abruptamente para WSW o que aparenta ser a borda da plataforma, interrompida por um número de *canyons* que os erodem.
- (b) uma associação de pelo menos cinco leques submarinos que aumentam de tamanho para o norte. Estes leques são subdivididos a seguir: um leque interior com arenitos grossos e maciços e raros arenitos seixosos, ambos com estruturas de escorregamento; um leque médio, com lobos grossos confinados; arenitos

maciços, extremamente bem desenvolvidos na parte norte do leque; e um leque exterior composto de arenitos gradando de médio a fino e siltitos que foram interpretados como turbiditos clássicos. A fácies de planície abissal é representada por alternância de siltitos e folhelhos.

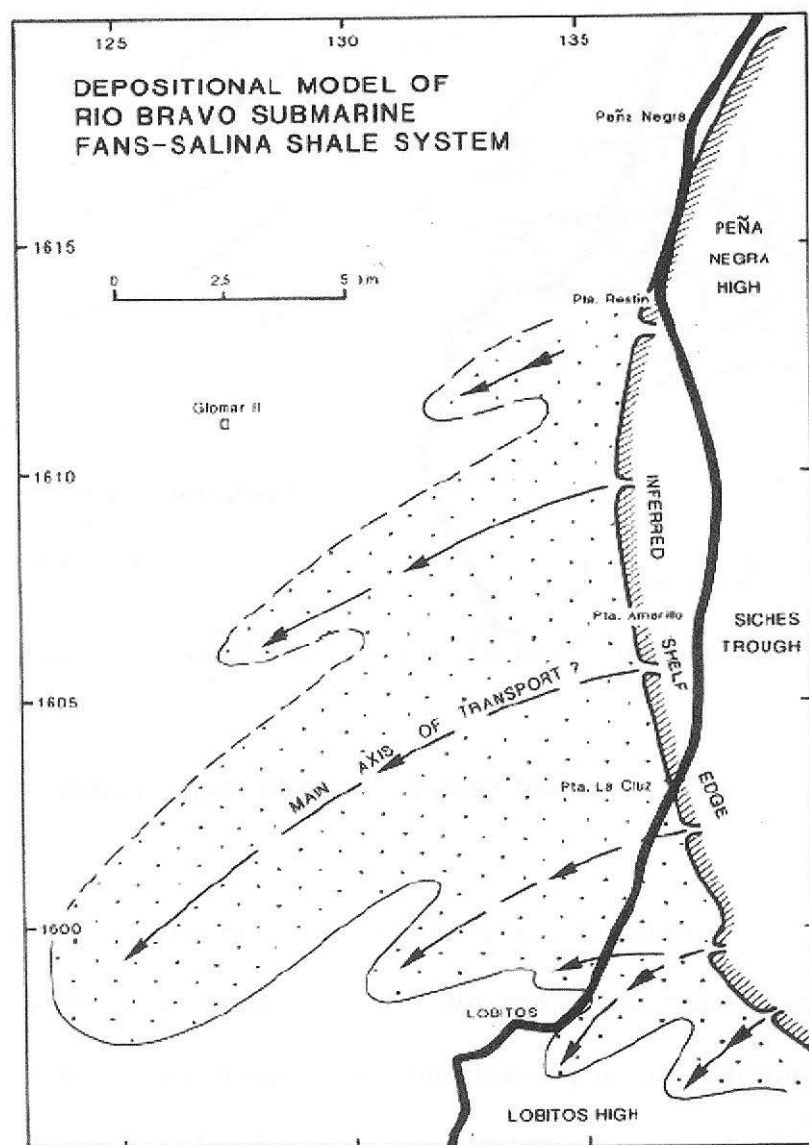
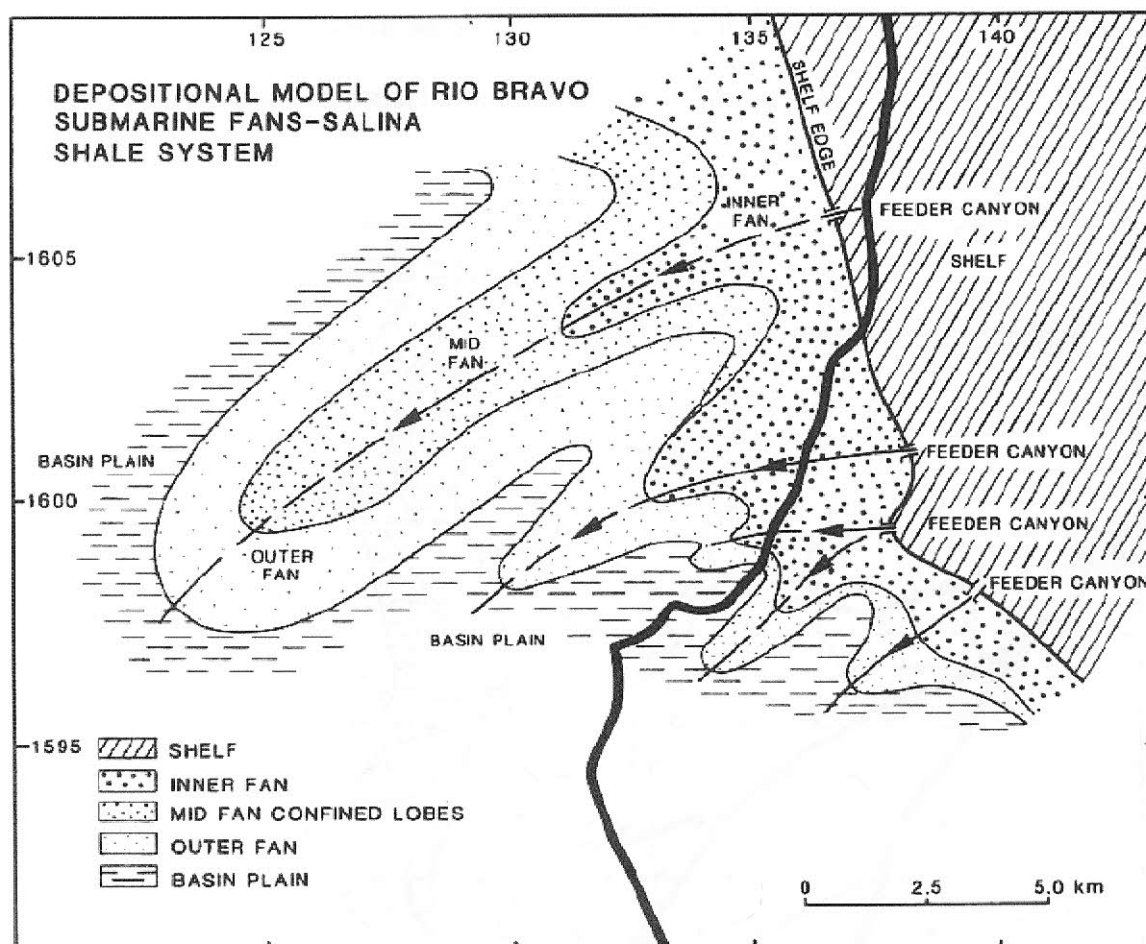


Figura 1.29 - Modelo deposicional do leque submarino Rio Bravo – sistema folhelho Salina. (Fonte: Carozzi et al, 1993)



**Figura 1.30** - Modelo deposicional do leque submarino Rio Bravo – sistema folhelho Salina (Carozzi & Palomino, 1993).

### 1.5.7 Delta Pariñas - Sistema Folhelho Chacra

Este complexo deltáico recebe um enorme volume de sedimentos do sistema fluvial. Suas maiores fácies são as seguintes (Figura 1.30): entrelaçado, conglomerados de planície aluvial (BAP); planície deltáica superior distributária e conglomerados distributário inferior; e arenitos grossos com estratificação cruzada, que contém troncos de árvores petrificadas até 4 m de comprimento, indicando um clima úmido (Planta 1D). A orientação destes troncos é importante, na combinação dos eixos dos canais e das estratificações cruzadas, pois estabelece direções de paleocorrentes (Figura 1.30). Além disso, é possível delinear o nível

máximo das marés na planície deltáica inferior: abaixo desta linha, troncos de árvores são fortemente bioperfurados (Planta 1E), enquanto abaixo, eles não são.

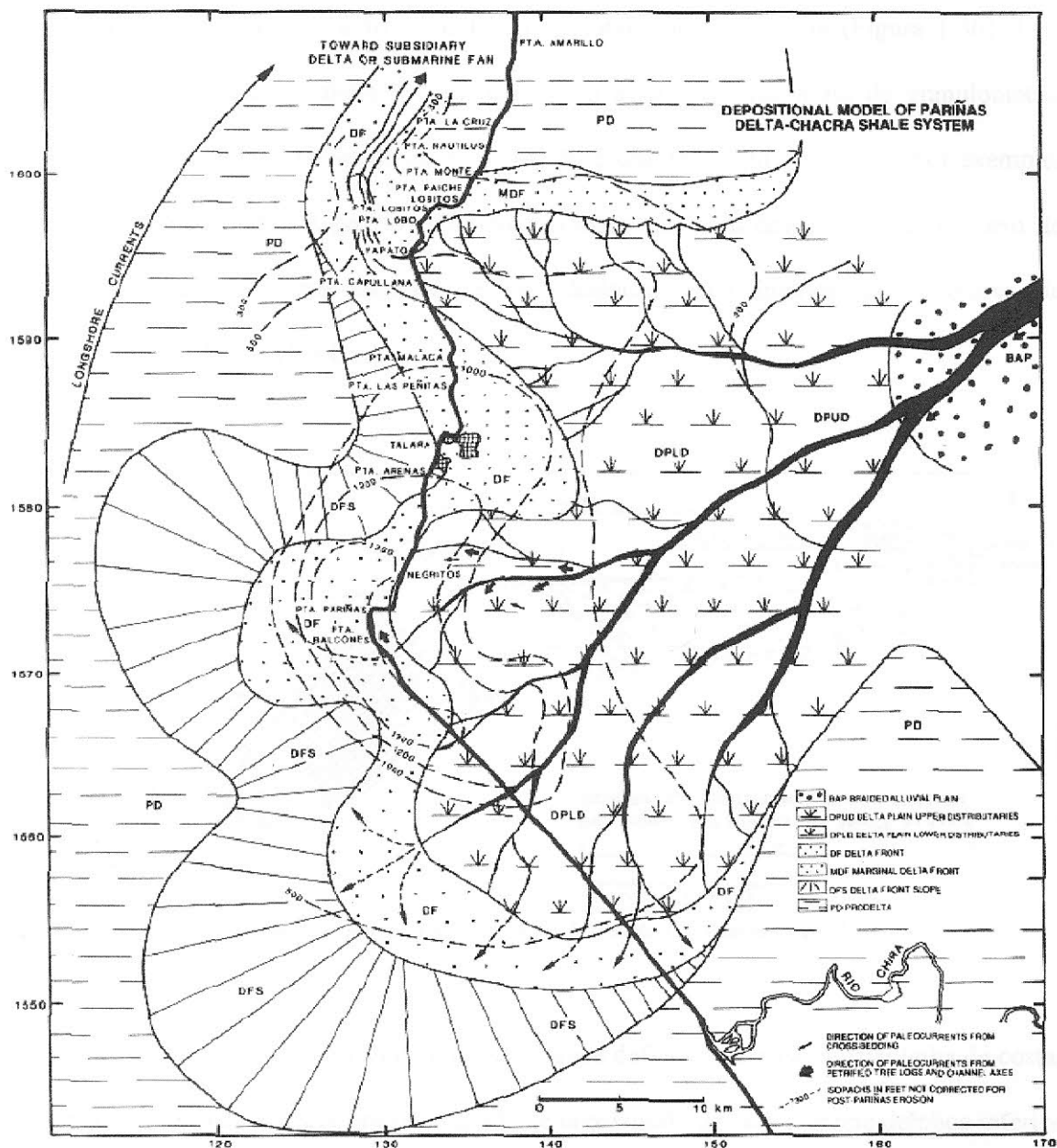
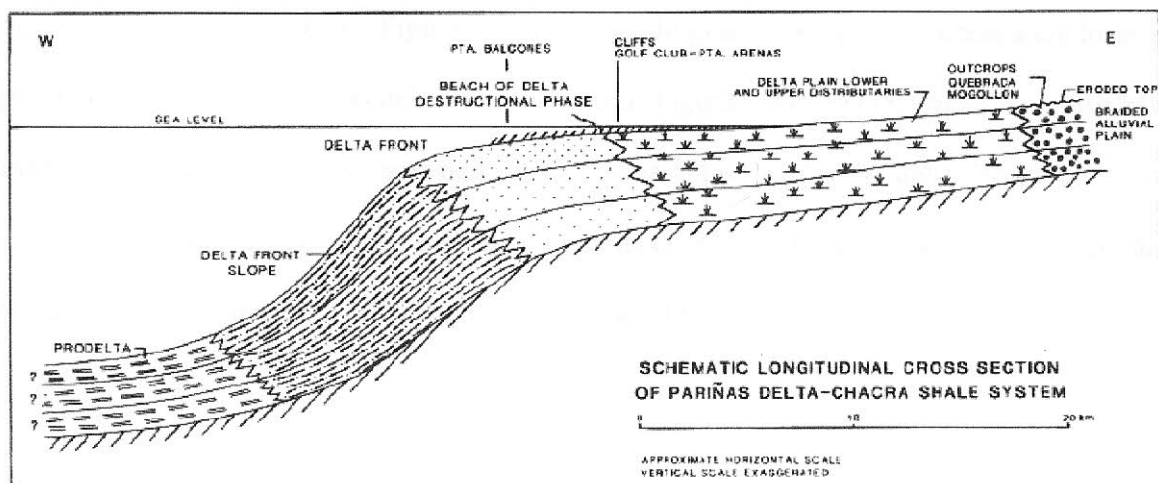


Figura 1.31 - Modelo deposicional do delta de Paríñas – sistema folhelho Chacra (Carozzi & Palomino, 1993).

A frente deltaica consiste em arenitos maciços e de granulometria fina e siltitos, com abundantes escorregamentos (planta 1F E G); à frente deltaica de talude de siltitos laminados, com abundantes planos de detritos (Planta 1H); e folhelhos do prodelta. Em corte de secção,

com as bordas dos planos de alto ângulo separados os sucessivos ambientes deposicionais, (Figura 1.31), indicando intensa subsidência local, e por isso a moderada progradação do delta. Esta situação é confirmada pela variação de espessura de 396 a 429 m nos distributários da planície deltáica inferior e frente deltáica no lobo central do delta (Figura 1.30). Esta espessura de deposição também é combinada com a natureza incomum de granulometria grossa das variações das fácies deltaicas. Este não é um delta tipo Mississippi; por exemplo, canais de conglomerados e grossos, arenitos seixosos são bem desenvolvidos no meio de arenitos maciços da frente deltáica, e são deslocados no interior de estruturas de escorregamento (Planta 1F e G).



**Figura 1.32** - Seção esquemática longitudinal do delta de Pariñas – sistema folhelho Chacra (Carozzi & Palomino, 1993).

Mais ao norte do lobo do Delta Pariñas aparece defletido paralelo à paleolinha de costa, formando um extenso sistema linear progradante consistindo de uma planície deltáica inferior de caráter distributário, flanqueado por arenitos maciços, finos e bem selecionado da frente deltáica (Figura 1.30). Para o norte, este tipo de progradação poderia desenvolver se dentro de qualquer um delta subsidiário ou leque submarino, dependendo da topografia envolvida no processo. A porção observada, que é de 100m a 170 m de espessura, isolando uma antiga

lagoa registra (conhecido como frente deltáica marginal), que é caracterizada ao longo da costa meridional por areias de praia bem selecionadas. Esta deflexão indica a ação destrutiva das correntes de costa, que tem uma notável similaridade com a atual Corrente Humboldt.

### **1.5.8 Delta Cabo Blanco - Sistema Folhelho Chacra**

É um complexo deltáico representando um sistema fluvial meandrante de grande magnitude, e consiste de material de granulometria grossa (Palomino & Carozzi, 1979). Sua fácies está ilustrada na Figura 1.32, e consiste do delta distributário e áreas interdistributárias (DD); frente deltáica e interdistributário restrito (DF); e um prodelta (PD). Em seção, demonstram poucos declives (Figura. 1.33), indicando grande redução da subsidência local e portanto, intensa progradação deltaica distributária (Figura 1.34). Esta situação é confirmada pela pequena espessura do sistema deltáico, com intervalos de 26 m no delta distributário a 6 – 12 m na frente deltáica em camadas de arenitos, localmente acrescido pelos efeitos de sinsedimentar de uma falha de crescimento (Figura 1.35).

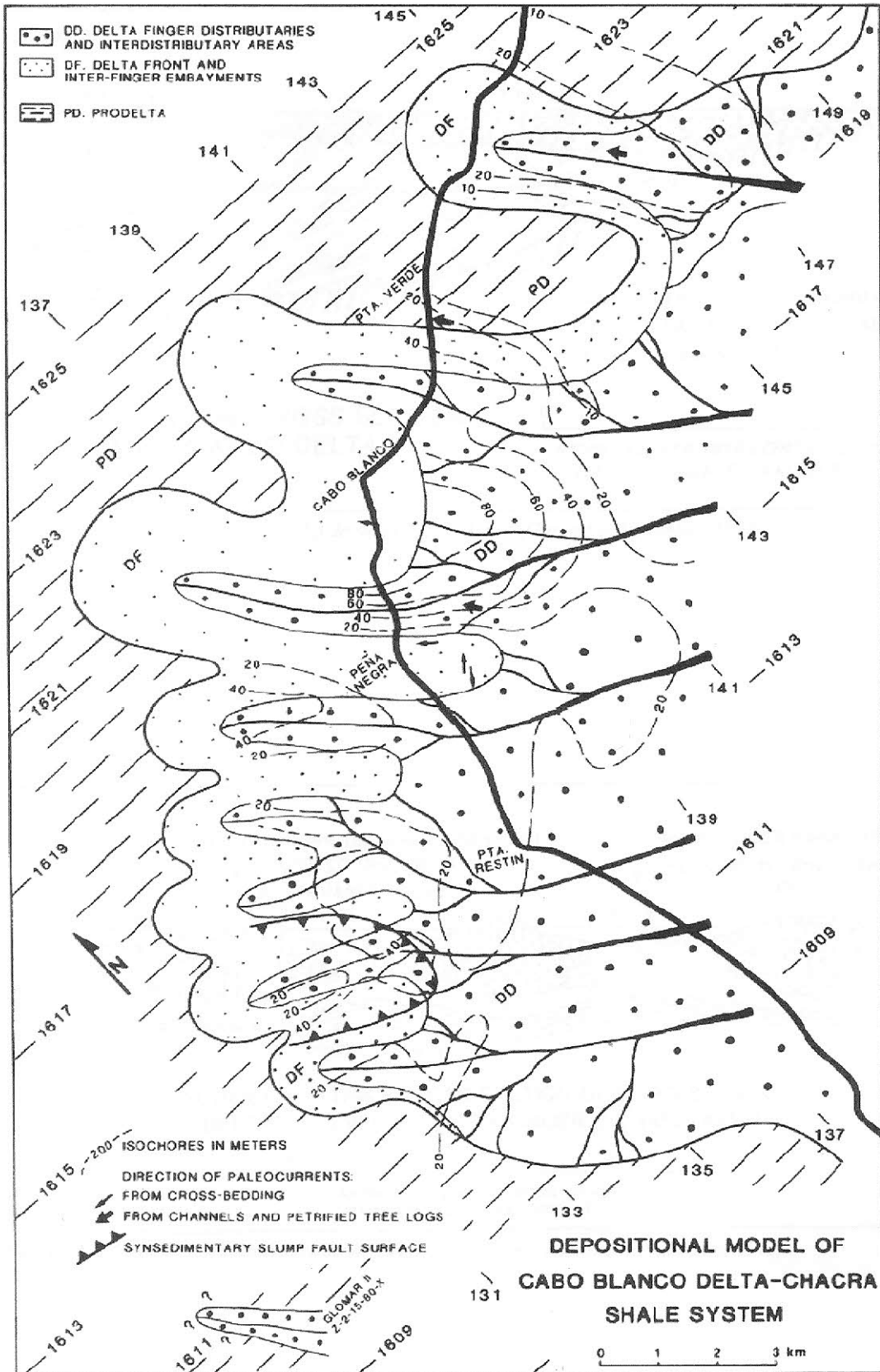


Figura. 1.33 - Modelo deposicional do delta Cabo Blanco – sistema folhelho Chacra (Carozzi & Palomino, 1993).



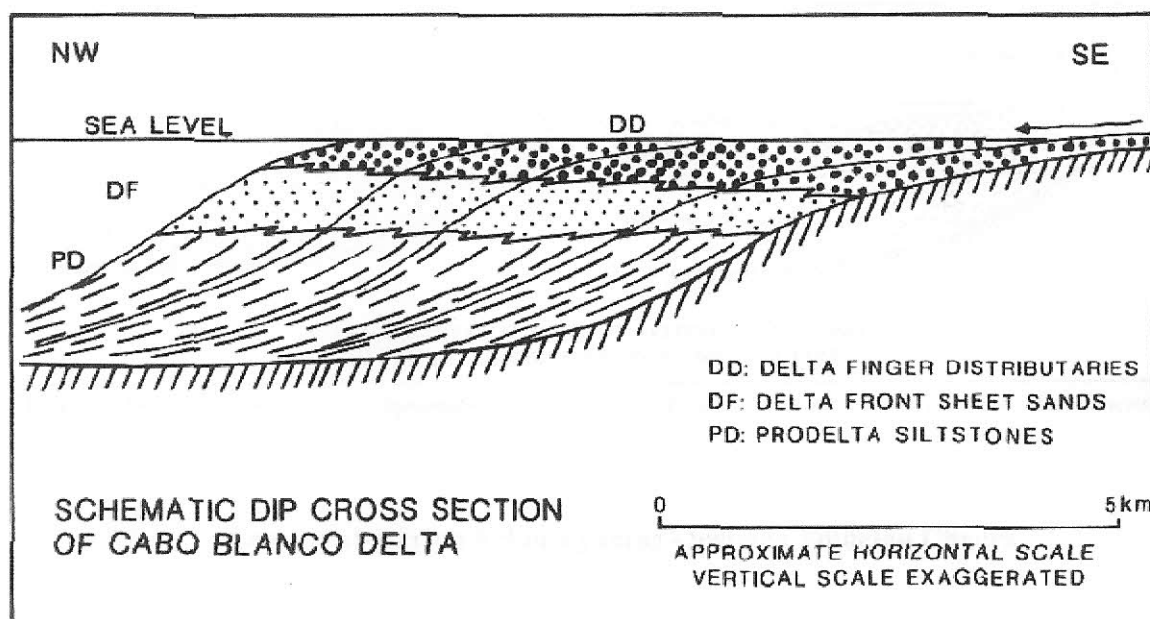


Figura. 1.34 - Seção esquemática dip do delta Cabo Blanco (Carozzi & Palomino, 1993).

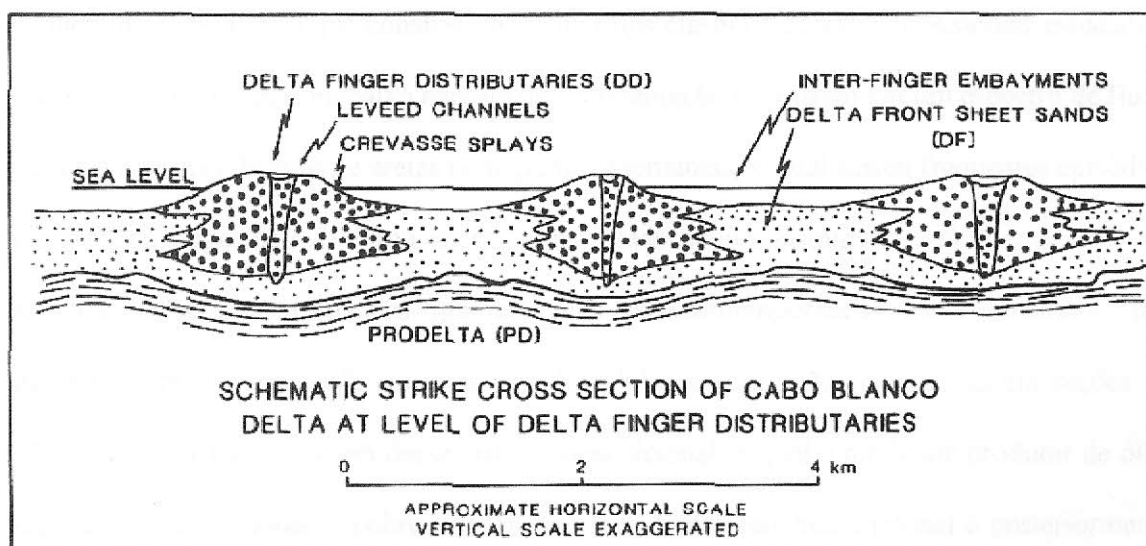
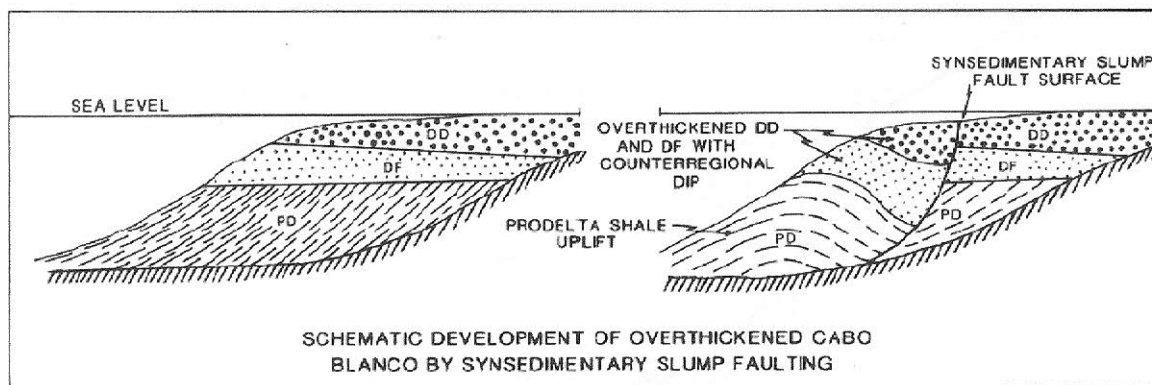


Figura. 1.35 - Seção esquemática strike do delta Cabo Blanco (Carozzi & Palomino, 1993).



**Figura. 1.36** - Desenvolvimento esquemático de espessamento por falha de escorregamento sinsedimentar (Carozzi & Palomino, 1993).

### 1.5.9 Leque Submarino Echinocyamus - Sistema Folhelho Chacra

Este sistema de leque, com pelo menos 50 km de extensão, representa um depósito longitudinal com direção de fluxo NNE-SSW (Figura 1.36), a qual parece indicar que foi comprimido por importantes falhas longitudinais, imediatamente após a ação de um *canyon* erosivo. A geometria deste sistema de leque submarino indica que ocorreu metade *onshore* e metade *offshore*. Este leque consiste dos mais finos clásticos de todos os sistemas estudados, que indicam relativamente baixa energia de sedimentação resultando em um espectro de fluxo de finas camadas de lamias e areias com grande alternância, o qual sofreu freqüentes episódios intensos de deposição de larga escala num estado semi-consolidado, até o equilíbrio ser alcançado. Essas deformações gravitacionais penecontemporâneas estão mostradas por estruturas em “travessero”, enormes pseudonódulos e contorções complexas em seções de afloramento. A baixa energia desse sistema deposicional, o qual é ainda um produtor de óleo (apesar de sua geralmente pobre seleção de grãos e característica argilosa) é posteriormente confirmada pela ausência de canais de camadas e a raridade de marcas de solo erosional.

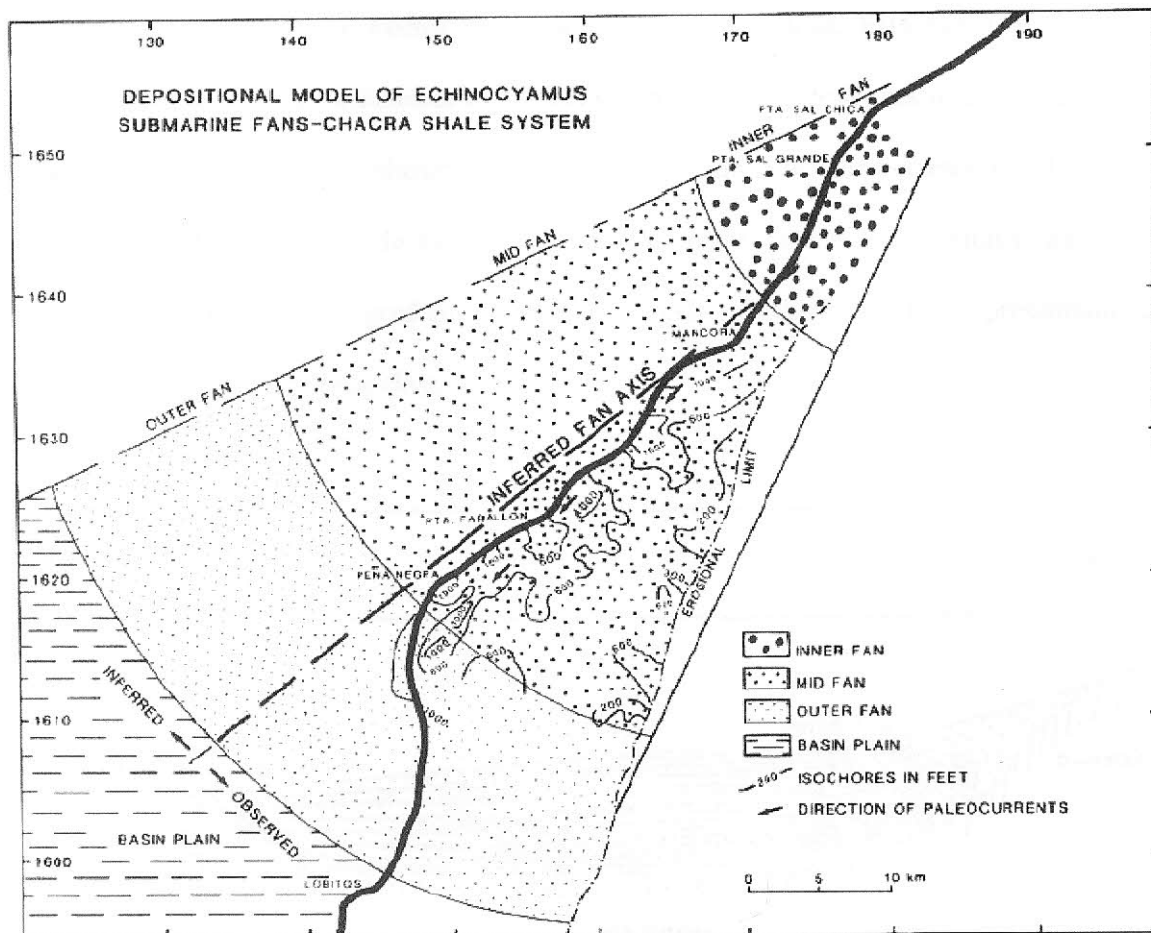
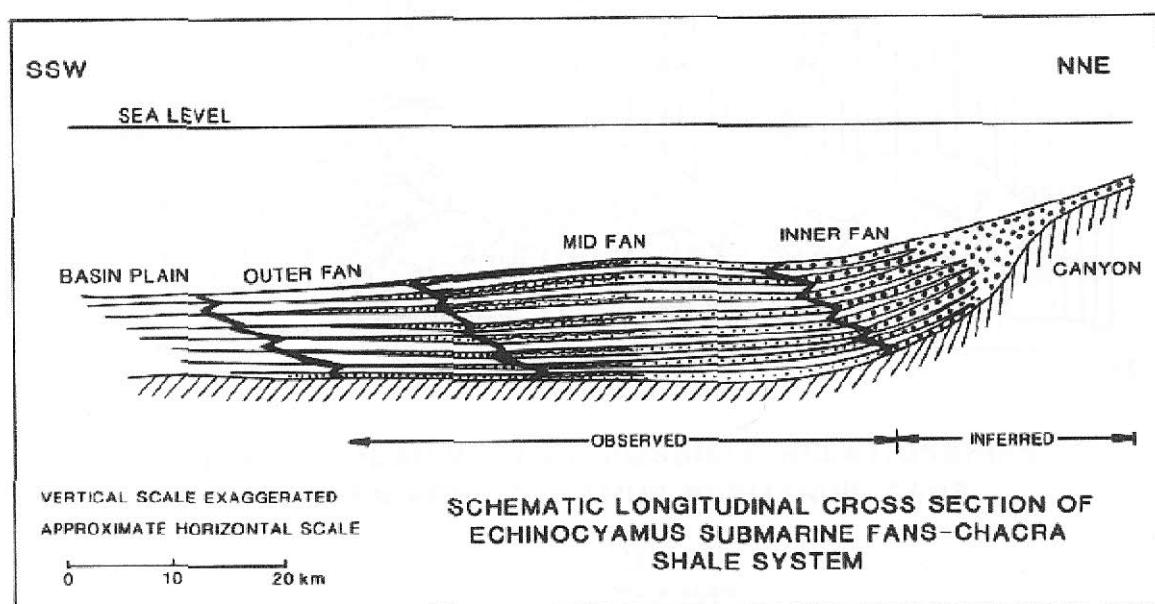


Figura. 1.37 - Modelo deposicional do leque submarino *Echinocyamus* sistema folhelho Chacra (Carozzi & Palomino, 1993).

O estudo de várias zonas de fácies (Figura 1.37) mostra que o leque inferior é pobremente conhecido devido a falta de poços e desaparecimento de sistemas deposicionais na direção NE; o seu *canyon* alimentador mais próximo permanece desconhecido. Os depósitos de leques inferiores são conglomerados desorganizados (Planta 2C) e arenitos seixosos organizados, e desorganizados, com uma combinação de matriz argilosa e cimento calcita e por vezes com árvores petrificadas; Esses se alternam com siltitos na extremidade mais inferior. Os lobos do leque médio mostram desde arenitos massiços até arenitos com estratificação cruzada (Planta 2D), com uma matriz argilosa e cimento calcita, estruturas em “prato”, e estruturas bem desenvolvidas, moldadas em “travesseiro” (Planta 2E). Esses arenitos são freqüentemente bioturbados e exibem uma fauna escassa dos bivalvíos *Turritella*,

*Ostrea*, *Cerithium*, *Núcula*, *Pecten* e *Pholodomya*, acompanhada. Esta fauna é alóctone e indica que foi uma temporariamente estabelecida em ambientes de leques inferiores e médios durante episódios de influxo clástico menos intenso, sendo subsequenteiramente retrabalhado e redepositado durante fluxos de turbiditos. Arenitos massiços estão interestratificados com alternância de arenitos finos gradando a arenitos de grãos médios e siltitos, representando as fácies proximais de turbiditos clássicos.

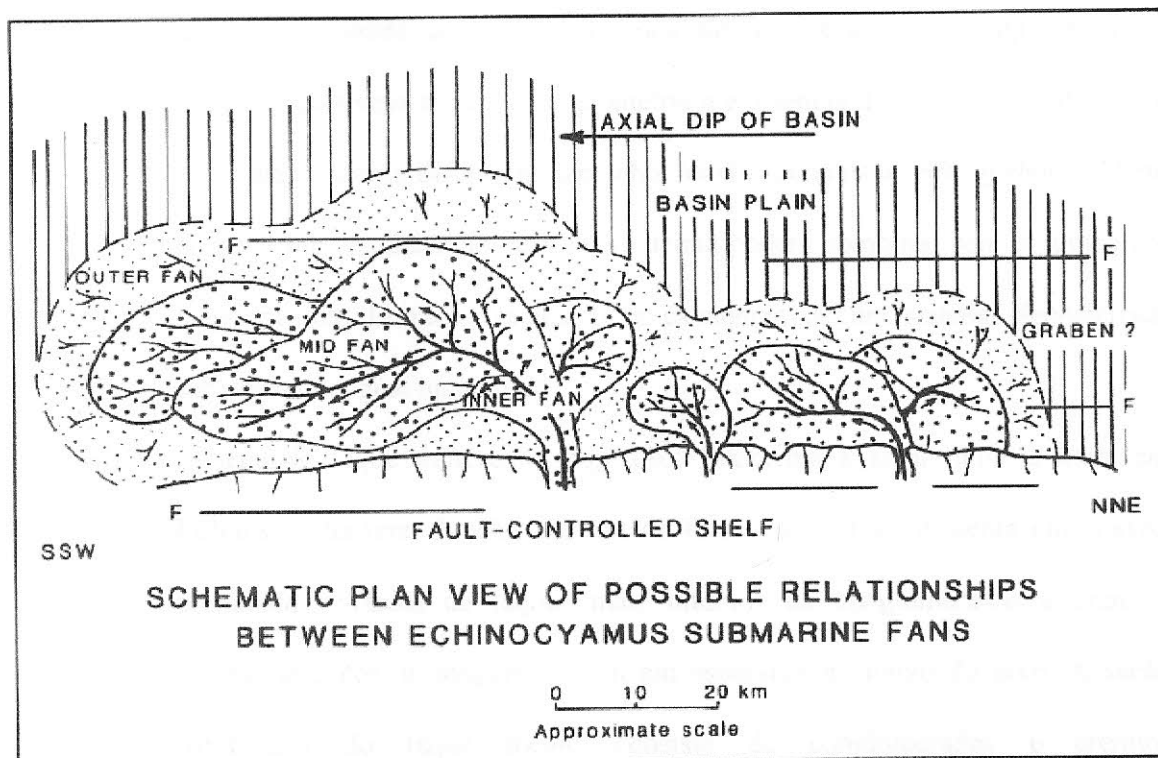


**Figura. 1.38** - Seção esquemática longitudinal do leque submarino *Echinocyamus* – sistema folhelho Chacra (Carozzi & Palomino, 1993).

As únicas isópocas disponíveis indicam uma espessura que vai de 60 – 300 m para lobos do leque médio. O leque mais externo consiste de arenitos finos a muito finos, graduando-se para a parte mais acima em siltitos e folhelhos representando turbiditos clásticos distais. Esses turbiditos contêm massas caóticas de arenitos massiços do leque médio que produzem, por sedimentação, movimentos de massa talude abaixo.

O ambiente plano da bacia está representado por siltitos e folhelhos finos e pelágicos a hemipelágicos.

Além desse exemplo de um simples leque do tipo Echinocyamus, outro exemplo por ser repetido ao longo do *strike* da margem ocidental da bacia e consiste de vários lobos, alguns dos quais podem ser variavelmente influenciados pelo mergulho axial da bacia para SW (Figura 1.36).



**Figura. 1.39** - Vista esquemática em planta das possíveis relações entre leques submarinos Echinocyamus (Carozzi & Palomino, 1993).

#### 1.5.10 Leques Submarinos Helico - Sistema de Folhelho Talara

Este sistema está representado por pelo menos três leques submarinos transversais, os quais podem ser traçados até seus *canyons* alimentadores no vale Siches ou Inferior (Figura. 1.39):

- (i) A porção mais ao sul, norte do Rio Chira, apresenta um *canyon* do ambiente de leque mais interno com isópacas alcançando 430 m no eixo do *canyon*. Ambas as zonas de fácies, consistindo de conglomerados e arenitos conglomeráticos, indicam pelos seus tamanhos e geometria a existência de um leque médio e um leque mais externo de enorme tamanho, localizado mais ao SW *offshore*. É bem possível que as fácies do *canyon* rio acima podem combinar com o subjacente conglomerado Lomitos, indicando a existência de um sistema deposicional subjacente de igual magnitude.
- (ii) O segundo leque transversal, cujo eixo intercepta a atual linha costeira em Lobitos, tinha uma direção NE-SW de fluxo curva. Ele apresenta um *canyon* acanalado e fácies de leques mais internos de conglomerados e arenitos conglomeráticos, e atingem 130 m em espessura ao longo do eixo. A seção trilobulada do leque médio consiste de conglomerados e arenitos conglomeráticos em canais e arenitos seixosos massiços com estruturas de descida em áreas entre canais e lobos (Planta 2F). O leque mais externo, o qual tem mais de 330 m de espessura, consiste de graduados arenitos de grãos finos e siltitos interpretados como turbiditos clássicos.
- (iii) O terceiro e mais setentrional leque transversal, interseccionando a costa próxima a Máncora, é essencialmente similar ao segundo – mas sua trilobulação é assimétrica, com o leque exterior desaparecendo gradualmente em direção SE.

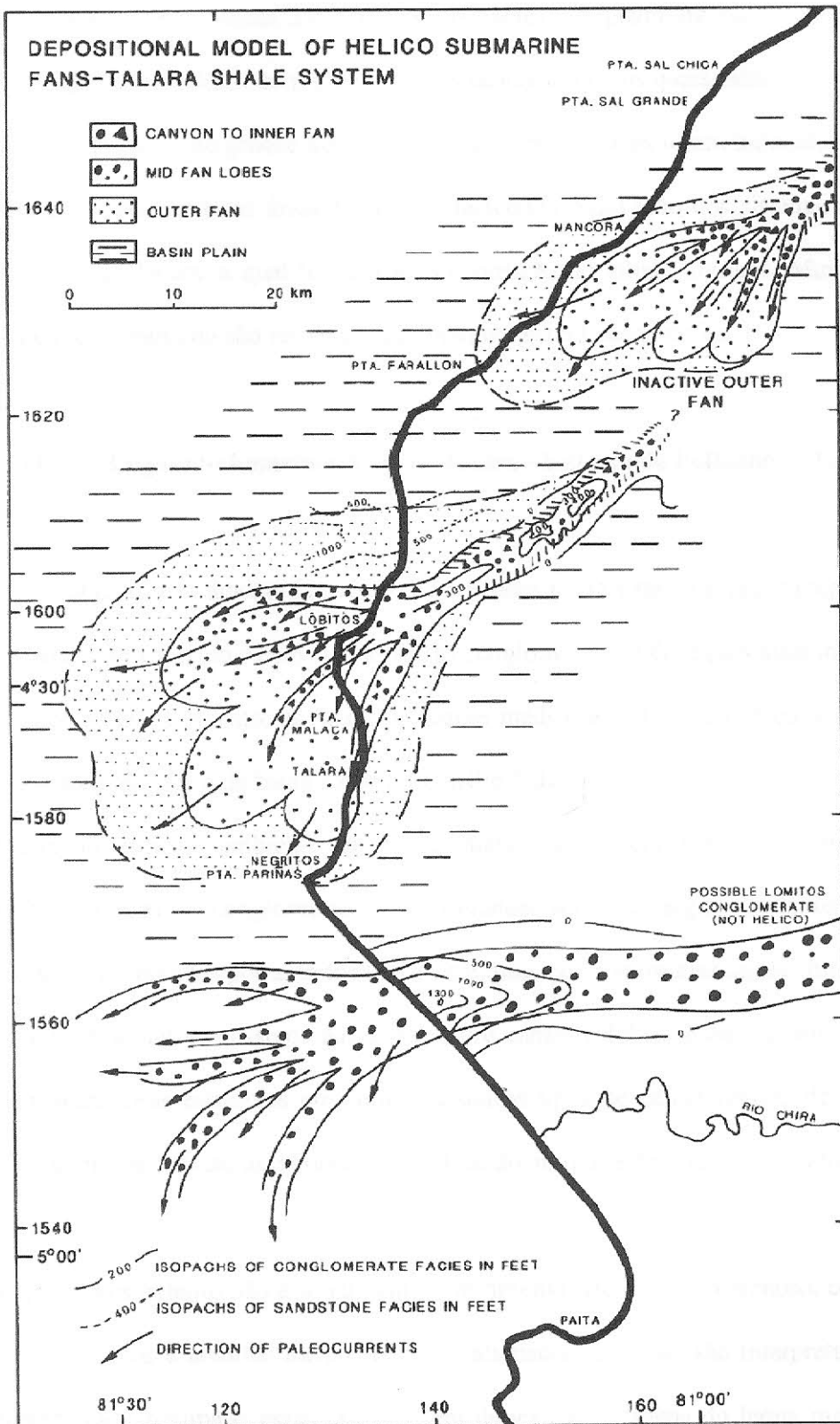


Figura. 1.40 - Modelo deposicional do leque submarino Helico - sistema folhelho Talara (Carozzi & Palomino, 1993).

Para todos os três leques transversais, as fácies do plano da bacia consistem de folhelhos pelágicos difundidos com arenitos finos descontínuos os quais estão envolvidos em espetaculares depressões de grande deposição. Essas características foram induzidas por fases de soerguimento tectônico nas áreas fontes e relacionada reativação dos sistemas de falhas dentro da bacia de Talara, a qual levou a uma deposição no talude íngreme. Muitas dessas características de deposição são visíveis em afloramentos na Cidade de Talara.

#### **1.5.11 Leques Submarinos Yapato-Talara - Sistema de Folhelho Talara**

Um leque assimetricamente transverso pertencente a este sistema está bem representado na área Talara-Lobitos, onde o *canyon* e as fácies conglomeráticas de leques mais internos são conhecidas como as de Yapato, as fácies de leques médios e mais externos como o Arenito Talara e, as fácies do plano da bacia como o Folhelho Talara.

O *canyon* para o ambiente de leque mais interno consiste de conglomerados desorganizados e arenitos conglomeráticos com grandes seixos de argila. Os lobos de leques médios estão representados por arenitos seixosos e massiços com muitas argilas intraclásticas nos canais e em arenitos massivos nas zonas entre canais e lobos. Esses arenitos massiços apresentam numerosas estruturas em “prato” e outros tipos de características de escape de água, bem como as estruturas abundantes indicando movimentos de massa talude abaixo (Planta 2G).

O leque mais externo não é usualmente bem desenvolvido e muito arenoso, consistindo de arenitos massivos e arenitos incipientemente acamados, os quais são interpretados como fácies turbidíticas proximais; essas evoluem em direção às margens do leque mais externo para os turbiditos clássicos bem desenvolvidos (Planta 2H). As fácies do plano da bacia consistem de folhelhos com descontínuas e estreitas camadas de arenitos finos.



### **1.5.12 Plataforma Verdun – Sistema de Folhelho Chira**

Após um relativo curto período de erosão, durante o qual a porção do topo do sistema subjacente foi erodido e redepositado, a sedimentação constituindo de areia fina e argila, durante o qual se desenvolveu um sistema simples de plataforma rasa.

O ambiente de plataforma rasa foi caracterizado por calcarenitos foraminíferais com algas vermelhas e *Lepidocyclina peruviana*, os quais foram substituídos em áreas onde o suprimento clástico é ausente de biocalcarenitos algálicos nos quais as *Lepidocyclinids* podem atingir 90%. Enquanto esses sedimentos foram formados sob a influência de correntes longitudinais ao longo da costa, fluindo em direção aos folhelhos do NE.

### **1.5.13 Folhelhos Chira**

A subsidência renovada na bacia de Talara e uma terminação quase completa de areia e influxo clástico-crescido levou a uma expansão sobre todo o sistema de plataforma-talude de sedimentação de folhelho com abundantes foraminíferos planctônicos. Os Folhelhos Chira são bem homogêneos e um estudo da composição e distribuição de argilas minerais e associações argilo-minerais deveriam revelar a natureza paleogeográfica deste episódio terminal do Eoceno na Bacia de Talara.

## 1.6 Geologia de Petróleo

### 1.6.1 Sistema Petrolífero

#### 1.6.1.1 Generalidades

Mais de 1,68 bilhões de barris de óleo (BBO) e 340 bilhões de pés cúbicos de gás (BPCG) já foram produzidos a partir do Sistema Petrolífero do Cretáceo-Terciário na província da Bacia de Talara no noroeste do Peru. Campos de petróleo e minoritariamente de gás estão localizados no ambiente *onshore* no noroeste sendo um terço da província. A produção atual é principalmente de óleo, mas há um excelente potencial para reservas de gás no ambiente *offshore* as quais ainda não são escoadas devido à limitação do mercado local para consumo desse gás e porque existem poucas linhas para escoamento. Estima-se que os valores médios das reservas, ainda não exploradas pertencentes a campos ainda não descobertos na bacia, sejam em 1,71 bilhões de barris de óleo (BBO), 4,79 trilhões de pés cúbicos de gás (TPCG) e 255 milhões de barris de gás natural liquefeito (GNL). Desta reserva total, 15% estão localizadas em ambiente *onshore* e 85% em ambiente *offshore*; os volumes são 0,26 BBO e 0,72 TPCG em ambiente *onshore*; e 1,45 BBO e 4,08 TPCG em ambiente *offshore*. A média estimada dos números para as reservas não descobertas de campos de óleo e gás são 83% e 17%, respectivamente. O tamanho mínimo dos campos que foram usados nesta análise é de 1 milhão de barris de óleo equivalente e/ou 6 bilhões de pés cúbicos de gás.

A bacia de antearco Talara do Paleoceno está sobreposta numa grande bacia mesozóica e pré-mesozóica. Formações produtoras, compreendendo da idade do Carbonífero ao Oligoceno, são principalmente arenitos do Cretáceo Superior ao Oligoceno, cuja origem varia desde ambientes deposicionais costeiros como fluviais e deltáicos até ambientes marinhos profundos. Os reservatórios fundamentais, e de maiores potenciais para o futuro desenvolvimento, são arenitos do Eoceno que incluem turbiditos dos grupos Talara e Salinas.

A produção adicional e reservas ainda não descobertas existem em formações entre o Cretáceo Superior, Paleoceno e Oligoceno. Os arenitos Carboníferos dos Amotapes podem ser produtivos onde fraturados. Tipos de trapas nesta bacia de bloco falhado são combinações, principalmente, estruturais ou uma combinação de estrutural e estratigráfica. Os selos dos principais reservatórios estão intercalados entre folhelhos marinhos.

A maioria dos campos produz a partir de reservatórios múltiplos e, quando isso acontece, a produção é registrada juntamente. Por esta razão, os dados geoquímicos de óleo e das rochas geradoras são muito limitados. A produção do Terciário e do Cretáceo está agrupada num sistema petrolífero único. As mais desejadas rochas geradoras são folhelhos marinhos do Terciário, mas, alguns folhelhos marinhos do Cretáceo são também prováveis rochas geradoras e estas, representariam um sistema petrolífero separado. Dados geoquímicos de amostras de óleo de rochas Carboníferas indicam que estas foram, provavelmente, geradas a partir de folhelhos do Terciário.

### **1.6.1.2 Ocorrência de petróleo**

#### **1.6.1.2.1 Rochas geradoras de hidrocarbonetos**

Como já comentado na introdução deste trabalho, existem poucas informações geoquímicas da Bacia de Talara. Não é diferente também com relação à informação sobre rochas geradoras potencialmente produtoras de hidrocarbonetos. Pindell & Tabbutt (1995) indicaram que existem cinco principais ambientes do Mesozóico-Cenozóico para a deposição e preservação de rocha geradora nas bacias Andinas da América do Sul. Um desses ambientes pode ser apropriado para se enquadrar a província da Bacia de Talara. Isto é ao longo do antearco Andino em áreas onde a sedimentação terrígena em várias épocas foi lenta e devido ao baixo relevo Andino (Ziegler et al, 1981) e onde o soerguimento e outros fatores

oceanográficos presumivelmente produziram condições que concentraram matéria orgânica em folhelhos marinhos. Um possível exemplo é o Folhelho Redondo (Figura 1.2) do Cretáceo-Superior (Campaniano).

Prováveis rochas geradoras de hidrocarbonetos do Cretáceo na província da Bacia de Talara são o Calcário Albiano Muerto e os folhelhos marinhos da Formação Campaniana Redondo (Figura 1.2) (AIPC; Perupetro, 1999; Zúñiga-Rivero et al, 1998a, 1998b), Gonzáles e Alarcon (2002) propuseram que a Formação Cretácea Redondo é a principal rocha geradora de hidrocarboneto na bacia e incluíram as Formações Cretáceas Muerto e Oligocena Heath como potenciais rochas geradoras. A Perupetro (1999) indicou que rochas geradoras potenciais de hidrocarbonetos são folhelhos da Formação Eoceno San Cristóbal (Eoceno Inferior do Grupo Salinas), Grupo Chacra (Eoceno Echinocyamus Inferior, Formação Clavel (Pariñas), Formação Talara Inferior (Médio Eoceno) e a Formação Chira-Heath (Eoceno Superior – Oligoceno Inferior). Kraemer et al (2001) acreditaram que a Formação Heath é a principal rocha geradora no sudeste da província da Bacia de Progreso (Figura 1.2). Folhelhos marinhos neríticos Palegredda do Eoceno Inferior e os Folhelhos Balcones (Grupo Mal Paso) são também considerados como importantes rochas geradoras ricas em matéria orgânica na província da Bacia de Talara por AIPC (sem data) e Zúñiga-Rivero et al (1998a, 1998b). Gonzáles & Alarcon (2002), no entanto, indicaram que a Formação Balcones – bem como as Formações Eocena Chira, Salina, e San Cristóbal, além da Formação Paleocena Petacas – não foram rochas geradoras de qualidade baseadas em COT, índices de hidrocarbonetos e outros dados. Os folhelhos da Formação Cretácea Monte Grande são principais geradoras de hidrocarbonetos de origem terrestre (tipo III – querogênio) e são potenciais fontes de gás seco; não há evidências de geração de gás seco na bacia (Gonzáles & Alarcon, 2002).

A AIPC calculou o carbono orgânico total (COT) de 151 amostras de folhelhos do Terciário coletados a partir de afloramentos e calhas de poços localizados entre Zorritos

(apenas norte da província da Bacia de Talara) e Talara (próximo ao campo de óleo de Portachuelo) (Figura 1.1). Oitenta e um folhelhos do Eoceno enquadraram-se entre 0,11% a 1,92% de COT, 15 amostras do Folhelho Máncora enquadraram-se entre 0,08% a 4,95% de COT, 35 folhelhos Heath estiveram entre 0,24% a 3,86% de COT, 13 folhelhos de Zorritos variam a partir de 0,22% a 13,12% de COT e 7 folhelhos Cardalitos enquadraram-se entre 0,15% a 1,62% de COT. Gonzáles & Alarcon (2002) indicaram que análises geoquímicas de amostras de 13 folhelhos e calcários compreendidos entre o Albiano e Oligoceno mostraram conteúdos de COT entre 1,1% – 1,3%. Valores acima de 1% de COT são potenciais rochas geradoras e abaixo de 1% são de potencial insignificante. A distribuição do grau API dos óleos para os campos das províncias da Bacia de Talara e Bacia de Progreso está mostrada na figura 1.40. Embora tenham similar distribuição, os óleos da província da Bacia de Talara tendem a ser um pouco mais pesados do que os da província da Bacia de Progreso. O percentual em peso de enxofre e o grau API de petróleos são ambos influenciados pela história de migração, biodegradação, evaporação, misturas e outros fatores geológicos e geoquímicos. A biodegradação pode resultar num crescimento em enxofre, pois, microorganismos digerem hidrocarbonetos de cadeias leves que possuem baixos percentuais ocasionando alguma dispersão de graus API como mostrado na figura 1.40. Muitos dos petróleos do Terciário, particularmente aqueles cujo grau API são menores do que 23, apresentam alguma biodegradação, concomitantemente com uma segunda fase de migração, baseado em exames de cromatografia gasosa/curva de espectrometria de massa. Existem amostras de petróleos do Terciário biodegradadas como mostrado no gráfico 2. A amostra de petróleo bem a esquerda tem uma segunda fase de migração. O gráfico 2 mostra o grau API versus peso percentual de enxofre para óleos das províncias da Bacia de Talara e da Bacia de Progreso. O enxofre contido em 20 petróleos analisados na província da Bacia de Talara estão entre 0,03% a 0,26% com um percentual médio de 0,06% (Tabela 1) (GeoMark, 1998).

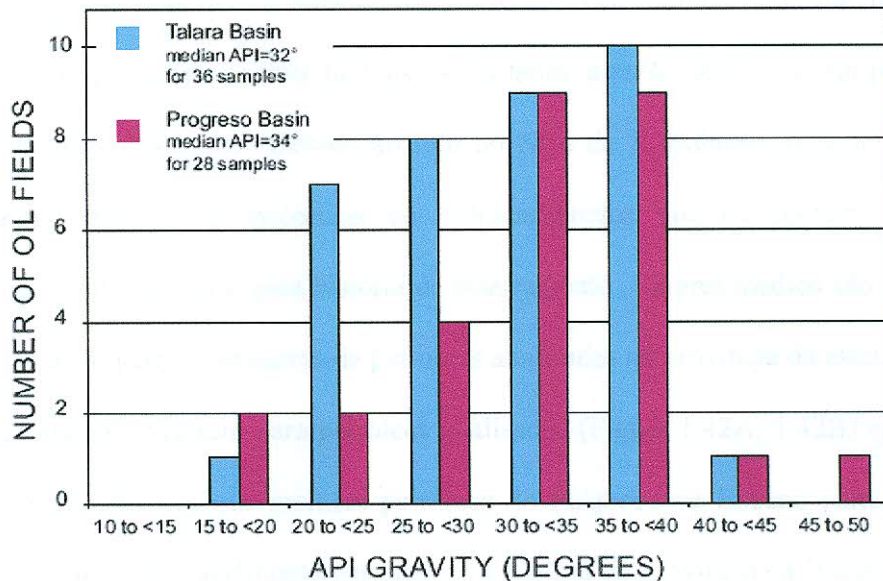
**Tabela 2 - Estatísticas registradas para os campos de petróleo e gás na província da Bacia de Talara.**

[Anos de produção são de 1869 até 1996. Os dados mostrados para todos os campos e formações indiferentes da formação produtora. A maioria da produção está registrada juntamente. O número (n) de pontos de dados segue cada coluna. MMBO, milhões de barris de óleo; MMBOE, milhões de barris de óleo equivalente; CUM, acumulativo; BCFG, bilhões de pés cúbicos de gás; cfg/BO, pés cúbicos de gás por barril de óleo; mD, milidarcey. As fontes de dados são Perupetro (1999a), Petroconsultants (1996) e GeoMark (1997)].

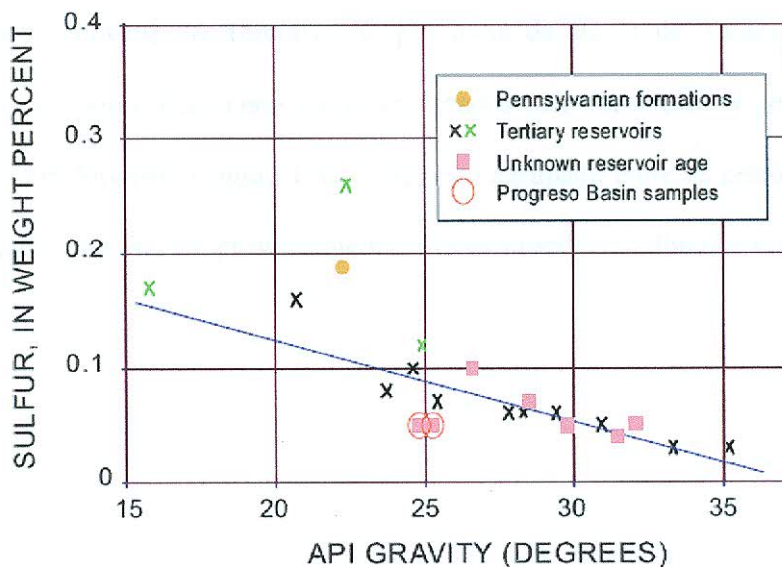
	Oil fields	n	Gas fields	n
Number of oil fields		26		
Number of oil and gas fields and gas fields		13		3
Listed fields with 1 MMBOE CUM and greater		9		0
Cumulative oil production (MMBO)	1,685 <sup>1</sup>		0	0
Cumulative gas production (BCFG)	1,950	3		0
Median gas-oil ratio (cfg/BO)	1,045	8		
Ranges of gas-oil ratio (cfg/BO)	69-4,574	8		
Median water saturation (percent)	42	15		0
Range of water saturation (percent)	30-55	15		0
Median API gravity (degrees)	31.8	36		
API gravity (degrees) - ranges	16-41	36		
Median percent sulfur in oils	0.06	20		
Range of sulfur in oils (percent)	0.03-0.26	20		
Median net perforated thickness (m and (ft))	30 (98)	13	17 (56)	3
Maximum net perforated thickness (m and (ft))	245 (800)	13	20 (66)	3
Median maximum drill depths of fields (m and (ft))	1,500 (4,90)	39	2,880 (9,460)	3
Maximum depths of drilling of fields (m and (ft))	2,570 (8,430)	39	3,300 (10,840)	3
Range of water depths (m and (ft))	82-230 (25-70)	9	35-66 (115-220)	2
Range of porosity (percent)	15-25	48		0
Range of permeability (mD)	20-1000	16		0

Existe somente uma população de petróleo analisado das províncias das Bacias de Talara e de Progreso. O único petróleo da Formação Pennsylvaniana Amotape está agrupado com petróleos do Terciário na província da Bacia de Talara. Rochas reservatórios da Formação Pennsylvaniana Amotape são em maioria quartzitos e, alguns folhelhos associados do Paleozóico, seriam super maduros com relação à geração de hidrocarbonetos. Este petróleo do Pennsylvaniano do campo de Portachuelo pode ter sido gerado a partir de folhelhos do Terciário e migrado através de falhas e fraturas na Formação Amotape ou, poderia estar associado com misturas de óleos a partir de várias rochas geradoras. A produção do campo de petróleo é originada das Formações Cretáceas Superior Redondo e Eocena Salina, sendo registradas juntamente. Zúñiga-Rivero et al (1999) estabeleceram que a Formação Amotape pode ser um reservatório comercial em áreas onde é altamente fraturada e capeadas pelo

Folhelho Cretáceo Redondo. Devido ao fato da sobreposição das Formações Muerto, Tablones e Redondo conterem prováveis rochas geradoras, poderiam ser igualmente geradoras de petróleo me reservatórios do Amotape.



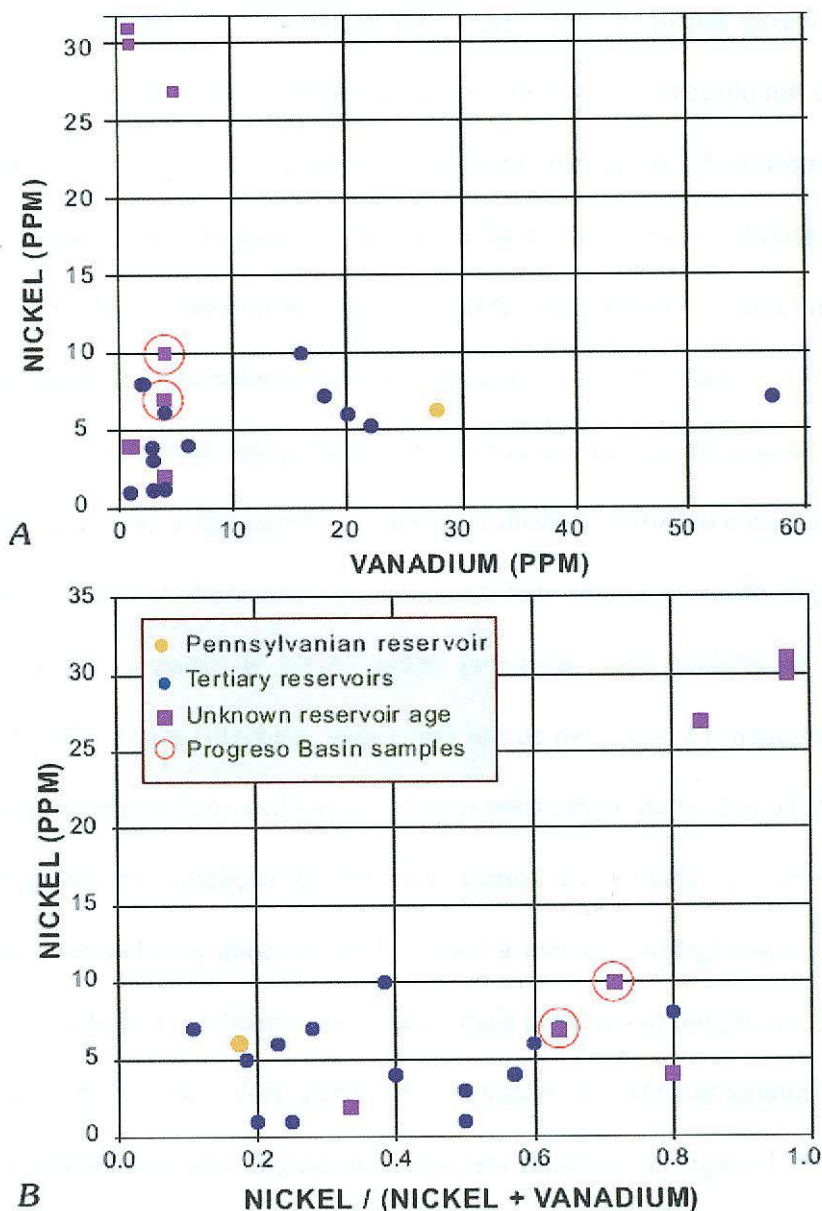
**Gráfico. 1** - Grau API dos petróleos de campos das províncias de Talara e de Progreso. Os petróleos leves são comumente caracterizados por um grau API de 31° - 55°; os médios por 22° - 31° e os pesados por menos de 22°.



**Gráfico. 2** - Grau API e peso percentual de enxofre em petróleos de campos selecionados ao longo das províncias da Bacia de Talara e da Bacia de Progreso, Equador e Peru (GeoMark, 1998). Baseado na distribuição de dados parece ser uma única população destas províncias. O desvio nos dados pode resultar parcialmente de métodos analíticos e a partir de biodegradações de petróleos em reservatórios do Terciário. Três petróleos do Terciário que indicam biodegradação estão mostrados em verde.

Concentrações de níquel (Ni) e de vanádio (V) em hidrocarbonetos podem ser influenciadas pelo ambiente deposicional (marinho versus não-marinho), folhelhos versus rochas geradoras carbonáticas, história de migração e por fatores que removam cadeias mais leves de hidrocarbonetos, resultando assim, em cadeias atômicas maiores, nas quais esses elementos são preferencialmente ligados. No entanto, a razão de Ni e V em petróleos é bem estável ao longo do tempo. Devido ao fato do Ni e do V exibirem propriedades químicas semelhantes, eles, e as moléculas de hidrocarbonetos que os contêm, são em geral similarmente influenciados pela história de soterramento. Valores médios são 5,5 PPM de Ni e 4,0 PPM de V para 20 amostras de petróleos analisadas na província da Bacia de Talara. As razões de níquel e vanádio para petróleos analisados (Figura 1.42A, 1.42B) apresentam uma população de amostras que incluem petróleos do Paleoceno e Eoceno para a província da Bacia de Talara e provavelmente petróleo do Terciário da província da Bacia de Progreso. O exame visual de grupos de amostras de petróleos poderia indicar vários conjuntos de rochas geradoras da província da Bacia de Talara, mas, este exame está extraviado. Cada “grupo” de três, ou mais amostras do Terciário na província da Bacia de Talara é uma mistura de petróleos do Eoceno e Paleoceno sendo segregados pela formação. O petróleo da Formação Pennsylvaniana Amotape (Figura 1.41, 1.42) está agrupado entre os petróleos do Terciário, o qual nos sugere que este foi provavelmente gerado a partir de folhelhos marinhos.



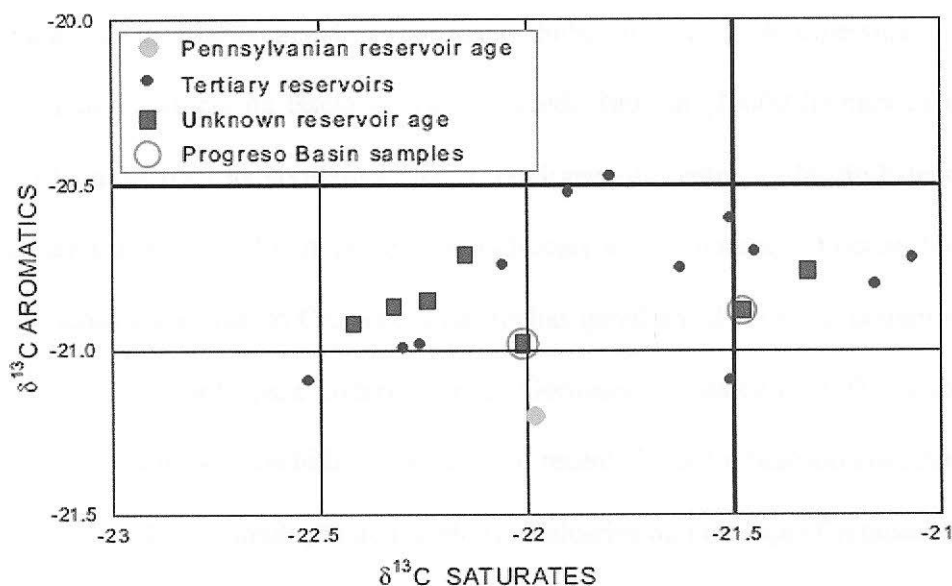


**Gráfico. 3.A e 3.B** - A razão de níquel e vanádio (Ni/V) em partes por milhão (ppm) e, petróleos das províncias da Bacia de Talara e da Bacia de Progreso. Esse razão tende a ser constante no tempo e podem indicar diferentes idades e litologia de rochas geradoras. A distribuição de dados para A e B mostram uma amostra populacional de petróleos das províncias da Bacia de Talara e Progreso. As amostras da Bacia de Talara são geralmente menores ou iguais a 10 ppm Ni e 30 ppm V; uma amostra de reservatório do Paleoceno contem cerca de 7 ppm Ni e quase 60 ppm V. O único petróleo Pennsylvânico-Amotape é característico de uma geradora do Terciário. As amostras de Talara que têm na sua maioria 25 ppm em níquel são provavelmente também de uma geradora do Terciário, baseados em dados geoquímicos. O isolamento destas amostras pode representar uma geradora mais terrígena para essas do que para outras amostras.

Os petróleos da província da Bacia de Talara eram de rochas geradoras de origem similar, tais como, folhelhos depositados num ambiente marinho, baseado nas distribuições de dados nos gráficos 3A e 3B. Prováveis exceções para isto são as três amostras de petróleos localizadas no canto superior esquerdo do gráfico 3A e canto superior direito do gráfico 3B. Embora estes petróleos sejam de uma desconhecida, mas, provável geradora do Terciário, tendo concentrações de V similares a de outros petróleos do Terciário, o conteúdo de Ni é muito maior em 27 a 31 PPM. Isto pode ser devido a uma diferença de ambiente deposicional. Estes petróleos podem ter sido gerados a partir de folhelhos marinhos e misturas de marinhos e não marinhos que continham uma grande quantidade inicial da razão níquel-vanádio. A mistura de petróleos a partir de várias rochas geradoras pode também ter influenciado o conteúdo de Ni e V destes petróleos, bem como outros petróleos. Cromatogramas de gás de três mesmos tipos de petróleos exibem um estágio mais antigo de biodegradação seguido por um segundo pulso de migração de hidrocarbonetos em direção ao reservatório. Estes hidrocarbonetos secundários apresentam de menor à extensa biodegradação, como indicado pela concentração de hidrocarbonetos de cadeias mais pesadas em relação a outros mais leves. Muitos também, apresentam dois pulsos de migração de hidrocarbonetos com petróleos secundários relativamente não degradados. Isto está indicado na figura 1.40 pelo grau API médio de 32° para petróleos da província da Bacia de Talara; A maioria dos petróleos listados no banco de dados do GeoMark é de graus leves a médios.

A distribuição de  $^{13}\text{C}$  de hidrocarbonetos saturados e aromáticos a partir de petróleos que cruzam a província da Bacia de Talara e da Bacia de Progreso está mostrada na figura 1.43. Os petróleos foram identificados utilizando-se dados a partir do banco de dados da GeoMark (1998) e Petroconsultants (1996). Há apresentado uma população de amostra para todos os petróleos analisados nas províncias da Bacia de Talara e da Bacia de Progreso. Os dois petróleos da Bacia de Progreso nos figuras 1.42A e 1.42B estão não identificados, mas,

são provavelmente do Eoceno. As 20 amostras de petróleo de Talara são principalmente do Talara Eoceno, Clavel (Pariñas), Arenitos Chacra, Arenitos Basal e Mogollon do Grupo Salina. Uma amostra de petróleo está listada no banco de dados no GeoMark como sendo a partir da Formação Pennsylvaniana Amotape no campo de Portachuelo (Figura 1.1). Agrupando-se essa amostra (Figura 1.43) com as outras (maioria) amostras do Eoceno indicam que esta é derivada a partir de rochas geradoras do Terciário.



**Gráfico. 4** - A distribuição de isótopos de  $\delta^{13}\text{C}$  para hidrocarbonetos saturados e aromáticos das províncias da Bacia de Talara e Progreso (GeoMark, 1998). O agrupamento de dados indica que os petróleos amostrados das províncias da Bacia de Talara e Progreso têm uma rocha geradora comum.

### 1.6.1.2.2 Maturação e migração

As rochas geradoras do Paleozóico até o Terciário que cruzam a Colômbia, Equador e Peru, tornaram-se termicamente maduras para geração de petróleo durante as fases do Neogeno do desenvolvimento da bacia (Pindell & Tabbutt, 1995). A maturação de rochas geradoras, compreendidas na coluna estratigráfica inteira, provavelmente iniciou-se durante o Mioceno, quando os sedimentos da província da Bacia de Talara alcançaram suas espessuras máximas. Kingston (1994), no entanto, acreditou que a seção era bastante fina no final do Eoceno para que as rochas geradoras gerassem hidrocarbonetos. A espessura das rochas sedimentares da província da Bacia de Talara excede 8000 m (26000 ft) para carbonatos e arenitos do Médio-Cretáceo, combinadas com conglomerados entre argilas do Paleoceno e do Eoceno (Raez Lurquin, 1999). A geração de hidrocarbonetos durante o Eoceno foi possível através de rochas geradoras do Cretáceo, mas, rochas geradoras do Eoceno podem não terem sido soterradas o bastante para poderem gerar. Gonzáles & Alarcon (2002) estabeleceram como a geração e migração de hidrocarbonetos no recente Eoceno, baseado em seus modelos de geração, migração e acumulação de folhelhos e calcários da Formação Cretácea Redondo.

O início da maturação e armazenamento foi, provavelmente, no Mioceno, logo após o início da geração de petróleo do Eoceno recente, ou Mioceno, por causa da proximidade da provável geradora às rochas reservatórios. O falhamento e o fraturamento que cruzam a província da Bacia de Talara teriam proporcionados o aumento da migração vertical de hidrocarbonetos. Cromatogramas de gás dos petróleos do Paleoceno, provenientes de vários campos que foram dispersos cruzando a bacia, nos dão evidências de dois ou mais estágios de migração; desde a menor até a mais extensiva biodegradação observa-se sobreposição de petróleo migrado mais recente não biodegradado ou que exibe menor biodegradação das cadeias de hidrocarbonetos mais leves. Dados cromatográficos de gás e espectrográficos de

massa mais a presença de pequenas trincas indicam que a migração ativa é ainda ocorrente na bacia. O grau API médio é de 31,8° a 36° cruzando a bacia (tabela 1).

Zúñiga-Rivero *et. al* (1998b) concluíram que (1) muita, ou toda, migração de hidrocarboneto ocorreu seguindo uma branda fase compressiva devido ao fato da distribuição areal de petróleo e gás serem indicativas de trapeamento original em fechamento anticlinal ou domal; e (2) o falhamento normal subsequente modificou a estrutura e também redistribuiu os hidrocarbonetos a alguma extensão, possivelmente auxiliando no segundo pulso de migração. Sanz (1988) acreditou que a migração lateral de hidrocarbonetos foi limitada na porção continental dos campos da província da Bacia de Talara. O petróleo foi gerado em folhelhos imediatamente adjacentes e sub-postos ao reservatório. Sanz (1988) não apresentou nenhuma evidência geoquímica, no entanto, para se manter a sua opinião baseou-se em análises de amostras de poços e afloramentos. A porção norte da província da Bacia de Talara é extensivamente falhada, proporcionando assim, a presença de potenciais condutos para a migração de hidrocarbonetos. É provável, no entanto, que houve uma mistura de migrações laterais e verticais de hidrocarbonetos.

González & Alarcon (2002) indicaram, baseados em dados magnéticos, gravimétricos, sísmicos e geoquímicos, que (1) a migração de hidrocarbonetos se deu principalmente a partir de rochas geradoras do Cretáceo na porção mais profunda da bacia lateralmente através de falhas e, 20-600 m na vertical ao longo de falhas no interior de trapas estruturais; (2) migração vertical subsequente ao longo de sistemas de falhas e distâncias de migração lateral de 10-50 km, baseadas em dados geofísicos e geoquímicos e em mudanças no grau API de petróleo dos reservatórios que estão, progressivamente, mais distantes das “cozinhas” e (3), houve vários períodos de migração, baseados parcialmente em recente biodegradação de petróleos seguidas por posteriores petróleos não biodegradados.

### 1.6.1.2.3 Rochas Reservatório

Há mais de 40 campos de óleo e (ou) gás na província da Bacia de Talara (Tabela 1), com produção de mais de uma dúzia de formação por poço; e toda a produção é reportada conjuntamente (Petroconsultants, 1996). Os reservatórios primários são arenitos marinho-costeiro do Eoceno. Três campos que produzem óleo e gás de quartzitos da Formação Amotape do Pennsylvaniano também tem óleo em arenitos do Eoceno e (ou) Cretáceo; um quarto campo, o agora abandonado campo de Zorro, produziu cerca de 100.000 BO apenas da Formação Amotape. Óleo e gás em quatro outros campos são de arenitos Formação Cretácea Redondo e Formações Cretáceas Ancha e Petacas do Grupo Basal Mal Paso. Um campo produz gás da Formação Máncora do Oligoceno.

Os reservatórios são principalmente arenitos das seguintes unidades estratigráficas:

- Formação Pennsylvaniano Amotape de quartzitos fraturados,
- Folhelho Redondo do Cretáceo Superior e Formação Ancha e Petacas do Cretáceo Superior do Grupo Mal Paso,
- Arenitos Paleoceno das Formações Mesa e Balcones, parte superior (upper) do Grupo Mal Paso,
- Grupos Chacra e Salinas do Eoceno Médio e Inferior (incluindo Basal Salina, San Cristobal, Mongollon (Manta), Ostrea (Tangue, Pardo), Palegredda, Clavel (Pariñas), e Formações Echinocyamus),
- Grupo Talara do Eoceno Médio e Superior (incluindo o Terebratula, Helico, e Formação Talara (Pozo, bacia meridional, Media e Yapato no norte)),
- Formação Verdun do Eoceno Superior do Grupo Lagunitos,
- Formação Máncora do Oligoceno.

Arenitos da Formação Amotape são revestimentos discordantes dos Calcários, arenitos e folhelhos cretáceos, que estão em contato não conforme com rochas do Terciário. A espessa seqüência de camadas do Cretáceo Superior até o Eoceno na província da Bacia de Talara acumulou fundamentalmente em ambientes deposicionais fluviais deltaicos, com alguns turbiditos marinhos *offshore* (AIPC, sem data). Embora a camada do pré-Neogeno sejam lateralmente contínuos através da bacia, a seqüência vertical é também cortada por não conformidades internas (Zúñiga-Rivero & Hay-Roe, 1998). Camadas erodidas do Mesozóico e Paleozóico foram a fonte inicial de detritos clásticos: análise petrográfica confirma que os arenitos são ricos em quartzos com pequena porção de material vulcânico (Raez Lurquin, 1999). Os sedimentos do Paleoceno e Eoceno vieram do noroeste a sudeste; a origem foram as terras altas que resultou do levantamento compressional dos Andes e outras áreas montanhosas (Perupetro, 1999; Pindell e Tabbutt, 1995; Raez Lurquin, 1999). Arenitos entremeados na direção oeste com folhelhos marinhos e não marinhos (Pindell e Tabbutt, 1995), criando reservatórios empilhados de arenitos com selos estratificados de folhelhos e potenciais rochas geradoras. Zúñiga-Rivero et al (1998a) indicando que suas interpretações estratigráficas e estruturais são baseadas sobre aproximadamente 13.037 linha - Km de perfis sísmicos que tem sido corrido na bacia, do qual 88% é *offshore* com profundidade de água de 5.000m ou mais. Levantamentos sísmicos antigos *onshore* de qualidade pobre devido principalmente à espessa cobertura de depósitos calcáreos marinho-rasos do Pleistoceno, mas levantamentos sísmicos marinhos modernos têm gerado dados regulares a excelentes (Zúñiga-Rivero et al, 1998a).

A seqüência sedimentar Paleoceno-Eoceno é inteiramente clástica (Figura 1.2) e é caracterizada por arenitos fluviais e deltaicos marinho-rasos, folhelhos marinhos, e turbiditos; sedimentos básicos são cerca de 75% clásticos mas contem calcáreos oolíticos, recifais e micríticos espessos e difundidos que foram considerados por Zúñiga-Rivero et al (1998a)

como sendo a mais importante rocha geradora de hidrocarbonetos. Camadas do Eoceno incluindo arenitos do litoral e da praia, e (dentro) conglomerados grossos, bem como canais de arenitos turbidíticos (Zúñiga-Rivero et al, 1998b). Arenitos e grãos conglomerados mostram um alto grau de arredondamento e seleção que é característico de rochas de máxima resistência, indicando várias fases de reciclagem antes da sedimentação final (Raez Lurquin, 1999).

Bianchi (2002) listou faixas de porosidade e permeabilidade para as seguintes formações (Nota: nenhuma informação foi fornecida sobre a fonte dos dados ou número ou tipo de análises):

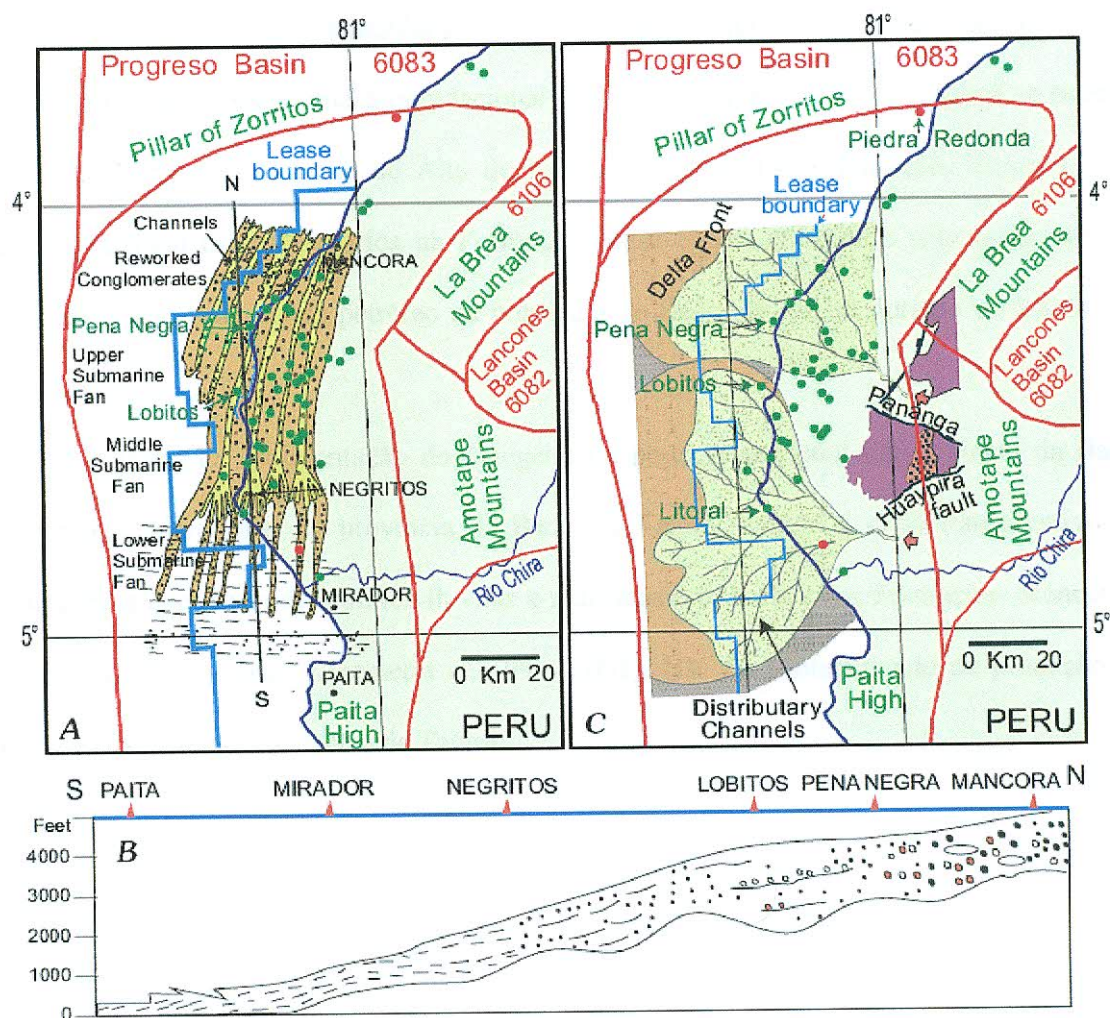
1. Arenitos da Formação Helico, 12-15% de porosidade, 2-5 milidarcies (mD) de permeabilidade,
2. Clavel (Pariñas), 11-19% de porosidade, 60-120 mD de permeabilidade,
3. Manta (Mongollon) 8-10% de porosidade, 0,15 mD de permeabilidade, e
4. Areia Basal Salinas, 11-16% de porosidade, 14-20 mD de permeabilidade.

(Intervalos de porosidade do reservatório para a Formação Mongollon no Campo de Pena Negra mostrado na figura 1.44) variam de 9 a 10.6%, e a saturação de água é 45.1 a 46.3% (Chaves e Rodrigues, 2002). A Formação Eocena Helico na área do campo consiste de arenitos conglomeráticos e arenitos de grãos muito finos a médios (Robles Chaves e Lopez Chaves, 2002). Os ambientes deposicionais foram três conjuntos separados de turbiditos marinhos de água profunda, que é o arenito de melhor qualidade presente dentro do sistema de canais; o tamanho dos grãos decresce de leste a oeste. Estes canais de arenito são descontínuos lateralmente, resultando em compartimentalização do reservatório. A Formação Helico tem uma espessura vertical de 152 m; sua porosidade média é 12% na plataforma *offshore* PN3 no campo de Pena Negra.



Bianchi (2002) apontou que a Formação Clavel (Pariñas) é fluviodeltáico e a direção de transporte era principalmente no sentido noroeste para sudoeste. Os reservatórios da Formação Clavel (Pariñas) dentro do campo de Lobitos e Providencia são compostos de arenitos fluviodeltáicos com folhelhos e argilas intercaladas (Figura 1.44); os reservatórios são extensivamente falhados, com hidrocarbonetos trapeados em horsts, grabens e outras estruturas (Lopeset al, 2002). A espessura da Formação Clavel (Pariñas) nos campos de Lobitos e Providencia é de cerca de 180 a 350 m, respectivamente; a profundidade do topo da formação varia de 825 a 1.280 m em Lobitos e de 395 a 580 m em Providencia; faixa de porosidade e permeabilidade de 30 a 50 mD, e 12m a 18%, respectivamente (Lopezet al, 2002). Os resultados são baseados sobre perfis geofísicos de poços espalhados na área dos campos, dentro do qual mais de 800 poços tem sido furados.

A formação Mongollon na metade setentrional na província da Bacia de Talara varia de espessura de cerca de 180 a 640 m e é composta de folhelho, arenito, e conglomerados que originaram de ambientes deposicionais fluviodeltáicos a submarinos; a direção de transporte foi de noroeste para sul e a energia deposicional decresce na direção ao mar e ao sul (Figura 1.44) (Chavez e Rodrigues, 2002). A formação é extensivamente fraturada, com falhas orientadas primariamente na direção leste-noroeste na área dos campos Tunal e Pena Negra (Figura 1.44); os eixos do campo estão orientados principalmente na direção nordeste-sudoeste e alguma produção são limitadas pelas falhas (Benito e Arispe, 2002).

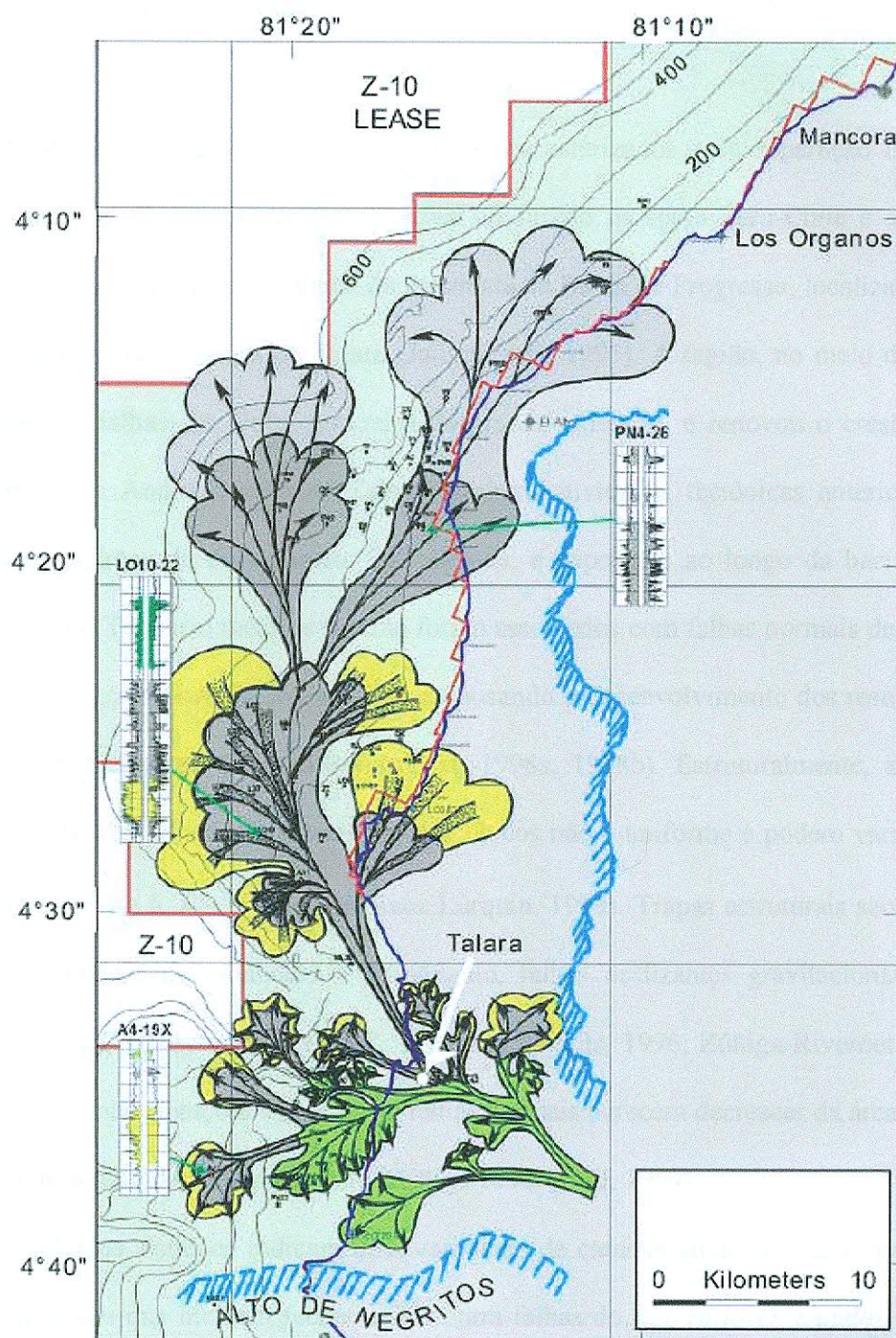


**Figura 1.41** - Modelos deposicionais para as Formações Mogollon (Eoceno) (A,B) e Clavel na parte setentrional da Bacia de Talara. A Formação Mogollon tem uma progressiva descida em direção ao sul por energia deposicional, a partir de conglomerados retrabalhados em canais flúvio-deltaicos até folhetos atrás de leques submarinos (modificado por Chavez Cerna e Rodrique Rios, 2002). A linha da seção cruzada está marcada por N e S. Os sistemas flúvio-deltaicos da Formação Clavel (Pariñas) exibem diminuição na direção oeste em energia deposicional com associada diminuição em tamanhos de grão sedimentar; os principais reservatórios são arenitos de canais distributários (modificado por Lopez Chavez et al., 2002). O amarelo está onshore, púrpura escuro é intrusão ígnea e, pontos verdes e vermelhos são pontos centrais de campos de petróleo e gás respectivamente.

González Torres (1999) indicou que a arenitos Basal Salina no terço setentrional da bacia (1) consistem principalmente de leques de turbiditos e vales incisos preenchidos que programam para o sudoeste, noroeste, e nordeste, (2) são parte de um complexo de seqüências fluviodeltáicas empilhadas que foi depositado no Eoceno inferior e Paleoceno superior, e (3) originada primariamente de erosão de rochas Paleozóicas e Cretáceas do Alto de Negritos

(Figura 1.45). Em geral, o tamanho do grão e a energia deposicional aumentam na direção setentrional junto à seqüência progradacional (Gonzáles Torres, 1999). O sistema se estende por mais de 50 km ao norte de Alto de Negritos (Figura 1.45). Gonzáles Torres (1999) indicou também os reservatórios na Formação Basal Salina contribuiu com quase 40 por cento da nova produção de petróleo na província da Bacia de Talara durante os últimos 15 anos.

A história da sedimentação do Neogeno na parte setentrional da província da Bacia Progreso e meridional da província da Bacia de Talara seguem o ciclo transgressivo do Oligoceno e deposição de arenitos fluviais e marinhos e folhelhos das Formações Máncora e Heath (AIPC, sem data; Kraemer et al, 1999, 2001). Não há conhecimento de produção do Neogeno na província da Bacia de Talara.



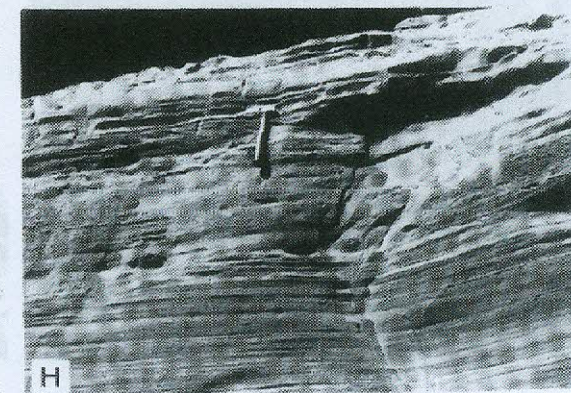
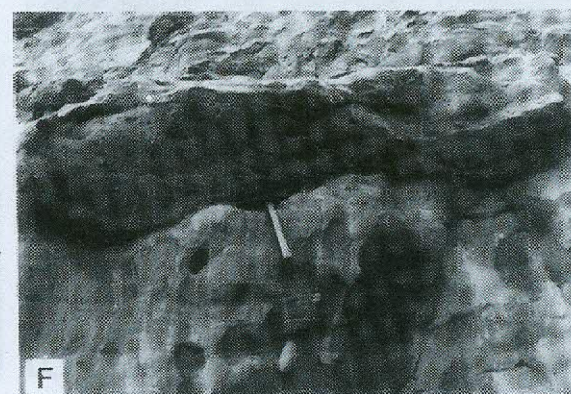
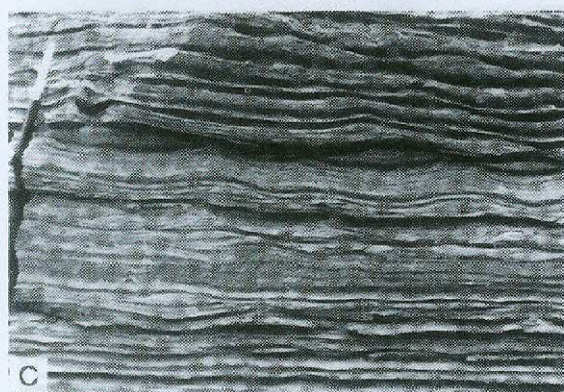
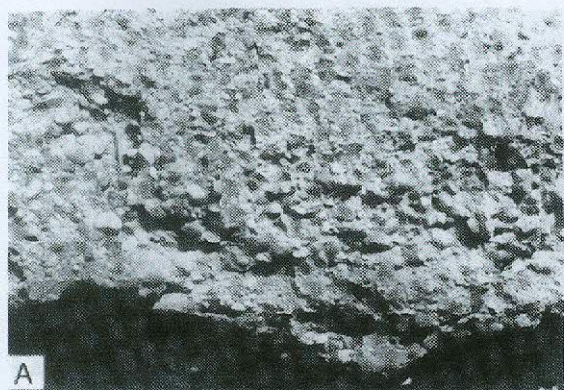
**Figura 1.42** - Modelo deposicional deltáico da Formação basal Salina na porção setentrional da Bacia de Talara (Gonzalez Torres, 1989; reimprimiu com permissão do autor, 24/06/02). A direção de transporte sedimentar e a fonte desses lobos empilhados (cinza, verde e amarelo) foram principalmente de rochas do Paleozóico e Cretáceo do Alto de Negritos. O intervalo do contorno offshore é de 30 m. A linha azul corresponde à linha costeira e a linha vermelha segrega blocos de arrendamento.

#### 1.6.1.2.4 Trapas e Selos

O Oligoceno superior e o Mioceno são caracterizados pela separação da Placa de Nazcar da Placa Sul Americana, com ativa subducção na fossa Peru-Chile e a criação da porção Neogeno na parte meridional da província da Bacia de Progreso, localizada na borda norte da província da Bacia de Talara (Jaillardet al, 1995). A região, no meio do Mioceno, experimentou falhas em bloco, tectônica de grande extensão, e renovou o crescimento das montanhas dos Andes a leste de Talara. Embora atividades tectônicas anteriores tenham afetado os padrões de dobramento, falhamentos, e deposição ao longo da bacia, o regime extensional do Terciário médio e recente foram associados com falhas normais de alto ângulo que trapeou e redistribuiu hidrocarbonetos, causando o desenvolvimento dos reservatórios de blocos de falhas atuais (Zúñiga-Rivero et al, 1998a, 1998b). Estruturalmente, a área é um sistema de blocos falhados – o tamanho dos blocos não é uniforme e podem variar de 100 a 1.500 acres (0,4 a 6  $Km^2$ ) ou mais (Raez Lurquin, 1999). Trapas estruturais são geralmente de falhas normais de moderado a alto-ângulo, falhas deslizantes gravitacionais de baixo ângulo, e falhas transcorrentes (AIPC, Petroconsultants, 1996; Zúñiga-Rivero et al, 1998b). Baseados em interpretações sísmicas, as falhas normais parecem decrescer da área *onshore* da bacia intensamente falhada para oeste (Zúñiga-Rivero et al, 1999).

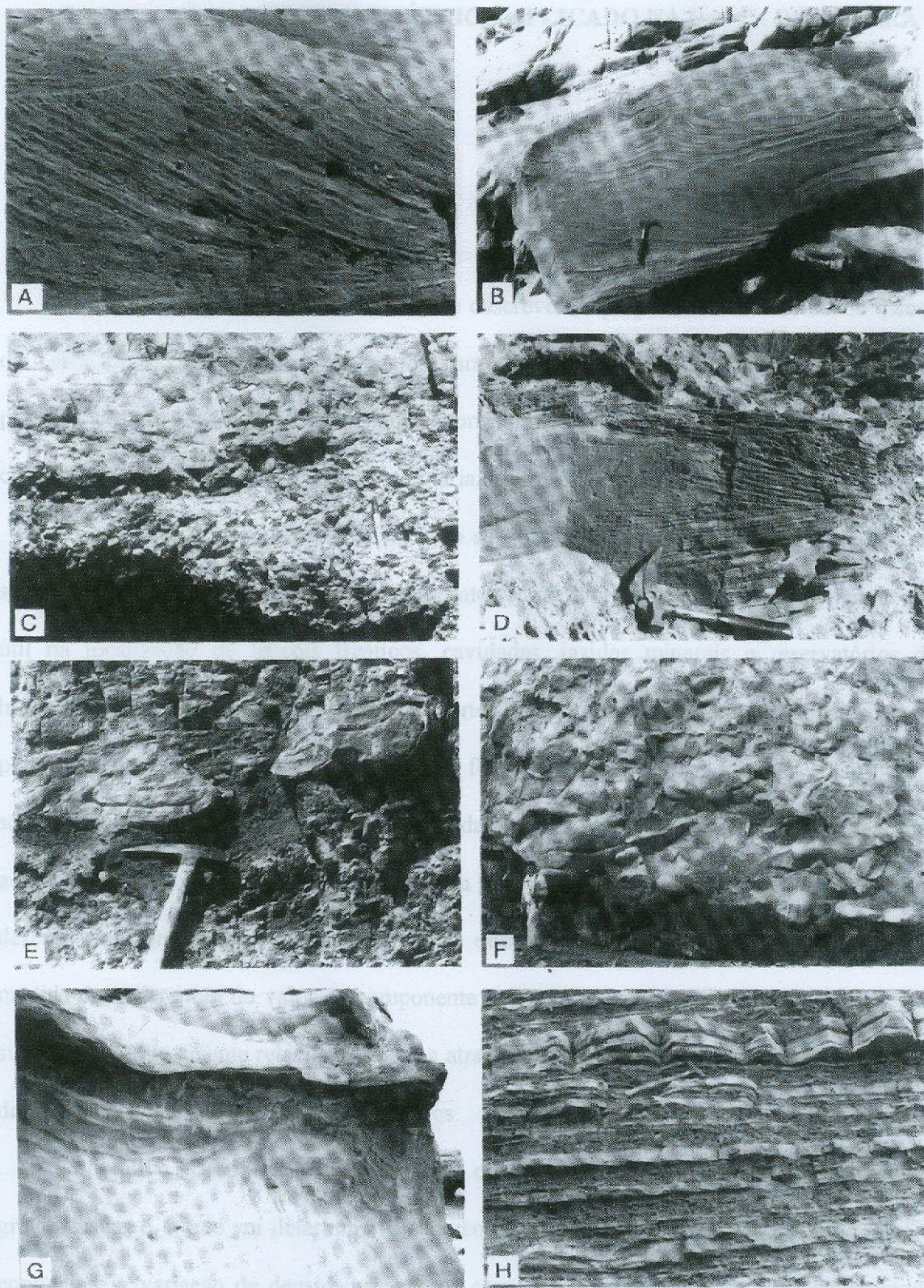
Resultados sísmicos indicam uma variedade de características de trapas para Talara e bacias limitadas que incluem fechamento contra falhas do tipo *rollover* e *updip*, e *pinch-out* estratigráfico (deposito turbidíticos em canal) e *onlap* sobre altos antigos (Zúñiga-Rivero et al, 1998a). A fonte de sedimentos é primariamente do leste, nordeste, e sudeste (Perupetro, 1999; Pindell e Tabbutt, 1995), e os padrões deposicionais associados com estas fácies fluviais, linha costeira, turbiditos, marinhos e outros influenciam fortemente os tipos e locações dos selos. Zúñiga-Rivero et al (1998b) indicam que folhelhos marinhos segregam e selam ambas

as camadas de arenitos rasos e de água profunda. Folhelhos marinhos intercalados e sobrepostos são os selantes primários de reservatórios. Algumas unidades são compostas de múltiplos arenitos separados por folhelhos. Selos laterais são (principalmente normal) falhas deslocadas horizontais, e *pinch-outs* de deposição lateral ou erosionais de arenitos geralmente marinhos em folhelhos (Zúñiga-Rivero et al, 1998b).



Planta 2 (A - H)

Planta 1 (A - H)



**Planta 2 (A - H)**

região, que seja na superfície, ou no subsolo. Essas variações de densidades são relativamente pequenas e os efeitos gravitacionais devido as massas locais são muito



## **2. MÉTODO GRAVIMÉTRICO APLICADO NA BACIA DE TALARA**

### **2.1 Método Gravimétrico**

#### **2.1.1 Introdução**

A Geofísica tem como intuito estudar e descrever as propriedades e fenômenos físicos da Terra, desenvolvendo assim, modelos para a melhor compreensão e descrição dessas propriedades e fenômenos. Usa conceitos e teorias de vários campos, dentre os quais podemos citar a Sismologia, Gravimetria, Magnetometria, Eletromagnetismo e Eletricidade.

Existe muito interesse em se conhecer o subsolo terrestre e suas propriedades para que se possa realizar tentativas de previsão de eventos como terremotos e vulcanismo, além de ser útil na localização de lençóis freáticos, cavidades, jazidas minerais e reservatórios de hidrocarbonetos. A busca de novos reservatórios de hidrocarbonetos é de vital importância para uma empresa de petróleo objetivando o fornecimento desse importante recurso para a sociedade e, na indústria de petróleo, uma das muitas técnicas geofísicas utilizadas para auxiliar na busca desse recurso energético é a Gravimetria. Essa técnica, que procuraremos descrever ao longo desse texto, se baseia no estudo do campo gravitacional terrestre e na medida das diferenças do valor da componente vertical da aceleração gravitacional que, por sua vez, está diretamente relacionada com a atração entre os corpos e ao fato de observarmos diferenças de densidades dos corpos massivos.

O objetivo desse método é pesquisar o interior da Terra a partir das anomalias gravimétricas e, o que vai determinar o sucesso (ou não) da aplicação desse método, será o contraste e a variação de densidade entre os corpos que fazem parte de uma determinada região, quer seja na superfície, ou no subsolo. Essas variações de densidades são relativamente pequenas e os efeitos gravitacionais devido as massas locais são muito

pequenos em comparação com o campo gravitacional terrestre como um todo (da ordem de 1 parte em  $10^6$  a  $10^7$ ).

Assim como o método magnético, de radioatividade e de algumas técnicas elétricas, o método gravimétrico está enquadrado como um método de fonte natural. Dentre os métodos de fontes naturais, o gravimétrico e o magnético são chamados de métodos potenciais.

### **2.1.2 Resumo da história da exploração gravitacional**

Galileu Galilei, aproximadamente em 1589, praticamente iniciou o estudo do campo gravitacional através de seus lendários experimentos de soltar objetos esféricos de pesos diferentes do alto de pranchas inclinadas, com o intuito de observar a influência do peso desses objetos na velocidade de queda. Johann Kepler construiu leis de movimento planetário que proporcionaram ao Sir Isaac Newton estabelecer uma lei de gravitação universal. As expedições da Academia Francesa de Lapland e Peru (Equador) em 1735-1745 forneceram a Pierre Bouguer a oportunidade de estabelecer muitas das relações gravitacionais básicas com a diferença do valor da gravidade devido à elevação, latitude, atração gravitacional horizontal - devido as montanhas -, bem como na diferença de densidades da crosta terrestre.

Capitão Henry Kater, em 1817, introduziu o pêndulo composto com centros de oscilação e suspensão intercambiáveis, o qual se tornou a principal ferramenta para investigação gravitacional durante cerca de um século. Devido ao fato das atrações gravitacionais serem muito pequenas, Baron Roland von Eötvös iniciou com as medidas derivadas ao invés de magnitudes totais. Ele completou a sua primeira balança de torção (uma modificação da balança de Coulomb) em 1890 e realizou o primeiro levantamento gravitacional sobre o gelo do Lago Balaton em 1901. F.A. Vening Meisnesz, em 1923, mediu

o valor da gravidade com pêndulo num submarino holandês e demonstrou variações da gravidade em várias áreas do oceano, sendo as maiores na região das trincheiras oceânicas da Indonésia.

Em dezembro de 1922, um levantamento com balança de torção no campo de petróleo de Spindletop iniciou a exploração geofísica de petróleo. Em 1924, um teste de poço no domo salino de Nash no Distrito de Brazoria no Texas, proporcionou por interpretação gravitacional, a descoberta de uma reserva de hidrocarboneto, se tornando assim, a primeira descoberta com essa técnica geofísica embora o primeiro poço produtor não surgisse na região até 1926.

Na última metade da década de 1920, observou-se um uso extensivo de levantamentos gravimétricos com o uso da balança de torção. Em 1929, o pêndulo portátil passou a ser utilizado, seguido em 1932 pelo gravímetro estático (e pelo gravímetro astático que não foi publicamente descrito até 1937). A partir de 1940, os gravímetros estáveis tornaram-se tão estáveis e convenientes que as balanças de torção e os pêndulos portáteis ficaram em desuso. LaCoste (1934) descreveu a mola de comprimento nulo (zero-length spring) mas, o primeiro gravímetro LaCoste operacional não surgiria até 1939. Em anos posteriores, os gravímetros seriam adaptados (LaFehr, 1980) para medidas abaixo d'água, em embarcações marítimas e aéreas, além de medidas em poços.

A maior contribuição (e mais recente) em nosso conhecimento da gravidade provém de satélites que nos proporcionam um maior conhecimento sobre a forma detalhada da Terra, mas que não traz importância significativa na exploração de jazidas.

Em meados da década de 1940, métodos gráficos e de *gridding* de anomalias isoladas foram desenvolvidos e as anomalias provocadas por formas simples foram calculadas. A computação, a partir da década de 1960, fez com que se aumentassem nossas capacidades de

interpretação tornando o objetivo mais recente, a solução do chamado problema de valor inverso.

### **2.1.3 Princípios de Gravitação Universal**

#### **2.1.3.1 Introdução**

A força exercida sobre um elemento de massa na superfície da terra tem duas principais componentes. Uma componente é devido à atração gravitacional entre as massas envolvidas (Terra e o elemento de massa) que será explicada através da Lei da Gravitação Universal de Newton e a outra, devido ao efeito de rotação da Terra. Para aplicação do método gravimétrico, será necessário considerar essas informações, já que, como já anteriormente mencionado, medimos as variações do valor da componente vertical da aceleração da gravidade que, por sua vez, está relacionada com os efeitos combinados dessas duas componentes (de atração e de rotação) além de outros fatores complicadores.

Se a Terra fosse um corpo esfericamente simétrico e não possuísse o movimento de rotação, o valor dessa atração gravitacional seria constante sobre toda a superfície. Como isso não é verdade, temos que conhecer e considerar a forma irregular da Terra. Devido a esses e outros efeitos, como rotação da Terra, topografia e variações laterais internas de densidade, a aceleração da gravidade  $g$  varia de acordo com a localização na superfície da Terra. A rotação da Terra conduz a uma dependência de latitude para a aceleração da gravidade em sua superfície. Devido ao fato da rotação distorcer a superfície da Terra produzindo um achatamento nos pólos e, conseqüentemente um “inchaço” no equador, a gravidade no equador é cerca de 5 partes em 1000 menor do que nos pólos. A Terra assume a forma de esferóide oblíquo e o campo gravitacional desse esferóide é o campo gravitacional de referência da Terra. A topografia e as não-homogeneidades na Terra conduzem às variações

locais de gravidade na superfície e essas variações são referidas como anomalias gravitacionais.

2.1.3.2 Aceleração gravitacional para um modelo da Terra distorcida pelo movimento de rotação.

A força gravitacional exercida sobre uma massa  $m'$  localizada num ponto exterior a Terra por um elemento de massa  $dm$  da Terra é dada por :

$$df_m = \frac{G.m'.dm}{b^2} \quad (2.1)$$

Onde  $G$  é a constante gravitacional universal com valor  $G=6.67 \times 10^{-11} m^3.kg^{-1}.s^{-2}$  e  $b$  é a distância entre  $dm$  e a massa  $m'$  no ponto  $P$ .

A aceleração gravitacional infinitesimal no ponto  $P$  devido à atração de  $dm$  é a força por unidade de massa exercida em  $m'$  na direção de  $P$ .

$$dg_m = \frac{df_m}{m'} \quad (2.2)$$

Combinando-se as equações 1.1 e 1.2 obtemos:

$$dg_m = \frac{G.dm}{b^2} \quad (2.3)$$

Se a distribuição de massa na Terra for exatamente conhecida, a atração gravitacional da Terra sobre uma massa unitária externa poderia ser obtida integrando-se  $dg_m$  sobre toda a distribuição e, supondo que toda a massa  $M$  da Terra esteja concentrada em seu centro, obteremos para a aceleração da gravidade:

$$g_m = \frac{G.M}{r^2} \quad (2.4)$$

Se agora ao invés de considerarmos toda a massa da Terra em seu centro mas, uma distribuição esfericamente simétrica  $\rho = \rho(r')$  e, levando em consideração um elemento de

volume  $dV = r'^2 \text{sen}\theta' \cdot \text{cos}\alpha \cdot d\psi' dr'$ , onde consideramos as coordenadas esféricas  $r', \theta'$  e  $\psi'$  para o elemento de massa  $dm$ , obteremos, após alguns passos algébricos, a mesma expressão (2.4) obtida antes, ou seja:

$$g_m = \frac{G.M}{r^2} \quad (2.5)$$

Logo, a aceleração gravitacional de uma distribuição esfericamente simétrica, medida num ponto externo, é a mesma se toda a massa da Terra localizada em seu centro.

Muito embora existam variações laterais de densidades na Terra e a sua forma seja achatada devido à distorção pela rotação, a direção da aceleração gravitacional num ponto externo é muito próxima da radial e apontada para o centro de massa da Terra. A equação (2.5) nos fornece uma excelente primeira aproximação para o valor de  $g_m$ .

Além da atração gravitacional expressa pela equação (2.5), o fato de a Terra ser distorcida devida à sua rotação, implica no surgimento de uma dependência com a latitude. Isso é observado claramente quando calculamos os valores da aceleração gravitacional no equador e nos pólos e comparamos um com o outro. À medida que, partindo do equador, nos deslocamos para os pólos, observaremos um aumento no valor de  $g_m$  e a expressão que nos fornece um valor que considera esse fato é:

$$g_m = \frac{G.M}{r^2} + \frac{3G}{r^4} \int r'^2 \left( 1 - \frac{3}{2} \text{sen}^2 \beta \right) dm \quad (2.6)$$

(Fórmula de MacCullagh)

O primeiro termo dessa expressão é o termo atrativo e o segundo é devido à distorção da Terra causada pela rotação. Nota-se agora uma dependência com a latitude  $\beta$ . Para a obtenção dessa expressão, desprezamos os termos de ordens iguais ou maiores do que 2.

Pode-se reescrever a expressão (2.6) em função dos momentos de inércia da Terra girante simétrica ao eixo de rotação. Chamando de  $C$  o momento de inércia em relação ao

eixo de rotação da Terra, de  $A$  o momento de inércia em relação ao eixo  $x$ , o qual é definido pelas coordenadas  $\theta = \frac{\pi}{2}$  e  $\psi = 0$ ,  $B$  o momento de inércia em relação ao eixo  $y$ , o qual é definido pelas coordenadas  $\theta = \frac{\pi}{2}$  e  $\psi = \frac{\pi}{2}$  e, ainda considerando as seguintes expressões para o cálculo desses momentos:

$$C = \int r'^2 \text{sen}^2 \theta' dm \quad (2.7)$$

$$A = \int r'^2 (\text{sen}^2 \theta' \cdot \text{sen}^2 \psi' + \cos^2 \theta') dm \quad (2.8)$$

$$B = \int r'^2 (\text{sen}^2 \theta' \cdot \cos^2 \psi' + \cos^2 \theta') dm \quad (2.9)$$

Para um corpo simétrico ao eixo de rotação em torno do eixo  $z$ , temos que  $A = B$  e, após manipularmos algebricamente as equações (2.6), (2.7), (2.8) e (2.9), podemos reescrever (2.6) como sendo:

$$g_m = \frac{G.M}{r^2} - \frac{3G(C-A)}{2r^4} \cdot (3 \cdot \text{sen}^2 \phi - 1) \quad (2.10)$$

Esta expressão é uma forma simplificada para a *fórmula de MacCullagh* para um corpo simétrico ao eixo de rotação. É comum escrevermos a diferença entre momentos de inércia como uma fração  $J_2$  de  $Ma^2$ , ou seja:

$$C - A = J_2 Ma^2 \quad (2.11)$$

Onde  $a$  é o raio equatorial da Terra. Em termos de  $J_2$ , a expressão para  $g_m$  é dada agora por:

$$g_m = \frac{G.M}{r^2} - \frac{3GMa^2 J_2}{2r^4} \cdot (3 \cdot \text{sen}^2 \phi - 1) \quad (2.12)$$

O campo gravitacional da Terra pode ser precisamente determinado por satélites e, os valores típicos dos termos na expressão da aceleração são:

$$\begin{aligned}
 a &= 6378,139 \text{ km} \\
 GM &= 3.986005 \times 10^{14} \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-2} \\
 J_2 &= 1.08270 \times 10^{-3}
 \end{aligned}
 \tag{2.13}$$

### 2.1.3.3 Aceleração gravitacional e aceleração centrífuga.

Um objeto na superfície da Terra também está sujeito a uma aceleração centrífuga  $g_\omega$  devido ao movimento de rotação da Terra. Contrariamente à gravitacional, a aceleração centrífuga provoca um afastamento do corpo de massa  $m$  em relação à superfície da Terra. Essa aceleração é dada por:

$$g_\omega = \omega^2 s \tag{2.14}$$

Onde  $s$  é a distância perpendicular do ponto  $P$ , na superfície da Terra, ao eixo de rotação. Se  $r$  é a distância do ponto  $P$  ao centro da Terra e  $\phi$  é a latitude do ponto  $P$ , temos que:

$$\begin{aligned}
 s &= r \cdot \cos \phi \\
 g_\omega &= \omega^2 r \cos \phi
 \end{aligned}
 \tag{2.15}$$

Existem duas componentes para a aceleração centrífuga, mas, a que nos interessa para o cálculo de  $g$ , será a componente radial  $g_r$  e a convencionamos como sendo negativa (implicando uma repulsão), já que, até aqui consideramos termos que são atrativos como sendo positivos. A expressão para essa componente é dada por :

$$g_r = -g_\omega = \cos \phi = -\omega^2 r \cos^2 \phi \tag{2.16}$$

A aceleração gravitacional  $g$  será dada pela soma de  $g_m$  e  $g_r$  com o seguinte resultado:

$$g = \frac{GM}{r^2} - \frac{3GMa^2 J_2}{2r^4} \cdot (3 \cdot \text{sen}^2 \phi - 1) - \omega^2 r \cos^2 \phi \tag{2.17}$$



Essa expressão nos fornece o valor da aceleração gravitacional num ponto na superfície localizado na latitude  $\phi$  e distância  $r$  até o centro de massa da Terra.

#### 2.1.3.4 O potencial gravitacional, elipsóide e geóide

Em virtude da sua posição no campo gravitacional terrestre, uma massa  $m$  possui energia potencial gravitacional  $U$ . A energia pode ser tratada como sendo o negativo do trabalho realizado para trazer uma massa do infinito até uma posição no campo. O potencial gravitacional  $V$  é, por definição, a energia  $U$  de um corpo dividida por sua massa  $m$ . O campo gravitacional é conservativo, sendo assim, o potencial só depende da posição em que se encontra no campo e não da trajetória realizada ao ser trazida de uma posição para a atual. Para calcular a expressão de  $V$ , usamos a expressão (2.12) e consideramos que um corpo de massa  $m$  seja trazido do infinito até um ponto na posição  $r$  em relação ao centro da Terra. Fazemos isso com um incremento  $dr$  e, lembramos que esse incremento é oposto ao da aceleração gravitacional. Obtemos assim a seguinte expressão:

$$V = \int_{\infty}^r \left\{ \frac{G.M}{r^2} - \frac{3GMa^2J_2}{2r^4} (3.\text{sen}^2\phi - 1) \right\} dr$$

$$V = -\frac{G.M}{r} + \frac{GMa^2J_2}{2r^3} (3.\text{sen}^2\phi - 1) \quad (2.18)$$

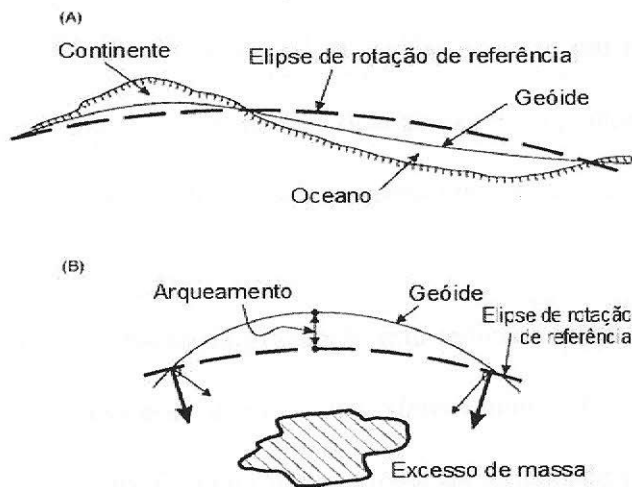
Para resolvermos essa integral, consideramos que a energia no infinito é zero. Observa-se que o potencial de atração relacionado à Terra é negativo. O primeiro termo é o de atração entre os corpos e o segundo está relacionado ao fato da forma irregular (achatada nos pólos) da Terra.

Para obtermos uma expressão para  $U$  devemos também considerar as componentes tangenciais da aceleração da gravidade e, fazendo isso, obtemos para a energia potencial:

$$U = -\frac{G.M}{r} + \frac{GMa^2 J_2}{2r^3} (3 \cdot \text{sen}^2 \phi - 1) - \frac{1}{2} \omega^2 r^2 \cos^2 \phi \quad (2.19)$$

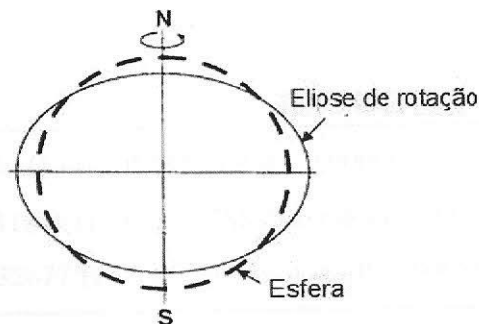
Uma eqüipotencial gravitacional é uma superfície na qual  $U$  é constante. Dentro de uma faixa de poucos metros, o nível do mar define uma superfície eqüipotencial. Conseqüentemente, elevações acima ou abaixo do nível do mar são distâncias acima ou abaixo de um referencial da superfície eqüipotencial.

A superfície eqüipotencial de referência que define o nível do mar é chamada de *geóide*. O *geóide* reflete a verdadeira distribuição de massa no interior da Terra e, distante da superfície continental, ele concorda com a superfície dos oceanos, excluindo-se efeitos temporários de marés e ventos. Sobre os continentes, o *geóide* é afetado pela massa da porção terrena, ou seja, observa-se que o *geóide* se afasta na direção ascendente de seu nível inicial quando acima de uma porção massiva (figura 2.1).



**Figura 2.1** – *Arqueamento do geóide: (A) efeitos em escala continental e (B) efeitos localizados devido a excesso de massa em subsuperfície.*

Um termo que costumeiramente se emprega junto ao *geóide* é o *elipsóide*. A forma da Terra é uma consequência do balanço entre as acelerações gravitacional e centrífuga causando um leve achatamento, formando assim, um esferóide oblíquo. Matematicamente é conveniente referirmos a forma da Terra como sendo uma *elipse de rotação* ou *elipsóide* (figura 2.2). A ciência que estuda com detalhes a forma da Terra e que nos fornece informações precisas sobre localizações de pontos da superfície da Terra é conhecida como *Geodésia*..



**Figura 2.2** – *Diferença (exagerada propositalmente) entre uma esfera perfeita e uma elipse de rotação (esferóide).*

Como comentamos anteriormente, o *geóide* sofre alterações na sua posição original. O que se observa é que, na porção continental, o *geóide* eleva-se em relação à posição do *elipsóide* e na porção marítima, o *geóide* passa a ficar abaixo do *elipsóide* (figura 2.1).

O *Elipsóide Internacional de Referência (International Reference Ellipsoid)* é a figura padronizada para a figura da Terra.

A forma geral para a fórmula da gravidade está indicada na quadro 2.1. Em 1930, a União Internacional de Geodésia e Geofísica (*International Union of Geodesy and Geophysics*) adotou a forma da *Fórmula Internacional da Gravidade (International Gravity Formula)*. Esta se tornou o padrão para trabalhos com a gravidade. No entanto, cálculos refinados utilizando computadores mais poderosos e melhores valores de parâmetros da Terra, resultaram numa nova fórmula, conhecida como *Sistema Geodésico de Referência (Geodetic Reference System 1967 – GRS67)*, tomando-se o padrão. Essas fórmulas estão indicadas na quadro 2.2 abaixo.

$$g_{\phi} = g_0(1 + \alpha \cdot \text{sen}^2 \phi - \beta \cdot \text{sen}^2 2\phi)$$

**Quadro 2.1** – *Fórmula geral para a gravidade teórica em qualquer ponto da superfície da Terra. Nessa equação  $g_0$  é a gravidade no equador,  $\phi$  é a latitude,  $\alpha$  e  $\beta$  são constantes que dependem do elipsóide.*

$$g_{\phi}(1930) = 9.78049 \cdot (1 + 0.0052884 \text{sen}^2 \phi - 0.0000059 \text{sen}^2 2\phi) \text{ m/s}^2$$

$$g_{\phi}(1967) = 9.78031846 \cdot (1 + 0.005278895 \text{sen}^2 \phi + 0.000023462 \text{sen}^4 \phi) \text{ m/s}^2$$

$$g_{\phi}(1980) = 9.78032677 \cdot (1 + 0.0053024 \text{sen}^2 \phi - 0.0000058 \text{sen}^2 2\phi) \text{ m/s}^2$$

**Quadro 2.2** – *Fórmulas padrões para o valor teórico de  $g$  numa dada latitude  $\phi$ .*

## 2.1.4 Fatores geológicos que afetam a gravidade

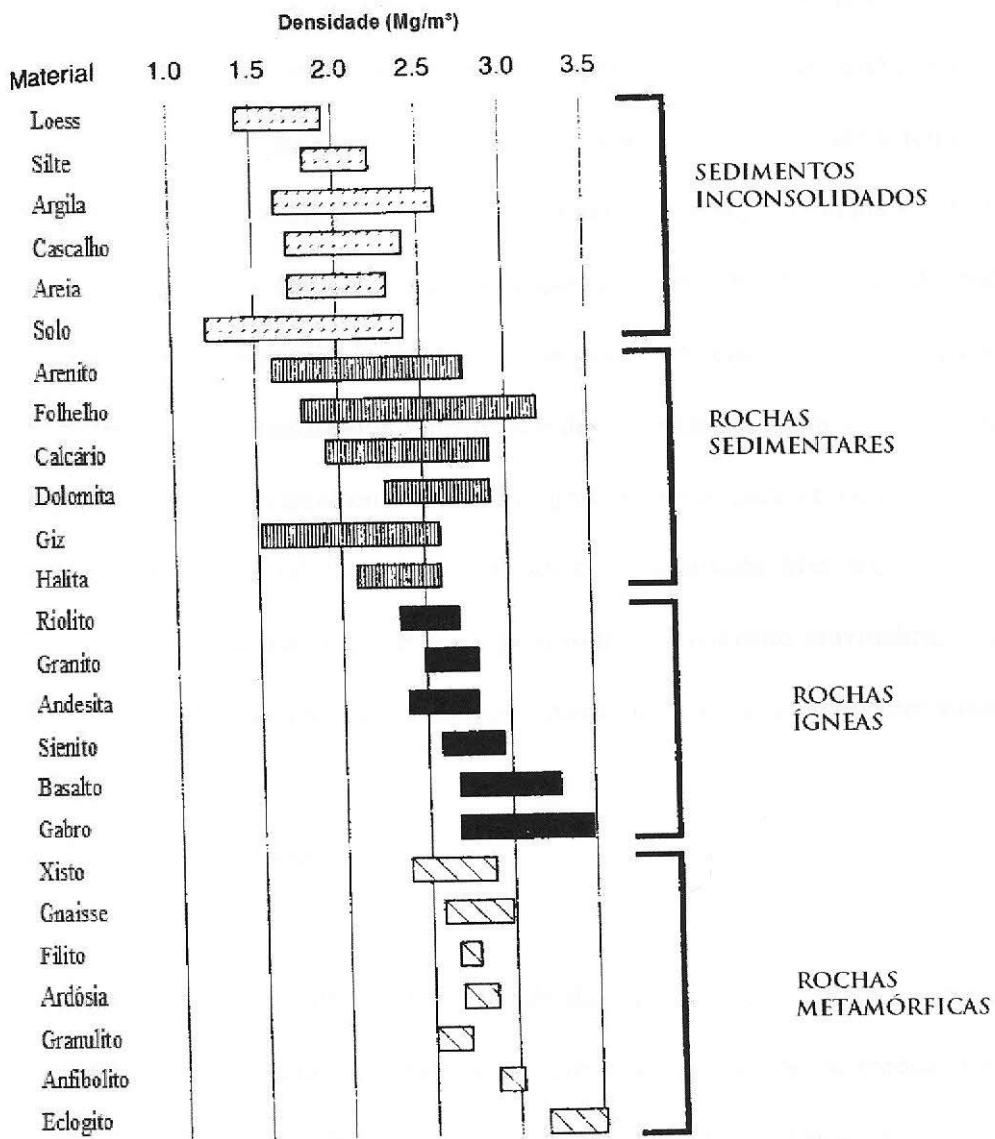
### 2.1.4.1 Introdução

Como já antes citado, existem também outros fatores que influenciam no valor da gravidade num determinado ponto da superfície terrestre como por exemplo, a variação da densidade das rochas.

O levantamento gravimétrico é muito sensível à variações da densidade de rochas, logo, uma apreciação dos fatores que afetam a densidade ajudará a interpretação dos dados gravimétricos. Faixas de aumento de densidades para uma seleção de diferentes tipos de rochas estão listados na tabela 2.1 abaixo e mostrados graficamente na figura 2.3.

**Tabela 2.1** – Densidade de materiais geológicos comuns (Telford et al., 1990)

Tipo de material	Faixa de densidade (Mg/m <sup>3</sup> )	Densidade média aproximada (Mg/m <sup>3</sup> )
<i><b>Rochas sedimentares</b></i>		
Aluvião	1,96 – 2,00	1,98
Argila	1,63 – 2,60	2,21
Cascalho	1,70 – 2,40	2,00
Loess	1,40 – 1,93	1,64
Silte	1,80 – 2,20	1,93
Solo	1,20 – 2,40	1,92
Areia	1,70 – 2,30	2,00
Arenito	1,61 – 2,76	2,35
Folhelho	1,77 – 3,20	2,40
Calcário	1,93 – 2,90	2,55
Dolomita	2,28 – 2,90	2,70
Giz	1,63 – 2,60	2,01
Halita	2,10 – 2,60	2,22
<i><b>Rochas ígneas</b></i>		
Riolito	2,35 – 2,70	2,52
Granito	2,50 – 2,81	2,64
Granito	2,40 – 2,80	2,61
Andesito	2,60 – 2,95	2,77
Sienito	2,70 – 3,30	2,99
Basalto	2,70 – 3,50	3,03
Gabro		
<i><b>Rochas metamórficas</b></i>		
Xisto	2,39 – 2,90	2,64
Gnaisse	2,59 – 3,00	2,8
Filito	2,68 – 2,80	2,77
Ardósia	2,70 – 2,90	2,79
Granulito	2,52 – 2,73	2,65
Anfibolito	2,90 – 3,04	2,96
Eclogito	3,20 – 3,54	3,37



**Figura 2.3** – Variações nas densidades de rochas para diferentes tipos de rochas (Telford et al, 1990)

Deve ser enfatizado que em levantamentos gravimétricos a determinação de densidades está baseada em rochas que estão acessíveis na superfície, onde elas estão expostas a intempéries, talvez desidratadas e, como estão noutras condições de pressão e temperatura, essas amostras podem ter sofrido micro rachaduras internas, ou seja, montamos uma tabela que está baseada na rocha em condições de superfície que são diferentes de onde se encontram as rochas analisadas num levantamento (*in situ*). Isso certamente proporciona erros que são relevantes num levantamento gravimétrico e devem estar em mente quando se realiza uma interpretação de um levantamento de dados gravimétricos para se obter um modelo geológico que seja mais razoável com a realidade geológica analisada. Mas, o que vale a pena lembrar mais uma vez, é de que o que está em jogo num levantamento gravimétrico não é o valor absoluto de densidade das rochas envolvidas, mas sim, o contraste entre esses valores.

#### 2.1.4.2 Rochas sedimentares

Pelo menos sete fatores afetam a densidade de matérias sedimentares: composição, cimentação, idade e profundidade de soterramento, processos tectônicos, porosidade e tipo de fluido nos poros. Qualquer um deles, ou todos esses fatores, podem ser aplicados a uma dada massa rochosa. O grau em que cada um desses fatores afetam a densidade da rocha é dado na tabela 2.2, mas, a experiência nos mostra que sobre circunstâncias normais, o contraste da densidade de sedimentos adjacentes de estratos sedimentares é raramente maior que  $0,25 \text{ kg/m}^3$ .

Tabela 2.2 – Os efeitos de diferentes fatores físicos sobre a densidade das rochas.

Fator	Percentual aproximado de mudança de densidade
Composição	35
Cimentação	10
Idade e profundidade de soterramento	25
Processos tectônicos	10
Porosidade e fluidos nos poros	10

A densidade varia dependendo do material do qual a rocha é feita e do seu grau de consolidação. Quatro grupos de materiais estão listados em ordem crescente de densidade na tabela 2.3. Sedimentos que permanecem soterrados por um longo período de tempo consolidam-se e são litificados, resultando numa reduzida porosidade e conseqüentemente um aumento de densidade.

Tabela 2.3 – Densidades médias aproximadas de rochas sedimentares.

Tipo de material	Densidade média aproximada (Mg/m <sup>3</sup> )
Solos e aluvião	2,0
Folhelhos e argila	2,3
Arenitos e conglomerados	2,4
Calcário e dolomita	2,6

Em arenitos e calcários, a densificação é alcançada não pela mudança de volume, mas sim, pelo preenchimento dos poros por cimentação natural. Em folhelhos e argilas o processo dominante é o de compactação e, por último, recristalização em minerais com maiores densidades.

#### 2.1.4.3 Rochas Ígneas



Rochas ígneas tendem a ser mais densas do que as rochas sedimentares embora haja sobreposição em seus valores. A densidade cresce com o decréscimo de conteúdo de sílica. Então as rochas ígneas básicas são mais densas do que as ácidas. Similarmente, as rochas plutônicas tendem a ser mais densas do que seus equivalentes vulcânicos.

Tabela 2.4 – *Variação de densidade com o conteúdo de sílica e tamanho de cristal para rochas ígneas selecionadas; faixas de densidades e, em parênteses, densidades médias dadas em  $kg/m^3$  (Telford et al., 1990).*

Tamanho do cristal	Conteúdo em sílica		
	Ácida	Intermediária	Básica
Fino-granulado (Vulcânica)	Riolito 2,35 – 2,70 (2,52)	Andesita 2,4 – 2,8 (2,61)	Basalto 2,70 – 3,30 (2,99)
Grosso-granulado (Plutônica)	Granito 2,50 – 2,81 (2,64)	Sienito 2,60 – 2,95 (2,77)	Gabro 2,70 – 3,50 (3,03)

#### 2.1.4.4 Rochas metamórficas

A densidade de rochas metamórficas tende a aumentar com o decréscimo da acidez e com o aumento do grau de metamorfismo. Por exemplo, o xisto pode ter menores densidades do que seus equivalentes gnáissicos. No entanto, variações na densidade entre as rochas metamórficas tendem a ser mais irregulares do que nas sedimentares ou ígneas e podem variar consideravelmente sobre distâncias muito pequenas.

#### 2.1.4.5 Minerais e mistura de materiais

Como o levantamento gravimétrico é dependente do contraste de densidades, é apropriado destacar que esse método pode ser aplicado na exploração de alguns materiais com certo valor comercial. O levantamento gravimétrico torna-se então importante para a localização de jazidas de minerais com grandes densidades. As densidades de uma seleção de minerais metálicos e não-metálicos e vários outros materiais estão listadas na tabela 2.5.

Tabela 2.5 – Densidades de uma seleção de minerais metálicos e não-metálicos e algumas misturas de minerais (Telford et al., 1990).

Tipo de material	Faixa de densidade (Mg/m <sup>3</sup> )	Densidade média aproximada (Mg/m <sup>3</sup> )
<b><u>Minerais metálicos</u></b>		
Óxidos, carbonatos		
Manganita	4.2-4.4	4.32
Cromita	4.2-4.6	4.36
Magnetita	4.9-5.2	5.12
Hematita	4.9-5.3	5.18
Cuprita	5.7-6.15	5.92
Cassiterita	6.8-7.1	6.92
Wolfemita	7.1-7.5	7.32
Uranita	8.0-9.97	9.17
Cobre	n.d.	8.7
Prata	n.d.	10.5
Ouro	15.6-19.4	17.0
<b><u>Sulfetos</u></b>		
Malaquita	3.9-4.03	4.0
Estanita	4.3-4.52	4.4
Pirrotita	4.5-4.8	4.65
Pirrotita	4.4-4.8	4.7
Molibdenita	4.9-5.2	5.0
Pirita	5.8-6.3	6.1
Cobaltita	7.4-7.6	7.5
Galena	8.0-8.2	8.1
<b><u>Minerais não-metálicos</u></b>		
Gipsita	2.2-2.6	2.35
Hauxita	2.3-2.55	2.45
Kaclinita	2.2-2.63	2.53
Darita	4.3-4.7	4.47
<b><u>Materiais diversos</u></b>		
Neve	0.05-0.88	n.d.
Petroleo	0.6-0.9	n.d.
Licnita	1.1-1.25	1.19
Antracita	1.34-1.8	1.50

### 2.1.5 Levantamentos gravimétricos

#### 2.1.5.1 Medidas da gravidade

Podemos determinar a aceleração da gravidade em termos absolutos e relativos. A determinação em termos da chamada gravidade absoluta requer um cuidadoso procedimento experimental e geralmente só é aplicada em condições de laboratório. Dois métodos são utilizados, os de queda livre de um corpo (*falling body*) e do balanço de pêndulo (*swinging pendulum*). No entanto, é mais fácil obter medidas relativas da gravidade e é esse o método utilizado sob o ponto de vista da exploração.

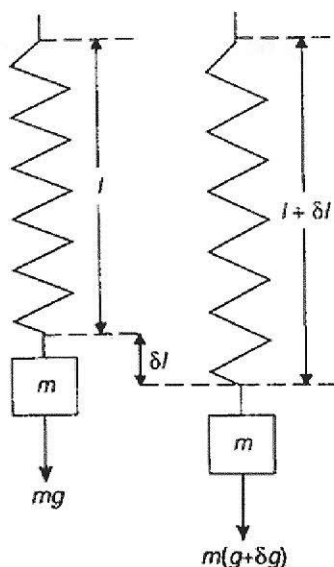
Uma rede de estações gravimétricas foi estabelecida em todo o mundo onde os valores absolutos de gravidade foram determinados com base em localizações de referência onde se tem conhecimento dos valores absolutos da gravidade. A rede é referida como International Gravity Standardization Net 1971 (IGSN 71) e foi estabelecida em 1963 por Woollard e Rose (1963). É então possível, “amarrar” em qualquer levantamento gravimétrico regional, os valores absolutos com referência ao IGSN 71 e formar uma rede primária de estações gravimétricas.

Na exploração, normalmente não é necessário determinar o valor absoluto da gravidade, mas, ao invés disso, é medido o valor relativo. Uma estação base (a qual pode estar relacionada com a IGSN 71) é selecionada e uma rede de segunda ordem é estabelecida. Todos os dados gravimétricos adquiridos em estações utilizadas são reduzidos com relação à estação base.

#### 2.1.5.2 Instrumentos de medidas da gravidade

Os instrumentos atualmente utilizados para se realizar as medições dos valores da gravidade são os chamados gravímetros. Vale lembrar que no começo dessa atividade utilizou-se pêndulos e balanças de torção, sendo então, substituídos pelos atuais gravímetros devido à praticidade no manuseio e favorabilidade do ponto de vista econômico.

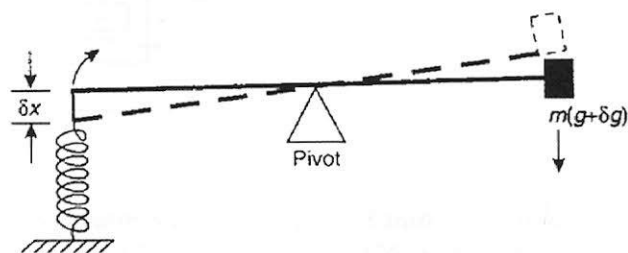
Os gravímetros são balanças de mola sofisticadas nas quais uma massa constante está suspensa (ver figura 2.4). Sabemos que o peso da massa é dado pelo produto da massa pelo valor da aceleração da gravidade local e, quanto maior for o peso atuando sobre a mola, maior será a distensão da mesma. A quantidade distendida  $\delta l$  da mola é proporcional ao peso da massa nela suspensa. Com a aplicação de mais uma força externa devido a um excesso de massa  $\delta g$ , obtém-se uma nova distensão da mola com nova força externa aplicada sobre a mesma. A constante de proporcionalidade é a constante elástica da mola  $\kappa$ . Esta relação é conhecida como Lei de Hooke.



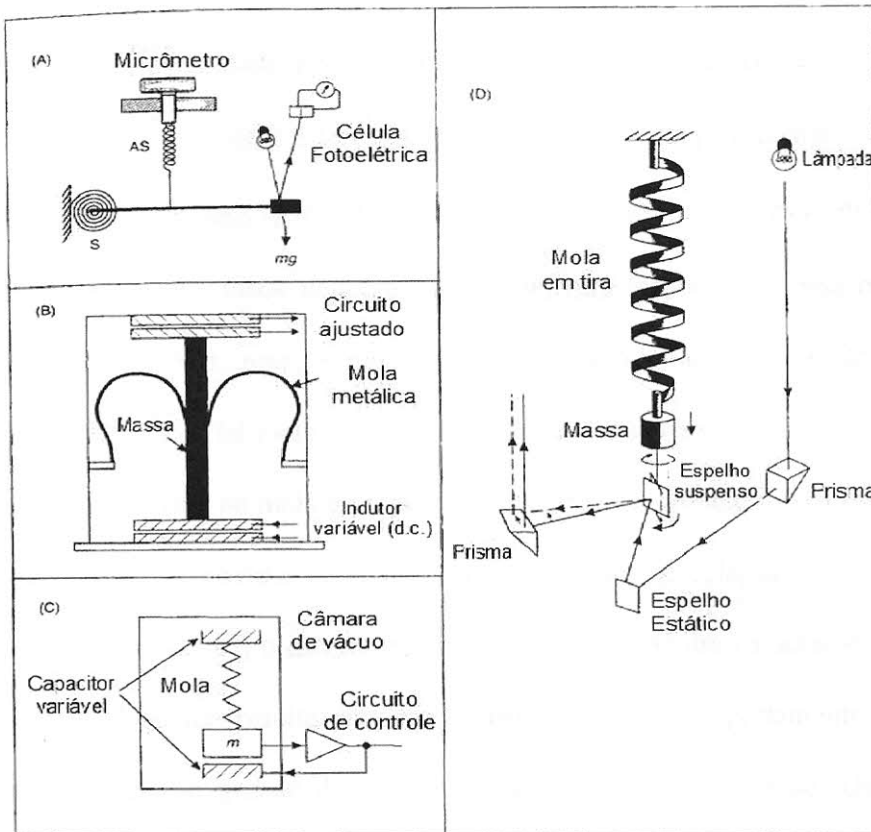
**Figura 2.4** - Extensão  $\delta l$  de uma mola devido à atração gravitacional  $\delta g$ .

Os gravímetros podem ser do tipo astático e estático. Dentre os gravímetros do tipo estável temos como exemplos o *Askania*, o *Boliden* e o *Gulf (Hoyt)*. Esses gravímetros

estáveis foram desenvolvidos na década de 1930 e são constituídos por uma massa no extremo final de uma haste pivotada sobre um fulcro e balanceada por uma mola tensionada na outra extremidade da haste (ver figura 2.5). Esse sistema inicialmente está em repouso, ou seja, a força que tensiona a mola e a força peso exercida sobre a massa suspensa são forças de mesmo valor e direção, porém, com sentidos contrários. Mudanças na gravidade afetam o peso suportado pela haste, dando a impressão de um excesso de massa  $\delta g$  que provoca uma nova tensão sobre a mola. Diferentes configurações de gravímetros estáveis estão mostradas na figura 2.6 abaixo.



**Figura 2.5** – Princípio básico de operação de um gravímetro estático.



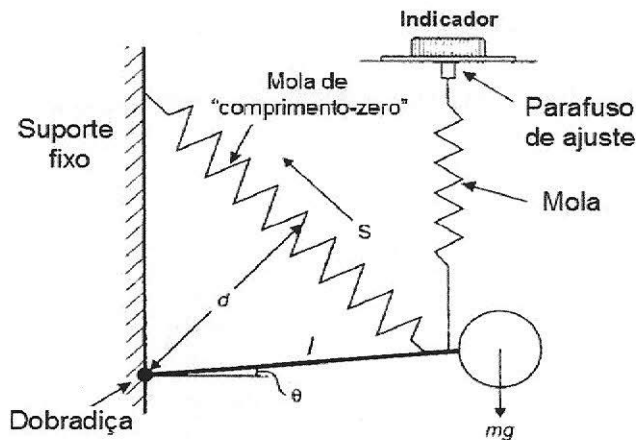
**Figura 2.6** – Tipos de gravímetros estáveis: (A) Askania; (B) Boliden; (C) Scintrex CG-3; (D) Gulf (Hoyt). Após Garland, 1965; Telford et al, 1976; Robinson e Corub, 1978.

Os gravímetros instáveis têm sido mais utilizados do que os estáveis. Ao contrário dos estáveis, onde é extremamente necessário que o sistema retorne a sua posição de equilíbrio, os instáveis funcionam exagerando esse desequilíbrio para que seja mais fácil medir a alteração causada por uma variação da gravidade.

Vários modelos de gravímetros usam diferentes dispositivos para alcançar a instabilidade. O princípio de um gravímetro instável está mostrado na figura 2.7 onde uma barra é parafusada num extremo e no outro extremo suporta uma massa. A haste está conectada a uma mola principal, que por sua vez, está conectada na sua parte superior a um suporte localizado acima do ponto parafusado. A mola tenta puxar a barra no sentido anti-horário, criando um momento de torção contrário, o qual é igual à força restauradora na mola multiplicada pela distância perpendicular que passa pelo ponto de apoio ( $d$  – na figura). Este

momento de torção é balanceado pelo momento de torção gravitacional, o qual tenta girar a barra no sentido horário e é igual a força peso ( $mg$ ) multiplicada pelo comprimento da barra ( $l$ ) vezes o co-seno do ângulo feito entre a barra e a horizontal ( $\theta$ ), isto é,  $mg l \cos \theta$ . Se o valor da aceleração da gravidade muda, a barra se moverá respondendo essa mudança para atingir um novo equilíbrio, pois, a mola é do tipo “zero-length” (distensão zero). Uma característica necessária de tal mola é de que a mesma é pré-tencionada durante a fabricação, de tal maneira que a tensão na mola é proporcional ao seu comprimento. Isso significa que se todas as forças fossem removidas de sobre a mola, a mesma se colapsaria com o intuito de atingir o “comprimento-zero”, o que na prática, é impossível. Outra característica é que essa mola proporciona com que resulte para um instrumento, um comportamento linear muito suscetível a um intervalo grande de valores de aceleração da gravidade. Os gravímetros *astáticos* (ou *instáveis*) não medem o movimento da massa em termos de mudanças na gravidade, mas, exigem que a massa deslocada seja restaurada a uma posição “nula” através de uso de micrômetro. A leitura do micrômetro é multiplicada por um fator de calibração instrumental para fornecer os valores de aceleração de gravidade, normalmente com uma precisão de cerca de 0,1 g.u. ( $0,01 \text{ mGal}$ ) e em alguns dispositivos especiais, com 0,01 g.u. ( $0,001 \text{ mGal} = 1 \mu\text{Gal}$ ).

Gravímetros dessa família são os do tipo *Thyssen* (já obsoleto), *LaCoste-Romberg*, *Worden* e *Sodin*.



**Figura 2.7** – Princípio de funcionamento de um gravímetro astático.

## 2.1.6 Anomalias e correções gravitacionais

### 2.1.6.1 Introdução

Os gravímetros não fornecem medidas diretas da gravidade. Ao invés disso, uma medida obtida é multiplicada por uma constante de calibração instrumental para produzir assim, um valor de gravidade observado ( $g_{obs}$ ). Antes que um resultado de um levantamento seja interpretado em termos geológicos, esses dados brutos devem ser corrigidos para um *datum* comum, tal como o nível do mar (*geóide*), com o intuito de remover efeitos de características que são somente de interesse geológico indireto. O processo de correção é conhecido como *redução de dados gravitacionais* ou *redução ao geóide*. A diferença entre o valor da gravidade observado ( $g_{obs}$ ) e o determinado a partir da Fórmula Internacional da Gravidade/Sistema de Referência Geodético 67 para a mesma localização, ou relativa a uma



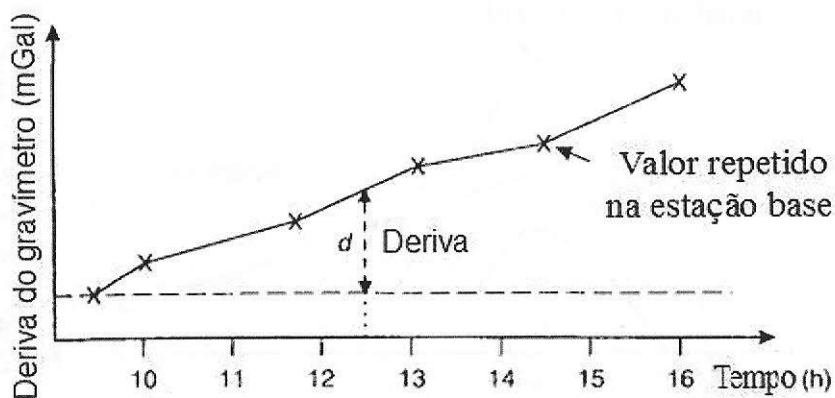
estação base, é conhecida como uma *anomalia gravitacional*. As várias correções que podem ser aplicadas estão listadas na tabela 2.6 abaixo e estaremos discutindo sobre cada uma delas.

Correção
Deriva instrumental
Efeito de marés
<i>Eötvös</i>
Latitude
Elevação
2.1 Correção free-air
2.2 Correção <i>Bouguer</i>
Terreno
Isostática

**Tabela 2.6** – *Correções aplicáveis aos dados gravitacionais.*

#### 2.1.6.2 Correção de deriva (“*drift*”) instrumental

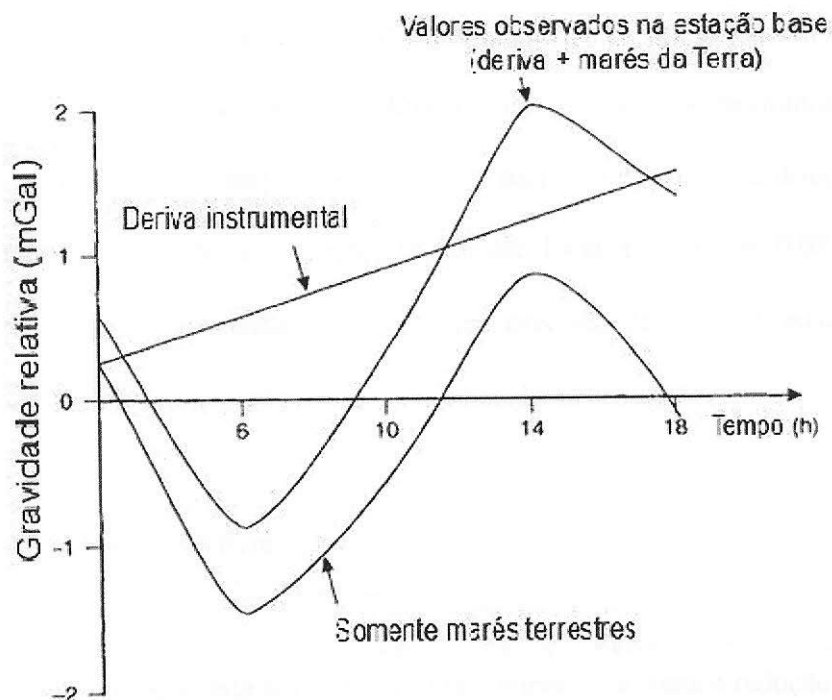
As leituras gravimétricas mudam ao longo do tempo como o resultado da alteração da propriedade elástica das molas, produzindo assim, uma aparente mudança no valor da gravidade numa determinada estação. A deriva instrumental pode ser determinada simplesmente pela repetição das medidas relativas às mesmas estações em diferentes instantes durante o dia, tipicamente a cada 1 - 2 horas. As diferenças entre medidas sucessivas em relação a uma mesma estação são então plotadas para se produzir uma curva de deriva (ver figura 2.8). Os valores de gravidades observados mediante as estações podem ser corrigidos subtraindo-se a quantidade de deriva a partir de valores de gravidades observados. Por exemplo, na figura 2.8, o valor da gravidade medido em uma estação periférica às 12:30 h. deveria ser reduzido por uma quantidade de deriva  $d$ . A faixa de deriva de gravímetros é pequena sendo de 1 *mGal* a 10 *mGal* por hora.



**Figura 2.8** – Uma curva de deriva instrumental.

### 2.1.6.3 Correção de efeitos de maré

Assim como as águas do oceano respondem a atração gravitacional da Lua e, em menor extensão ao Sol, elas também são atraídas pela Terra sólida. As marés terrestres ocasionam um aumento na mudança do valor da gravidade medida em cerca de  $3 g.u.$  ( $0,03 mGal$ ) dentro de um período mínimo de 12 horas. Medidas repetidas em relação a mesma estação permitem a estimativa das correções necessárias para os efeitos de maré sobre intervalos curtos, além da determinação da deriva instrumental para um gravímetro (ver figura 2.9). Alternativamente, pode-se usar tabelas de marés que são publicadas periodicamente.



**Figura 2.9** – Gráfico de efeitos de marés e deriva instrumental sobre a aceleração devido a gravidade.

#### 2.1.6.4 Correção de latitude

A correção de latitude é usualmente feita em subtraindo a gravidade teórica calculada usando a Fórmula Internacional da Gravidade ( $g_\phi$ ) (ver quadro 2.1) do valor observado ( $g_{obs}$ ). Para levantamentos de pequena escala, os quais se estendem sobre uma faixa de latitude total de menos do que um grau e, não amarrada a uma rede de gravidade absoluta, uma correção mais simples para a latitude pode ser feita. Uma estação base local é selecionada para a qual o gradiente horizontal de gravidade ( $\delta g_L$ ) pode ser determinado num dado grau de latitude ( $\phi$ ) pela expressão abaixo:

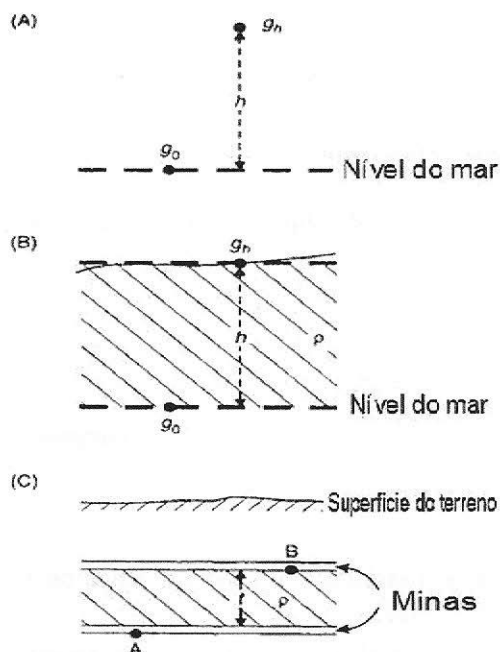
$$\delta g_L = -8.108 \cdot \text{sen} 2\phi \text{ g.u. por km.N}$$

Note que a correção é negativa com o deslocamento na direção norte no hemisfério setentrional ou, com um deslocamento na direção sul no hemisfério meridional. Isto é para compensar o crescimento no campo gravitacional a partir do equador em direção aos pólos. Para uma latitude de  $51^\circ$  N, a correção de latitude local é cerca de  $0,08 \text{ mGal}$ . Para levantamentos da gravidade conduzidos com uma precisão de  $\pm 0,001 \text{ mGal}$ , a posição latitudinal da estação gravitacional precisa ser conhecida dentro de  $\pm 10 \text{ m}$ .

#### 2.1.6.5 Correção ar-livre (“*free-air*”)

A base dessa correção está em se fazer uma compensação para a redução na magnitude da gravidade com altura acima do *geóide* (ver figura 2.10 e quadro 2.3), independentemente da natureza da rocha abaixo. A correção de ar livre é a diferença entre a medida da gravidade a nível do mar e uma elevação de  $h$  metros, considerando para esse cálculo, ausência de rochas entre esses dois pontos\*. Um valor de  $3,086 \text{ g.u./m}$  ( $0,3086 \text{ mGal/m}$ ) é aceito para a maioria dos casos práticos e é positivo em posições acima do nível do mar e negativa para o caso contrário. O termo da correção *free-air* varia levemente com a latitude a partir de  $3,083 \text{ g.u./m}$  ( $0,3083 \text{ mGal/m}$ ) no equador para  $3,088 \text{ g.u./m}$  ( $0,3088 \text{ mGal/m}$ ) nos pólos. Com a precisão de medição normal dos gravímetros modernos sendo em torno de  $0,1 \text{ g.u.}$  ( $0,01 \text{ mGal/m}$ ), as elevações devem ser conhecidas na faixa de  $3\text{-}5 \text{ cm}$ .

\* Em relação a qualquer nível pode-se criar superfícies de referência – DATUM – onde se corrigem todas as estações em relação a este nível.



**Figura 2.10** – Diagrama esquemático mostrando (A) A correção *free-air*, (B) a correção *Bouguer*, e (C) a correção *Bouguer* para medidas feitas em subsolo.

Considerando a Terra como sendo uma esfera (ao invés de um esferóide oblíquo) com sua massa concentrada em seu centro de massa, então o valor da gravidade a nível do mar é:

$$g_0 = GM/R^2$$

O valor da gravidade numa estação numa elevação de  $h$  metros acima do nível do mar é:

$$g_h = GM/(R+h)^2 = \frac{GM}{R^2} \left( \frac{1-2h}{R} \dots \right)$$

A diferença na gravidade entre o nível do mar e numa altura  $h$  metros é a correção *free-air*:

$$\delta g_F = g_0 - g_h = \frac{2g_0 h}{R}$$

Com  $g_0 = 981785,5 \text{ g.u.}$ ,  $R = 6.371.000 \text{ m}$  e  $h$  em metros,

$$\delta g_F = 0,3082h \text{ mGal}$$

Levando em conta que a Terra é um esferóide oblíquo, ao invés de uma esfera, o valor, normalmente aceito da correção *free-air* é dado por:

$$\delta g_F = 0,3086h \text{ mGal}$$

**Quadro 2.3** – Correção *free-air*.

A redução em  $g$  com o crescimento da altura acima do solo é importante na gravimetria do tipo *airborne* (levantamento aéreo). As anomalias detectadas por gravímetros montados em helicópteros terão amplitudes diminuídas quando em comparação com as obtidas em levantamentos no solo.

#### 2.1.6.6 Correção *Bouguer*

Enquanto que a correção ar-livre (*free-air*) compensa a redução na gravidade devido a somente o aumento da distância a partir do centro de massa, a correção *Bouguer* ( $\delta g_B$ ) é usada para contabilizar a massa de rocha entre a estação de medição e o nível do mar (ver figura 2.10)

A correção *Bouguer* calcula a atração gravitacional extra exercida por uma porção de rocha de espessura  $h$  metros e densidade média  $\rho$  ( $kg/m^3$ ), a qual superestima o valor medido da gravidade ( $g_{obs}$ ) por uma quantidade igual a  $0,04192 \rho h$  *mGal* (ver quadro 2.4). A correção *Bouguer* deve ser subtraída do valor da gravidade observada para estações acima do nível do mar. Para um valor médio de densidade de rocha como  $2,65$   $kg/m^3$ , a quantidade de correção *Bouguer* gira em torno de  $0,112$  *mGal*. Para levantamentos marinhos, a correção *Bouguer* é levemente diferente, onde a densidade baixa da água do mar é efetivamente substituída por uma espessura de rocha com uma densidade especificada.

A correção *Bouguer*  $\delta g_B = 2\pi G\rho h = \beta\rho h$  (g.u.), onde:

$$\beta = 2\pi G = 0.4195 \text{ g.u.} \cdot \text{m}^2 \cdot \text{kg}^{-1}$$

$$G = 6.67 \times 10^{-8} \text{ m}^3 \cdot \text{kg}^{-1} \cdot \text{s}^{-2}$$

A densidade  $\rho$  é dada em  $\text{kg}/\text{m}^3$  e a altura  $h$  em metros.

Para levantamentos marítimos, a correção *Bouguer* é dada por:

$$\delta g_B = \beta(\rho_r - \rho_w)h_w \text{ (g.u.)}$$

Onde  $\rho_r$  e  $\rho_w$  são densidades da rocha e da água do mar, respectivamente, e  $h_w$  a profundidade da água em metros.

#### Quadro 2.4 – Correção *Bouguer*.

Um desenvolvimento adicional dessa correção tem sido feito para medições da gravidade realizadas no subsolo (ver figura 2.10). Neste caso, a correção *Bouguer* permite considerar a atração gravitacional extra ( $= 0,04191 \rho t \text{ mGal}$ ) na estação A causada pela “barra” de espessura  $t$  metros entre as estações A e B, enquanto que o valor da gravidade na estação A é subestimado pela igual, mas ascendente atração da mesma barra. A diferença na gravidade entre as duas estações é duas vezes a correção normal *Bouguer* ( $= 0,08384 \rho t \text{ mGal}$ ). Compensações também devem ser feitas para variações de densidade de rochas conhecidas como *correção Gallery*.

A correção *Bouguer* em terra deve ser modificada para compensações em terrenos de mudanças bruscas de relevos, ou seja, em áreas onde o relevo muda constantemente em pequenas distâncias, tais como escarpas de precipícios. Em tais situações, a aproximação para uma barra semi-infinita de rocha não nos fornece o real e mais detalhado cálculo necessário.

As correções *free-air* e *Bouguer* são comumente combinadas numa chamada *correção de elevação* ( $\delta g_E$ ) para simplificar a manipulação de dados (ver quadro 2.5). Deve ser

percebido que, em alguns casos, a anomalia gravitacional resultante pode ser enganosa e os cálculos combinados devem ser usados com prudência.

A correção de elevação ( $\delta g_E$ ) = (*Free air* - *Bouguer*)

$$\delta g_E = \delta g_F - \delta g_B$$

Substituindo os termos  $\delta g_F = 3.086h$  e  $\delta g_B = 0.4192 \cdot \rho \cdot h$ , temos:

$$\delta g_E = (3.086 - 0.4192\rho)h \quad (g.u.) = (0.3086 - 0.04192\rho)h \quad (mGal)$$

Onde  $\rho$  é a densidade média da rocha em  $kg/m^3$ .

#### Quadro 2.5 – Correção de elevação

Um dos principais problemas com a correção *Bouguer* é conhecer qual densidade se deve utilizar. Por exemplo, uma diferença de  $0,1 kg/m^3$  na densidade para uma medida gravitacional feita numa elevação de 250 m resultará numa discrepância de mais de 1,0 *mGal* na correção *Bouguer*. Em muitos casos, pode ser possível obter uma estimativa da densidade de rocha a partir de amostras apropriadas da superfície ou, a partir de amostras de poços, se disponíveis. Para o caso de amostras de poços deve-se ter o cuidado de observar as amostras retiradas dos núcleos das rochas, pois, as mesmas expandirão mecanicamente em resposta à redução de pressão quando em superfície, produzindo assim, muitas fraturas, subestimando o valor real da densidade *in situ*.

Nettleton (1939,1940) encontrou uma forma muito simples de se determinar a escolha apropriada da densidade utilizando-se um método gráfico que não discutiremos nesse trabalho.

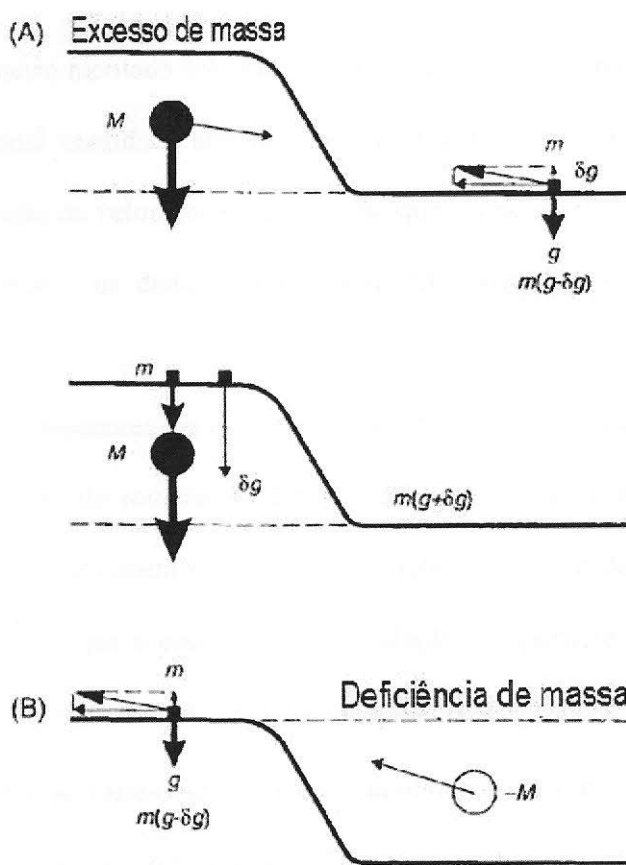
#### 2.1.6.7 Correção de terreno



A correção de elevação (que é a combinação da correção *free-air* e a *Bouguer*) é normalmente adequada para contender com os leves efeitos topográficos sobre a aceleração devido a gravidade. No entanto, em áreas onde existem consideráveis variações na elevação, particularmente próximos a qualquer estação gravitacional, uma especial *correção de terreno* deve ser aplicada. A correção *Bouguer* assume uma aproximação de uma barra horizontal semi-infinita de rocha entre a estação e o nível do mar. Ela não faz nenhuma compensação para montanhas e vales e isto é o motivo necessário de se utilizar a correção de terreno.

O efeito da topografia sobre  $g$  está ilustrado na figura 2.11. Considere a estação gravitacional ao lado de uma elevação como na figura 2.11A. A barra de rocha que abrange a elevação (massa  $M$ ) tem o seu centro de massa acima do plano sobre o qual o gravímetro está localizado. Existe uma força de atração entre as duas massas. Se a força é decomposta em duas componentes, horizontal e vertical, somente a vertical é considerada, então, pode ser visto que a medida de  $g$  na estação gravitacional será subestimada por uma quantidade  $\delta g$ . Reciprocamente, se a estação gravitacional é adjacente ao vale, como indicado na figura 2.11B, então o vale representa uma deficiência de massa, a qual pode ser representada por uma massa negativa ( $-M$ ). A falta de massa resulta numa medida de  $g$  subestimada de uma quantidade  $\delta g$ . Consequentemente, uma medida de gravidade feita próxima de um, ou outro, requer uma correção a ser adicionada no valor medido para se compensar a distribuição de massa variável. A correção efetivamente remove os efeitos da topografia para cumprir a aproximação *Bouguer* de uma barra de rocha semi-infinita.

A computação física de uma correção de terreno é extremamente laboriosa e deve ser trabalhada para cada e toda estação em todo o levantamento.



**Figura 2.11** – Os efeitos de uma colina e de um vale na medida da gravidade, ilustrando a necessidade de correção de terreno.

#### 2.1.6.8 Correção Eötvös

Para um gravímetro montado sobre um veículo, tal como um navio ou um helicóptero, a aceleração gravitacional medida é afetada por uma componente vertical da aceleração de Coriolis, a qual é função da velocidade e da direção que o veículo está se locomovendo. Para se compensar esse efeito, os dados gravitacionais são ajustados aplicando-se a correção *Eötvös*.

Existem duas componentes para essa correção. A primeira é relativa à atuação da força centrífuga do movimento de rotação da Terra, e a segunda é a mudança nessa aceleração centrífuga resultante do movimento do veículo em relação ao eixo de rotação da Terra. No segundo caso, um objeto que é estacionário em relação a superfície da Terra se locomove juntamente com ela, ou seja, com a mesma velocidade de rotação da Terra em torno de seu eixo de rotação, na direção leste-oeste. Se o mesmo objeto é então movido a  $x$  km/h rumo a leste, sua velocidade relativa é aumentada da mesma quantidade. Reciprocamente, se viaja a uma velocidade de  $y$  km/h rumo a oeste, sua velocidade relativa diminui da mesma quantidade. Qualquer movimento de um gravímetro que envolva a direção leste-oeste terá efeito significativo nas medidas da gravidade. Para gravímetros em navios, a correção *Eötvös* pode ser da ordem de 35 mGal. Para gravímetros em levantamentos aéreos, onde as velocidades acima dos 90 km/h (cerca de 50 nós) são comuns, a correção *Eötvös* pode ser tão grande como da ordem de 400 mGal. A expressão que governa a correção *Eötvös* está descrita abaixo.

A correção *Eötvös* é dada por:

$$\begin{aligned}\delta g_{EC} &= 75.08V \cos \phi \sin \alpha + 0.0416V^2 \text{ (g.u.) ou} \\ \delta g_{EC} &= 40.40V' \cos \phi \sin \alpha + 0.01211V'^2 \text{ (g.u.)}\end{aligned}$$

Onde  $\phi$  é o grau da latitude geográfica,  $\alpha$  é o azimute em graus, e  $V$  e  $V'$  são as velocidades do veículo em nós e km/h respectivamente.

O erro na correção *Eötvös* [ $d(\delta g_{EC})$ ] em g.u. devido aos erros na velocidade ( $dV$ ) e azimute ( $d\alpha$ ) é:

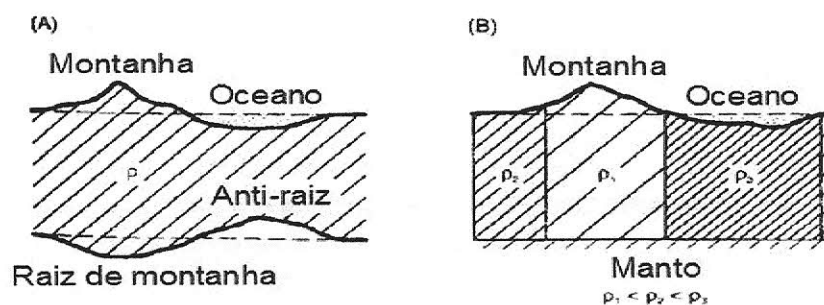
$$d(\delta g_{EC}) = (0.705V' \cos \phi \cos \alpha) d\alpha + (40.40 \cos \phi \sin \alpha + 0.02422V') dV$$

### Quadro 2.6 – Correção Eötvös.

#### 2.1.6.9 Correção isostática

Se não existissem variações laterais da densidade da crosta terrestre, os dados gravitacionais completamente reduzidos, após aplicação de todas correções necessárias, seriam os mesmos. No entanto, onde existem variações laterais, uma anomalia gravitacional resulta no que chamamos de *anomalia Bouguer*. A anomalia *Bouguer* média em áreas oceânicas é geralmente positiva, enquanto que sobre as montanhas é, normalmente, negativa. Esses efeitos indicam que a rocha abaixo dos oceanos é mais densa do que o normal e que nas montanhas são menos densas.

Duas hipóteses foram provadas na década de 1850 para se contabilizar esta variação sistemática de larga escala na densidade (ver figura 2.12). O geodesta G.B.Airy (1855) propôs que, enquanto as cadeias de montanhas possuem profundas camadas de rocha no subsolo, abaixo dos oceanos, mais precisamente na crosta oceânica, na qual assumimos que tenha densidade constante em toda parte, essa camada seria mais fina. Em contraste com isso, J.H. Pratt (1859) tinha o pensamento de que a crosta se estendia numa camada uniforme abaixo do nível do mar, mas, que a densidade variava inversamente com a altura topográfica.



**Figura 2.12** – (A) Modelo de Airy e (B) Modelo de Pratt para isostasia.

O modelo isostático de Airy é o mais preferido do ponto de vista geológico e sismológico, enquanto que o modelo de Pratt é mais fácil de ser usado nos cálculos de isostática, mas, os resultados são similares. O modelo de Pratt foi melhorado por Heiskanen (1938) que sugeriu as mudanças laterais da densidade com a variação da espessura da crosta e que a densidade cresce, gradualmente, com a profundidade.

#### 2.1.7.0 Anomalia Bouguer

O principal produto final da redução de dados gravimétricos é a *anomalia Bouguer*, a qual estaria correlacionada somente com as variações laterais na densidade da crosta superior, sendo essa, a de maior interesse dos geofísicos e geólogos. A *anomalia Bouguer* é a diferença entre o valor da gravidade observado ( $g_{obs}$ ), ajustado pela soma algébrica de todas as correções necessárias ( $\Sigma_{corr}$ , ver tabela 2.6 e quadro 2.7), e o obtido numa estação base ( $g_{base}$ ). A variação da *anomalia Bouguer* deve refletir a variação lateral da densidade tal que a característica de alta densidade num meio de mais baixa densidade daria um crescimento à

anomalia *Bouguer*. Reciprocamente, uma característica de baixa densidade num meio de alta densidade resultaria numa anomalia *Bouguer* negativa.

A anomalia *Bouguer*  $\Delta g_B$  é a diferença entre os valores observados  $g_{obs}$ , propriamente corrigido, e um valor numa dada estação base tal como:

$$\Delta g_B = g_{obs} + \Sigma(corr) - g_{base}$$

Com

$$\Sigma(corr) = \delta g_L + (\delta g_F - \delta g_B) + \delta g_{TC} \pm \delta g_{EC} \pm \delta g_{IC} - \delta g_D$$

Onde os índices se referem às seguintes correções:

L = Latitude;	TC = Correção de terreno;
F = Free-air;	EC = Correção <i>Eötvös</i> ;
B = <i>Bouguer</i> ;	IC = Correção isostática;
	D = deriva (incluindo os efeitos de maré)

**Quadro 2.7 – Anomalia *Bouguer*.**

### 3. ESTUDO DE CASO: SIMULAÇÃO DE LEVANTAMENTO GRAVIMÉTRICO DA BACIA DE TALARA COM O USO DO *OASIS MONTAJ<sup>TM</sup>* DA *GEOSOFT INC.*.

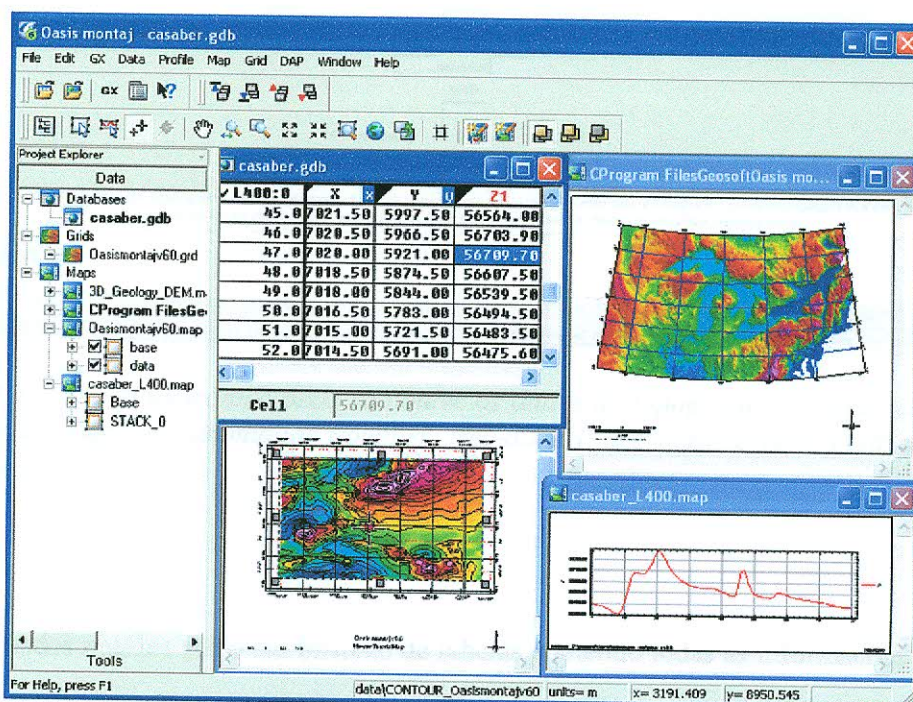
#### 3.1 Introdução

O levantamento gravimétrico é um dos primeiros levantamentos (se não o primeiro) executados numa determinada área de interesse para prospecção, onde não se tem nenhum conhecimento inicial da geologia de subsuperfície. Por se tratar de um método relativamente barato, quando em comparação com outros métodos como o sísmico, é o apropriado para começar a arriscar-se em terreno desconhecido na busca de informações que possam levar a uma possível reserva de hidrocarbonetos. O método gravimétrico é também importante quando se trata de terreno com topografia muito irregular e de difícil acesso, pois, sob essas condições, um levantamento sísmico fica impraticável. A Gravimetria já teve maior importância na indústria de exploração de hidrocarbonetos, mas, atualmente, há um amplo domínio da sísmica de reflexão.

O presente estudo visa discutir uma possível aplicação do método gravimétrico aplicado na Bacia de Talara, no Peru, com o intuito de se obter informações do subsolo dessa bacia para identificação de anomalias que possam ser coerentes com a geologia local. Na falta de artigos disponíveis em domínio público, já que artigos com informações de levantamentos gravimétricos realizados nessa bacia são de domínio privado, mais especificamente da Perupetro, optou-se por realizar uma simulação de levantamento gravimétrico, processando dados gravimétricos com *software* específico, no caso, o *Oasis montaj<sup>TM</sup>* da empresa canadense *Geosoft Inc.*, disponível na gerência de Métodos Potenciais do E&P-EXP da Petrobras.

3.2 O *Oasis montaj*<sup>TM</sup> e a obtenção de dados para o processamento gravimétrico.

Como já comentado, foi utilizado o *Oasis montaj*<sup>TM</sup> da *Geosoft Inc.* (ver figura 3.1) para o processamento dos dados gravimétricos e a criação dos mapas com as anomalias representadas, além de mapa de topografia da Bacia de Talara. Este *software* é responsável pelo processamento de dados gravimétricos e magnetométricos, sendo o primeiro, objeto de estudo desse trabalho, logo, vamos somente comentar sobre o processamento gravimétrico.



**Figura 3.1** – Exemplo do ambiente gráfico do *Oasis montaj*<sup>TM</sup> da *Geosoft Inc.*. Esse *software* foi utilizado na geração dos mapas de anomalias para esse trabalho.

A opção de utilizar esse *software* foi, como já comentado, devido a falta de artigos contendo estudos de casos sobre a aplicação do método gravimétrico na Bacia de Talara que estivesse sob domínio público. Um único levantamento foi executado e o registro do mesmo, juntamente com seus respectivos dados, encontram-se com a empresa Perupetro. As



informações necessárias para a geração desses mapas foram recuperadas a partir do portal eletrônico: [http://topex.ucsd.edu/cgi-bin/get\\_data.cgi](http://topex.ucsd.edu/cgi-bin/get_data.cgi) da *University of California at San Diego* (ver figura 3.2).

**DATA AQUISITION FORM**

User this form to get the data file. Please be patient, these files can become very large and may take a while to download.

The files can be read as plain text in UNIX, and are best viewed in Word on the Mac or PC.

EXAMPLE  
 -10.1  
 359.5 360  
 -13  
 (Any values between -360 and 360 are acceptable)

---

Indicate range of data, and type of data.

north  
 west east   
 south

Topography  Gravity  Geoid

\*note\*: the program cannot span 0 longitude. Attempts to do so will be broken into two portions, on either side of 0 longitude. Portions are separated by a line.  
 Also, these files can get quite large, so you may have to divide the area up into smaller chunks manually if size becomes an issue.

Related Links

The Global Topography Information page

**Figura 3.2** – Portal eletrônico onde se obteve os dados de topografia e de gravidade para a obtenção dos mapas de anomalias Bouguer, free-air e 1ª derivada vertical, além do mapa de topografia.

Os dados obtidos estão em formato de tabelas contendo todas as informações de latitude e longitude limitadas de acordo com os campos que são preenchidos no portal (ver figura 3.2). Esses valores relacionados à posição geográfica da região de interesse foram obtidos a partir da figura 1.1. Todos esses dados obtidos estão em formato de tabelas contendo linhas e colunas relacionadas com a posição geográfica e as informações de topografia e gravidade que, por sua vez, são carregadas no *Oasis montaj*<sup>TM</sup> para o processamento gravimétrico.

As informações relacionadas aos aspectos geológicos da Bacia de Talara são de fundamental importância para analisarmos os mapas gerados, pois somente de posse dessas informações poderemos tirar algumas conclusões desses mapas, ou seja, se representam algo próximo da realidade geológica, já que, como já foi exhaustivamente comentado, não dispomos de informações de levantamentos gravimétricos já realizados nessa região.

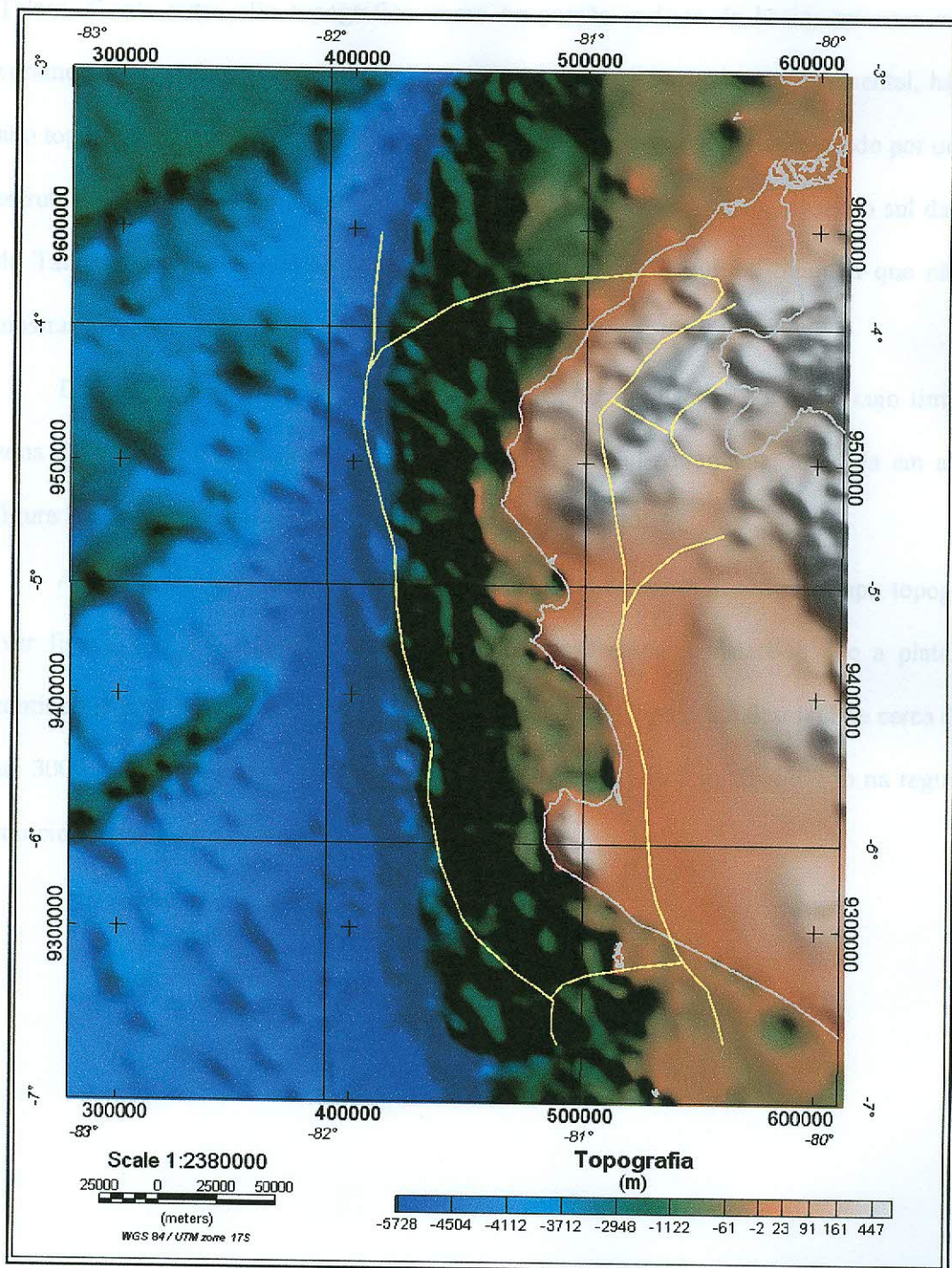
Já foi descrito na parte relacionada à geologia desse trabalho que a província da Bacia de Talara está localizada na plataforma continental ao longo da costa noroeste do Peru (ver figura 1.1). Seu limite leste está delimitado pelas Montanhas *La Brea-Amotape* da Cadeia de Montanhas Costeiras e o soerguimento associado que separa a Bacia dos *Lancones* e da Bacia de *Sechura* (ver figura 1.1). O limite sudeste está a leste da falha *La Casita* e do soerguimento do *Alto Paita*, entre as Bacias de *Talara* e *Sechura*; o limite sul é a Bacia de *Trujillo*. O limite oeste da província é a localização aproximada da zona de subducção da Placa de *Nazca* sob a Placa Sul-Americana.

O *Pillar de Zorritos* é um embasamento soerguido e está associado a uma zona de falha que é o limite setentrional da província da Bacia de *Talara* (ver figuras 1.1 e 1.3). Este limite coincide com o extremo meridional da zona de mega cisalhamento de *Dolores-Guayaquil* (ver figura 1.3) e tem estabelecida uma estrutura complexa que inclui falhamento transcorrente, bem como falhas de altos e baixos ângulos de várias idades (*American Petroleum Corporation – AIPC*); Marocco *et al.*, 1995; Pindell e Tabbutt, 1995; Zúñiga-Rivero *et al.*, 1998b, 1999. A localização deste mega cisalhamento e, conseqüentemente, o limite da bacia, exhibe alguma variação, dependendo, sobretudo, de quem mapeou o sistema de falha. Zúñiga-Rivero *et al.* (1999) indicou que a província da Bacia de Talara se estende ao norte ao longo do mega cisalhamento de Dolores-Guayaquil que está aproximadamente a 50 km ao norte dos limites meridionais mostrados nas figuras 1.1 e 1.3.

A extensão máxima da plataforma continental do Peru é cerca de 130 km (Zúñiga-Rivero e Hay-Roe, 1998).

A observação cuidadosa da figura 1.2 pode nos auxiliar na interpretação dos mapas de anomalias obtidos com o que se tem de informação considerada real, pois essa já foi constatada através de estudos geológicos. Se as anomalias apontadas nos mapas forem coerentes com as feições geológicas, certamente que poderemos tirar melhores conclusões sobre a aplicabilidade do método gravimétrico na Bacia de Talara. A figura 1.2 é a representação estratigráfica da Bacia de Talara sob a linha norte-sul imaginária, traçada em azul, para análise da bacia. Observam-se duas grandes estruturas graníticas que são os Alto de Paita e o Pilar de Zorritos. Essas estruturas graníticas, quando em comparação com as feições sedimentadas, devem provocar uma efetiva diferença de densidade, já que, o granito é uma rocha ígnea, ou seja, possui alta densidade - variando de 2,50 a 2,81  $kg/m^3$  - com densidade média de 2,64  $kg/m^3$  (ver tabela 2.1, pg.13). Já as rochas sedimentares, mesmo que um pouco compactadas de acordo com a profundidade, possuem menor densidade. As limitações da bacia como a zona de subducção da Placa de Nazca sob a Placa Sul-Americana a oeste, as Montanhas *La Brea-Amotape* da Cadeia de Montanhas Costeiras e o soerguimento associado que separa a Bacia dos *Lancones* e da Bacia de *Sechura* a leste, o limite sudeste, a leste da falha *La Casita* e do soerguimento do *Alto Paita*, entre as Bacias de *Talara* e *Sechura* e o limite sul, no caso a Bacia de *Trujillo*, também devem ser considerados para a análise dos mapas de anomalias.

### 3.4 Análise dos mapas obtidos no *Oasis Montaj*<sup>TM</sup>



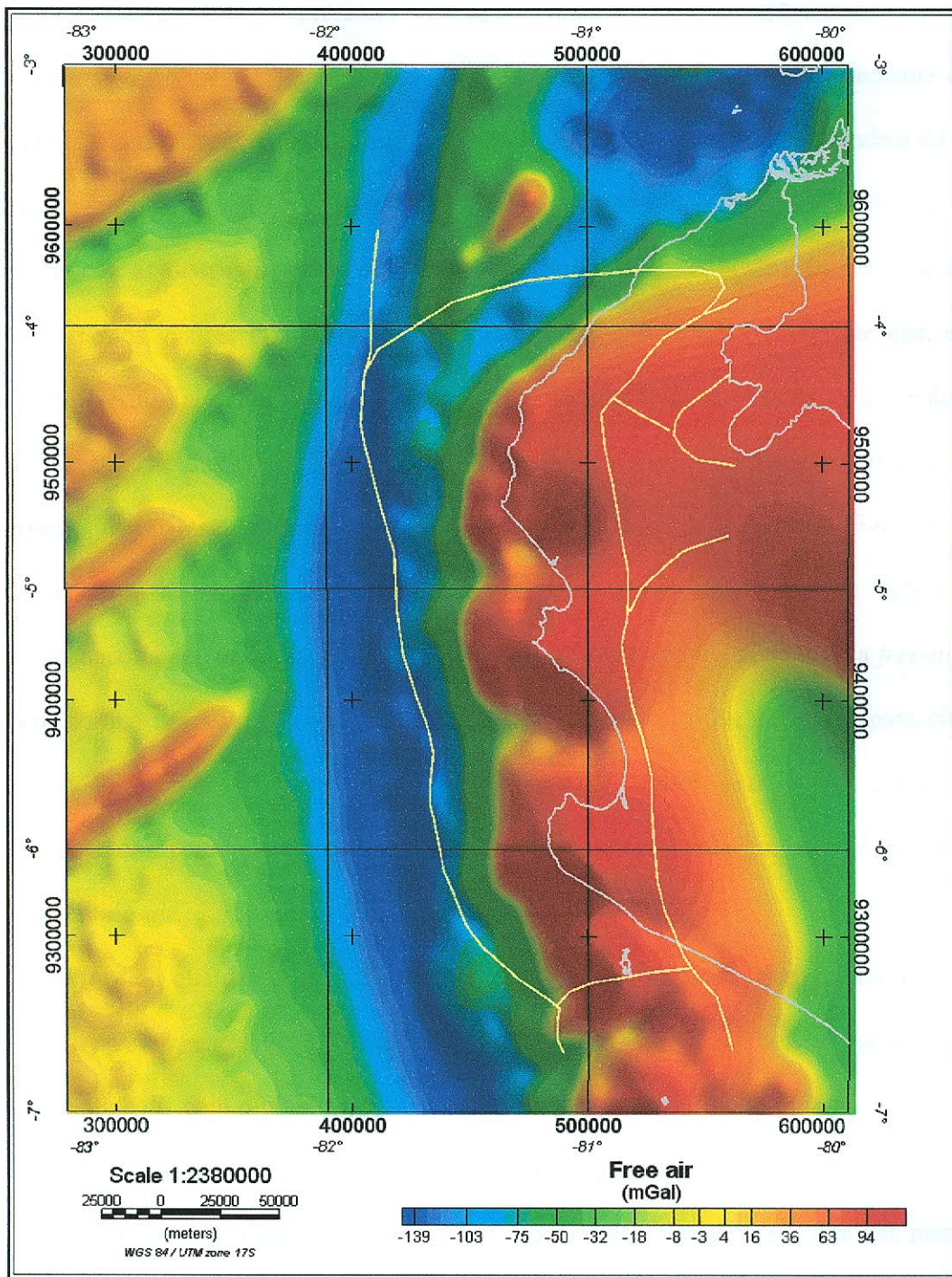
**Figura 3.3** – Mapa topográfico da região da Bacia de Talara obtido no Oasis montaj<sup>TM</sup>.

No mapa de topografia (ver figura 3.3), observa-se que na Bacia de Talara ocorre uma tendência de aumento da altitude na direção nordeste. Isso ocorre devido às Montanhas *La Brea-Amotape* da Cadeia de Montanhas Costeiras que são um dos limitadores da Bacia de

Talara. Existe outro alto topográfico como na porção sudeste da bacia, próximo a borda continental, que é o *Alto Bayovar*. Mais ao centro, também na borda continental, há outro alto topográfico que é o *Alto Paita*. O Alto Paita é um alto topográfico provocado por uma das estruturas graníticas mostradas na figura 1.2. Com relação ao Alto Bayovar, no sul da Bacia de Talara, podemos também deduzir que se deve a uma estrutura granítica que não está mostrada na figura 1.2.

Do centro para oeste, já está estabelecida a porção *offshore* da bacia, cujo limite é a zona de subducção entre a Placa de Nazca e a Placa Sul-Americana, indicada em azul na figura 3.3, representando profundidades de até cerca de 5000 m.

A plataforma continental varia em extensão conforme indicado no mapa topográfico (ver figura 3.3). Observando a escala adotada nesse mapa, constata-se que a plataforma continental possui de 5 km a 40 km de extensão. O talude possui um desnível de cerca de 2 m até 3000 m na borda norte do continente peruano e cerca de 2 m até 5700 m na região que coincide com o centro geográfico da Bacia de Talara.



**Figura 3.4** – Mapa de anomalia free-air da região da Bacia de Talara obtido no Oasis montaj<sup>TM</sup>.

Na figura 3.4 temos representado o mapa de anomalia *free-air*. Obviamente, as regiões já comentadas no mapa topográfico, ou seja, as de maiores altitudes, são justamente as que possuem as maiores anomalias, já que, a anomalia *free-air* está unicamente ligada à diferença na altura de onde obteve-se a medida e o *datum* de referência (*geóide*). Como nos altos topográficos as distâncias até o *datum* de referência (no caso, o *geóide*) estão acima do mesmo, temos valores maiores e positivos da anomalia *free-air*. Obviamente que, quanto maiores forem as altitudes dos altos topográficos, maiores serão os valores da anomalia *free-air*. Esse aspecto destaca na figura 3.4 os *Alto Paita*, *Alto Bayovar* e as *Montanhas La Brea-Amotape* que são justamente as indicadas com os maiores valores de anomalia *free-air*.

Observa-se na figura 3.4 que, já na porção *offshore* da Bacia de Talara (mais especificamente no centro da bacia), ainda temos valores positivos de anomalia *free-air*. Isso ocorre porque nessas regiões o *geóide* sofre um arqueamento (ou deflexão) para cima, se afastando do nível do mar, devido a excessos de massa (ver figura 2.1B, pg.11) proporcionados pelos altos topográficos, resultando assim, ainda em valores positivos de anomalia *free-air*.

À medida que deslocamos para oeste da bacia, constata-se a diminuição no valor da anomalia *free-air*, entrando já na escala de valores negativos, já que, nessas regiões, o *geóide* passa a coincidir com o nível médio do mar e, toda distância até o mesmo agora é negativa, pois, agora estamos considerando a profundidade (posições abaixo do *geóide*).

Os valores de anomalia *free-air* vão, coerentemente, tornando-se cada vez menores à medida que nos aproximamos da zona de subducção entre as placas de Nazca e Sul-Americana, onde temos valores maiores de profundidade. Como essas regiões estão bem abaixo do nível médio do mar, os valores de anomalia *free-air* são negativos e cada vez menores (observe a escala da figura 3.4).

No limite norte da Bacia de Talara, observa-se pelo tom azul no mapa de anomalia *free-air*, uma região de grande depressão entre a borda norte do continente peruano e o limite setentrional da bacia. Pode ser um indicativo de bacia do tipo *pull-apart* (?) ou de falha (?).

Podemos aqui concluir que os mapas de topografia e de anomalia *free-air* são bastante coerentes entre si e com a geologia conhecida da Bacia de Talara.





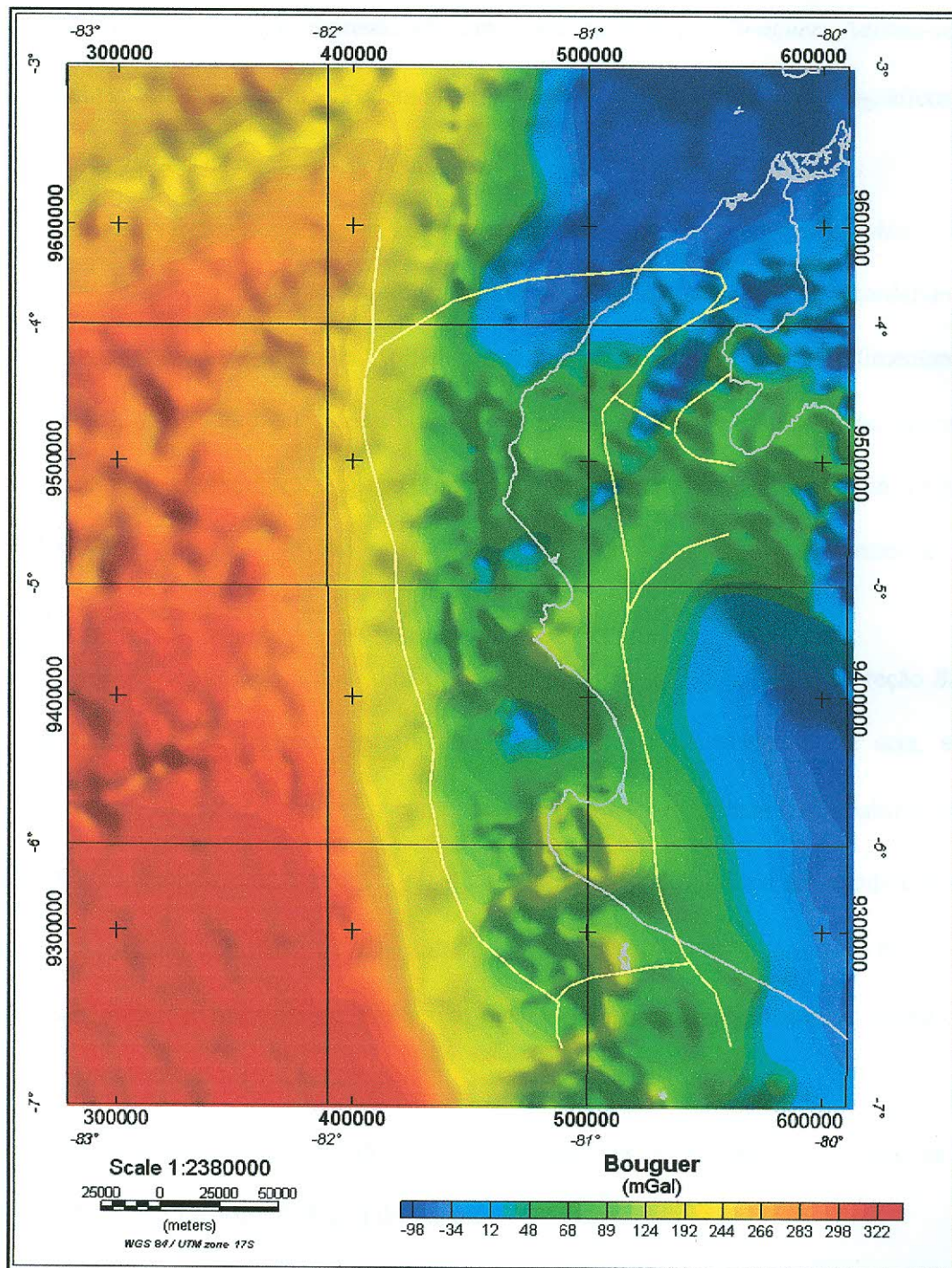


Figura 3.5 – Mapa de correção Bouguer da região da Bacia de Talara obtido no Oasis montaj<sup>TM</sup> sem aplicação do filtro de primeira derivada vertical.

Na figura 3.5 temos representado um mapa de correção *Bouguer*. Adotou-se como densidade média  $2,70 \text{ kg/m}^3$ . Podemos observar que as regiões de altos topográficos são as de maiores valores de anomalia *Bouguer*.

Se observarmos nessa figura, constataremos que entre os *Alto Bayovar*, *Alto Paita* e o início das *Montanhas La Brea-Amotape* existem regiões de menor valor, concordando com a seção estratigráfica da figura 1.2, ou seja, regiões formadas por rochas sedimentares que, como sabemos, são de menor densidade. Essas regiões de menor anomalia são importantes, principalmente a região entre o *Alto Paita* e o limite norte da Bacia de Talara, onde estão localizados os poços de petróleo e gás dessa bacia e, conseqüentemente, as principais rochas geradoras e reservatórios.

Como já comentado, o fato dessa região possuir um menor valor de correção *Bouguer* se dá porque essas regiões são tipicamente de rochas sedimentares, ou seja, arenitos (densidade média de  $2,4 \text{ kg/m}^3$ ), como da Formação Heath, Chira e Cardalitos, além de folhelhos (densidade média de  $2,3 \text{ kg/m}^3$ ) da Formação Salinas, cuja densidade é menor do que as rochas que compõem os *Alto Paita* e as *Montanhas La Brea-Amotape*. Essas últimas são mais antigas e mais densas por serem ígneas (graníticas com densidade média de  $2,64 \text{ kg/m}^3$ ). Ver figura 1.2 e tabela 2.3.

Como observado no mapa de anomalia *free-air*, verifica-se também a região de grande depressão no limite norte da Bacia de Talara.

À medida que nos deslocamos para o ambiente *offshore* constata-se um aumento da anomalia *Bouguer* o que é coerente, pois as rochas do fundo mar (basálticas) são muito densas tendo cerca de  $2,99 \text{ kg/m}^3$  como valor médio (ver tabela 2.4, pg.17).

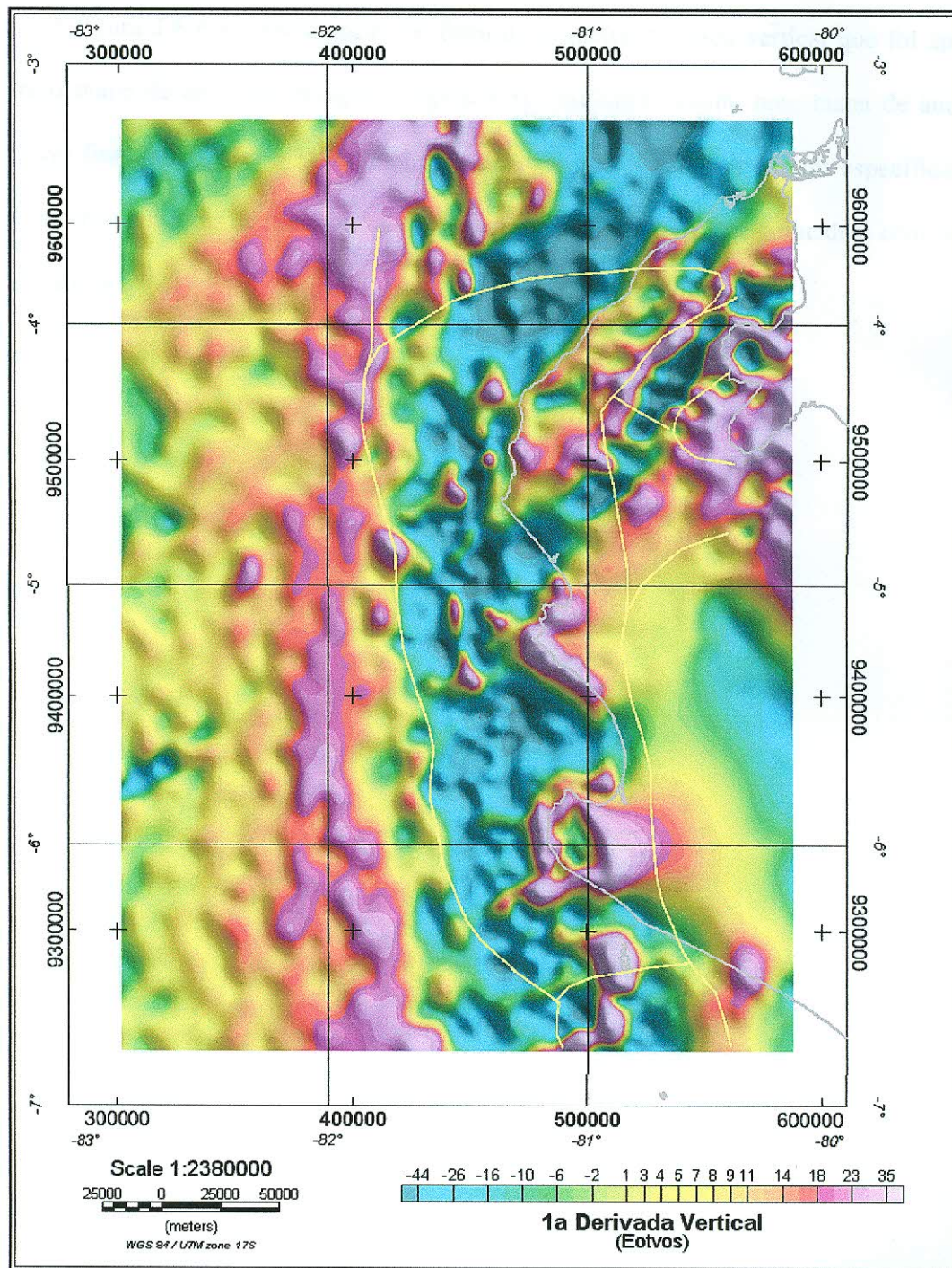


Figura 3.6 – Mapa do filtro de 1ª derivada vertical da região da Bacia de Talara obtido no Oasis montaj<sup>TM</sup>.

A figura 3.6 é a representação do filtro de primeira derivada vertical que foi aplicado sobre o mapa de anomalia *Bouguer* (figura 3.5), resultando assim, num mapa de anomalia *Bouguer* final (ver figura 3.7). A finalidade desse filtro foi determinar mais especificamente os contornos dos altos de maiores valores de anomalia *Bouguer* e que coincidem com os altos topográficos.

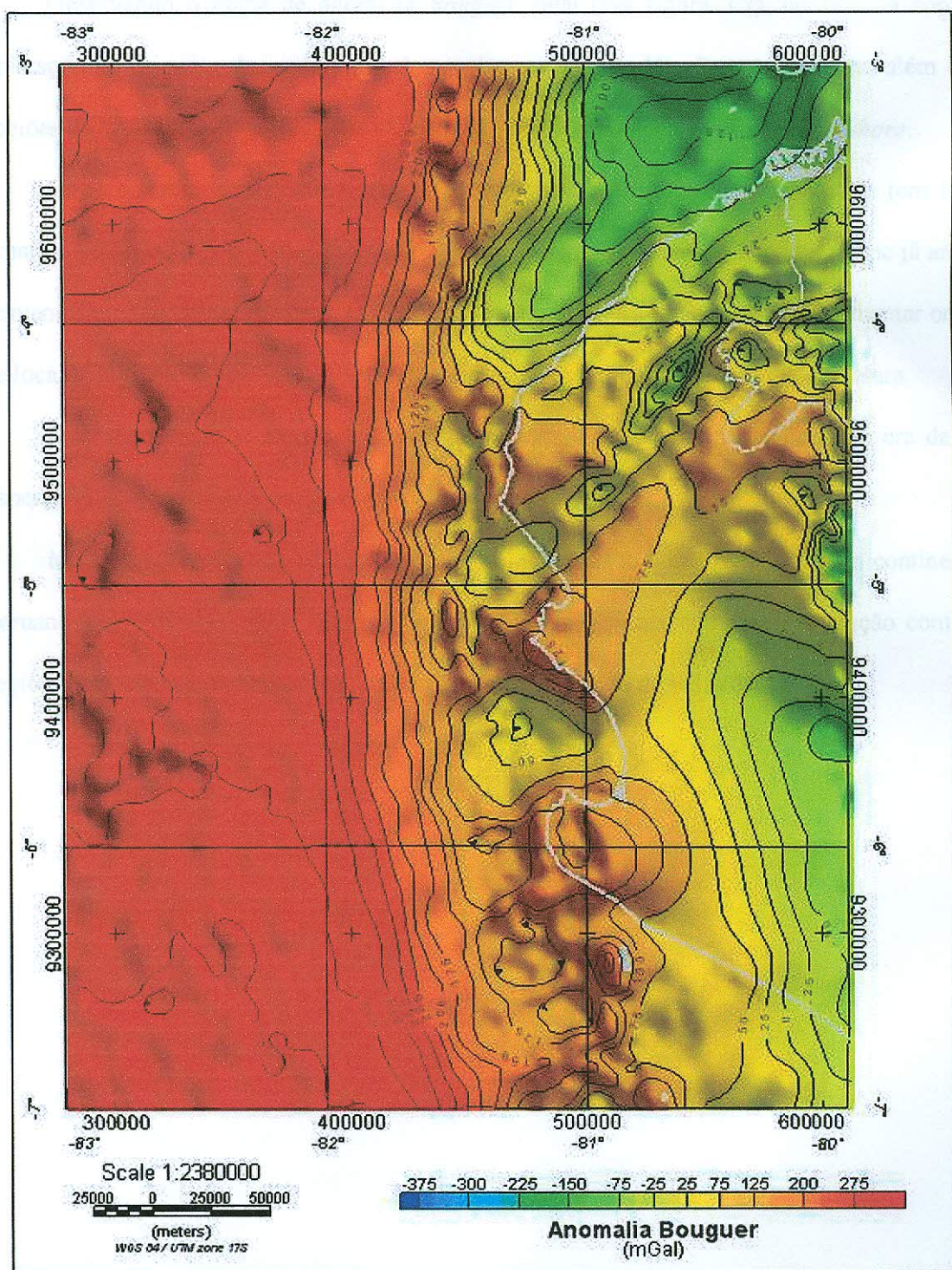


Figura 3.7 – Mapa de anomalia Bouguer final no Oasis montaj™.

Observando o mapa de anomalia *Bouguer* final (ver figura 3.7), ou seja, já com a aplicação da primeira derivada vertical, constata-se que os Alto Paita e Bayovar, além das regiões de La Brea-Amotape, são as de maiores valores de anomalia na porção *onshore*.

Entre os altos topográficos existem regiões de menor valor de anomalia (em tom amarelo-esverdeado) no mapa. Essas regiões são de característica sedimentar e, como já antes comentado, partindo do Alto Paita em direção norte, encontra-se uma região sedimentar onde se localizam as rochas geradoras e reservatórios de hidrocarbonetos da Bacia de Talara.

Indo em direção a zona de subducção, o valor da anomalia aumenta como era de se esperar, já que, trata-se de região com rocha de grande densidade.

Mais uma vez destaca-se a região de grande depressão no extremo norte do continente peruano, em tom esverdeado, indicando região de baixa densidade em comparação com as regiões continentais, reforçando a hipótese de ser uma região de falhamento.

#### 4. CONCLUSÕES

Na falta de artigos contendo informações de levantamentos reais, podemos concluir que os mapas gerados são pelo menos coerentes com as informações de topografia e da geologia que se supõem ser a mais próxima da realidade.

A região onde se localizam os poços são inferidas, através dos mapas, como as de menor densidade, sendo coerente com a geologia local, já que, nessas regiões existe a predominância de rochas sedimentares. É nessa região onde se encontram os poços produtores de hidrocarbonetos, ou seja, onde se localizam as principais rochas geradoras e reservatório da Bacia de Talara.

Uma outra região com alta similaridade com a citada acima, pelo menos do ponto de vista gravimétrico, se encontra entre o Alto Paita e o Alto Bayovar, mais ao sul da Bacia de Talara. Essa região não possui parte *onshore*, estando toda em ambiente *offshore*.

## Referências bibliográficas

### Artigos

American International Petroleum Corporation (AIPC), no date, *A review of the petroleum potential of the Tumbes Basin, Peru*: Denver, Colorado, American International Petroleum Corporation, 46 p.

KINGSTON, J., 1994, *Undiscovered petroleum of southern South America*: U.S. Geological Survey Open-File Report 94-59, 443 p.

MAROCCO, R., LAVENU, A., e BAUDINO, R., 1995, *Intermontane late Paleogene-Neogene basins of the Andes of Ecuador and Peru: Sedimentologic and tectonic characteristics*, in TANKARD, A.J., SUAREZ SORUCO, R., e WELSINK, H.J., *Petroleum basins of South America*: American Association of Petroleum Geologists Memoir 62, p.597-613.

GROSSLING, B.F., 1976, *Latin America's petroleum prospects in the energy crisis*: U.S. Geological Survey Bulletin 1411, 40 p.

PERUPETRO, 1999, *International bidding round – Offshore and costal blocks*: Lima, Peru, Perupetro information booklet, Av. Luis Aldana, 320 San Borja, 47 p.

PETROCONSULTANTS, 1996, *Petroleum exploration and production and PetroWorld 21 database*: Petroconsultants, Inc., P.O.Box 740619, 6600 Sands Point Drive, Houston TX 77274-0619, USA, or Petroconsultants, Inc., P.O.Box 152, 24 Chemin de la mairie, 1258 Perly, Geneva, Switzerland.

SANZ, V.R., 1988, *Geologia y potencial hidrocarburifero de la region Mancara-Tumbes*: Universidad Nacional Mayor de San Marcos, Ph.D dissertation, 119 p.

ZÚÑIGA-RIVERO, F., KEELING, J.A., e HAY-ROE, H., 1998b, *Peru onshore-deepwater basins should have large potential*: Oil and Gas Journal, Oct. 19, 1998, p.88-95.

ZÚÑIGA-RIVERO, F., HAY-ROE, H., e VARGAS, T., 1999, *Talara: A new look at an old petroleum basin*: Exploration and exploitation of petroleum and gas: Lima, Peru, Ingepet '99 seminar, Oct. 26-29, EXPR-1-FZ-15.pdf, 9p.

PINDELL, J.L., e TABBUTT, K.D., 1995, *Mesozoic-Cenozoic Andean paleogeography and regional controls on hydrocarbon systems*, in TANKARD, A.J., SUAREZ SORUCO, R., e WELSINK, H.J., *Petroleum basins of South America*: American Association of Petroleum Geologist Memoir 62, p. 101-128.

ZIEGLER, A.M., BARRETT, S.F., e SCOTESE, C.R., 1981, *Paleoclimate, sedimentation, and continental accretion*: Philosophical Transactions of the Royal Society of London, v.A301, p. 253-264.

ZÚÑIGA-RIVERO, F., HAY-ROE, H., 1998, *Oil, gas, potential in shallow water: Peru's continental shelf basins*: Oil and Gas Journal, Nov. 16, 1998, p. 92-96.



ZÚÑIGA-RIVERO, F., KEELING, J.A., e HAY-ROE, H., 1998a, *Attractive potential seen in 10 sub-basins off Peru*: Oil and Gas Journal, September 7, 1998, p: 117-122.

### Livros

LOWRIE, William, *Fundamentals of Geophysics*. 1ª.ed. Cambridge University Press, 1997. reimpressão 2002, cap.02, p.29-81, ISBN 0521-46164 2.

REYNOLDS, John M., *An Introduction to Applied and Environmental Geophysics*. 1ª ed. Wiley, 1997, cap.02, p.31-57, ISBN 0471955558.

TURCOTTE, Donald L. In: SCHUBERT, Gerald, *Geodynamics Applications of Continuum Physics to Geological Problems*. 1ª ed., John Wiley & Sons, 1982, cap.05, p.198-225 p. ISBN 0471060186.

TELFORD, W.M., In: GELDART, L.P., In: SHERIFF, R.E., *Applied Geophysics*. 2ª.ed. Cambridge University Press, 1990, cap.02, p.06-48. ISBN 0-521-33938-3.

### Documento em CD-ROM

GONZALES, E., e ALARCON, P., 2002, *Potencial hidrocarburiífero de la cuenca Talara*: Lima, Peru, Ingepet 2002 seminar, Nov. 6-8, 1 CD-ROM, EXPR-1-EG-07.pdf, 15 p.

GEOMARK RESEARCH INC., 1998, *Oils; Oil Information Library System digital database*, version 1.0: [Database available from GeoMark Research, Inc., 9748 Whithorn Drive, Houston, TX 77095, U.S.A.], 1 CD-ROM.

KRAEMER, P., WEINER, A., e ALVAREZ, P., 2001, *Tectonostratigraphic framework of a transtensional forearc basin – The Tumbes Basin of northwestern Peru*: American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v.85, no.13, CD-ROM supplement.

SCHENK, C.J., VIGER, R.J. e ANDERSON, C.P., 1999, *Maps showing geology, oil and gas fields, and geologic provinces of South America: U.S. Geological Survey File report 97-470D*, 1 CD-ROM, [Adobe Acrobat v. 4.0 pdf format], URL <<http://greenwood.cr.usgs.gov/energy/WorldEnergy/OF97-470D/>>.

ZÚÑIGA-RIVERO, F., HAY-ROE, H., e LOWRIE, A., 2001, *A new view of the Sechura Basin, NW Peru: Stratigraphic and tectonic relationships*: American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v.85, no. 13, CD-ROM supplement.

RAEZ LURQUIN, M.A., 1999, *Tectonica en la cuenca Talara costa-afuera, nor-oeste Peru* Exploration and exploitation of petroleum and gas: Lima, Peru, Ingepet '99 seminar, Oct. 26-29, 1 CD-ROM, EXPR-1-MR-12.pdf, 19p.

### Sítio da WWW

University of California at San Diego. *Sattelite Geodesy at Scripps Institution of Oceanography, Extract XYZ Grid – Topography or Gravity*. Disponível em: <[http://topex.ucsd.edu/cgi-bin/get\\_data.cgi](http://topex.ucsd.edu/cgi-bin/get_data.cgi)>.