

VINHO



UFRJ

Leonardo Márcio Teixeira da Silva

**APLICAÇÃO DO MÉTODO POTENCIAL GRAVIMÉTRICO NA
INVESTIGAÇÃO EXPLORATÓRIA DA BACIA DO AMAZONAS**

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:

Prof. Dr. Leonardo Borghi (UFRJ)
Prof^a. Dr^a. Paula Ferrucio da Rocha (UFRJ)
Geofísico Júlio Lyrio (Petrobras)

Rio de Janeiro
Março de 2007

M
GL
5586AM

Leonardo Márcio Teixeira da Silva

APLICAÇÃO DO MÉTODO POTENCIAL GRAVIMÉTRICO NA INVESTIGAÇÃO
EXPLORATÓRIA DA BACIA DO AMAZONAS

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:

Prof. Dr. Leonardo Borghi (UFRJ)
Prof^a. Dr^a. Paula Ferrucio da Rocha (UFRJ)
Geofísico Júlio Lyrio (Petrobras)

Aprovada em: 27 de março de 2007

Por:

Leonardo Borghi

Paula Ferrucio da Rocha

Júlio Lyrio

Rio de Janeiro
Março de 2007

*À minha mãe,
por ser um exemplo de força e dedicação.*

Agradecimentos

A Deus, por toda força e sabedoria a mim dadas.

À Petrobras, por incentivar a busca constante por conhecimento e informação transformando seus funcionários em pessoas capacitadas e competentes.

À UFRJ, por sua excelência em educação.

Aos Coordenadores Acadêmico e Administrativo Álvaro Lúcio de Oliveira Gomes e Luiz Carlos Alves Gonçalves, por seu trabalho sério e competente em conduzir a turma de Geofísica da Petrobras.

Aos orientadores, por dividir um dos mais preciosos bens - seus conhecimentos.

Aos professores da Universidade Petrobras, por guiar meus primeiros passos na Geofísica.

Aos geofísicos Júlio Lyrio e Benedito Souza Gomes, por ajudar nas buscas de dados bibliográficos.

Aos tutores Guilherme Sampaio de Amorim, Douglas dos Santos Junior e Gustavo Rocha Gomes, por me mostrar as conquistas que o conhecimento pode trazer.

À minha família, que tão pacientemente me apóia sendo indispensável na minha existência.

Aos meus amigos e colegas de trabalho, pela união e ânimo e que por oito meses estiveram ao meu lado dispostos a ajudar.

"Not only does God definitely play dice, but He sometimes confuses us by throwing them where they can't be seen."

Stephen Hawking

Resumo

SILVA, Leonardo Márcio Teixeira. **Aplicação do Método Potencial Gravimétrico na Exploração da Bacia do Amazonas e Solimões: Estudo de caso.** 2007. 107p. 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.

A Bacia do Amazonas é uma sinéclise intracontinental elíptica e alongada de 500.000 km², encaixada entre os escudos pré-cambrianos das Guianas, ao Norte, e Brasileiro, ao Sul. Está limitada a oeste pelo Arco de Purus, que a separa da Bacia de Solimões e, a leste, pelo Arco de Gurupá que a separa da Bacia Mesozóica de Marajó. A exploração na Bacia Amazônica começou em 1950 com levantamentos gravimétricos e sísmicos ao longo dos seus principais rios. Infelizmente, a grande extensão e as peculiaridades para a exploração da região dificultam os levantamentos geofísicos básicos. Até 2000 já haviam sido perfurados na bacia cerca de 180 poços exploratórios e sido levantados aproximadamente 70.000 Km de sísmica 2D, acumulações comerciais ainda não foram descobertas. Uma cadeia de altos gravitacionais de aproximadamente 40 a 90 mGals corta a parte central da bacia do Amazonas. Os altos gravitacionais são bordejados por baixos gravitacionais de -40 a \pm 20 mGals. O modelo observado de uma cadeia central de anomalias positivas bordejadas por anomalias negativas indica intrusão na crosta por um material de maior densidade proveniente do manto, causa por reativação tectônica pré-cambriana.

Palavras-chave: Gravimetria, Bacia do Amazonas, Regiões cratônicas.

Abstract

SILVA, Leonardo Márcio Teixeira. **Aplicação do Método Potencial Gravimétrico na Exploração da Bacia do Amazonas e Solimões: Estudo de caso** [*Gravity Potential Method Application in Amazon e Solimões Basins Exploration: Case History*]. 2007. 107p. Trabalho de Conclusão de Curso (Especialização em Geofísica do Petróleo) - Programa de Pós-graduação em Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro.

The Amazon basins is a large elliptical, elongated synclises located between the Guyana and the Brazilian Precambrian shields, covering a total area of about 500.000 km². The region is bounded by the Purus arches, which separate it from Solimoes basin, and Gurupá arches which separate it from Marajó Mesozoic basin. Exploration in the Amazon basins margins began in 1950, with seismic and gravimetric surveys along major rivers. Some 180 wells were drilled prior to 2000 and 2D seismic surveys of 70.000 km were made. A chain of gravity highs of 40 to 90 mGals transects the basin. The gravity highs are flanked by gravity lows of -40 to ± 20 mGals. The observed pattern of a central chain of positive anomalies flanked by negative anomalies indicates that low-density crust material was replaced by higher-density mantle material, caused by tectonic reactivation of Precambrian structures.

Key-Words: Gravity methods, Amazon basin, Cratonic region

Lista de Figuras

1	Mapa de localização da Bacia do Solimões	2
2	Seção estrutural da Bacia do Solimões	2
3	Linhas 2D em Solimões	3
4	Classificação de bacias de KLEMME (1982)	4
5	Bacia do Amazonas	5
6	Carta estratigráfica da bacia do Solimões	11
7	Mapa paleogeográfico durante o Mesodevoniano	16
8	Províncias geocronológicas do Cráton Amazônico	18
9	Mapa Estrutural da Bacia do Solimões com secções sísmicas	20
10	Seção sísmica com falhas em flor e duas transcorrente	20
11	Seção sísmica mostrando falha reversa	21
12	Continuidade entre o bloco elevado e o rebaixado sem ruptura das camadas	21
13	Seção sísmica mostrando uma falha com rejeito direcional	22
14	Curvas de isoteores de COT nas unidades geradoras da Formação Jandiatuba	23
15	Potencial gerador da Formação Jandiatuba	24
16	Eventos para o sistema petrolífero Jandiatuba-Juruá	25
17	reflectância da vitrinita (Ro) mostrando a influência das soleiras de diabásio	26
18	O modelo de acumulação de petróleo da bacia do Solimões	27
19	Carta estratigráfica da Bacia do Amazonas	30
20	formações das Bacias do Amazonas e Solimões	31
21	Falhas paleozóicas da Bacia do Amazonas	34
22	Mapa gravimétrico Bourguer da Bacia do Amazonas	34
23	Gráficos da história geológica da bacia do Amazonas	38
24	Perfil geoquímico de poço na Amazonas	40
25	Mapa de isópacas da Formação Barreirinhas	41
26	Índice de Potencial da Fonte para algumas formações paleozóicas da bacia do Amazonas	42
27	Ocorrências de óleo e gás na bacia do Amazonas	42
28	Eventos do sistema petrolífero Barreirinhas	44
29	Referencial para observação de gravidade terrestre	48
30	Acelerações sofridas na Terra	49

31	Geóide e esferóide	51
32	<i>Representação geométrica para o cálculo da atração de um cilindro</i>	58
33	Representação dos setores cilíndricos usados na correção topográfica	60
34	Visualização física das correções de terreno	61
35	Correção de Maré	62
36	Densidade de diferentes tipos de rochas	63
37	Gravímetro Free-fall	66
38	Gravímetro Rise-and-fall	66
39	Gravímetros zero-length spring	67
40	Esquema funcional do gravímetro de LaCoste-Romberg	68
41	Gravímetro de LaCoste & Romberg.	69
42	Princípio de funcionamento do gravímetro Worden	70
43	Gravímetro de Worden	70
44	Gravímetro em operação	71
45	Gravímetro para medidas marinhas e aéreas	73
46	Efeito gravitacional produzido por uma esfera	75
47	Atração de um cilindro horizontal	77
48	Atração de um cilindro vertical semi-infinito	78
49	Efeito gravitacional num lençol horizontal semi-infinito	79
50	Efeito gravitacional em uma falha horizontal	80
51	Corpo irregular	81
52	Problema direto e problema inverso	82
53	Ambiguidade nas respostas de fontes	83
54	Gravidade Bouguer na Bacia Central do Amazonas	88
55	Modelo de densidade da crosta	89
56	Deflexão ao longo dos perfis	92
57	Deflexão da Litosfera ao longo do perfil B-B'	93
58	Geometria Rife do Amazonas	95
59	Gravidade Bouguer calculada pelo modelo tridimensional	95
60	Espessura de sedimentos da Bacia Central do Amazonas	97
61	Espessura das rochas sedimentares da Bacia Central do Amazonas	98
62	Secção Transversal da Bacia Central do Amazonas	100

Lista de Tabelas

1	Densidade de sedimentos e rochas sedimentares	64
2	Estações Gravimétricas Absolutas no Brasil	65

Sumário

Agradecimentos	v
Resumo	vii
<i>Abstract</i>	viii
Lista de Figuras	ix
Lista de Tabelas	xi
1 INTRODUÇÃO	1
1.1 Bacia do Solimões	1
1.2 Bacia do Amazonas	4
2 OBJETIVO	6
3 MÉTODO	7
3.1 Bacia do Amazonas	7
3.2 Bacia de Solimões	8
4 CONTEXTO GEOLÓGICO DA BACIA SOLIMÕES	9
4.1 Estratigrafia	9
4.1.1 Litoestratigrafia	9
4.1.2 Cronoestratigrafia	13
4.2 Geologia Histórica	14
4.3 Geologia Estrutural	17
4.4 Geologia do Petróleo	23
5 CONTEXTO GEOLÓGICO DA BACIA DO AMAZONAS	28
5.1 Estratigrafia	28
5.1.1 Litoestratigrafia	28
5.1.2 Cronoestratigrafia	32
5.2 Geologia Estrutural	32
5.3 Geologica Histórica	35
5.4 Geologia do Petróleo	39

6	GRAVIMETRIA	45
6.1	Fundamentos	45
6.1.1	Lei de Newton da atração gravitacional	45
6.1.2	Campo Gravitacional Terrestre	47
6.1.3	Potencial Gravitacional	49
6.1.4	Gravidade Normal	50
6.1.5	Contribuição dos materiais para o valor da gravidade	52
6.1.6	Redução dos valores da gravidade	53
6.2	Correções Gravimétricas	54
6.2.1	Correção de latitude	54
6.2.2	Correção de elevação (Ar-livre ou <i>Free-air</i>)	55
6.2.3	Correção Bouguer	57
6.2.4	Correção topográfica ou de terreno	59
6.2.5	Significado físico das correções de ar-livre, Bouguer e topográfica	60
6.2.6	Correção de maré	61
6.2.7	Anomalia Bouguer	62
6.3	Determinação da densidade	63
6.4	Instrumentação	64
6.4.1	Gravímetro Absoluto	65
6.4.2	Gravímetro Relativo	67
6.5	Interpretação	74
6.5.1	Atração de corpo de forma esférica	75
6.5.2	Cilindro horizontal	76
6.5.3	Cilindro Vertical	77
6.5.4	Efeito gravitacional de um lençol horizontal	79
6.5.5	Atração de corpo de forma irregular	80
6.5.6	O método direto e o método inverso	82
6.6	Prospecção de Petróleo	83
7	ESTUDO DE CASO	86
7.1	Análise de Velocidade	86
7.2	Modelos Gravitacionais	87
7.3	Flexura da Litosfera	90
7.3.1	Modelo Bidimensional	91
7.3.2	Variação Lateral Flexural da Litosfera	92
7.3.3	Modelo Tridimensional	93
7.4	Considerações	98

8 CONCLUSÃO

101

REFERÊNCIAS

103

Capítulo 1

INTRODUÇÃO

1.1 Bacia do Solimões

A Bacia do Solimões está localizada na região norte do Brasil, entre os paralelos de 2° e 8° S e meridianos 62° e 72°, abrangendo uma área total de 600.000 Km² desde a fronteira peruana-colombiana até a parte oeste da cidade de Manaus (Figura 1).

Os limites de caráter geológico dessa bacia são: o Arco de Iquitos a oeste, o Arco de Purus a leste, o Escudo das Guianas ao norte e o Escudo Brasileiro (Guaporé) ao sul. O Arco de Iquitos separa a Bacia do Solimões das bacias pericratônicas subandinas (bacias de Pastaza e Acre) e o Arco de Purus constitui um divisor geológico entre as bacias do Solimões e do Amazonas.

A Bacia do Solimões é subdividida pelo Arco de Carauari (alto interno) em duas sub-bacias (Figura 2):

1. Sub-bacia do Juruá: Apresenta eixo deposicional na direção NE-SW. A leste é limitada pelo Arco de Purus e a oeste pelo Arco de Carauari.
2. Sub-bacia do Jandiatuba: Apresenta uma orientação W-E, sendo limitada a leste pelo Arco de Carauari e a oeste pelo Arco de Iquitos.

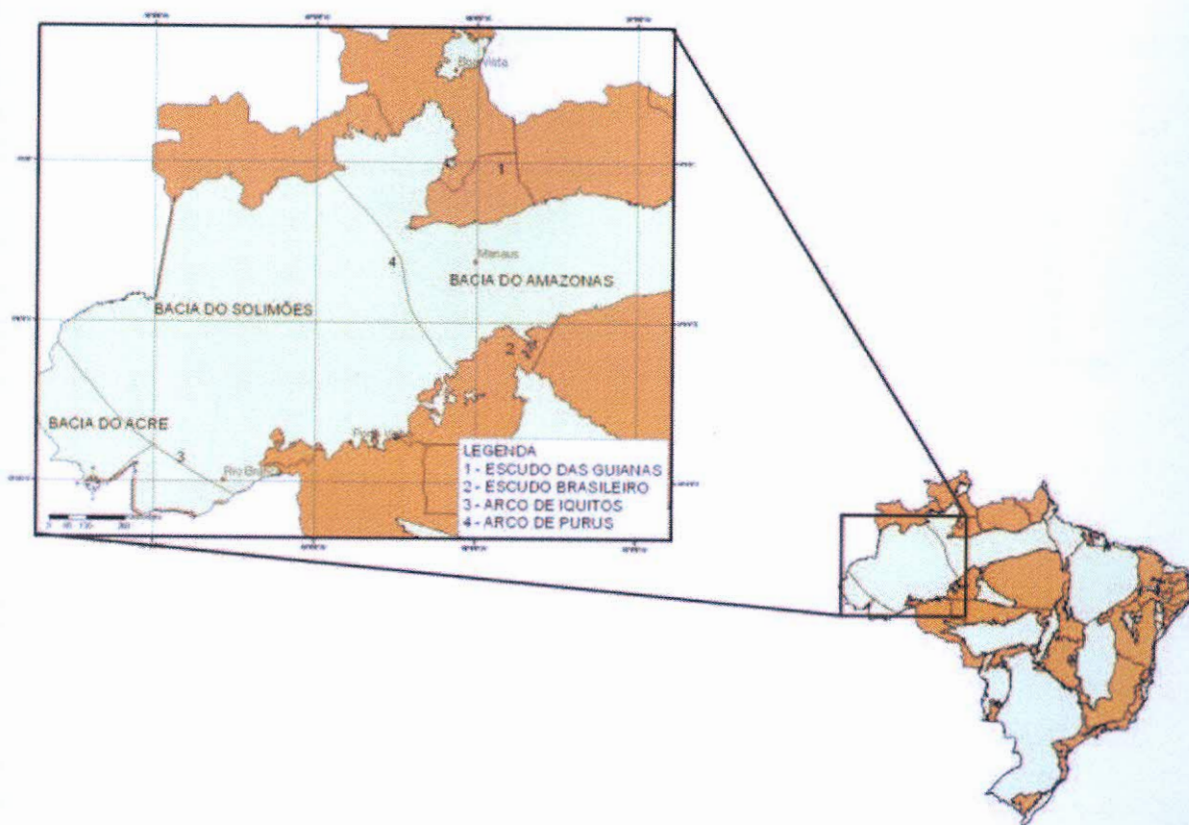


Figura 1: Mapa de localização da Bacia do Solimões mostrando os limites geológicos da bacia.

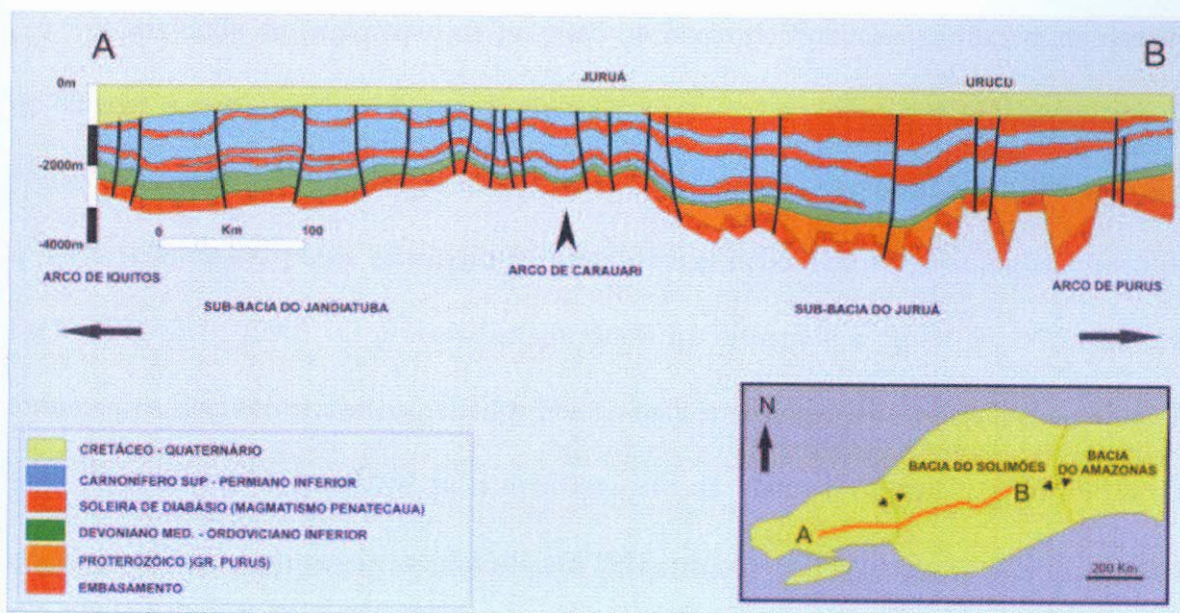


Figura 2: Seção estrutural da Bacia do Solimões mostrando as sub-bacias de Jandiatuba e Juruá. Modificado de WANDERLEY FILHO et al., 2005.

Grande parte do preenchimento sedimentar da bacia é representada por rochas devonianas e carboníferas (2500 m) que se encontram intrudidas por soleiras de diabásio

mesozóicas. Sobrepostas às rochas paleozóicas, rochas cretácicas e terciárias chegam a alcançar 500 m de espessura, completando a coluna estratigráfica dessa bacia.

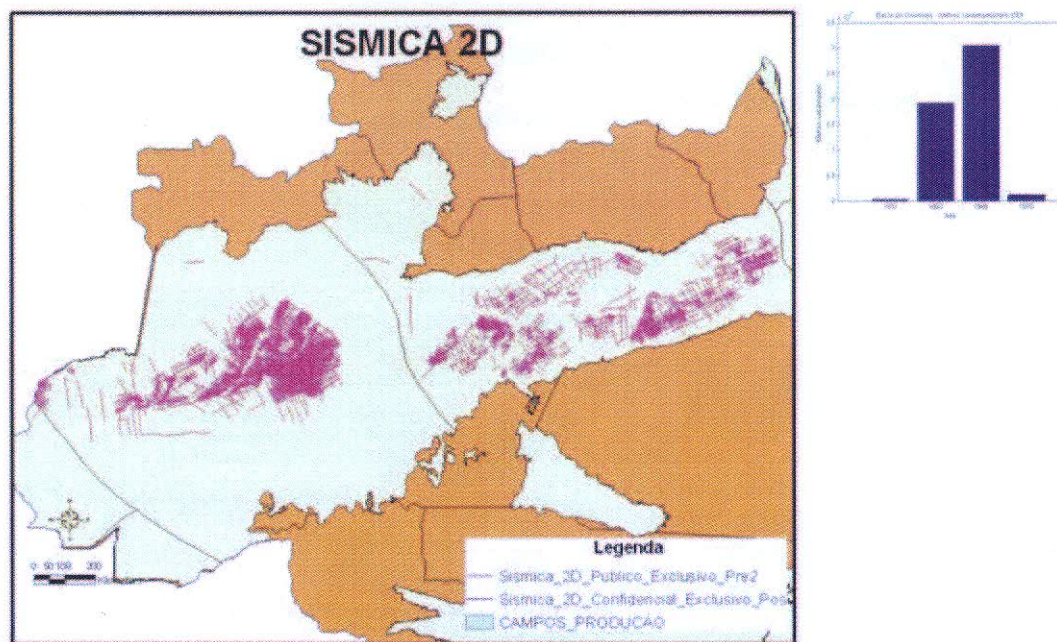


Figura 3: Mapa de distribuição das linhas 2D e histograma com os quilômetros levantados na bacia do Solimões.

A atividade de exploração de petróleo na bacia do Solimões se iniciou na década de 60 com a perfuração de poços do tipo estratigráfico ao longo dos principais rios da região, utilizando como base apenas dados de gravimetria e geologia de superfície. Com a perfuração desses poços estratigráficos foi possível definir uma estratigrafia básica da bacia (BRAZIL, 1990). O processo exploratório foi retomado a partir de 1975 com levantamentos sísmicos terrestres, aliados nos trabalhos geológicos de reavaliação da bacia. Essa retomada foi responsável pelo delineamento da anomalia estrutural do Juruá, na qual foi perfurado um poço exploratório em 1978, revelando o primeiro campo de gás com potencialidade econômica em bacia paleozóica brasileira. Mais tarde, em 1986, foi descoberto óleo na província estrutural do rio Urucu. A Figura 4 mostra a distribuição das linhas 2D levantadas na bacia do Solimões e um histograma quantificando os quilômetros levantados entre 1957 e 1975.

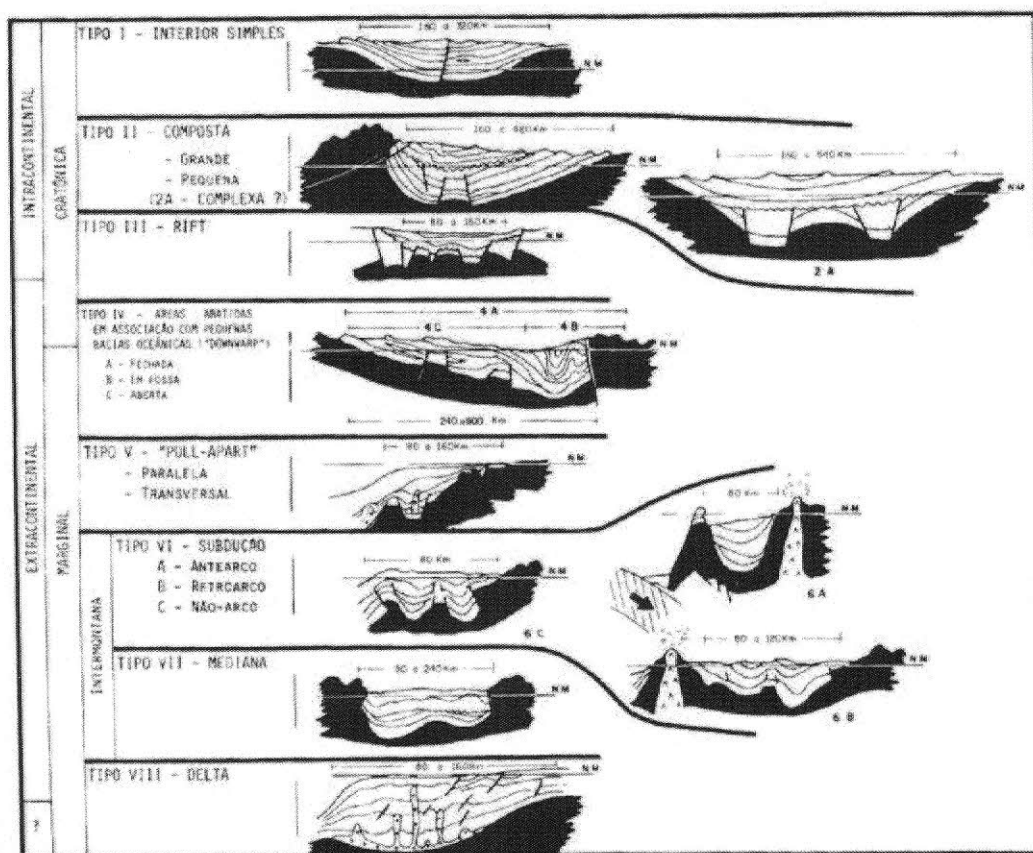


Figura 4: *Classificação das bacias sedimentares de acordo com KLEMMÉ (1982)*

Utilizando-se a classificação proposta pelo geólogo H.D. Klemme em 1971 (Figura 4), pode-se enquadrar a Bacia do Solimões como uma bacia do tipo I (interior cratônico).

1.2 Bacia do Amazonas

A Bacia do Amazonas é uma sinéclise intracontinental de 500.000 Km², encaixada entre os escudos pré-cambrianos das Guianas, ao Norte, e Brasileiro, ao Sul. Está limitada a oeste pelo Arco de Purus, que a separa da Bacia de Solimões e, a leste, pelo Arco de Gurupá que a separa da Bacia Mesozóica de Marajó (Figura 5). Abrange parte dos estados do Amazonas e Pará. Reúne as anteriormente chamadas bacias do Médio e Baixo Amazonas. Sua origem está ligada à dispersão de esforços no fechamento do ciclo Proterozóico Brasileiro, com a propagação de um rifte precursor, fazendo-se de leste para

oeste, ao longo de antigas linhas de fraqueza do embasamento.

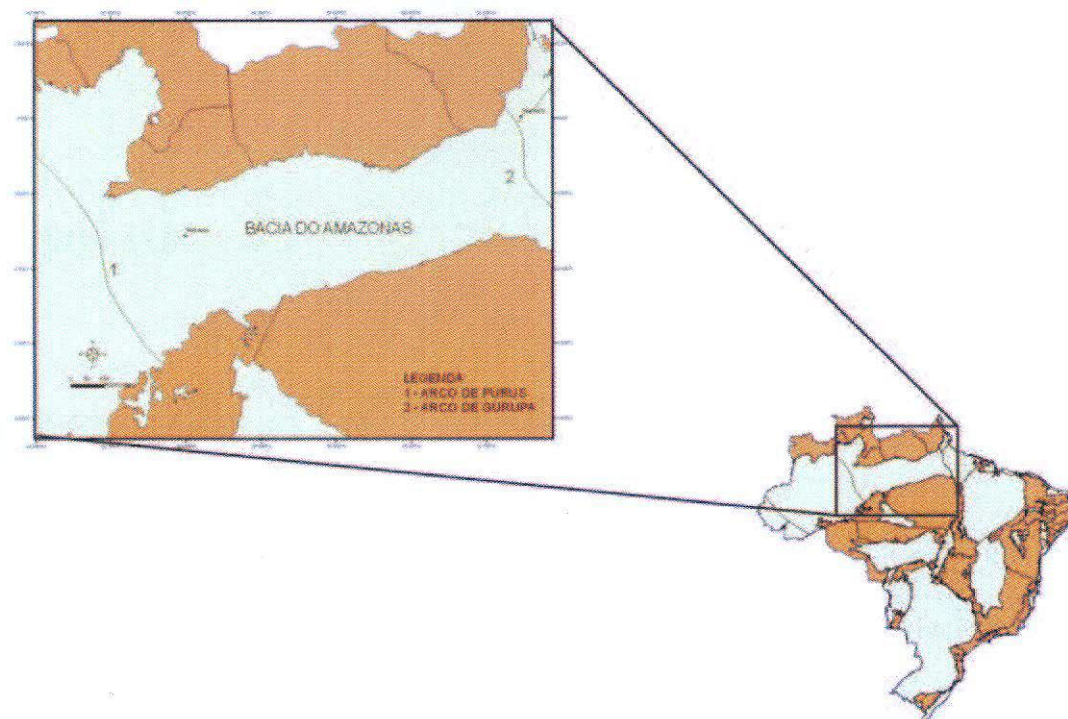


Figura 5: *Localização da Bacia do Amazonas com os principais limites geológicos.*

O preenchimento da bacia tem em torno de 6 Km de espessura e consiste principalmente de rochas paleozóicas (Ordoviciano - Permiano) intrudidas por diques e soleiras de diabásio do Triássico - Jurássico, que foram posteriormente soterradas por rochas do Cretáceo - Terciário.

Até 2000 já haviam sido perfurados na bacia cerca de 178 poços exploratórios e sido levantados aproximadamente 70.000 Km de sísmica 2D. Os dados disponíveis permitiram a identificação de um único sistema petrolífero para a bacia: Barreirinha-Curiri (!), porém acumulações comerciais ainda não foram descobertas. Estudos indicam que grande quantidade de hidrocarbonetos foi expelida dessa formação, porém grande quantidade se dispersou ao longo das longas distâncias de migração. Parte dos hidrocarbonetos que tenham vindo a se acumular, podem ainda ter sido remobilizados e perdidos durante a fase de reativação mesozóica.

Capítulo 2

OBJETIVO

Essa monografia tem três objetivos principais: Caracterizar brevemente a geologia das bacias do Amazonas e Solimões; revisar alguns conceitos básicos do método gravimétrico com aplicações na indústria do petróleo; como também, fazer um estudo de caso do método aplicado ao contexto geológico da bacia considerada.

Capítulo 3

MÉTODO

Foram utilizadas diversas fontes para a composição do contexto geológico das bacias do Amazonas e Solimões. Pode-se dizer que cada fonte deu sua contribuição particular para um determinado aspecto de abordagem da bacia.

3.1 Bacia do Amazonas

CUNHA *et al.*(1994) foi utilizado na construção do contexto lito e crono estratigráfico, já que este contém a descrição detalhada de todas as formações que compõe o registro deposicional da bacia do Amazonas.

Para a geologia estrutural foram utilizados CAPUTO (1984) e WANDERLEY FILHO & COSTA (1991). O primeiro é uma tese de doutorado que trata, dentre outros temas, da tectônica da bacia. O segundo discute as principais estruturas, bem como, a importante contribuição do embasamento para sua evolução.

O capítulo que trata de inundações marítimas Fanerozóicas no Brasil de ALMEIDA *et al.* (2000) foi fonte para descrever a geologia histórica. Junto a este, também foi fonte GONZAGA *et al.* (2000) que utiliza gráficos de taxa de acumulação e *backstripping* para

descrever a história geológica da bacia.

Por último, foi utilizado GONZAGA *et al.* (2000) para revisar a geologia do petróleo da Bacia do Amazonas, através de uma descrição detalhada dos sistemas petrolíferos que atuam nessa bacia.

3.2 Bacia de Solimões

A estratigrafia da área foi obtida a partir de EIRAS *et al.* (1994), da qual se retirou as descrições litoestratigráficas e cronoestratigráficas.

A geologia histórica foi retirada de ALMEIDA *et al.* (2000) que trata das inundações marinhas ocorridas no Fanerozóico. MELLO *et al.* (1994) foi de suma importância para a descrição do sistema petrolífero da bacia.

No contexto estrutural, foi utilizado o trabalho de CAPUTO (1985) e CAPUTO & SILVA (1990) no qual foram retiradas seções sísmicas para ilustrar o estilo estrutural.

Capítulo 4

CONTEXTO GEOLÓGICO DA BACIA SOLIMÕES

4.1 Estratigrafia

4.1.1 Litoestratigrafia

A coluna estratigráfica da Bacia do Solimões contém rochas de idades variando entre o proterozóico e o Terciário (Figura 6). Nas descrições das unidades litoestratigráficas enfatizaram-se as formações mais relevantes para a caracterização do sistema petrolífero da bacia utilizando como base para as descrições formuladas por EIRAS *et al.* (1994).

Grupo Purus

Representa rochas mesoproterozóicas que foram depositadas em riftes da mesma idade. Engloba as formações Prainha, Prosperança e Acari.

Formação Benjamin Constant

Proposta por SILVA (1987, 1988 - Boletim de Geociências), é constituída por arenito mal-selecionado cinza-esbranquiçado. Ocorre somente na Sub-bacia do Jandiatuba. O

ambiente deposicional dessa formação é marinho raso a costeiro dominado por ondas, passando gradualmente ao domínio das marés. É atribuída uma idade meso-ordoviciano para essa formação, sendo o mais antigo registro sedimentar das bacias paleozóicas do Brasil.

Formação Jutaí

Proposta por CAPUTO (1984) para designar rochas de idade Siluriana. É composta predominantemente por folhelho cinza-escuro e acastanhado, com intercalações de arenito fino branco e siltito cinzento. O ambiente deposicional da Formação Jutaí é interpretado como marinho.

Grupo Marimari

Reune as formações Uerê e Jandiatuba. Os correlatos do Grupo Marimari na Bacia do Amazonas são os grupos Urupadi e Curuá.

Formação Uerê

Compreende rochas predominantemente silicosas (silexito) e arenito com espículas de esponja, e folhelho silicoso cinza-escuro. Grada lateralmente para a Formação Jandiatuba. O ambiente deposicional dessa formação é interpretado como marinho raso e transicional.

Formação Jandiatuba

Na Sub-bacia de Jandiatuba, essa formação apresenta folhelho cinza-escuro a preto, com altos índices de carbono orgânico total, intercalados com siltito e arenito fino com espículas. A presença de arenito cresce em direção ao topo. Na Sub-bacia do Juruá, os litotipos predominantes são arenitos silificados com intercalações de silexitos com espículas de esponjas e camadas de folhelho, siltito e diamictito. O Membro Jaraqui é constituído de diamictitos cinza-escuros a pretos, com distribuição aleatória. O contato inferior com a Formação Jutaí e o embasamento é discordante, ocorrendo até o flanco oeste do Arco de Purus. Apresenta uma interdigitação com a Formação Uerê, e está

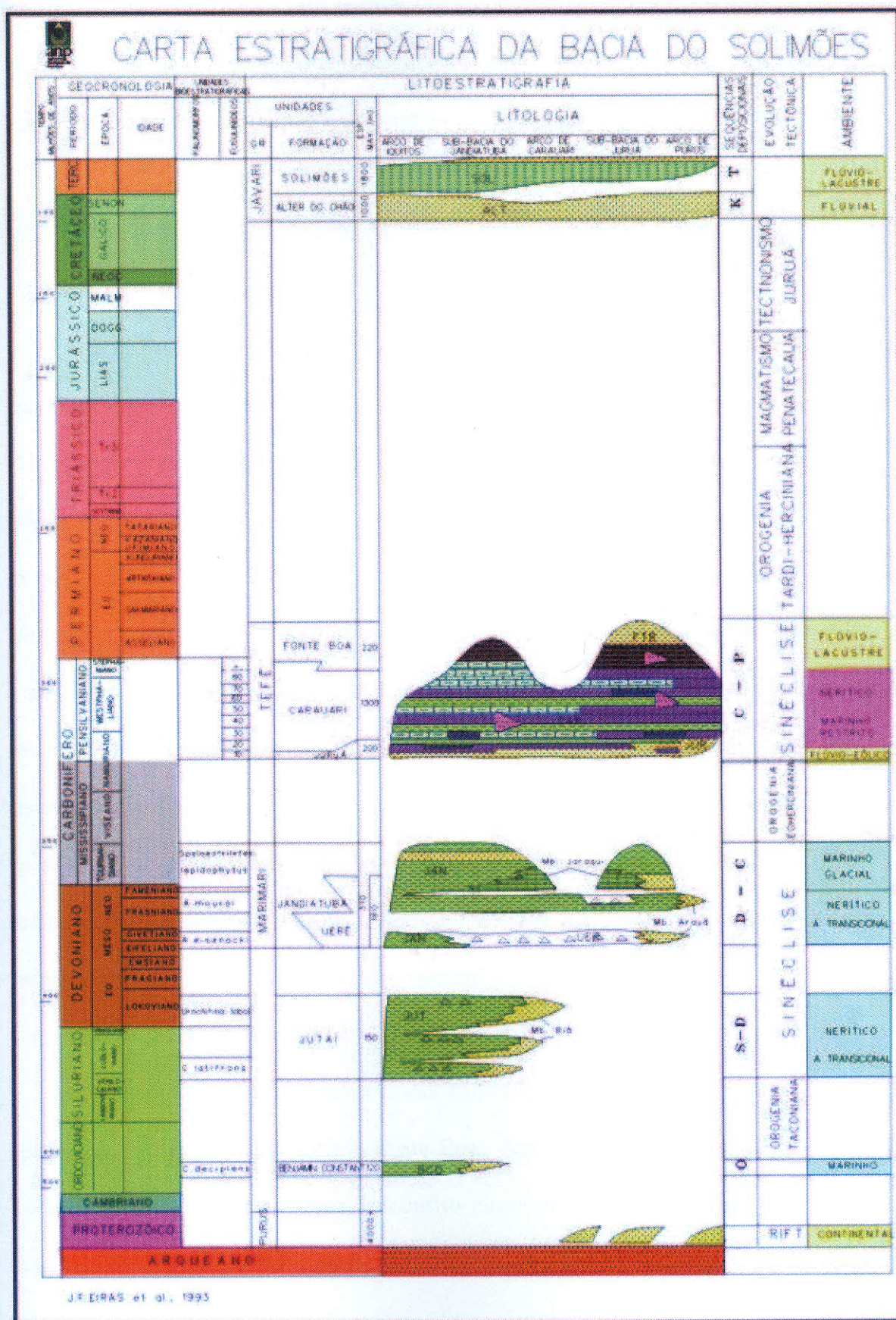


Figura 6: Carta estratigráfica da bacia do Solimões (EIRAS et al., 1993).

recoberta discordantemente pela Formação Juruá. Está ausente sobre o Arco de Carauari. É interpretado um ambiente deposicional marinho costeiro para essa formação, sendo transgressivo até o Frasniano e regressivo para seção superior.

Grupo Tefé

Compreende as formações Juruá, Carauari e Fonte Nova.

Formação Juruá

Representa uma seção basicamente arenosa com pelitos subordinados, conforme denominado por SILVA (1987, 1988). Apresenta uma granulometria areia variando entre muito fino a grosso, coloração branco e cinza e estratificações de grande e pequeno porte, associado à siltito, folhelho cinza e castanho, calcário e anidrita. Recobre discordantemente os folhelhos Jandiatuba ou os arenitos Uerê. O contato superior com a Formação Carauari é transicional. A idade eopensilvaniana é baseada em estudos com foraminíferos e palinórmorfos. O ambiente deposicional é interpretado com sendo flúvio-deltáico, com retrabalhamento eólico, na parte basal, passando para um ambiente eólico costeiro, com influência marinha cada vez mais acentuada em direção ao topo, terminando com fácies de praia com retrabalhamento eólico e, possivelmente, barras longitudinais e deltas de maré. Um clima quente e árido vigente durante a deposição dessa formação é evidenciado pela presença de depósitos de sabkhas associados às dunas.

Formação Carauari

Representam as rochas carbonáticas-evaporíticas que estão sobrepostas aos arenitos Juruá e sotopostas aos siltitos Fonte Boa. Apresenta uma sedimentação cíclica de folhelho castanho e cinza-escuro, calcilito cinzento recristalizado, anidrita nodular e maciça branca e halita fina a grossa. Distribui-se por toda a bacia do Solimões. Os contatos inferior e superior são transicionais. Três soleiras de diabásio estão intrudidas nessa formação. É atribuída uma idade pensilvaniana para essa formação com base em datação

de fusulinídeos, conodontes e isótopos. O ambiente deposicional interpretado é marinho restrito.

Formação Fonte Boa

Caracteriza-se por siltito e folhelho vermelho e castanho, intercalados com arenito fino branco na Sub-bacia do Jandiatuba. Formação Alter do Chão Representa arenitos grossos, friáveis e de cores variadas.

Formação Solimões

Caracterizam-se por argilitos vermelho e cinza, com camadas e conchas e linhito. Recobrem as Bacias do Solimões e do Acre.

Diabásio Penetecaua

Representam soleiras de diabásio de idade Eojurássica intercaladas evaporitos da Formação Carauari.

4.1.2 Cronoestatigrafia

As rochas da Bacia do Solimões possuem idades variando desde o Ordoviciano até o Terciário (CAPUTO, 1985). Essas seqüências são limitadas principalmente pelas orogênias paleozóicas, as quais são: Orogenia Caledoniana, Herciniana e Tardiherciana. Uma descrição mais detalhadas dessas orogênias pode ser encontrada em PORSCHE (1985).

Segundo EIRAS *et al.* (1994), o registro estratigráfico da Bacia do Solimões pode ser dividido em seis seqüências de segunda ordem, sendo quatro seqüências paleozóicas.

Seqüência Ordoviciano

Compreende os clásticos da Formação Benjamin Constant do Ordoviciano inferior (Areginiiano/Lanviriano). A discordância que limita essa seqüência representa um hiato de tempo de cerca de 100 Ma. EIRAS *et al.* (1994) relaciona essa discordância a um soerguimento devido à orogenia Taconiana.

Seqüência Siluro-Devoniana

Representa clásticos e carbonatos da Formação Jutuí.

Seqüência Devoniana-Carbonífera

Equivalem aos depósitos clásticos e silicosos do Grupo Marimari. A discordância que limita essa seqüência é relacionada ao soergimento provocada pela Orogenia Eo-herciniana.

Seqüência Permo-Carbonífera

Composta pelos clásticos, carbonatos e evaporitos marinhos e continentais do Grupo Tefé. Seu limite é marcado por uma discordância erosiva com um hiato de 170 milhões de anos como consequência da Orogenia Tardi-herciniana e do diastrofismo Juruá.

Seqüência Cretácea

Constituída pelos clásticos de origem fluvial da Formação Alter do Chão. A Orogenia Andina influenciou na subsidência da Bacia do Solimões e preservação dessa seqüência.

Seqüência Terciária

Corresponde aos pelitos e arenitos da Formação Solimões. O espaço de acomodação para a deposição dessa seqüência é influência da Orogenia Andina.

4.2 Geologia Histórica

A gênese da Bacia do Solimões não é bem conhecida, sendo que sua evolução aconteceu a partir do Ordoviciano como uma sinéclise interior continental com flexura de oeste para leste, relacionado a um possível rifteamento paralelo a borda oeste do continente Gondwana. A formação da bacia estaria relacionada à fase de subsidência termomecânica ocorrida após esse rifteamento (CAMPOS *et al.*, 1991).

No eo-Ordoviciano, a Sub-bacia do Juruá era uma plataforma estável que estava

separada por uma charneira (Arco de Carauari), a oeste, de uma área que tinha sofrido um processo de subsidência, que é a atual Sub-bacia do Jandiatuba. O primeiro evento marinho fanerozóico ficou registrado nas rochas meso-ordoviciana da Formação Benjamin Constant. O registro dessa sedimentação está registrado na Sub-bacia do Jandiatuba.

O Arco de Carauari se manifestou pela primeira vez como um divisor bacial somente no neo-Siluriano. As transgressões marinhas provenientes da região oeste ultrapassaram o Arco de Carauari, recobrando o extremo ocidental da Sub-bacia do Juruá. Essa segunda transgressão marinha possui como registro estratigráfico a Formação Jutai.

A terceira invasão marinha ou “Grande Transgressão Devoniana”, denominada por ALMEIDA & CARNEIRO (2000), ocorreu no Meso-devoniano, já com o Arco de Carauari bem desenvolvido. Durante esse período o clima era frio e há evidências de glaciação. A Formação Jandiatuba, que foi depositada nesse período, apresenta os melhores índices de carbono orgânico total da bacia, estando esse intervalo com elevados valores de COT associado com uma superfície de inundação máxima, na passagem Neofrasniano-Eofameniano. Segundo QUADROS *et al.* (1992) o topo da Formação Jandiatuba encontra-se bastante erodido devido à retirada do mar provocada provavelmente pela orogênese eo-herciniana. A Figura 7 mostra a um mapa paleogeográfico durante o Mesodevoniano.

A quarta e última transgressão marinha ocorreu do Neocarbonífero ao Eopermiano, apresentando como registro sedimentar o Grupo Tefé. O clima era quente e árido favorecendo a formação das melhores rochas-reservatórios, dunas eólicas da Formação Juruá, além da formação das seqüências evaporíticas que constitui as rochas selantes da bacia.

Durante o Jurotriássico, atuaram processos erosivos causados por soerguimentos devido à orogenia tardiherciniana, não havendo registro de sedimentação durante esse período. No Jurotriássico também ocorreram intrusões de extensas soleiras de diabásio.

Pelo menos três conjuntos de soleiras de diabásio se encontram intrudidos entre as seqüências evaporíticas. Essas soleiras de diabásio foram datadas (datação radiométrica Ar/Ar) de 220 Ma correspondendo ao evento magmático Penatecaua. A sedimentação foi retomada somente no Neocretáceo, período em que a bacia voltou a se comportar como uma área subsidente, com a implementação de um sistema fluvial de alta energia. Essa unidade arenosa é chamada de Formação Alter do Chão.

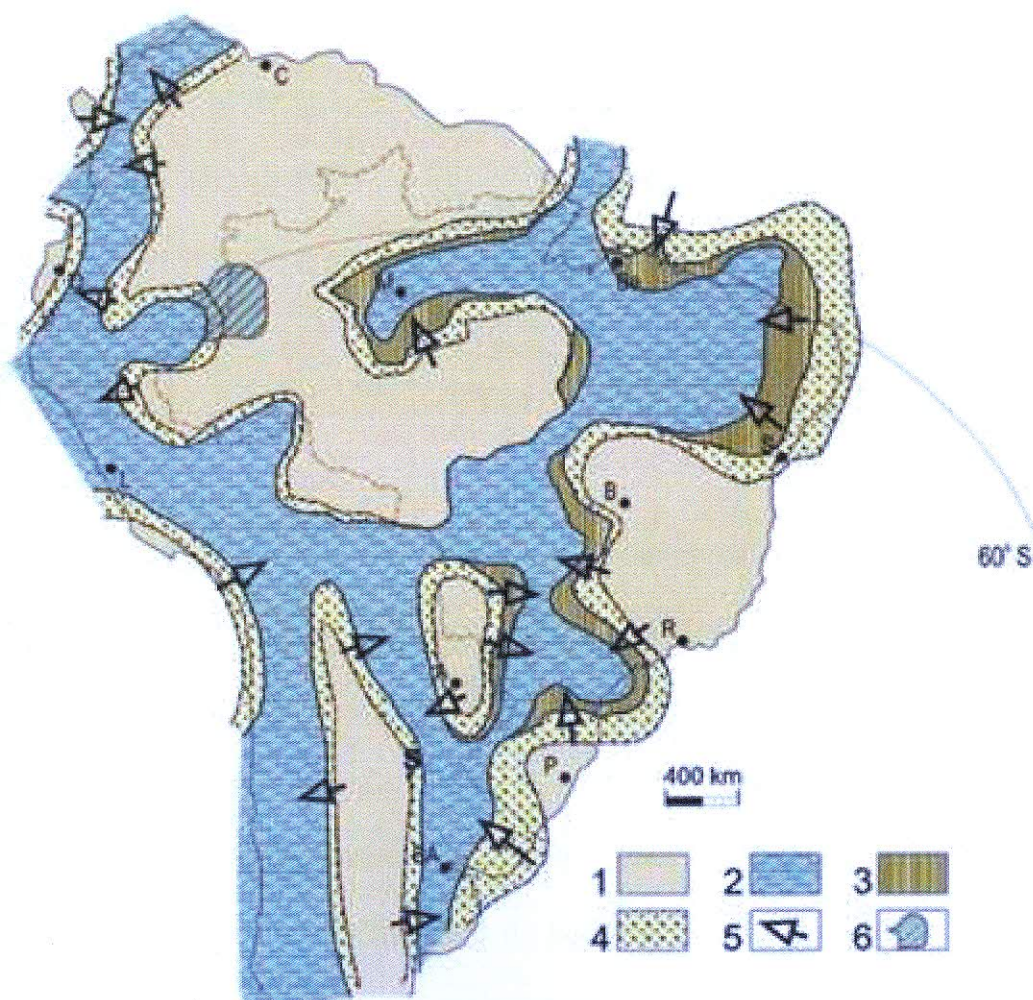


Figura 7: Mapa paleogeográfico ilustrando a inundação mesodevôniana (Eifeliano/Givetiano). Legenda: 1- Área emersa; 2- Ambientes sedimentares marinhos; 3- Ambientes transicionais; 4- Ambientes sedimentares não-marinhos; 5- Setas indicativas das principais direções de suprimento sedimentar; 6- provável extensão máxima oriental dos ambientes não-marinhos e transicionais na bacia do Solimões (sub-bacia do Juruá). ALMEIDA & CARNEIRO, 2000.

O início do soerguimento dos Andes foi responsável pelo deslocamento do depocentro da sedimentação terciária para a região subandina. A partir do Mioceno, a direção da rede de drenagem mudou em direção ao oceano Atlântico e a Bacia do Solimões passou a ser assoreada pelo grande aporte de sedimentos provenientes da região andina.

4.3 Geologia Estrutural

O embasamento sobre o qual se implantou a Bacia do Solimões é representado pelo Cráton Amazônico. O Cráton Amazônico (Figura 8) é composto de seis grandes províncias geocronológicas que são o resultado da acreção de faixas móveis a um núcleo mais antigo, denominado de província amazônica central. Na Sub-bacia do Jandiatuba (cinturão móvel Rondoniense) e na Sub-bacia do Juruá (província Rio Negro-Juruena) o substrato é composto por rochas ígneas e metamórficas, porém na Sub-bacia do Juruá encontram-se rochas sedimentares (Grupo Purus).

As principais feições estruturais da bacia do Solimões são: arco de Carauari, arco de Iquitos e o megacisalhamento do Solimões.

O arco de Carauari, uma feição proeminente positiva do embasamento, de direção NW-SE, separa a bacia do Solimões em duas sub-bacias: Jandiatuba e Juruá. Uma outra feição estrutural que se destaca é o arco de Iquitos. A gênese do arco de Iquitos está relacionada ao espessamento tectônico da borda do continente sulamericano como consequência da orogenia andina, o que ocasionou um soerguimento da litosfera na região do Arco de Iquitos (CAPUTO, 1985).

Apresentando uma direção geral N75°E e extensão superior a 1000 km, o megacisalhamento do Solimões constitui uma das principais feições estruturais da bacia, sendo um clássico exemplo de um cinturão de deformação intraplaca. Sua gênese está relacionada

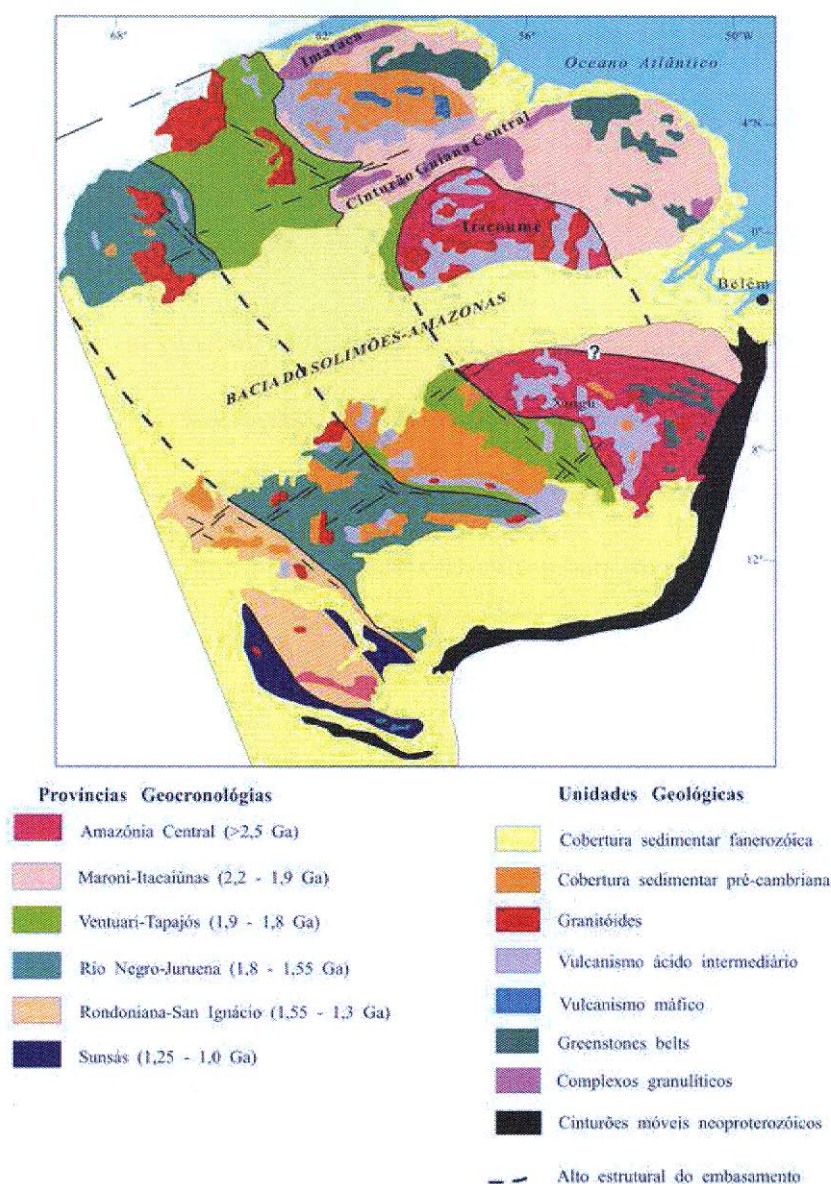


Figura 8: *Províncias geocronológicas do Cráton Amazônico de acordo com TASSINARI & MACAMBIRA (2004).*

a um cisalhamento dextrógiro, resultante de esforços compressivos, ocorrido durante o Jurássico-Cretáceo, que reativou estruturas pré-existentes do embasamento, gerando dobras anticlinais e falhas reversas de direção preferencial NE-SW (CAPUTO, 1985). A estruturação gerada por esses esforços é consequência da divergência entre a América do Sul e a África, o que produziu uma forte convergência entre o noroeste da América do Sul e um arco de ilhas (CAPUTO & SILVA, 1990).

Associados ao megacisalhamento do Solimões ocorrem falhas transcorrentes em

trends escalonados, en échelon, diagonais à zona principal, como o *trend* Juruá. São descritos três conjuntos de falhas ao longo do megacisalhamento do Solimões (CAPUTO & SILVA, 1990):

Conjunto A

Apresenta uma direção sub-paralela à direção do megacisalhamento do Solimões. Em seções sísmicas, observam-se estruturas em flor positivas e planos de deslocamento com rejeitos aproximadamente verticais, atingindo centenas de metros principalmente no limite sudoeste da bacia (Figura 9). Essas estruturas são interpretadas como sendo o resultado de um cisalhamento regional convergente de primeira ordem, segundo a direção N 75°E, proveniente do quadrante NW.

Conjunto B

Caracteriza-se pela sua inflexão para norte, variando de N65°E a N25°E, gerando dobras assimétricas e falhas reversas escalonadas (en échelon). Mostram efeitos de compressão e falhas com grande rejeito (500 m a 1000 m), estando bem caracterizadas em linhas sísmicas e em poços perfurados na área (Figuras 10, 11, 12).

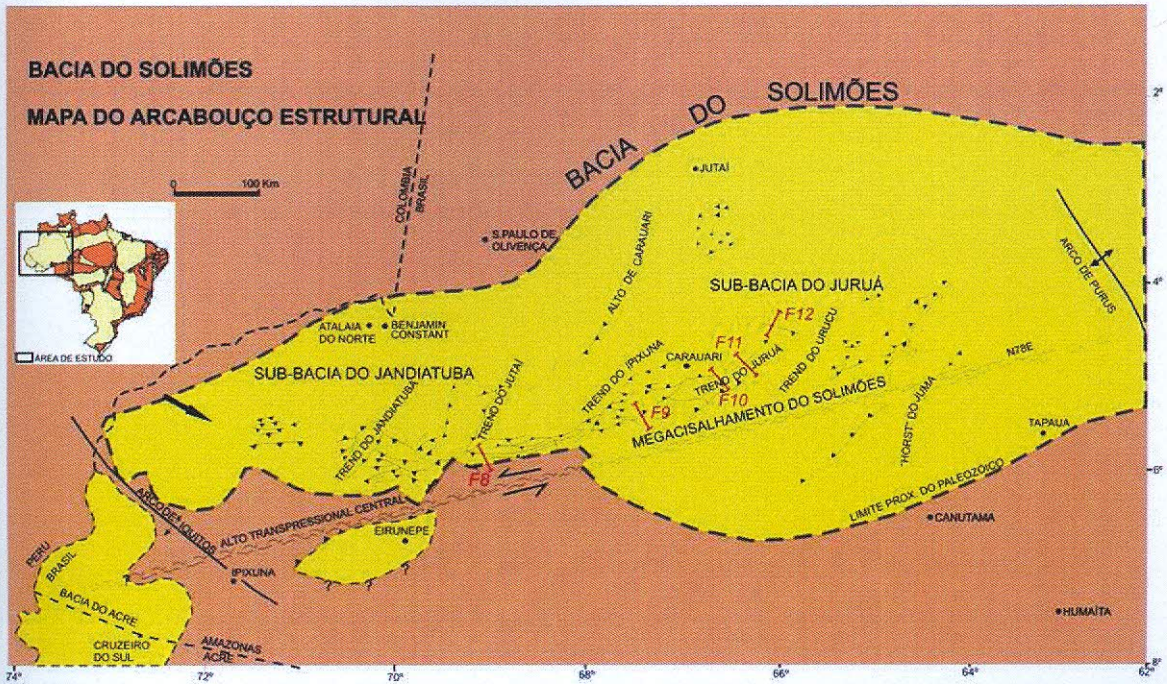


Figura 9: Mapa Estrutural da Bacia do Solimões com as localizações das seções sísmicas (CAPUTO & SILVA, 1990). As legendas F10, F11, F12, F13 e F14 correspondem à localização das seções sísmicas das figuras com números correspondentes.

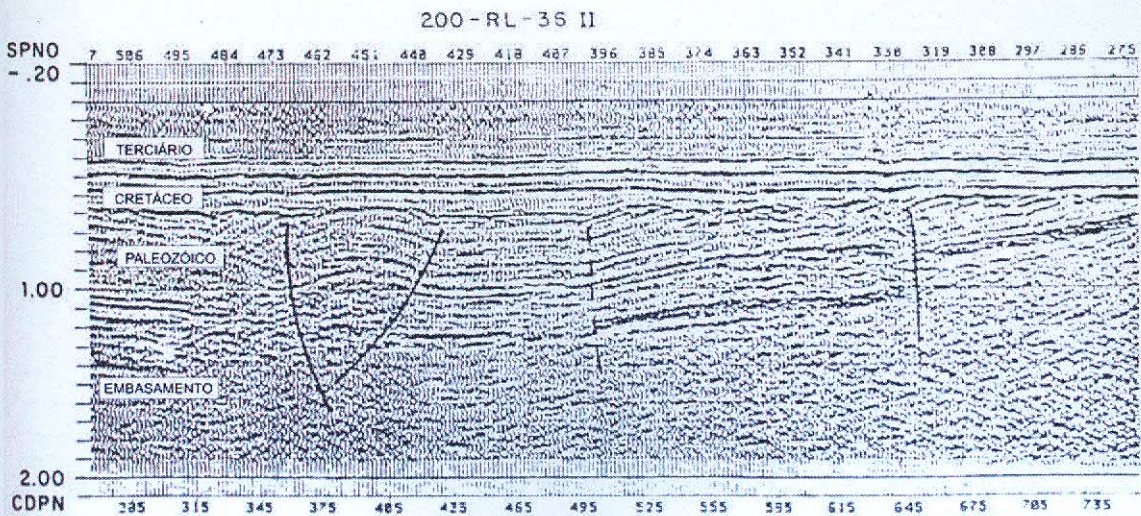


Figura 10: Seção sísmica mostrando falhas em flor (esquerda) e duas falhas transcorrentes com plano de deslocamento vertical (CAPUTO & SILVA, 1990).

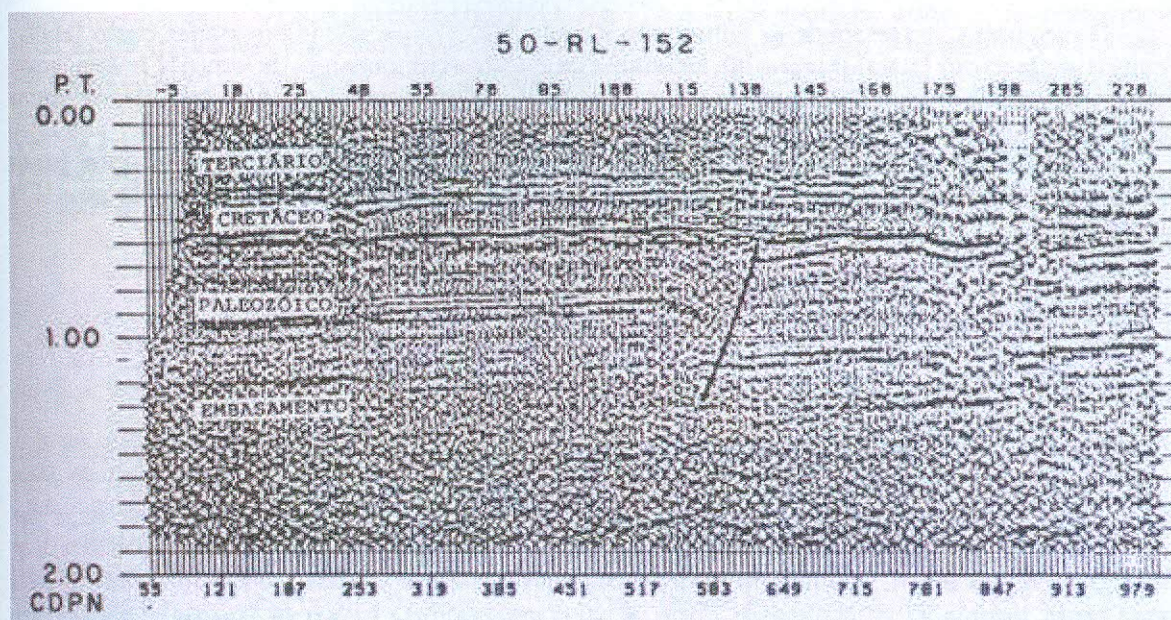


Figura 11: Seção sísmica mostrando uma falha reversa em échelon onde toda a seção pré-cretácea foi falhada segundo uma direção N 55°E. CAPUTO & SILVA, 1990.

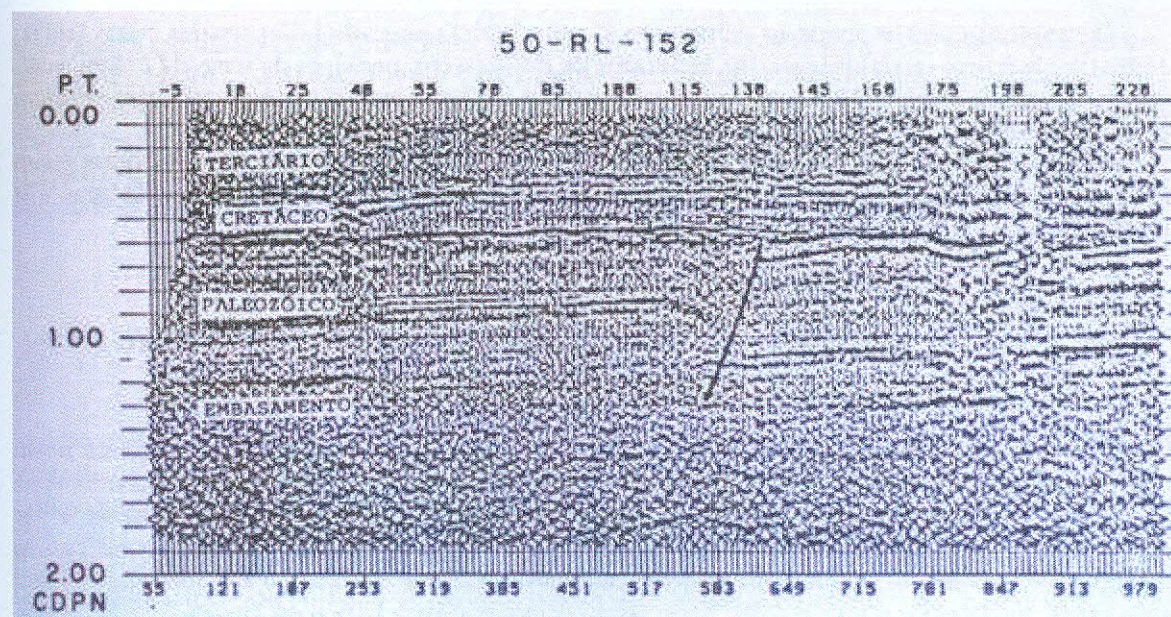


Figura 12: Observar a continuidade entre o bloco elevado e o rebaixado sem ruptura das camadas (dobras em échelon). CAPUTO & SILVA, 1990.

Como exemplos de trends escalonados podem-se citar os trends de Jandiatuba, Jutaí, Ipixuna, Juruá e Urucu (APOLUCENO NETO & TSUBONE, 1988). A reologia do embasamento, através de lineamentos pré-existentes, controla a direção das falhas reversas escalonadas desse conjunto, variando de 10° a 45° com a direção da transcorrência.

Por vezes, o falhamento do embasamento produz apenas uma flexura na cobertura sedimentar, sem falhamento reverso associado (Figura 11). Outrora, a cobertura sedimentar basal encontra-se falhada, com a porção superior dobrada, formando as chamadas box folds (Figura 12).

Conjunto C

Esse conjunto apresenta falhas de rejeito lateral e direção $N70^\circ W$ como consequência de esforços compressivos de segunda ordem (Figura 13).

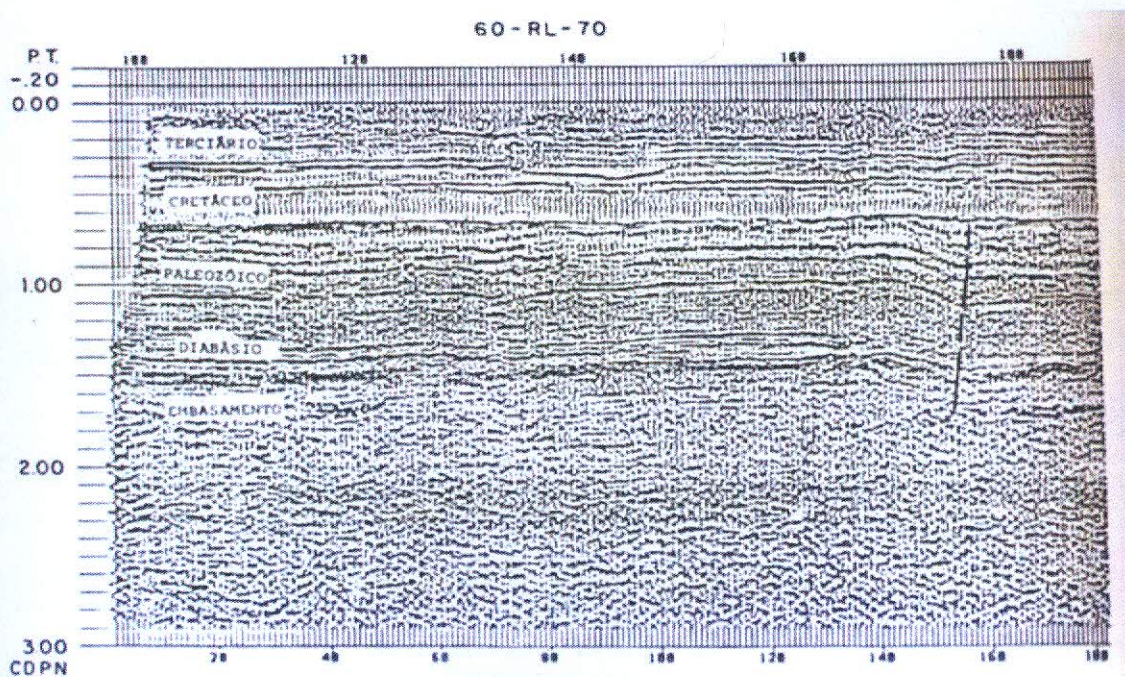


Figura 13: Seção sísmica mostrando uma falha com rejeito direcional, com plano de deslocamento vertical, na direção $N 70^\circ W$. CAPUTO & SILVA, 1990.

4.4 Geologia do Petróleo

O principal sistema petrolífero da Bacia do Solimões é Jandiatuba-Juruá (!). É responsável pela maior parte das acumulações de hidrocarbonetos descobertas. Um outro sistema petrolífero da Bacia do Solimões é Jandiatuba-Uerê (.), porém não há uma boa correlação entre o óleo encontrado nos arenitos da Formação Uerê e os folhelhos da Formação Jandiatuba. Abaixo é feita a descrição do sistema petrolífero Jandiatuba-Juruá.

Os folhelhos geradores Devonianos da Formação Jandiatuba evidenciam a potencialidade desse sistema petrolífero pelos excelentes índices de Carbono Orgânico Total (COT) em torno de 6% e índice de reflectância da vitrinita (R_o) em torno de 1,35%. A Figura 14 abaixo mostra a distribuição de isotores de COT nas Sub-bacias do Jandiatuba e Juruá.

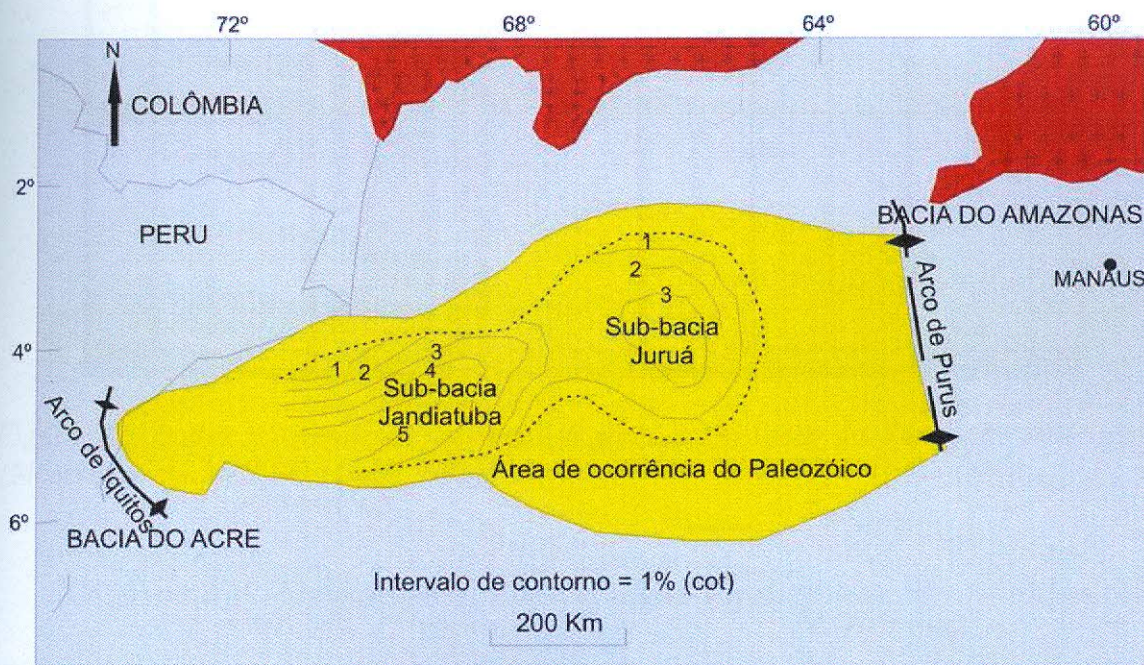


Figura 14: Curvas de isotores de COT nas unidades geradoras da Formação Jandiatuba (DPC & ASSOCIADOS, 2000)

O baixo potencial gerador ($S_2 < 3.5$ mg HC/g rocha) combinado com baixos índices de hidrogênio ($IH < 50$ mg HC/g COT) indica que a Formação Jandiatuba gerou a maioria dos hidrocarbonetos (MELLO *et al.*, 1994). Cabe salientar que os altos índices de Ro se justificam pela presença de corpos intrusivos de diabásio que aceleraram a maturidade térmica da rocha. Figura 15 a seguir sintetiza os dados geoquímicos da Formação Jandiatuba.

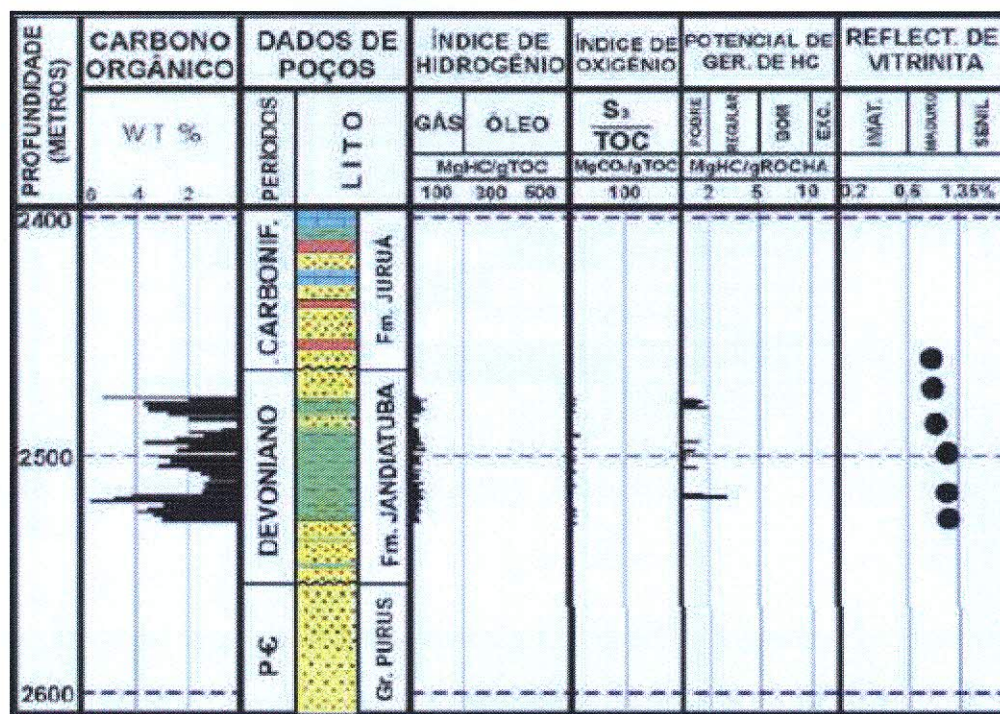


Figura 15: Dados geoquímicos mostrando o potencial gerador da Formação Jandiatuba. (Modificado de MELLO *et al.*, 1994).

Os arenitos do Mesocarbonífero da Formação Juruá representam as rochas-reservatório desse sistema, com espessuras por volta de 40 metros. As melhores fácies do arenito Juruá foram depositadas em campos de dunas de ambiente desértico e compõem a porção superior desta formação. Apresenta porosidade máxima de 22,5% e permeabilidade entre 100 e 316 mD (LANZARINI, 1984). Um eficiente selo encontra-se sobreposto as rochas reservatório da Formação Juruá que são os evaporitos Carboníferos da Formação Carauari.

Segundo MELLO *et al.* (1994), a geração-migração ocorreu no Neodevoniano, an-

terior à formação das trapas que ocorreu no Neojurássico-Eocretáceo. Porém, os hidrocarbonetos que foram gerados até o final do devoniano, foram remigrados entre o final do Jurássico e o final do Aptiano (140-110 Ma), ou seja, foram remigrados durante a formação das trapas. O momento crítico desse sistema petrolífero foi por volta de 200 Ma, quando a maioria dos hidrocarbonetos já estava acumulada (Figura 16).

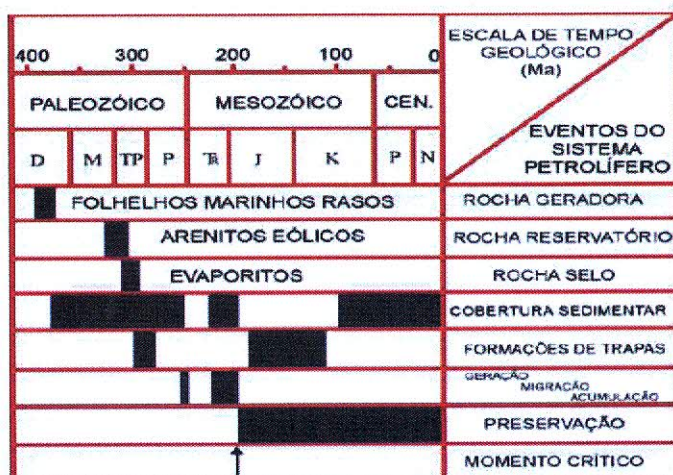


Figura 16: *Eventos para o sistema petrolífero Jandiátuba-Juruá (Modificado de MELLO et al., 1994).*

As intrusões de rochas básicas tiveram um papel fundamental na maturação dos folhelhos geradores da Formação Jandiátuba, sendo a proximidade das soleiras de diabásio o principal controlador entre a geração de gás e óleo (BRAZIL, 1990). WANDERLEY FILHO *et al.* 2005 discute os efeitos positivos e negativos das intrusões de diabásio na geração de hidrocarbonetos, considerando que essas intrusões podem ter aberto estruturas e craqueado grandes quantidade de hidrocarbonetos. Na área do Juruá as soleiras ocorrem 200 metros estruturalmente acima, deixando a matéria orgânica somente na janela de geração de gás (senil). Já na área do Urucu, as soleiras encontram-se 800 metros acima da rocha geradora, o que fez com que a matéria orgânica se apresente na janela de geração de óleo (Figura 17).

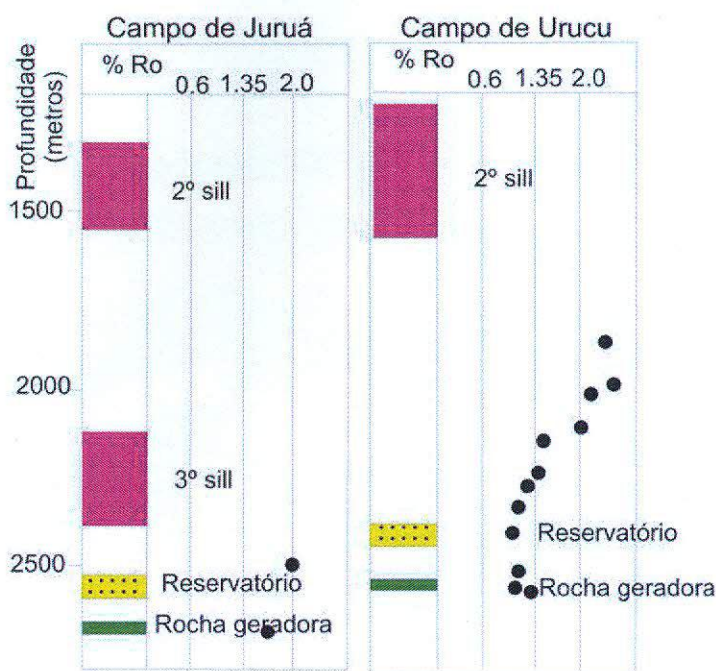


Figura 17: Perfis de índice de reflectância da vitrinite (R_o) mostrando a influência das soleiras de diabásio no grau de maturação da matéria orgânica (Modificado de DCP & ASSOCIADOS, 2000).

As intrusões de basalto foram fundamentais para o sucesso desse sistema petrolífero, pois a pequena carga sedimentar da bacia provavelmente não proporcionaria condições de pressão e temperatura adequadas para a geração. Tendo em vista a enorme influência dessas rochas na geração, esse sistema petrolífero se enquadra na classificação de MARGOON & DOW (1994) como atípico. A Figura 18 sintetiza o modelo de acumulação de petróleo da Bacia do Solimões.

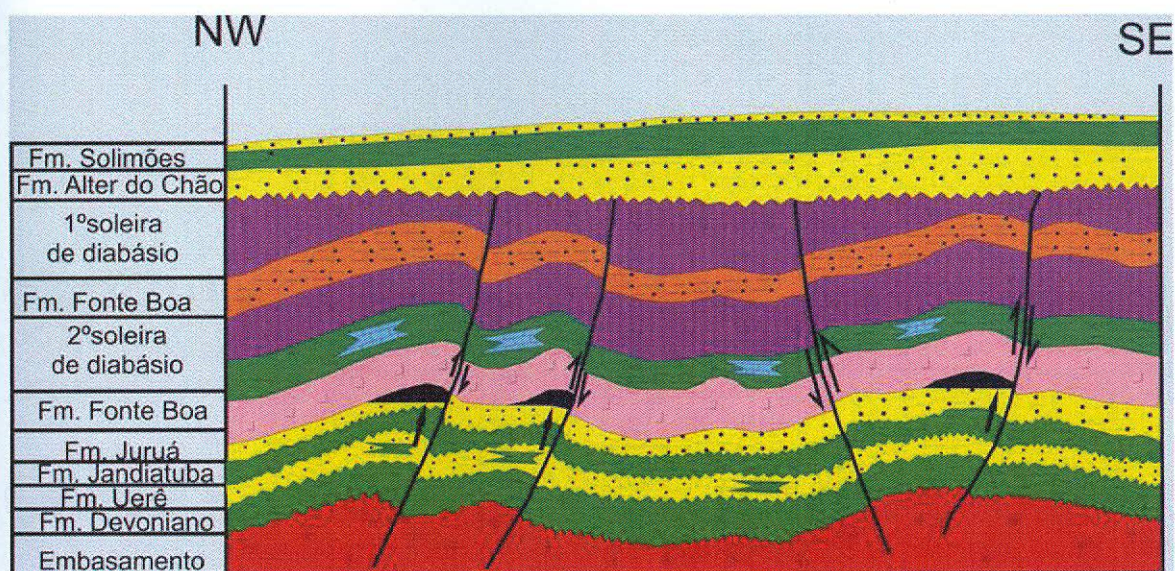


Figura 18: O modelo de acumulação de petróleo da bacia do Solimões. Modificado de MELLO et al., em AAPG Memoir 60, 1994.

Capítulo 5

CONTEXTO GEOLÓGICO DA BACIA DO AMAZONAS

5.1 Estratigrafia

5.1.1 Litoestratigrafia

A descrição da litoestratigrafia abaixo enfocou as formações mais importantes no que diz respeito à caracterização do sistema petrolífero. A descrição abaixo se baseou nas descrições de EIRAS *et al.* (1994). A carta estratigráfica da bacia do Amazonas apresentada na Figura 19 foi proposta por CUNHA *et al.* (1994). A Figura 20 relaciona as formações da bacia do Amazonas com as formações correlatas na bacia do Solimões.

Grupo Purus

Representa a cobertura sedimentar proterozóica. É subdividida nas formações Acari e Prosperança.

Grupo Trombetas

Constituído pelas formações Autás-Mirim, Nhamundá, Pitinga e Manacapuru.

Grupo Urupadi

Abrange as formações Maecuru e Ererê. A Formação Maecuru é composta de arenitos e pelitos neríticos e deltaicos emsianos a eo-eifelianos. A Formação Ererê é constituída por siltitos, folhelhos e arenitos neríticos e deltaicos neo-eifelianos a eogivetianos.

Grupo Curuá

Constituído pelas formações Barreirinhas, Curiri, Oriximiná e Faro. A Formação Barreirinha é representada por folhelho cinza-escuro e preto, depositado em transgressão global no final do Devoniano (Frasniano) segundo GRAHN (1992). Representa a rocha geradora da Bacia do Amazonas. A Formação Curiri é composta por diamictitos, folhelhos de ambiente glacial (Fameniano).

Grupo Tapajós

Representa as formações Monte Alegre, Itaituba e Nova Olinda. A Formação Monte Alegre corresponde a arenitos de origem eólica e fluvial (*wadis*), intercalados por siltitos e folhelhos de interdunas e lagos (MUIRA *et al.* 1983; Costa, 1984 *apud* CUNHA *et al.*,1994). A Formação Itaituba e Nova Olinda são constituídas de calcários de inframaré e evaporitos, respectivamente.

Grupo Javari

Engloba as formações Alter do Chão e Solimões. A Formação Alter do Chão representa arenitos de um sistema fluvial de alta energia. A Formação Solimões é composta por pelitos com resto de moluscos e vegetais de origem lacustre.

Intrusões Ígneas do Jurássico - Cretáceo

Representa as soleiras e diques de diabásio de idade Jurássica (200 20 Ma). Esse episódio magmático é chamado de Pinatecaua. Essas rochas básicas encontram-se intercaladas entre os evaporitos da Formação Nova Olinda.

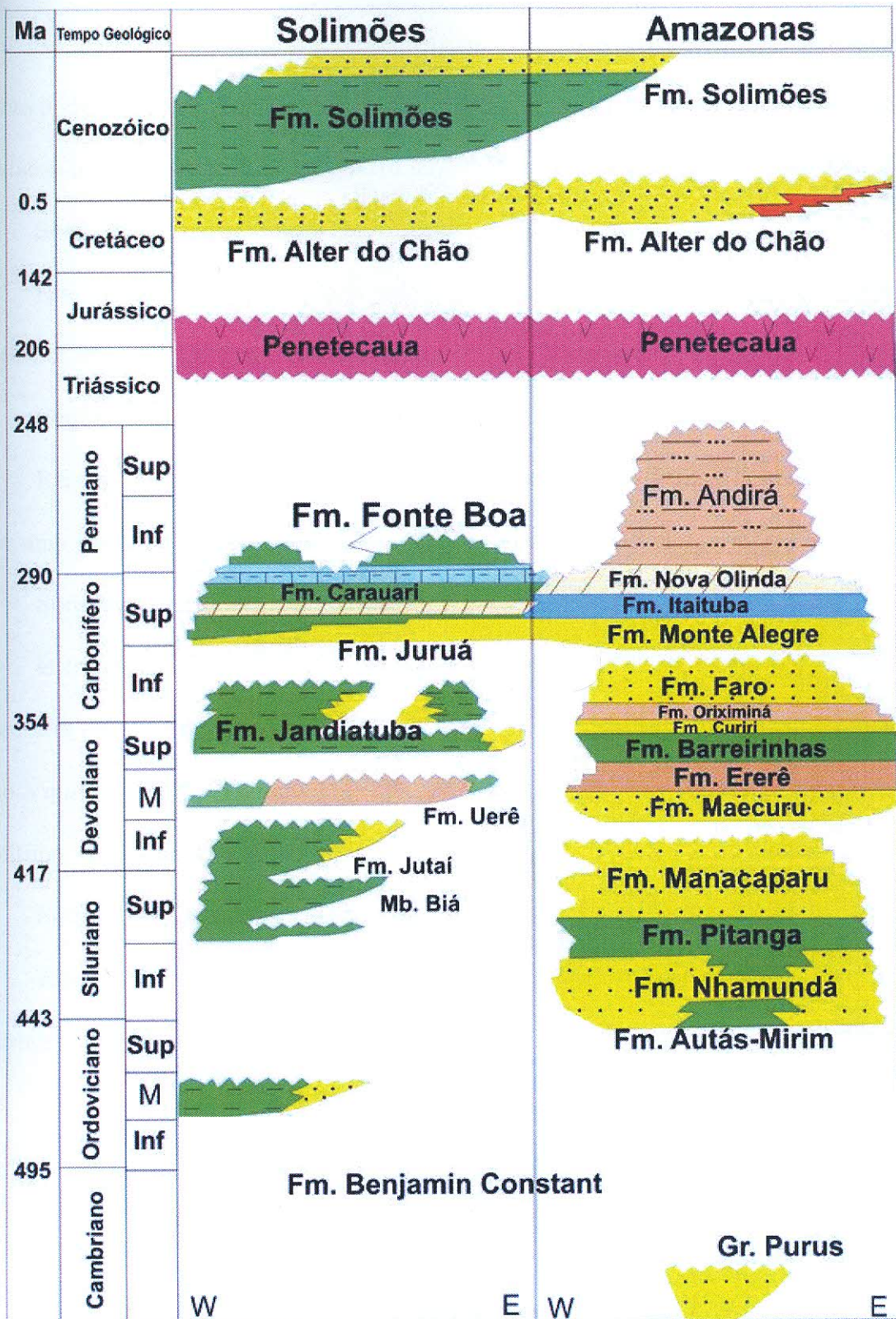


Figura 20: Carta estratigráfica ilustrando a correlação entre as formações das Bacias do Amazonas e Solimões. Modificado de MILANI & ZALÁN (1999).

5.1.2 Cronoestratigrafia

No âmbito da estratigrafia de seqüências, o registro sedimentar da bacia do Amazonas pode ser agrupado em três seqüências paleozóicas de segunda ordem e uma seqüência cretácea-terciária separadas por quatro largas discordâncias regionais.

Seqüência Ordoviciano-Devoniana

Essa seqüência é representada pelos clásticos do Grupo Trombetas. É limitada no topo por uma discordância relacionada à orogenia Caledoniana.

Seqüência Devoniana-Carbonífera

Representada pelos clásticos marinhos do Grupo Trombetas. É limitada no topo por uma discordância relacionada à Orogenia eo-herciana.

Seqüência do Permo-Carbonífera

É truncada no topo pela discordância do Cretáceo. É composta por rochas sedimentares clásticas e químicas do Grupo Tapajós, cujas marcas climáticas se estendem de frio a quente e seco. É subdividida (da base para o topo) nas formações Monte Alegre, Itaituba, Nova Olinda e Andirá.

Seqüência Cretácea - Terciária

Representada pelo clásticos do Grupo Javari. Essa formação é composta de arenitos fluviais anastomosados e argilitos com idades que vão do fim do Cretáceo ao Paleogeno.

5.2 Geologia Estrutural

Diversos autores já estudaram a influencia das feições pré-cambrianas no desenvolvimento da Bacia do Amazonas (ANDRADE & CUNHA, 1971; ARAÚJO, 1972; REZENDE & BRITO, 1973; CUNHA, 1982; MIRANDA, 1993; NEVES, 1989). As discontinuidades no embasamento controlaram as discontinuidades da bacia.

ALMEIDA *et al.* (1977) caracterizaram várias províncias estruturais com constituição e estruturação próprias. Em seguida, com base em estudos geocronológicos, CORDANI & NEVES (1982) e CAPUTO (1984) individualizaram um núcleo arqueano, denominado província da Amazônia Central, contornado pelos cinturões moveis Maroni-Itacaunas, Rio Negro-Juruena e Rondoniano, vinculados à atuação dos eventos Transamazônico e Uruaçuano.

Segundo WANDERLEY FILHO & COSTA (1991) a evolução pré-cambriana da Bacia do Amazonas pode ser entendida através de dois eventos principais: o mais antigo promoveu a organização dos terrenos granito - "greenstone" e dos cinturões de alto grau metamórfico; o segundo proporcionou a edificação de várias bacias no Proterozóico Médio que foram submetidas à inversão positiva no Proterozóico Superior.

Para o mesmo autor, as principais estruturas da bacia são: (1) as falhas normais do Paleozóico, com direção aproximadamente NW/SE, (2) as falhas transcorrentes, (3) a estrutura em "dog-leg" e (4) os arcos limítrofes de Purus e Gurupá.

Falhas Normais Paleozóicas

Essas falhas foram ativas apenas no estágio inicial de implantação da bacia, uma vez que não se observam camadas basculadas, discordâncias angulares e a presença de dobras. As principais falhas normais paleozóicas estão indicadas no mapa da Figura (Figura 21), onde se verifica que a direção geral é NE-SW e que elas tendem a se unir em direção ao Arco de Purus, significando que a bacia abriu mais a leste do que a oeste.

Falhas de Transferência NW/SE

Através da interpretação de mapas estruturais, sísmicos, gravimétricos, magnéticos e de isópacas foi possível reconhecer as principais falhas NW-SE. Elas seccionam e deslocam os depocentros de quase todas as unidades litológicas e o eixo das anomalias gravimétricas positivas, impondo a bacia a forma de "dog-leg" (Figura 22).

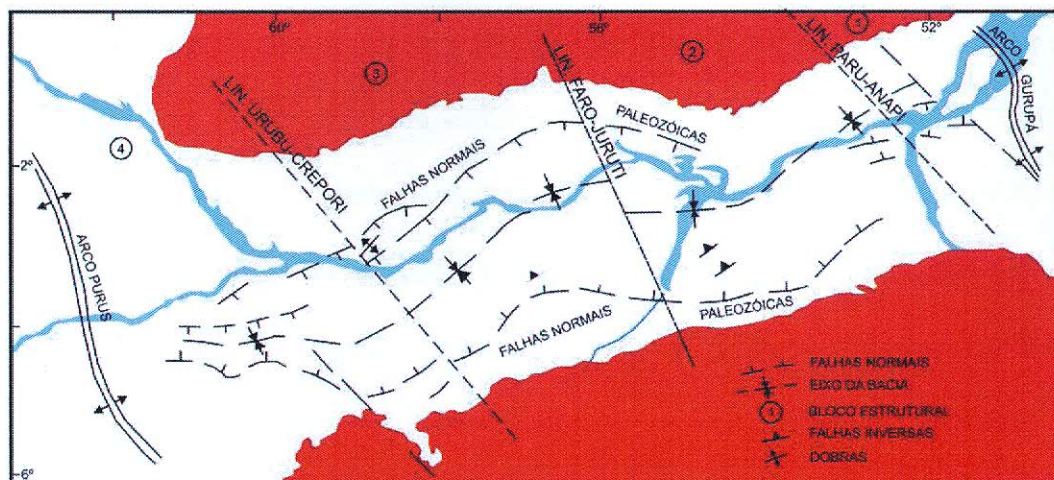


Figura 21: Mapa estrutural mostrando as falhas paleozóicas da Bacia do Amazonas e a compartimentação da bacia em quatro blocos estruturais (WANDERLEY FILHO & COSTA, 1991).

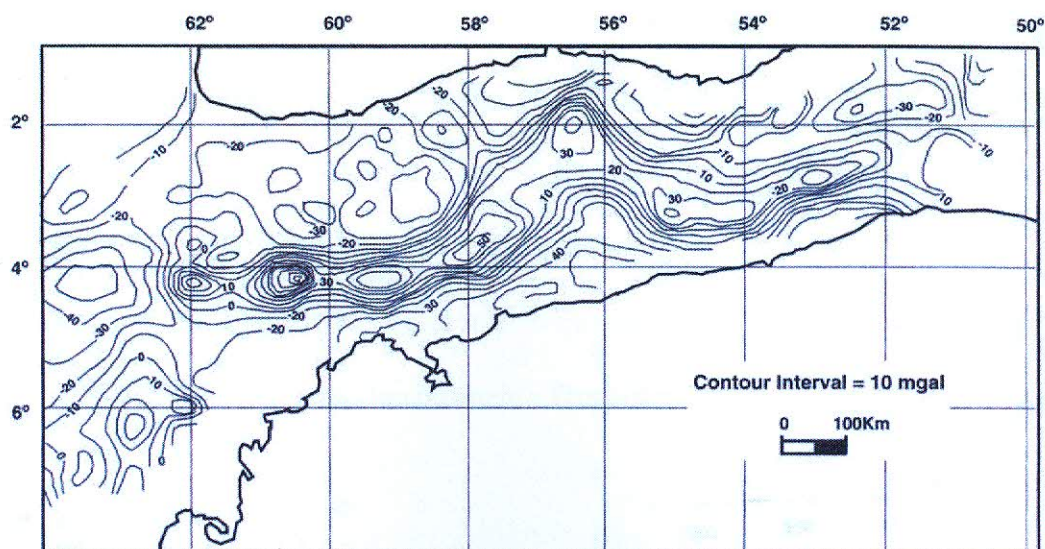


Figura 22: Mapa gravimétrico Bourguer da Bacia do Amazonas (LINSSE, 1958 apud WANDERLEY FILHO & COSTA, 1991) mostrando o padrão dog-leg.

Estrutura em "Dog-leg"

Através da análise do mapa gravimétrico da bacia (Figura 22), percebe-se facilmente que a Bacia do Amazonas é composta por segmentos longos, orientados na direção NE/SW, que se alternam com segmentos curtos de direção aproximada E-W. Essa organização geométrica é denominada estrutura em "dog-leg" (CAPUTO, 1984; dentre outros). Essa estrutura pode ser descrita como o resultado da interação entre falhas normais NE-SW, que compõem parte da arquitetura dos riftes Eopaleozóicos, e as falhas de transferência NW-SE.

Arcos de Purus e Gurupá

O Arco de Purus é um elemento estrutural orientado na direção NW-SE, separando as bacias do Amazonas e Solimões. O mapa estrutural do embasamento pré-cambriano permite a visualização dessa estrutura arqueada a oeste de Manaus. Considerando-se a natureza e a distribuição das unidades litoestruturais abordadas, sugere-se que o Arco de Purus represente o prolongamento do Gráben do cachimbo para noroeste.

Já o Arco de Gurupá é o limite entre as bacias do Amazonas e do Marajó. Pode ser identificado a partir da interpretação de dados sísmicos, secções geológicas, mapa gravimétrico e informações de poços. Sobre o desenvolvimento desse arco varias hipóteses foram discutidas podendo-se destacar que o soerguimento teria acontecido no final do Permo-Carbonífero, antecedendo o tectonismo que culminou com a intensa atividade ígnea do Juro - Triássico e a ruptura do continente Pangea.

5.3 Geologica Histórica

A Bacia do Amazonas também registra quatro grandes inundações marinhas durante o Fanerozóico, assim como a Bacia do Solimões. Cabe ressaltar que as transgressões que

ocorreram na Bacia do Amazonas vieram das bacias do atual norte da África que foram inundadas pelo oceano Tethys.

Na transgressão neordoviciana-siluriana, o mar teria penetrado pela região do Marajó (PETRI & FÚLFARO, 1983 *apud* ALMEIDA & CARNEIRO, 2000) proveniente das bacias da África, estendendo-se até o Arco de Purus. O Grupo Trombetas representa o melhor registro sedimentar dessa transgressão, apresentando um ambiente nerítico alterado com flúvio-deltáico, litorâneo, glacial e glácio-marinho. O recuo do mar se processou devido a Orogenia Caledoniana ocorrida na margem ativa do Gondwana, expondo à erosão parte dos sedimentos depositados durante essa fase.

Após a discordância relacionada à Orogenia caledoniana, processou-se a segunda transgressão marinha ou “Grande Transgressão Devoniana” (ALMEIDA & CARNEIRO, 2000). Acredita-se que o mar penetrou na Bacia do Amazonas pela região da Ilha do Marajó, estendendo-se até a região do Arco de Purus. Os grupos Urupadi e Curuá foram depositados durante essa fase. A deposição dessas unidades litoestratigráficas reflete ambientes nerítico, glácio-marinho, flúvio-deltáico, lagunar e de mar restrito. Essa transgressão se encerrou no começo do Carbonífero como reflexo da Orogênese eo-herciniana na margem ativa do Gondwana, provocando um extenso processo erosivo.

A última transgressão Paleozóica foi denominada por ALMEIDA & CARNEIRO (2000) “Transgressão Permo-carbonífera”. Esse ciclo deposicional transgressivo-regressivo está associado a mudanças climáticas significativas, de frio para quente e árido (CUNHA *et al.* 1994). O mar proveniente da borda ativa do continente Gondwana penetrou na Bacia do Amazonas e foi precedido pela deposição de sedimentos eólicos e lacustres no final do Eocarbonífero, sendo representado pelo Grupo Tapajós. Durante a fase regressiva depositaram-se espessos pacotes de evaporitos (Formação Nova Olinda) que representam as rochas selantes da bacia. O mar retirou-se definitivamente da bacia provavelmente

como reflexo da Orogenia tardi-herciniana.

A orogenia denominada por ZALÁN (1991) de Gonduanide foi relacionada à colisão final dos continentes Laurásia e Gondwana, entre o Neopermiano-Eotriássico. Essa orogenia afetou a porção norte da América do Sul provocando um soerguimento nas bacias da América do Sul. Esse soerguimento originou uma discordância regional que se estende até a Bacia do Paraná.

A Bacia do Amazonas sofreu posteriormente outro processo distensional que foi relacionada abertura do Atlântico Norte. Essa distensão foi acompanhada de magmatismo básico, com orientação dos diques na direção norte-sul. Essa manifestação magmática foi agrupada em um único evento magmático com idade entre 170 e 220 Ma (MIZUSAKI *et al.* 1992 apud CUNHA *et al.* 1994).

Outro importante evento ocorrido na bacia foi o Diastrofismo Juruá. Esse evento foi resultado da interação entre a abertura do Atlântico Equatorial (esforços compressivos ENE-WSW) e zona de subducção andina, provocando a reativação de fraturas preexistentes.

O último ciclo deposicional (cretáceo-terciário) registrado na Bacia do Amazonas está representado pelo Grupo Javari. Esse grupo assenta-se sobre a discordância do topo do Paleozóico. A criação de espaço acomodação desses sedimentos está relacionada a um relaxamento de esforços compressivos.

GONZAGA *et al.* (2000) baseando-se em estudos de *backstripping*, considerou a existência de quatro grandes eventos extensionais: evento F1 (Ordoviciano), F2 (Devoniano), F3 (Carbonífero) e F4 (Cretáceo). Cada evento extensional criou espaço para a acomodação dos sedimentos durante as grandes transgressões do Paleozóico. Assim sendo, os eventos F1, F2, F3 se relacionam, respectivamente, ao espaço de acomodação criado durante as transgressões Neordoviciano-Siluriana, “Grande Transgressão Devoni-

ana” e “Transgressão Permo-carbonífera”. O evento distensional F4 estaria relacionado a um relaxamento dos esforços compressoriais andino e da abertura do Atlântico Equatorial.

A Figura 23 mostra graficamente taxas de subsidência e acumulação desde o Ordoviciano até o Terciário, relacionando com os eventos extensionais propostos F1, F2, F3 e F4.

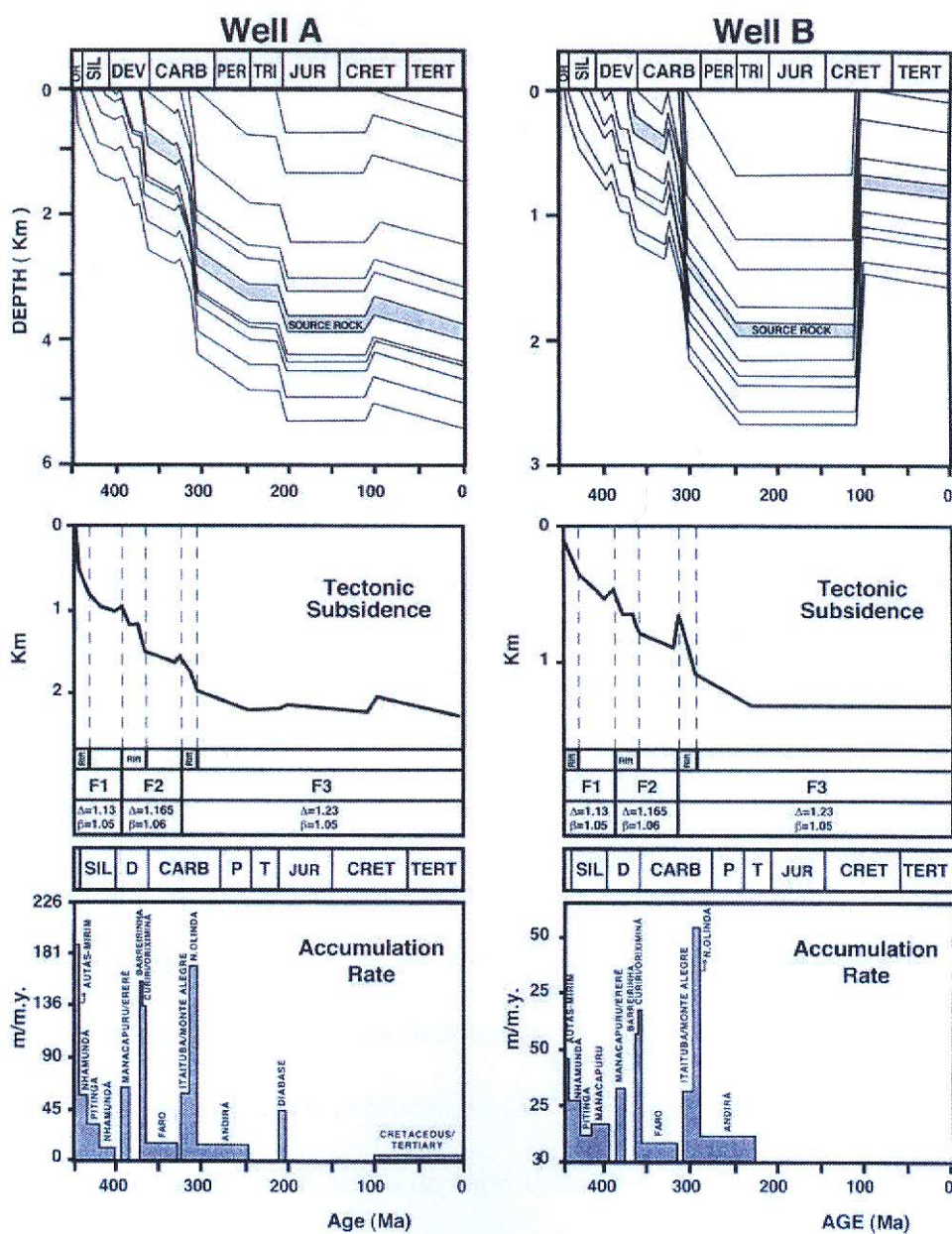


Figura 23: A história geológica, backstripping e taxa de acumulação de dois poços da Bacia do Amazonas. Esses gráficos resumem a história geológica da bacia (GONZAGA et al., 2000).

5.4 Geologia do Petróleo

O sistema petrolífero comprovado da bacia do Amazonas é o Barreirinha-Curiri (!). Entretanto, existem ocorrências de hidrocarbonetos relatadas também nas formações Monte Alegre e Ererê. No texto abaixo, discutem-se as principais formações com algum potencial de geração e quais os fatores que levaram GONZAGA *et al.* (2000) a apontar a Formação Barreirinha como rocha geradora da bacia, além da descrição das formações que são reservatórios na bacia. Análise das Rochas Potencialmente Geradoras

Análises de carbono orgânico total (COT) e de dados de *rock-eval* em amostras imaturas mostram que as formações Pitinga, Barreirinha e Curiri são as únicas com significantes potenciais de geração de hidrocarbonetos (S₂). A Figura 24 mostra um perfil geoquímico de um poço denominado por GONZAGA *et al.* (2000) de poço B.

A Formação Pitinga se estende de 20 a 40 m na margem da bacia e até a 120 m no depocentro, possui valores de COT menores que 2% e S₂ (potencial de geração de hidrocarbonetos) em torno de 4 mg HC/g de rocha. Seus índices de hidrogênio e oxigênio indicam a predominância de querogênio tipo II.

A Formação Barreirinha pode ser dividida em duas partes distintas: a seção basal, chamada de “Barreirinha radioativo”, constituída de folhelhos pretos e a seção do topo constituída de folhelhos cinza-escuro. A seção basal tem espessuras entre 30-40 m nas margens da bacia a 150-160 m no seu depocentro (mapa de isópacas, Figura 25), possui valores de COT de 3 a 8%, bom potencial S₂ (de 5-20 mg de HC/g de rocha) e predominância de querogênio tipo II. A seção do topo tem espessuras que se estendem de 30 m na margem da bacia a 150 m no depocentro, valores de COT que se estendem de 1 a 2%, máximo S₂ de 4 mg de HC/g de rocha e apresenta predominância de querogênio tipo III.

Os folhelhos da Formação Curiri tem baixos valores de COT (1 a 2%), igualmente

baixo S_2 (3 mg HC/g de rocha) e predominância de querogênio tipo III.

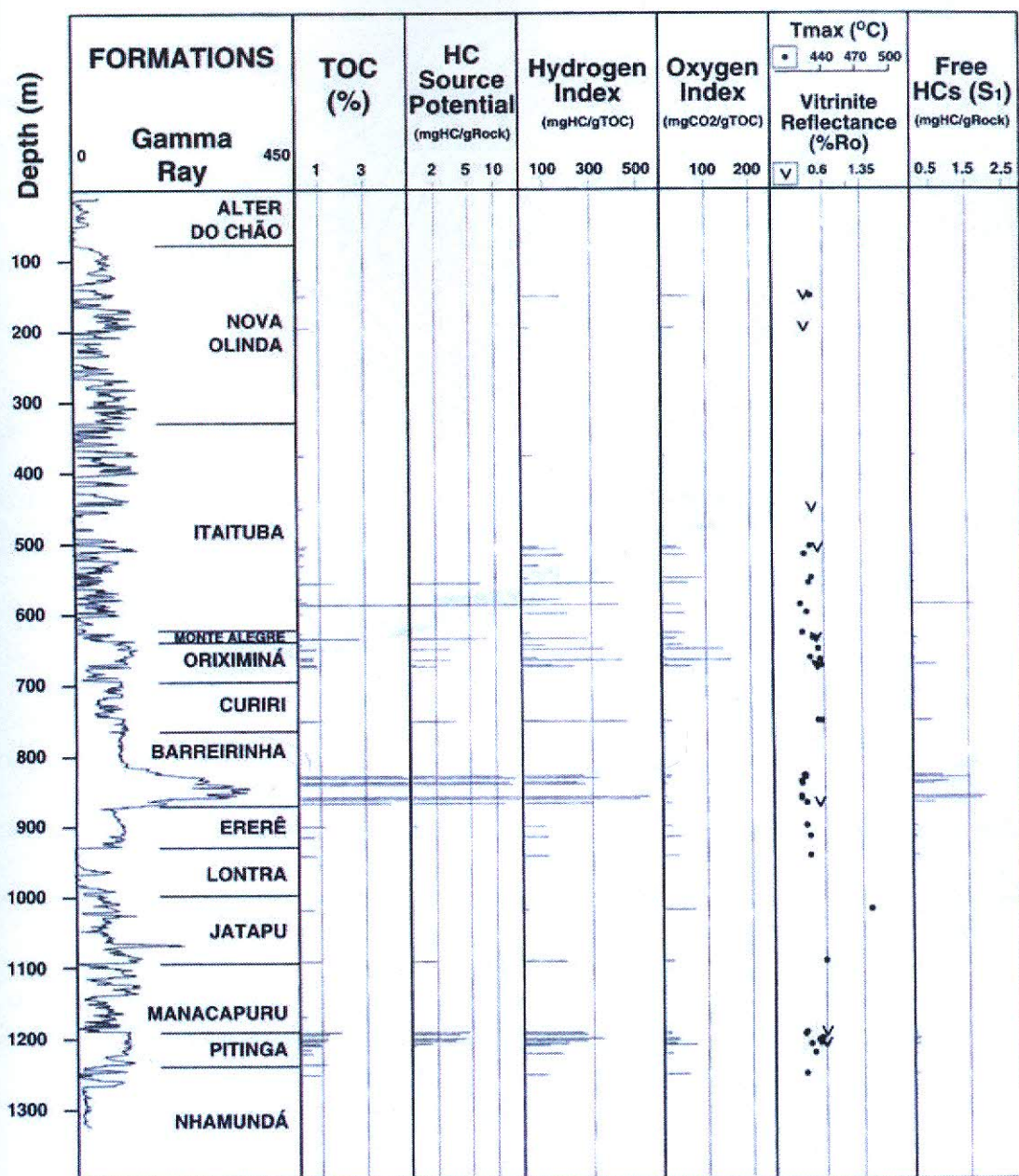


Figura 24: Perfil geoquímico do poço B (ver mapa de localização na Figura 25). GONZAGA et al., 2000.

Análises de dados *rock-eval* e a máxima espessura de cada formação foram tomados para o cálculo do IPF (Índice de Potencial de Fonte) que é mostrado na Figura 26. Como a drenagem de HC's foi principalmente lateral, conclui-se que o "Barreirinha radioativo" é o único com potencial de gerar acumulações comerciais.

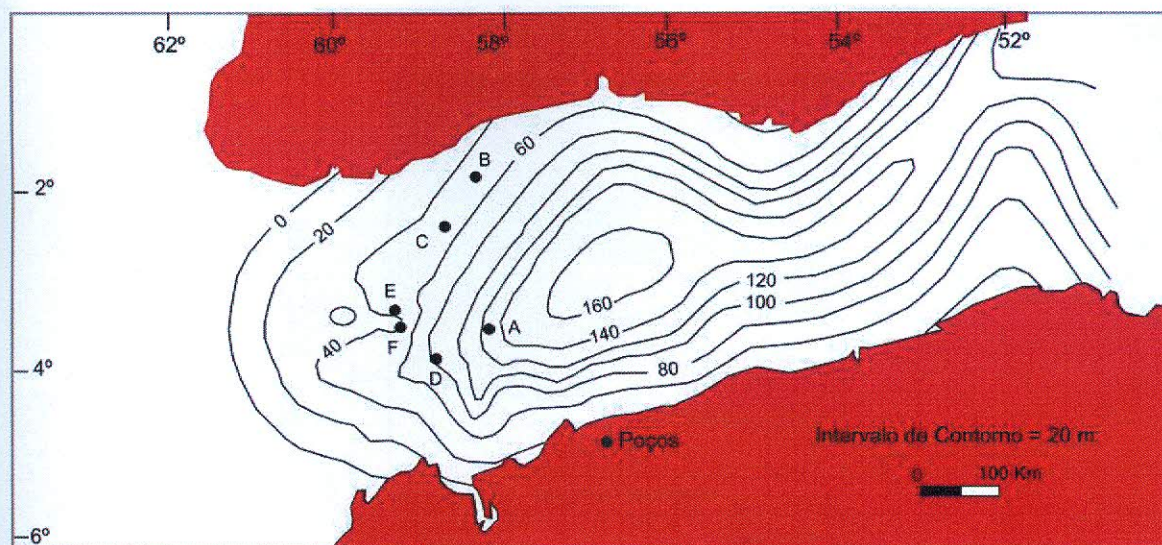


Figura 25: Mapa de isópacas da seção basal da Formação Barreirinhas (Barreirinhas radioativo). GONZAGA et al. (2000).

Maturidade Termal das Rochas Geradoras

Estudos indicam que a evolução termal das rochas fonte nessa bacia foram controlados principalmente pela subsidência e que onde houve intrusões ígneas onde estas tiveram um papel importante somente em áreas em que diques e soleiras intrudiram a seqüência devoniana. Portanto, na parte leste da bacia, a rocha fonte estava super-madura, enquanto que na parte oeste, onde as intrusões ocorreram mais afastadas da rocha fonte, a maturação foi controlada por subsidência.

Conseqüência desse tipo de maturação é a distribuição de acumulações de hidrocarbonetos na bacia do Amazonas. A leste, onde a matéria prima amadureceu mais, temos o predomínio de acumulações de gás. Ao passo que a oeste encontram-se predominantemente acumulações de óleo (Figura 27).

Trapas, Reservatórios e Selos

Os arenitos Monte Alegre apresentam as condições mais favoráveis à acumulação de hidrocarbonetos, com porosidades que vão de 20-25% e permeabilidades que se estendem de 150 a 380 mD. Seus selos são os evaporitos, carbonatos (lamitos) da For-

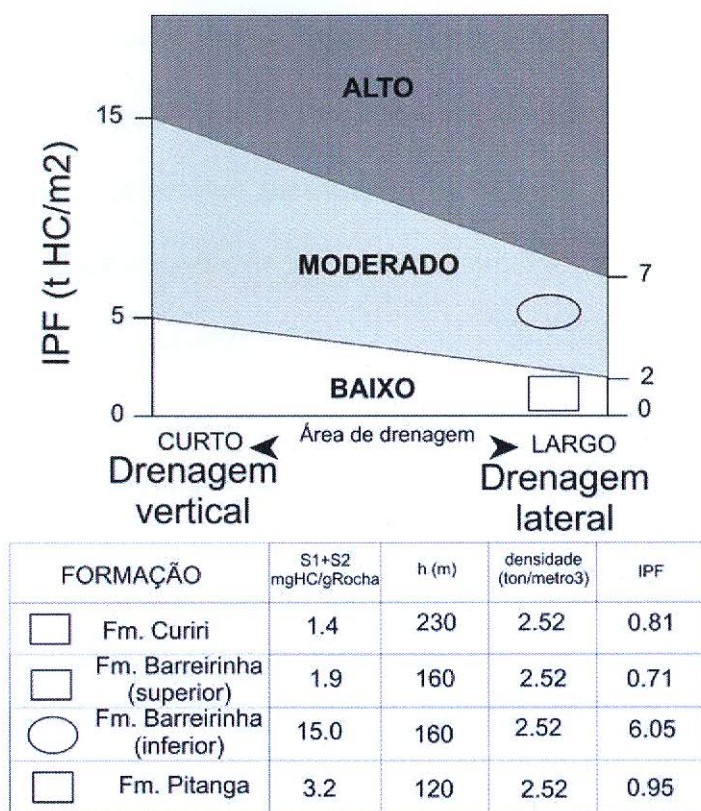


Figura 26: Cálculo do Índice de Potencial da Fonte (IPF, Método de DEMAISON & HUIZINGA, 1991) para algumas formações paleozóicas da bacia do Amazonas (GONZAGA et al., 2000).

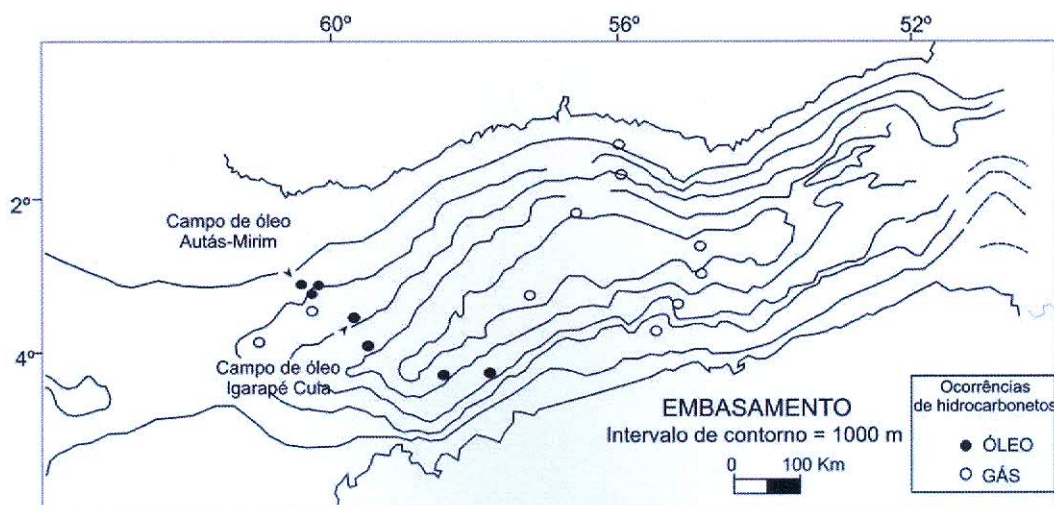


Figura 27: Mapa mostrando as ocorrências de óleo e gás na bacia do Amazonas. GONZAGA et al., 2000.

mação Itaituba. Já as lentes de arenito da Formação Curiri tem espessuras que variam de poucos metros a dezenas de metros, valores de porosidade que vão de 6 a 20% e permeabilidade que varia de 1 a 400 mD. Tais lentes foram depositadas em meio a arenitos e diamictitos os quais representam suas trapas. Finalmente, os arenitos da Formação Ererê tem permeabilidade máxima de 20% e permeabilidade de 10 mD. Seu selos são os folhelhos da base da Formação Barreirinhas.

Segundo GONZAGA *et al.* (2000), a geração-migração ocorreu do Neocarbonífero até o Permiano, estando completa no Eotriássico. A formação das trapas de caráter estratigráfico ocorreu principalmente no final do Devoniano. Trapas estruturais formaram-se principalmente durante o evento tectônico Juruá. A Figura 28 sintetiza os principais elementos que compõem o sistema petrolífero Barreirinha-Curiri (!).

A principal acumulação estratigráfica é o campo de óleo de Autás-Mirim, a qual contém 10^6 m³ de óleo e $10 \cdot 10^6$ m³ de gás, trapeados dentro das lentes de arenitos Curiri. A mais importante acumulação estrutural foi o campo de Igarapé Cuia com $0,03 \cdot 10^6$ m³ de óleo e $5,9 \cdot 10^6$ m³ de gás, trapeados dentro dos arenitos Monte Alegre.

Capítulo 6

GRAVIMETRIA

6.1 Fundamentos

6.1.1 Lei de Newton da atração gravitacional

A transformação de um problema geológico em um problema matemático envolve, em geral, uma relação funcional onde um conjunto de grandezas físicas medidas é relacionado matematicamente a um conjunto de parâmetros desconhecidos. A aplicação do Método Gravimétrico envolve diretamente a atração de massas, uma vez que, durante os levantamentos com este método, mede-se a atração que as massas da subsuperfície exercem sobre uma massa localizada no instrumento medidor.

A atração entre massas é regida pela lei de Newton da atração gravitacional, segundo o qual, no universo as partículas matérias atraem-se com uma força de intensidade diretamente proporcional ao produto de suas massas e inversamente proporcional ao quadrado da distância que separa seus centros de massa. Portanto, duas partículas de massas m_1 e m_2 , separadas pela distância r , experimentam forças de atração com intensidade igual a

$$\vec{F} = \frac{m_1 m_2}{r^2} \vec{r}_1 \quad (1)$$

sendo G a constante de gravitação universal que tem o valor $6,67 \times 10^{-8}$ dina.cm²/g², no sistema cgs e o vetor unitário com direção de m_2 a m_1 . A aceleração, em módulo, com que m_2 é atraída por m_1 é calculada empregando-se a segunda lei do movimento, também devida a Newton,

$$a_2 = \frac{|\vec{F}|}{m_2} \quad (2)$$

A unidade de aceleração no sistema cgs, cm/s², é denominada Gal em homenagem a Galileu. Nas medidas geofísicas com o objetivo de prospectar materiais geológicos, são usados os submúltiplos miliGal (abreviado para mGal), cujo valor é 10^{-3} Gal. Os submúltiplos são usados, porque os diferenciais de gravidade relacionados aos corpos mineralizados e às estruturas acumuladoras de petróleo são muito pequenos.

Rigorosamente, a lei da atração dada pela equação 1 é aplicável somente às partículas de dimensões infinitesimais quando comparadas às distâncias que as separam (massas pontuais). Quando as massas são distribuídas continuamente sobre o volume de grandes dimensões, deve-se dividi-las em pequenos elementos de dimensões infinitesimais e somar os efeitos de cada um desses elementos. Desse modo, um corpo de massa m seria dividido em diminutos elementos dm , cada um envolvido por um também diminuto elemento de volume dv com distribuição de densidade ρ , tal que:

$$dm = \rho \cdot dv \quad (3)$$

De acordo com a equação 2, a atração exercida pelo corpo seria então obtida

somando-se (integrando-se) o efeito de cada elemento por todo o volume V :

$$a = G \int \frac{dm}{r^2} = G \int \frac{\rho}{r^2} dV \quad (4)$$

6.1.2 Campo Gravitacional Terrestre

Corpos esféricos completamente homogêneos do ponto de vista da densidade ou formados por camadas esféricas homogêneas exercem atração equivalente a que seria exercida se toda a sua massa estivesse concentrado no seu centro. Por isso, a massa da Terra pode ser tomada como se tivesse concentrada no seu centro, nos estudos de atração de massa

$$a = G \frac{M}{R^2} \quad (5)$$

sendo M a massa da Terra ($5,983 \times 10^{27}$ g) e R a distância entre o centro de massa do corpo que está sendo atraído e o centro da Terra. Se o corpo encontra-se na superfície, R é o raio da terra.

Como a terra não é perfeitamente esférica (o seu raio polar é menor do que o raio equatorial), a força e a aceleração exercidas sobre o corpo variam ao longo da superfície. Ambas crescem a partir do equador, em direção aos pólos (a variação da aceleração causada pela variação do raio é cerca de $1,6 \text{ cm/s}^2$). Tanto a força de atração como a aceleração são quantidades vetoriais que definem campos.

A distribuição de densidade no interior da Terra não é perfeitamente homogênea. Por isso, é mais acurado substituir-se a equação 5 por

$$a = G \int \frac{dM}{r^2} \quad (6)$$

que está perfeitamente de acordo com a lei de atração para corpos de grandes dimensões.

Os elementos dM , $r = |\vec{r}_1 - \vec{r}_2|$ estão representados na Figura 29.

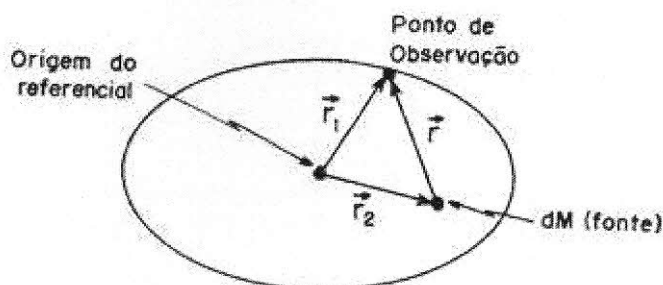


Figura 29: Definição do referencial para observação de gravidade terrestre.

Devido ao seu movimento de rotação e ao referencial de observação, a Terra está sujeita a uma força centrífuga. Esta força depende do raio de rotação l e da velocidade angular de rotação w . A aceleração centrífuga associada a esta força é definida por

$$a_c = w^2 \cdot l \quad (7)$$

Enquanto a aceleração de atração é orientada para o centro da Terra, a aceleração centrífuga tem uma componente que se orienta em sentido contrário (Figura 30). O corpo é atraído para o centro da Terra com uma aceleração resultante denominada gravidade, cuja intensidade é calculada por

$$g = G \int \frac{dM}{r^2} - w^2 l \cos \Phi \quad (8)$$

sendo Φ a latitude em que se encontra o corpo. O valor g define o campo gravitacional terrestre.

O raio de rotação l tem o seu valor máximo no equador e mínimo (igual a zero) nos pólos. Logo, a aceleração centrífuga alcança seu máximo no equador ($3,4 \text{ cm/s}^2$) e zero

nos pólos. Conforme mostra a equação 8, a gravidade depende da latitude. A variação é de aproximadamente 978 cm/s^2 no equador a 983 cm/s^2 nos pólos.

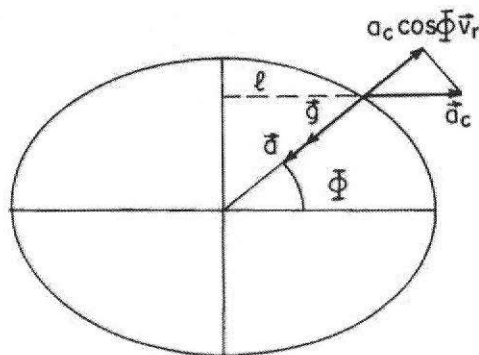


Figura 30: Aceleração centrífuga (\vec{a}_c), aceleração de atração (\vec{a}) e a aceleração da gravidade (\vec{g}), $\phi = \text{latitude}$, $l = \text{raio de rotação}$

6.1.3 Potencial Gravitacional

Campos gravitacionais são conservativos: isto é, o trabalho feito para mover uma massa em um campo gravitacional é independente do caminho percorrido e depende somente da posição inicial e da posição final. Se a massa retorna à posição original, o trabalho realizado é zero. Um campo desse tipo pode ser representado por:

$$\vec{g}_1(\vec{r}_1) = -\nabla U(\vec{r}_1) \quad (9)$$

Alternativamente, podemos resolver essa equação para o potencial gravitacional (U), na forma

$$U = \int_{\infty}^r \nabla U d\vec{r} = - \int_{\infty}^r \vec{g} \cdot d\vec{r} \quad (10)$$

O potencial gravitacional é representado por:

$$U = -G \int \frac{dM}{r} + \frac{w^2 l^2}{2} = -G \int \frac{dM}{r} + \frac{w^2 l^2}{2} \cos^2 \Phi \quad (11)$$

A primeira parcela da soma à direita do sinal de igualdade é relacionada à força de atração, enquanto a segunda parcela está relacionada com a aceleração centrífuga.

Quando r_1 é tomado como a distância entre o centro da Terra e o nível médio dos mares, a superfície equipotencial definida acompanha as grandes feições fisiográficas (sem coincidir com elas), afastando-se do centro da Terra nas elevações e aproximando-se nas depressões. Essa equipotencial é denominada de geóide. O geóide é uma superfície equipotencial do campo de gravidade: aquela que mais se aproxima do “nível dos maré”; nos continentes e ilhas (25% da superfície terrestre) acha-se no interior da crosta.

O valor exato do potencial gravitacional para o geóide não pode ser calculado, pois se desconhece a distribuição exata dos elementos de massa da Terra, no entanto, o conhecimento apenas aproximado do potencial é suficiente. Quando, por exemplo, a esfera é uma aproximação suficientemente precisa para resolver determinado problema, apenas o primeiro termo da série é empregado, produzindo o potencial

$$U = -G\frac{M}{R} + \frac{w^2 l^2}{2} \cos^2 \Phi \quad (12)$$

As medidas geodésicas demonstram, entretanto, que a forma da Terra é melhor representada por um elipsóide com achatamento de 1/298,25. Esta forma pode ser melhor aproximada tomando-se os três primeiros termos da série, definindo-se assim a superfície equipotencial denominada de esferóide. A diferença de altitude entre o geóide e o esferóide provavelmente não excedem 50 m (GRANT & WEST, 1965) (Figura 31).

6.1.4 Gravidade Normal

Tomando-se os dois primeiros termos de ordem par da expansão em série do integrando $1/r$ da equação 11 e derivando-se o resultado em relação ao raio r , obtém-se o

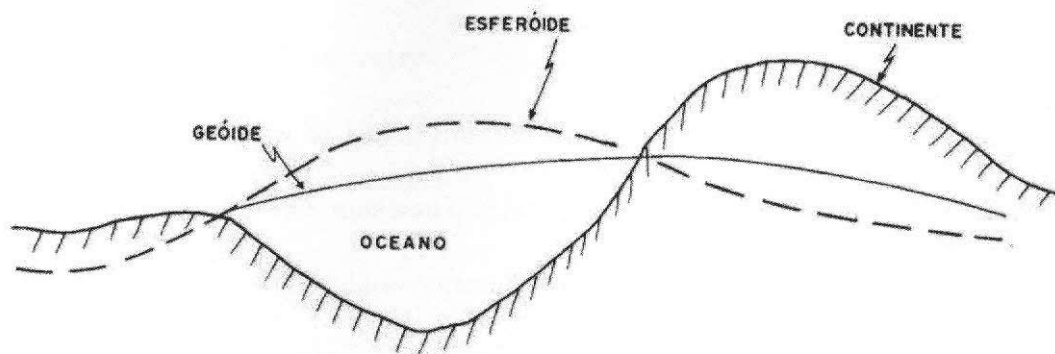


Figura 31: Representação esquemática da posição do geóide e do esferóide em relação à superfície terrestre.

valor da gravidade como função da latitude Φ , para a superfície do esferóide. A expressão resultante, conhecida como Teorema de Clairaut, é:

$$g = g_e(1 + \alpha \sin^2 \Phi + \beta \sin^4 \Phi) \quad (13)$$

sendo g_e uma constante que representa a gravidade no equador geográfico e α e β constantes que dependem do achatamento polar e da aceleração centrífuga terrestre. Essas constantes são calculadas por meio de:

$$\alpha = \frac{5}{2}q - f \quad (14)$$

$$\beta = \frac{1}{8}f^2 - \frac{1}{4}\alpha f \quad (15)$$

sendo q a razão entre a aceleração centrífuga e a gravidade no equador e f o achatamento polar terrestre, calculados por:

$$q = \frac{w^2 R_e}{g_e} \quad (16)$$

$$f = \frac{R_e - R_p}{R_e} \quad (17)$$

R_e e R_p são respectivamente o raio equatorial e o raio polar, que representam os semi-eixos maior e menor do elipsóide terrestre.

Na Assembléia Geral da União Internacional de Geodésia e Gravimetria reunida em Praga, em 1927, foi debatido, mas sem que houvesse solução, o problema da adoção de uma fórmula internacional da gravidade normal; objetivo: uma uniformização para a Geodésia Física. Na Assembléia seguinte (Estocolmo, 1930) a Geodésia deu um dos grandes passos com a adoção oficial da fórmula sugerida por Cassinis e aplicável ao elipsóide internacional de Hayford. Para g foi escolhido o valor calculado por Heiskanem em 1928 com base em anomalias isostáticas, resultando:

$$g = 978,049(1 + 0,0052884 \sin^2 \Phi + 0,0000059 \sin^4 \Phi) \quad (18)$$

Entretanto, em 1980, a União Internacional de Geodésia (*International Association of Geodesia* - IAG) adotou a seguinte fórmula, em Canberra, depois de uma avaliação crítica dos valores da gravidade (IAG, 1980):

$$g = 9,780327(1 + 0,00527904 \sin^2 \Phi + 0,00002327 \sin^4 \Phi + 0,0000001262 \sin^6 \Phi) \quad (19)$$

6.1.5 Contribuição dos materiais para o valor da gravidade

Todos os materiais na Terra influenciam o valor da gravidade. A menor parte da contribuição é dada pelos materiais da crosta (0,3 % do valor de g). A maior contribuição vem do manto e do núcleo.

As estruturas e corpos geológicos, objetivo de prospecção gravimétrica, produzem variações nos valores de g da ordem de 0,001 %. Na prospecção de petróleo, as anomalias estão em volta de 10 mGal, enquanto os corpos de minério raramente produzem anoma-

lias superiores a 5 mGal. É necessário, portanto, que os instrumentos empregados nos levantamentos de prospecção tenham sensibilidade de pelo menos 0,1 mGal.

6.1.6 Redução dos valores da gravidade

Observando-se a equação 8, verifica-se que o valor da gravidade terrestre varia com a latitude, com a distância até o centro da Terra (incluídas as elevações) e com a quantidade de massa que existe ao redor do local de medição. A gravidade varia ainda devido ao efeito de atração produzido pelo Sol e pela Lua (marés). Uma variação adicional é produzida pelos instrumentos de medidas, a qual é inerente ao seu funcionamento (drift instrumental). Conseqüentemente, os valores de gravidade não podem ser diretamente comparados logo após serem observados, quando a finalidade é determinarem-se anomalias de densidade. É possível, no entanto, introduzirem-se correções que eliminam os efeitos descritos.

Mesmo após algumas correções, os valores de gravidade apresentam algumas variações quando comparados ponto a ponto. Estas variações estão relacionadas à distribuição irregular da densidade na subsuperfície, devido à presença de estruturas geológicas de várias amplitudes, como armadilhas estruturais de hidrocarbonetos, concentrações de minerais-minérios, intrusões e domos de sal.

Considerando-se um levantamento em larga escala (estudos de tectônica global, prospecção de petróleo), a localização dos pontos onde a densidade foge aos padrões normais de distribuição é, normalmente, feita comparando-se os valores da gravidade corrigidos, com os valores normais obtidos pela Fórmula Internacional da Gravidade.

6.2 Correções Gravimétricas

6.2.1 Correção de latitude

A rotação da Terra e sua forma elíptica produzem um aumento de gravidade com a latitude. A aceleração centrífuga devido à rotação da Terra é máxima no equador e nula nos pólos; sua componente normal é contrária à aceleração gravitacional, enquanto o achatamento polar aumenta a gravidade nos pólos, fazendo com que o geóide se aproxime do centro de massa da Terra.

Considere que os valores medidos se encontram reduzidos à superfície do esferóide e tome-se um determinado valor medido em duas latitudes diferentes Φ_0 e Φ_1 . Considerando que a aceleração da gravidade normal seja dada pelo teorema de Clairaut de primeira ordem, obtém-se a diferença de gravidade por

$$g_{n1} - g_{n0} = g_e \alpha (\sin^2 \Phi_1 - \sin^2 \Phi_2) \quad (20)$$

Substituindo a equação 20 pelos valores das constantes g_e e α por, respectivamente, 978,031846 e 0,005278895, obtém-se a correção de latitude.

$$C_L = g_{n1} - g_{n0} = 5162,83(\sin^2 \Phi_1 - \sin^2 \Phi_2) \quad (21)$$

Quando medidas gravimétricas são tomadas em uma área cuja dimensão ao longo dos meridianos (direção norte-sul) é pequena, pode-se aproximar a variação da gravidade com a distância ($\Delta g / \Delta s$) por:

$$\begin{aligned} \frac{\Delta g}{\Delta s} &= \frac{dg}{ds} = \frac{\partial g}{\partial \Phi} \frac{\partial \Phi}{\partial s} = \frac{1}{R} \frac{\partial g}{\partial \Phi} \\ \frac{\partial g}{\partial \Phi} &= g_e \alpha (2 \sin \Phi \cos \Phi) = g_e \alpha \sin 2\Phi \end{aligned}$$

$$C_L = \frac{\Delta g}{\Delta s} = \frac{1}{R} g_e \alpha \sin \Phi \quad (22)$$

Logo,

$$C_L = 0,81 \sin \Phi \text{ mGal/km} \quad (23)$$

onde $R = 6371 \text{ km}$ (raio médio da Terra).

A equação 23 fornece uma expressão para a correção de latitude que produz valores inferiores a 2% para estações que distam no máximo 10 km de uma latitude de referência.

6.2.2 Correção de elevação (Ar-livre ou *Free-air*)

Como a gravidade varia inversamente proporcional ao quadrado da distância, é necessário que uma correção para mudança de elevação entre a estação e o geóide. A correção de ar-livre não leva em conta o material entre a estação e a altura em que a medida é feita; por este motivo, a correção de elevação é também denominada correção de ar-livre. Essa correção recebe ainda o nome de redução de Faye.

A gravidade em um ponto situação a uma altitude h da superfície terrestre, tomada em relação ao nível do mar (geóide) ou a um outro nível de referência,

$$g = G \frac{M}{(R + h)^2} \quad (24)$$

A diferença de gravidade entre os dois pontos será, então:

$$\Delta g = g - g_o = GM \left[\frac{1}{R^2} - \frac{1}{(R + h)^2} \right]$$

$$\Delta g = \frac{GM}{R^2} \left[1 - \frac{1}{(1 + h/R^2)} \right] \quad (25)$$

como, geralmente, $h \gg R$, então podemos expandir a equação 25 utilizando

$$\left(1 + \frac{h}{R} \right)^2 = 1 - 2 \frac{h}{R} \quad (26)$$

Substituindo a equação 25 na equação 26, obtém-se

$$\Delta g \approx GM \frac{2h}{R^3} \quad (27)$$

$$C_{AL} = \Delta g \approx 0,3086h \text{ mGal} \quad (28)$$

que representa a correção de ar-livre C_{AL}

A anomalia ar-livre gravimétrica g_{AL} pode ser então calculada subtraindo-se, da gravidade observada no terreno, o valor da gravidade normal reduzida, ou seja,

$$\Delta g_{AL} = g_{obs} - (g - 0,3086h) = g_{obs} - g + 0.3086h \quad (29)$$

Nas regiões montanhosas, por exemplo, onde a altitude das estações varia muito, Δg_{AL} mostrará uma seqüência de altos e baixos correspondentes às elevações e aos vales. Somente em áreas planas ou de relevo muito suave é aceitável a interpretação de anomalias ar-livre, já que a qualidade de massa entre as estações e o geóide é aproximadamente constante, produzindo igual efeito em todas as estações. Neste caso, quaisquer distúrbios nos valores de Δg_{AL} poderão ser imediatamente correlacionados à distribuição irregular de densidade e interpretados geologicamente.

6.2.3 Correção Bouguer

É necessário, como explicado no item anterior, que o efeito da massa localizada entre as estações tomadas em um terreno acidentado e o nível do geóide seja eliminado. Isso é realizado através da correção Bouguer, que consiste em adicionar, ao valor normal da gravidade, a atração de um cilindro de raio infinito a altura igual à altitude da estação no terreno (mesmo altitude empregada na correção ar-livre).

Para chegar-se à expressão da atração igual de um cilindro de raio infinito, cuja densidade deve ser igual à densidade do material que repousa entre o geóide e a estação, é conveniente considerar-se primeiramente o problema da atração exercida por um cilindro de raio finito em um ponto localizado no seu eixo (Figura 32).

Seja dm um pequeno elemento de massa do cilindro. A atração exercida por dm no ponto P será

$$dg = G \frac{dm}{r^2} = G \frac{\rho s}{r^2} ds d\theta dz \quad (30)$$

e a atração total do cilindro será dada por sua integração

$$g = G \int_{vol} \frac{dm}{r^2} = G \rho \iiint \frac{1}{z^2 + s^2} d\theta ds dz \quad (31)$$

Na prática, somente se mede a componente vertical da atração total g_z .

$$g_z = g \cos \Phi = G \rho \iiint \frac{s \cos \Phi}{z^2 + s^2} d\theta ds dz \quad (32)$$

Usando as relações

$$s = z \tan \Phi \quad (33)$$

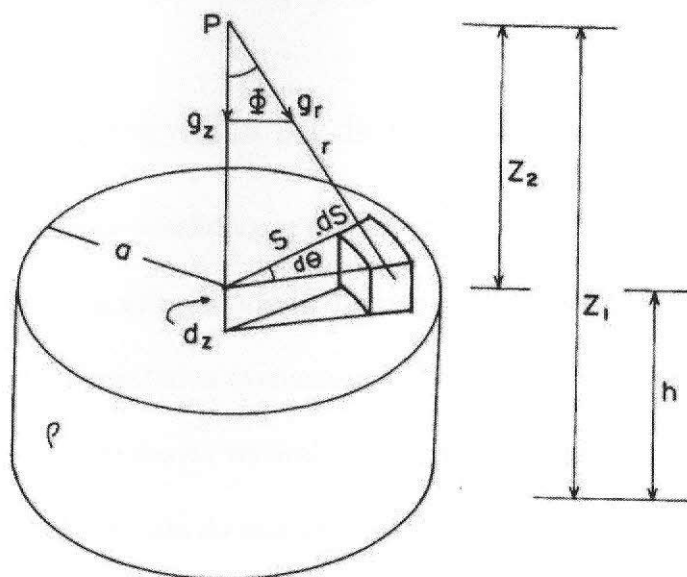


Figura 32: Representação geométrica para o cálculo da atração de um cilindro

$$ds = z \sec^2 \Phi d\Phi \quad (34)$$

e substituindo seus valores na equação 32 juntamente com os limites de integração, obtém-se:

$$g_z = G\rho \int_0^{2\pi} \int_0^{\tan^{-1} a/z} \int_{z_1}^{z_2} \sin \Phi d\theta d\Phi dz \quad (35)$$

$$g_z = 2\pi G\rho \left(\sqrt{z_2^2 + a^2} - \sqrt{z_1^2 + a^2} + z_1 - z_2 \right) \quad (36)$$

Podemos reparar que, à medida que o raio aumenta, a diferença $\sqrt{z_2^2 + a^2} - \sqrt{z_1^2 + a^2}$ torna-se cada vez menor, para o raio tendendo a infinito temos que:

$$\lim_{x \rightarrow \infty} \sqrt{z_2^2 + a^2} - \sqrt{z_1^2 + a^2} = 0 \quad (37)$$

portanto a correção Bouguer, representada por C_B , é dada por

$$C_B = g_z = 2\pi G\rho(z_1 - z_2)\rho h \text{ mGal} \quad (38)$$

sendo ρ medido em g/cm^3 e $h = z_1 - z_2$ em m.

6.2.4 Correção topográfica ou de terreno

Na aplicação Bouguer, considera-se que acima do nível do ponto P não existe massa, desprezando-se o efeito do material localizado nas cotas mais elevadas. Montanhas localizadas acima estação gravimétrica exercem um desvio vertical para cima no gravímetro, enquanto vales exercem um desvio vertical para baixo. Ambas as ondulações topográficas afetam as medidas de gravidade do mesmo modo, diminuindo a leitura.

Há muitas formas de calcular a correção de terreno, todas elas requerem um conhecimento das ondulações adjacentes próxima às estações e um bom mapa topográfico (intervalo de contorno ≈ 10 m). O procedimento consiste em dividir a área em compartimentos e comparar as elevações dentro de cada compartimento. O modelo mais comum utiliza círculos concêntricos e linhas radiais (Figura 33)

Utilizando a equação 36, fazendo a diferença de atração vertical de dois cilindros de raios R_e e R_i , assumindo que atração vertical está sendo calculada sobre o topo do cilindro ($z_2 = 0$) e considerando a n compartimentos, obtém-se:

$$\Delta g_z = \frac{2\pi G\rho}{n} \left(\sqrt{h^2 + R_e^2} - \sqrt{h^2 + R_i^2} + R_e - R_i \right) \quad (39)$$

Na prática, são usados vários cilindros concêntricos (zonas), com a diferença $R_e - R_i$ sendo aumentada à medida que o afastamento ao centro dos anéis cresce. Somando-se de cada setor, em cada um dos anéis, obtém-se o valor da correção topográfica C_T :

$$C_T = \sum \Delta g_z \quad (40)$$

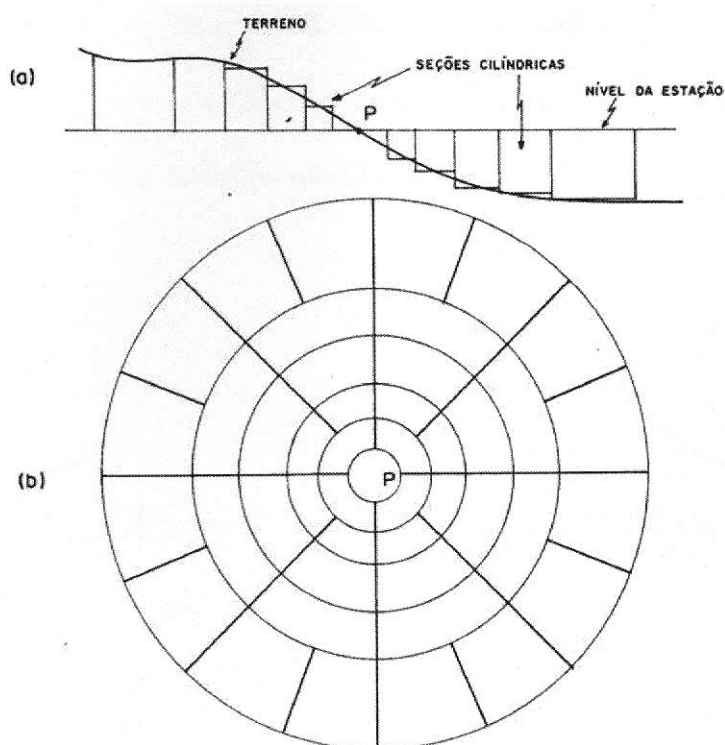


Figura 33: Representação dos setores cilíndricos usados na correção topográfica: (a) perfil; (b) projeção horizontal.

A aproximação por cilindro é uma das mais empregadas na correção topográfica. Existem, todavia, outros modelos que também são usadas, a maioria para representar o revelo às proximidades da estação a ser corrigida. Alguns desses são o plano inclinado (SANDBERG, 1958; CAMPBELL, 1980), cone (KROHN, 1976), prisma (KANE, 1962) e prisma cônico (OLIVER & SIMARD, 1981)

6.2.5 Significado físico das correções de ar-livre, Bouguer e topográfica

A redução do valor normal da gravidade para o nível do terreno pode ser fisicamente visualizada na Figura 34. Após a correção ar-livre, o ponto A do geóide é deslocado para a posição A' sobre o terreno (Figura 34b). A seguir, é necessário compensar o vazio que existe entre o geóide e o nível do mar A' no terreno adicionando massa. Isto é feito com a

correção Bouguer (Figura 34c), que, entretanto adiciona o efeito ao vale abaixo do nível de A' e não considera que as massas fisicamente existentes acima do nível de A' reduzem a gravidade em A'. O que não pode ser compensado com a Bouguer, o é com a correção topográfica.

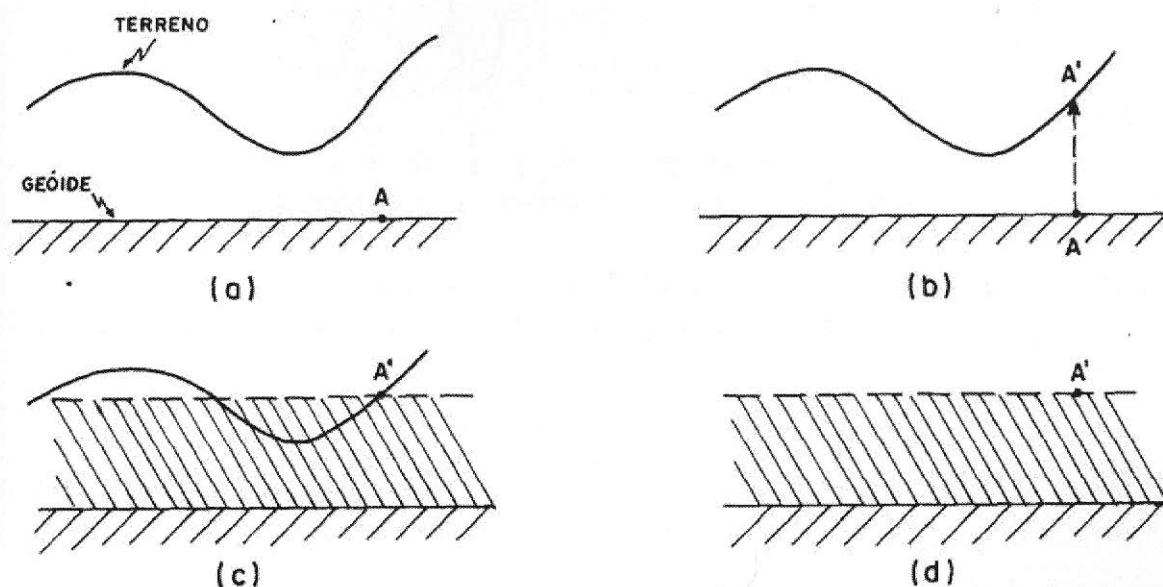


Figura 34: Visualização física das correções aplicadas ao valor normal da gravidade para reduzi-lo ao nível do terreno: (a) situação original; (b) correção ar-livre; (c) correção Bouguer; (d) correção topográfica.

6.2.6 Correção de maré

Instrumentos de medida de gravidade são sensíveis às mudanças nos valores de g causadas pelo movimento do Sol e da Lua. Tais mudanças dependem da latitude e da do tempo. Em um mesmo ponto seus valores variam de modo senoidal, apresentando amplitude máxima pico-a-pico inferior a 0,3 mGal (Figura 35). As perturbações solares e lunares podem ser teoricamente calculas para cada minuto de todos os dias do ano, em qualquer posição geográfica, através de fórmulas matemáticas especialmente desenvolvidas para esse fim (LONGMAN, 1959; SHAZHINA & GRUSHINSKY, 1971). Podem ser apresentadas correções em forma de tabela (GOGUEL, 1954) ou calculados por meio de

programa de computador (RUDMAN *et al.*, 1977)

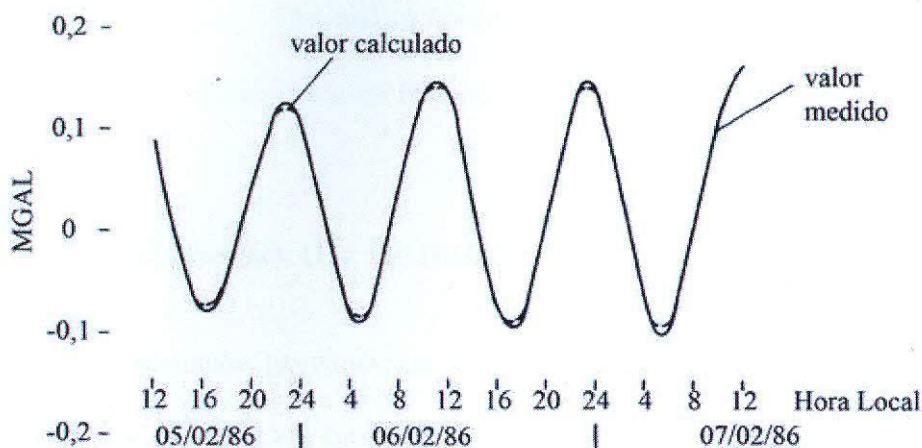


Figura 35: *Variações da gravidade devida às atrações do Sol e da Lua em Belém, Pará, Brasil (coordenadas 1° 30' Sul - 48° 30' oeste; altitude = 14 m)*

6.2.7 Anomalia Bouguer

Subtraindo-se, do valor da gravidade observado no terreno (já corrigido dos efeitos de maré, variação instrumental e latitude), o valor da gravidade normal reduzido para o nível do terreno (calculado para a latitude de referência usada na correção de latitude), obtém-se:

$$\Delta g_B = g_{obs} - (g_n - C_{AL} + C_B - C_T) \quad (41)$$

que é denominada de anomalia de Bouguer.

A expressão 41 demonstra que, do ponto de vista prático (embora teoricamente não seja correto), o valor de Δg_B não se altera, quer as correções sejam aplicadas ao valor da gravidade normal, quer elas sejam aplicadas diretamente ao valor observado no terreno. A única diferença são os sinais das correções, contrários nos dois procedimentos, isto é, enquanto as correções ar-livre e topográfica são negativas e a correção Bouguer é positiva na redução da gravidade normal ao nível do terreno, os sinais são positivos

para as correções ar-livre e topográfica e negativo para a correção Bouguer aplicadas ao valor observado no terreno. Por isso, é comum dizer-se que as correções são aplicadas diretamente aos valores observados no terreno.

6.3 Determinação da densidade

A causa da anomalia gravimétrica é a variação na densidade das rochas. Nosso objetivo geológico e localizar em interpretar anomalias gravimétricas é relacionar a densidade das rochas com a variação estrutural. Gravimetria, essencialmente, é um método sensível a contraste de densidade não-horizontais.

Valores de densidade de diferentes rochas foram retirados do livro GSA Handbook of Physical Constants e são mostradas na Figura 36 e adaptado de Grant & West. Esta figura mostra os valores da densidade para vários tipos de rocha. A principal razão para esse grande limite de valores da densidade está relacionado ao fato que qualquer tipo de rocha tem a sua densidade variando com a porosidade. Os poros são frequentemente preenchidos com um fluido de densidade menor que os grãos minerais da própria rocha.

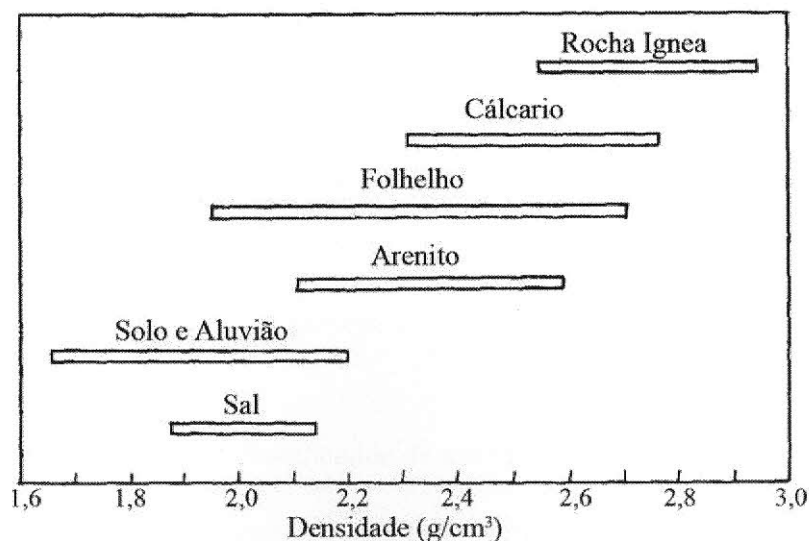


Figura 36: Densidade de diferentes tipos de rochas.

Densidade não é, por si só, um bom diagnóstico para distinguir um tipo de rocha da outra. Sal deve ser considerado a exceção; sal é mais leve que sedimentos a não ser que a rocha seja muito porosa. Embasamento são mais pesados que a maioria dos sedimentos. Contrastes de densidade encontradas na Terra envolvendo significativo volume de rocha são raramente maiores do que $0,3 \text{ g/cm}^3$.

Aumento do grau de compactação torna as rochas mais densas. A compactação, por sua vez, aumenta com o peso do material sobrejacente e o tempo que esse material atua sobre o espécime sedimentar. Logo, espera-se que os espécimes mais antigos e os localizados a maiores profundidades sejam os mais densos. Em rochas com cimento calcífero, a pressão aumenta com a dissolução, especialmente do carbonato de cálcio, o que provoca decréscimo de densidade. Na Tabela 1 são apresentados valores de densidade para sedimentos e rochas sedimentares saturadas e não saturadas.

Tabela 1: Densidade de sedimentos e rochas sedimentares

	Variação da densidade (g/cm^3)		Densidade média (g/cm^3)	
	Poros com Fluido	Poros sem fluido	Poros com fluido	Poros sem fluido
Solo	1,20 - 2,40	1,00 - 2,00	1,92	1,46
Aluvião	1,96 - 2,00	1,50 - 1,60	1,98	1,54
Areia	1,70 - 2,30	1,40 - 1,80	2,00	1,50
Cascalho	1,70 - 2,40	1,40 - 2,20	2,00	1,95
Argila	1,63 - 2,60	1,30 - 2,40	2,21	1,70
Arenito	1,61 - 2,76	1,60 - 2,68	2,35	2,24
Folhelho	1,77 - 3,20	1,56 - 3,20	2,40	2,10
Calcário	1,93 - 2,90	1,74 - 2,76	2,55	2,11
Dolomita	2,28 - 2,90	2,04 - 2,54	2,70	2,30

6.4 Intrumentação

Os gravímetros podem ser classificados de acordo com o tipo de medida e de acordo com o tipo de levantamento. De acordo com o tipo de medida podem ser classificados como absoluto e como relativo; de acordo com o tipo de processamento podem ser classificados como terrestre, marinho ou aéreo.

6.4.1 Gravímetro Absoluto

Os gravímetros absolutos medem o valor real da gravidade no ponto de medida. Podem ser fixos, usados em laboratórios, ou portáteis, usados em levantamentos. Tais gravímetros são usados apenas em levantamentos terrestres.

As estações gravimétricas brasileiras (estações IFE) dispostas em um arco Norte-Sul e localizadas em Teresina (PI), Brasília (DF), Viçosa (MG), Vassouras (RJ), Vinhedo (SP), Curitiba (PR) e Santa Maria (RS) são denominadas estações absolutas. Isso porque o instrumento utilizado foi um gravímetro absoluto de queda livre (JILAG 3). A tabela 2 mostra os resultados encontrados para os valores absolutos da gravidade para as suas respectivas bases

Tabela 2: Estações Gravimétricas Absolutas no Brasil

Código da Estação	Estação Gravimétrica	g (mGal)	Incerteza (mGal)
IFE 112	Teresina	978016,343	0,0031
IFE 122	Brasília	978048,798	0,0005
IFE 132	Viçosa	978460,230	0,0035
IFE 142	Vassouras	978637,581	0,0019
IFE 152	Vinhedo	978563,778	0,0032
IFE 162	Curitiba	978760,387	0,0021
IFE 173	Santa Maria	979261,636	0,0022
IFE 212	Rivera	979344,377	0,0014

Free-fall método

Um feixe de laser é partido em dois por um semi-refletor, refletido de volta por espelhos situados em direções ortogonais e re-combinados criando um padrão de interferência. Como um dos espelhos cai em queda-livre, o padrão de interferência muda ao longo do tempo o que permite determinar o tempo de queda que é proporcional à gravidade local (Figura 37). Possui precisão de 0,005 - 0,01 mGal as medidas realizadas por esse método.

Rise-and-fall método

Uma esfera de vidro é projetada para cima e retorna a posição inicial. Durante o

trajeto a esfera cruza dois feixes de luz que registram precisamente o tempo de passagem. O tempo é proporcional à gravidade (Figura 38). Possui precisão de 0,005 - 0,01 mGal as medidas realizadas por esse método.

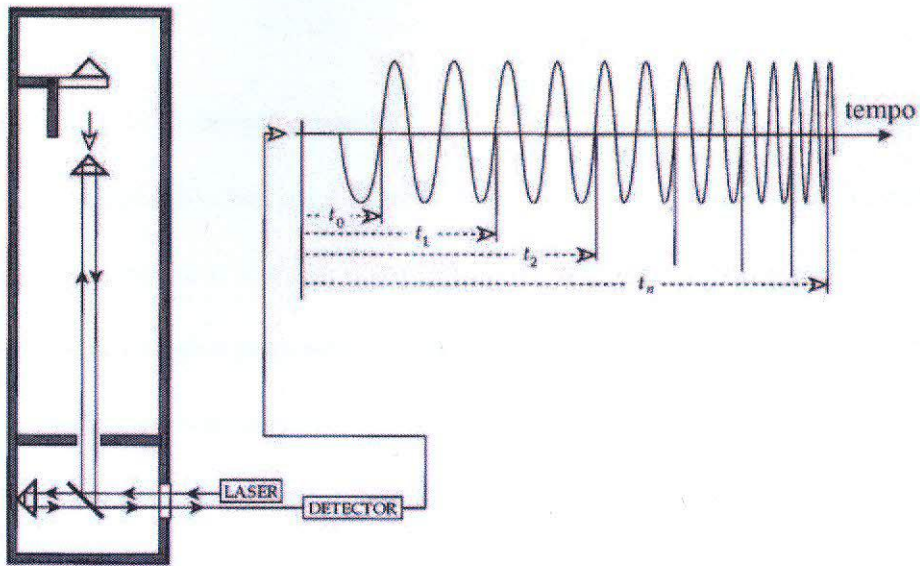


Figura 37: Gravímetro Free-fall (Lowrie, 1997, *Fundamentals of Geophysics*)

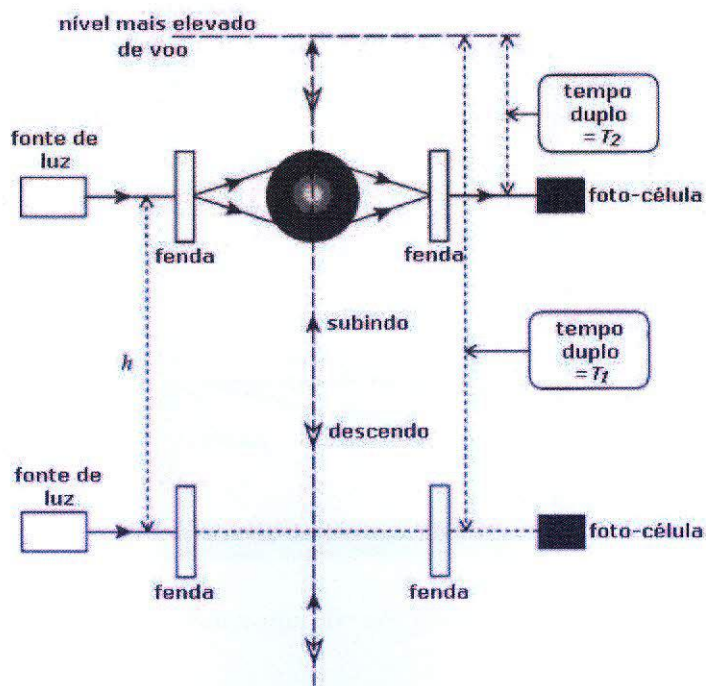


Figura 38: Gravímetro Rise-and-fall (Lowrie, 1997, *Fundamentals of Geophysics*)

6.4.2 Gravímetro Relativo

Medem a variação da gravidade em relação a uma posição onde o valor é previamente conhecido (base). Podem ser usados tanto em levantamentos terrestres quanto em marítimos ou aéreos.

Gravímetro *zero-length spring*

Uma massa suportada por uma barra horizontal é presa a uma mola. As variações na gravidade afetam a massa e alteram o comprimento da mola. Um parafuso de calibração e um feixe de luz são usados para retornar a mola a sua posição original. As mudanças no parafuso correspondentes a unidades de mGal (Figura 39). Tem capacidade de precisão de 0.01 mGal. São portáteis, sendo usado como o principal instrumento de pesquisa gravimétrica.

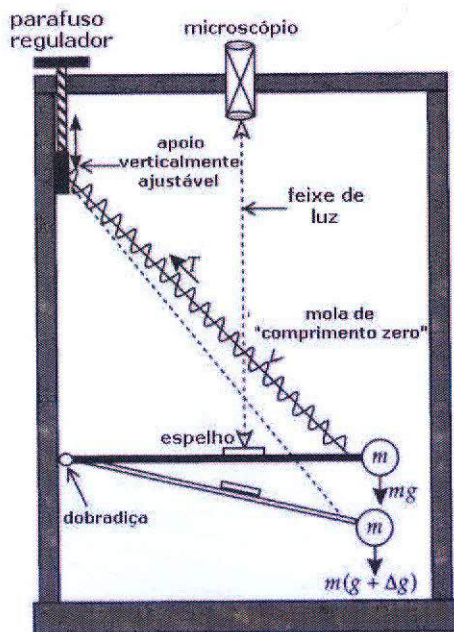


Figura 39: *Esquema funcional de um gravímetro zero-length spring.*

Gravímetro de LaCoste-Roberg

O gravímetro de LaCoste-Romberg foi o primeiro a empregar o sistema de mola de comprimento zero (zero-length spring), agora usado por quase todos os gravímetros.

O gravímetro de mola de comprimento zero é o único cuja tensão é proporcional ao comprimento atual da mola, isto é, se todas as forças externas fossem removidas a corda colapsaria para o comprimento zero.

Para derivar a expressão da sensibilidade do gravímetro de LaCoste-Romberg, vamos escrever $k(s - c)$ para a tensão na mola quando seu comprimento for s ; c é uma pequena correção já que a mola não tem comprimento realmente nulo em ausência de forças. Tomando o momento em relação ao pivô na Figura 40 e usando a lei dos senos, temos:

$$Mga \cos \theta = k(c - s)b \sin \alpha = k(c - s)b(y \sin \theta)/s \quad (42)$$

$$g = \frac{k}{M} \frac{b}{a} \left(1 - \frac{c}{s}\right) \quad (43)$$

$$\delta g = \frac{k}{M} \frac{b}{a} \frac{c}{s^2} y \delta s \quad (44)$$

Para um dada mudança de gravidade δg , podemos fazer δs tão grande quanto for necessário, para isso basta mudar um ou mais termos do lado direito da equação. A Figura 41 mostra um gravímetro de LaCoste-Romberg.

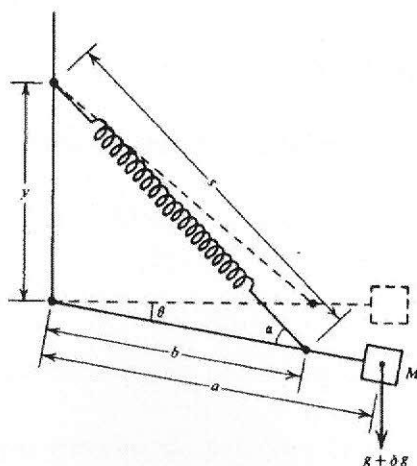


Figura 40: Esquema funcional do gravímetro de LaCoste-Romberg.

Gravímetro de Worden

Foi desenvolvido por volta de 1948. O elemento elástico neste gravímetro é de

quartzo e a massa pesa cerca de 5 mg. Os efeitos externos da temperatura e pressão são evitados, pois o elemento sensível do gravímetro é colocado em um recipiente termoisolante e selado a vácuo.

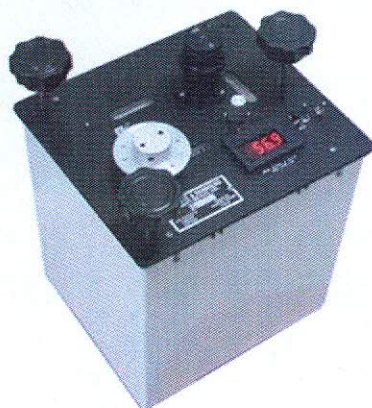


Figura 41: *Gravímetro de LaCoste & Romberg.*

A Figura 42 ilustra o princípio do funcionamento do gravímetro Worden. A atração exercida na massa M provoca um desequilíbrio no sistema, fazendo girar a barra B no sentido anti-horário, deslocando a haste de referência H . Girando os parafusos de ajuste que estão ligados à mola, é possível trazer-se a haste até a posição vertical, que é determinada observando-se pelo microscópio a posição de um feixe luminoso, relativa a uma marca de referência. A quantidade de voltas dadas nos parafusos de ajuste é uma medida da variação da gravidade. A Figura 43 mostra um modelo do gravímetro de Worden.

Levantamentos em terra

São feitos em distribuição de estações não uniforme com média de 500 m de espaçamento entre estações. Em prospecção de petróleo menores espaçamentos são também adotados. Podem ser definidas tantas estações base quanto forem necessárias para cobrir toda a área do levantamento e todas elas devem ter seus valores de gravidade relacionados ao valor da estação base inicial. Aquisição é feita de modo lento. Tem aplicações da prospecção na indústria do petróleo, sendo muito usado na década de 60. Tal método

foi descobridor de vários campos na Bacia do Recôncavo. Para a exploração de petróleo, uma estação por 2 a 4 km² é suficiente para uma boa prospecção gravimétrica já que as estruturas associada à acumulação de óleo são geralmente mais larga que estas e, portanto, suas anomalias serão detectadas. Ocasionalmente são feitos trabalhos em conjunto com sísmica 3D, como auxílio na interpretação. A Figura 44 mostra a operação de um gravímetro de aquisição terrestre.

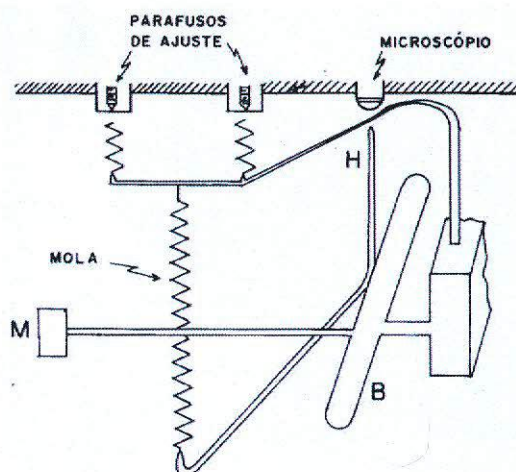


Figura 42: *Princípio de funcionamento do gravímetro Worden*



Figura 43: *Gravímetro de Worden*

Levantamento marinhos

Em áreas cobertas por água, as medidas de gravidade podem ser realizadas no fundo ou na superfície das águas. Os levantamentos em que o gravímetro desce até o fundo das

águas são muito mais lentos do que aqueles em que o gravímetro permanece na superfície. As medidas realizadas no fundo são, contudo, cerca de 10 vezes mais precisas do que as realizadas na superfície.

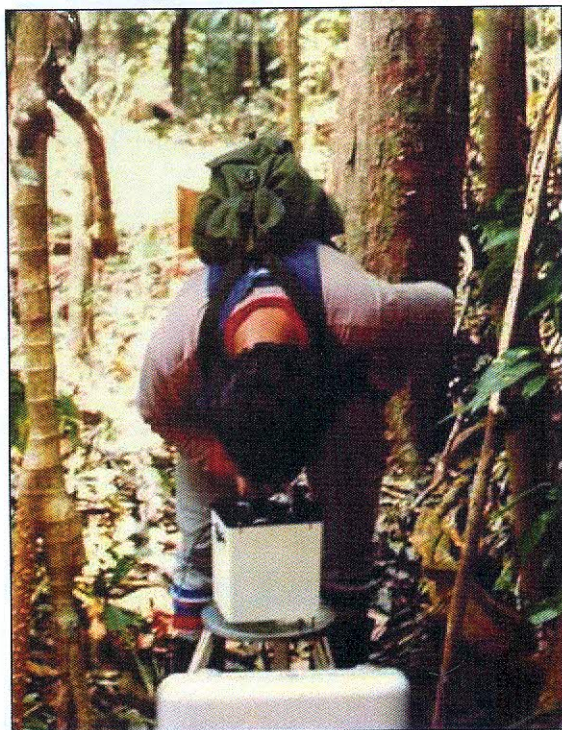


Figura 44: *Gravímetro em operação*

As maiores dificuldades encontradas durante esses levantamentos são: a localização das estações e a estabilização dos gravímetros num ambiente de ondas e correntes marítimas, o que deixa os dados frequentemente ruidosos. Em geral, a localização das estações é feita através de sistemas de radioposicionamento em visibilidade direta e de longo alcance ou sistemas de posicionamento por meio de satélites. A estabilização é conseguida com o emprego de plataformas especiais e sistemas de amortecimento no local de medida dos instrumentos. Assim como em levantamentos gravimétricos terrestres, em gravimetria marítima os levantamentos são feitos em conjuntos com a sísmica como auxílio na interpretação.

As medidas de gravidade, realizadas com instrumentos sobre a plataforma que se

movimentam, são afetadas por uma aceleração adicional à aceleração centrífuga da Terra.

Esta aceleração, conhecida como efeito Eötvös, é dada por

$$a_E = 7,503V \cos \Phi \sin \alpha + 0,004154V^2 \quad (45)$$

Sendo V a velocidade da plataforma (ou da embarcação) em nós (1 nó = 1,85 km/h), Φ a latitude e α o azimute do curso da plataforma durante as medidas. Para velocidade de até 10 nós, que é a velocidade comumente usada nos levantamentos, pode-se ignorar, na equação 45, o termo que contém o quadrado da velocidade.

O erro na aceleração de Eötvös devido aos erros em V e em α é

$$d(a_E) = (0,0705V \cos \Phi \cos \alpha)d\alpha + (4,040 \cos \Phi \sin \alpha + 0,002422V)dV \quad (46)$$

com V e dV medidos em quilometro por hora e $d\alpha$ em graus. Portanto, a sensibilidade devido à incerteza da velocidade é maior na direção leste-oeste e a sensibilidade devido à incerteza da direção do percurso é maior na direção norte-sul. Como exemplo, vamos considerar um levantamento gravimétrico marinho envolvendo uma incerteza na velocidade de 0,2 km/h e uma incerteza de percurso de 1°, $\Phi = 40^\circ$ e $V = 10$ km/h, então $d(a_E) = 0.62$ mGal para um curso de direção leste-oeste e 0.54 mGal para um curso de direção norte-sul.

Levantamentos aéreos

Os mesmos problemas dos levantamentos realizados na superfície das águas são encontrados nos levantamentos aéreos. O efeito do balanço da aeronave é minimizado com o uso de plataforma estabilizadora. O efeito Eötvös é mais intenso, pois a velocidade de navegação é maior (em volta de 200 nós), portanto o termo quadrático não pode ser desprezado. A aquisição é muito rápida, recobre grandes áreas em pouco tempo. Há

perda de resolução com a altura e as flutuações na altitude causam ruídos. A Figura 45 mostra um gravímetro para levantamentos aéreo e marítimo de água rasa.

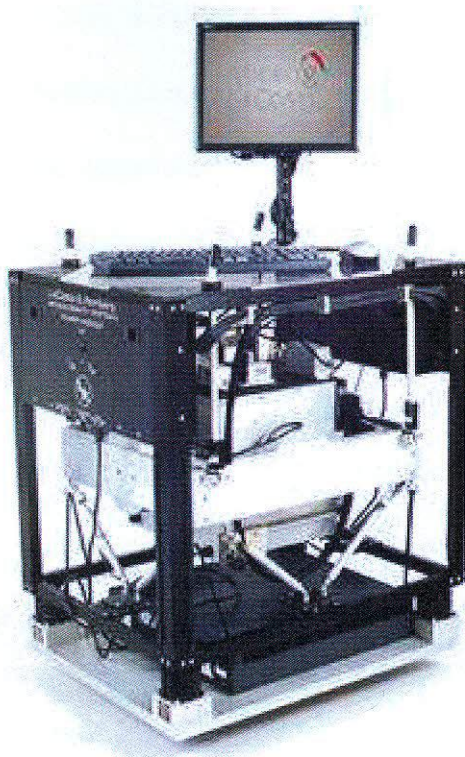


Figura 45: Gravímetro para medidas marinhas na superfície das águas e para medidas aéreas (*Air-Sea Gravity System II, LaCoste & Romberg*)

6.5 Interpretação

As anomalias gravimétricas são provocadas por contrastes laterais de densidade. Por isso, uma camada de elevada densidade localizada em subsuperfície entre duas de menor densidade, todas elas horizontais, não provocará anomalias em medidas realizadas na superfície. As três camadas mostrarão o efeito produzido por uma única camada de densidade média. Contrastes laterais de 0,1 a 0,2 g/cm³ são suficientes para produzir anomalias detectáveis pelos gravímetros.

De um modo geral, as anomalias delimitadas por contornos isogálicos alongados crescentes e com variação do gradiente horizontal (contornos crescentes largamente espaçados, passando a bem menos espaçados e voltando a largamente espaçados) estão comumente relacionadas a falhas. As anomalias caracterizadas por contornos fechados aproximadamente simétricos podem ser devidas a maciços de rochas intrusivas, enquanto os contornos fechados alongados podem estar relacionados a eixos de dobramentos ou intrusões discordantes o tipo dique.

Além da superposição de efeito, alguns impossíveis de serem separados por terem freqüências sobrepostas, existe o problema da ambigüidade, isto é, diversas distribuições de massa em subsuperfície produzem o mesmo tipo de anomalia. Este problema pode ser representado na figura 53: o perfil gravimétrico pode ser explicado por qualquer uma das configurações da superfície do embasamento representada, bem como pela intrusão básica no xisto coberta por rochas sedimentares. A ambigüidade na interpretação gravimétrica será discutida da subseção 6.5.6 quando for comentado sobre o método direto e o método inverso.

6.5.1 Atração de corpo de forma esférica

O efeito gravitacional de uma esfera no ponto P (Figura 46), direcionada ao longo de r , é

$$g_r = G \frac{M}{r^2} \quad (47)$$

A componente vertical é

$$g = g \cos \theta = G \frac{Mz}{r^3} = k\rho a^3 \frac{z}{(x^2 + z^2)^{3/2}} \quad (48)$$

onde $k = 4\pi G/3 = 27,3 \cdot 10^{-3}$, com os valores de a , x e z medidos em metros.

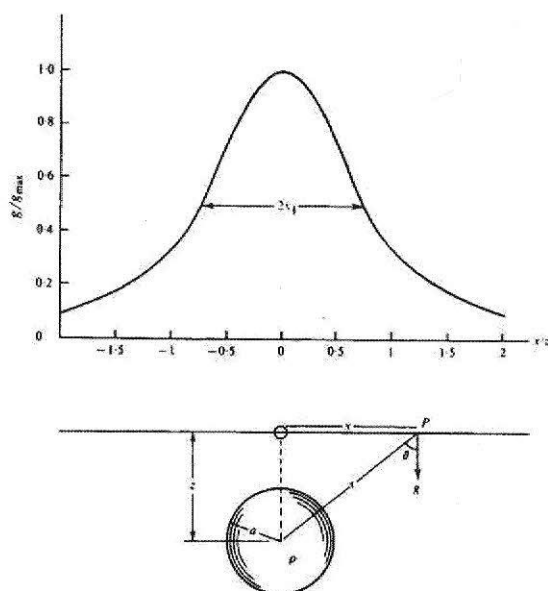


Figura 46: Efeito gravitacional produzido por uma esfera.

Note que z é a profundidade até o centro da esfera ao invés de ser considerado a distância até a sua superfície. Deve-se notar também que esse perfil é também simétrico em relação à origem no centro da esfera. O valor máximo g é

$$g_{max} = 27,9 \cdot 10^{-3} \rho a^3 / z^2 \quad (49)$$

A profundidade do centro da esfera pode ser estimada pela relação

$$z = 1,305x_{1/2} \quad (50)$$

sendo $x_{1/2}$ o valor de x que corresponde à metade do valor máximo de g_z , medido no perfil que passa pela projeção do centro da esfera na superfície do terreno.

A esfera é um modelo que tem sido comumente usado para representar feições geológicas 3D, em que as dimensões horizontais são bem inferiores à profundidade, como domos salinos, intrusões e alguns corpos de minério.

6.5.2 Cilindro horizontal

Seja um cilindro horizontal homogêneo de comprimento $2L$ e raio a , cujo eixo está localizado a uma profundidade z abaixo da superfície (Figura 47). O sistema de coordenadas é eleito de modo que o eixo y coincida com a projeção do eixo do cilindro na superfície do terreno. Pode ser demonstrado que a atração de um cilindro horizontal homogêneo é a mesma que seria obtida se a sua massa estivesse concentrada no seu eixo. O valor da aceleração da gravidade exercida por um cilindro vertical é dado por

$$g_z = 2\pi G a \rho L \frac{z}{(x^2 + z^2)\sqrt{x^2 + z^2 + L^2}} \quad (51)$$

Quando o comprimento do cilindro, que é um modelo 3D, é maior ou igual a vinte vezes a profundidade do seu eixo, ele pode ser considerado infinito e passa a ser um modelo

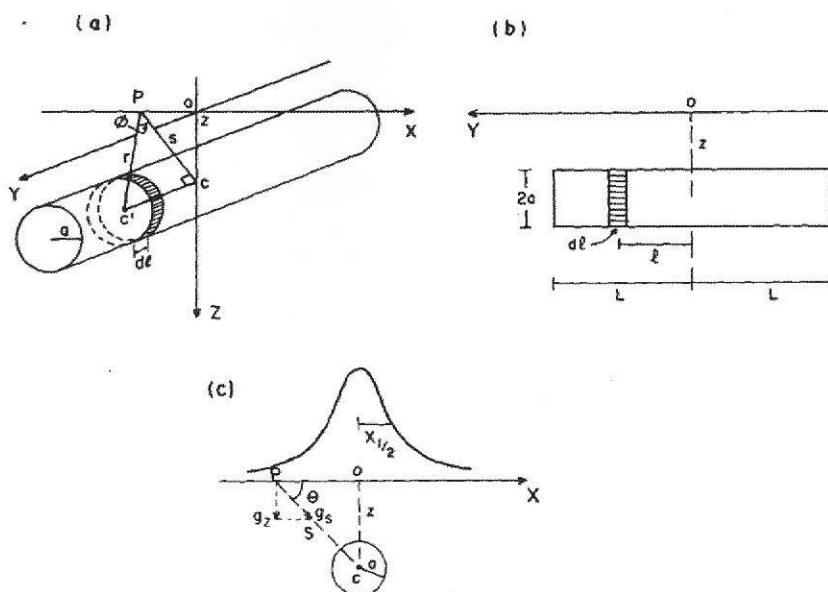


Figura 47: Atração de um cilindro horizontal: (a) vista tridimensional; (b) vista lateral (projeção no plano y - z); (c) vista frontal (projeção no plano x - z)

2D. Nesse caso, $L^2 \gg x^2 + z^2$ e a atração torna-se

$$g_z = 2\pi G \rho L \frac{z}{(x^2 + z^2)} \quad (52)$$

A profundidade do eixo do cilindro infinito pode ser estimada por

$$z = x_{1/2} \quad (53)$$

sendo $x_{1/2}$ o valor de x correspondente à metade do valor máximo de g_z , medido em um perfil perpendicular ao eixo do cilindro.

O cilindro horizontal infinito pode ser usado para modelar estruturas geológicas 2D, como os anticlinais.

6.5.3 Cilindro Vertical

Um cilindro vertical pode ser considerado semi-infinito, quando seu comprimento h for no mínimo igual a 10 vezes a profundidade do seu topo z ($h \gg z$).

A atração que o cilindro vertical semi-infinito exerce em pontos de um perfil de medidas (eixo x), que passa pela projeção do centro do cilindro na superfície do terreno (Figura 48), será calculada com o auxílio da expressão (comparar com o texto) da atração do cilindro vertical finito sobre pontos do seu eixo, da qual foi derivada a correção Bouguer.

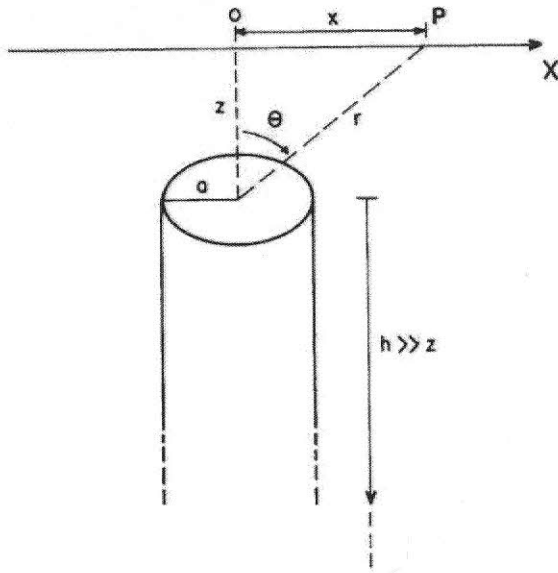


Figura 48: *Efeito gravitacional de um cilindro vertical semi-infinito.*

A premissa $h \gg z$ permite que se tome na equação 36 $z_2 = z$ e $z_1 \gg a$. Logo,

$$g_z = 2\pi G\rho \left(\sqrt{z^2 + a^2} - z \right) \quad (54)$$

Não só o potencial gravitacional, mas também g_z satisfaz à equação de Laplace, por isso pode ser representado por um somatório infinito de harmônicos. Como a atração do cilindro não varia quando r e θ permanecem constantes, os harmônicos são uma combinação linear de potências positivas e negativas de r e polinômios de Legendre (HEISKANEN & MORTIZ, 1967).

$$g_z = k \left[\sum_{n=0}^{\infty} \alpha_n r^n P_n(\cos \theta) + \sum_{n=0}^{\infty} \beta_n r^{-(n+1)} P_n(\cos \theta) \right] \quad (55)$$

Substituindo os coeficientes para a solução do problema gravitacional do cilindro vertical, obtém-se:

$$g_z = 2\pi G\rho a \left[1 - \frac{1}{a}rP_1(\cos\theta) + \frac{1}{2a^2}r^2P_2(\cos\theta) \right] \quad (56)$$

Os exemplos mais comuns de corpos geológicos que podem ser modelados pelo cilindro vertical semi-infinito, um modelo 3D, são os domos salinos, os *necks* de rochas intrusivas e chaminés kimberlíticas.

6.5.4 Efeito gravitacional de um lençol horizontal

Vamos considerar um perfil de um lençol semi-infinito como mostrado na Figura 49.

O valor da gravidade g exercida por esse lençol é dado por

$$g = 2Gt\rho \left[\pi/2 + \tan^{-1}(x/h) \right] \quad (57)$$

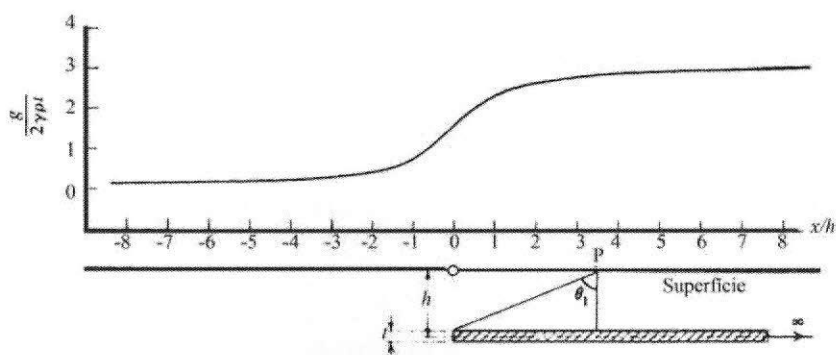


Figura 49: Efeito gravitacional num lençol horizontal semi-infinito

Uma falha pode ser considerada como dois lençóis horizontais semi-infinitos, um colocado sobre o outro como mostrado na Figura 50.

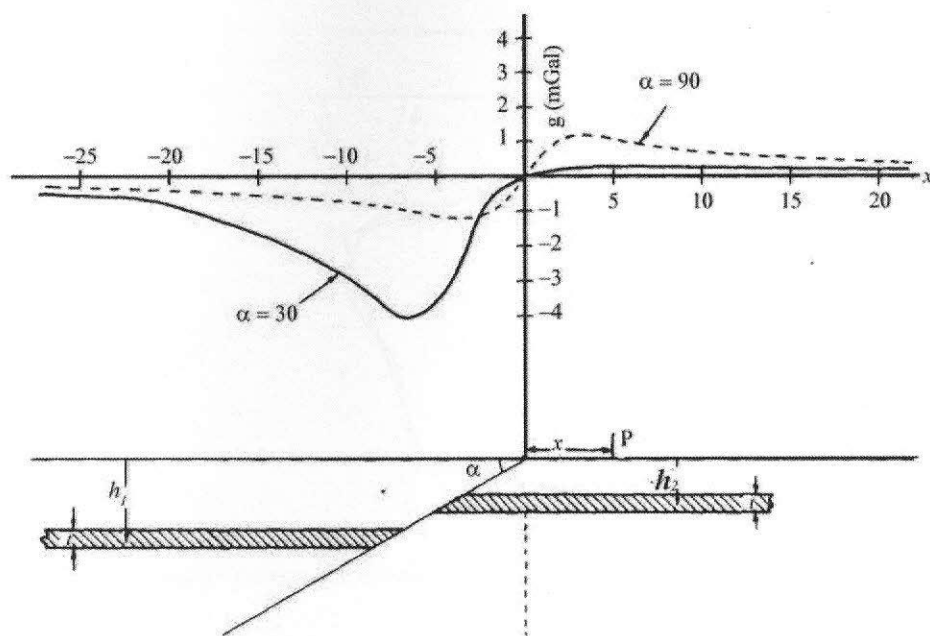


Figura 50: Efeito gravitacional em uma falha horizontal. $T = 300$ m; $h_1 = 1350$ m, $h_2 = 750$ m, densidade do lençol (ρ) igual a 1g/cm^3 .

6.5.5 Atração de corpo de forma irregular

Algumas fontes de anomalia gravimétrica não podem ser modeladas com formas geométricas simples. Tais fontes têm a sua seção transversal substituída por um polígono. O número de lados e os seus comprimentos são estabelecidos de modo a se obter uma representação precisa da fonte, para maior precisão no cálculo da atração. O polígono é especificado por pares de coordenadas (x, z) dos seus vértices (Figura 51).

De acordo com HUBBERT (1948), a atração vertical de um corpo 2D é

$$g_z = 2G\rho \oint z d\theta \quad (58)$$

em que o círculo sobre o símbolo da integral indica que a integração deve ser tomada ao longo do contorno fechado do corpo (integral de linha).

Da geometria da Figura 51 temos a seguinte relação

$$z = x \tan \theta = (x - a_i) \tan \theta_i$$

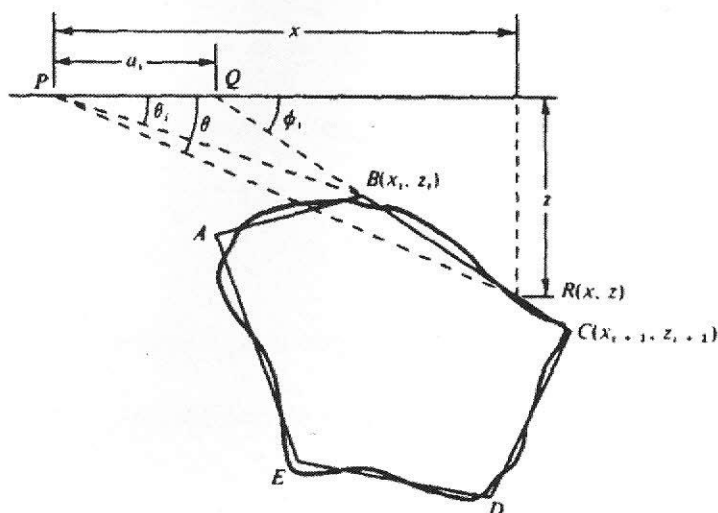


Figura 51: Aproximação poligonal de um corpo vertical irregular vertical em duas dimensões.

$$z = a_i \tan \theta \tan \phi_i / (\tan \phi_i - \tan \theta)$$

A integral de linha do lado BC é

$$\int_{BC} d\theta = \int_B^C \frac{a_i \tan \theta \tan \phi_i}{\tan \phi_i - \tan \theta} \quad (59)$$

portanto,

$$g_z = 2G\rho \sum_{i=1}^n Z_i \quad (60)$$

No caso mais geral, Z_i é dado por

$$Z_i = a_i \sin \phi_i \cos \phi_i \left[(\theta_i - \theta_{i+1}) + \tan \theta_i \ln \left(\frac{\cos \theta_i (\tan \theta_i - \tan \phi_i)}{\cos \theta_{i+1} (\tan \theta_{i+1} - \tan \phi_{i+1})} \right) \right] \quad (61)$$

onde

$$\theta_i = \tan^{-1} \left(\frac{z_i}{x_i} \right)$$

$$\phi_i = \tan^{-1} \left(\frac{z_{i+1} - z_i}{x_{i+1} - x_i} \right)$$

$$a_i = x_{i+1} + z_{i+1} \left(\frac{x_{i+1} - x_i}{z_{i+1} - z_i} \right)$$

Esta técnica tem sido usada para corpos de três dimensões substituindo o contorno no plano horizontal com um polígono de n -lados.

6.5.6 O método direto e o método inverso

Técnicas de interpretação comentadas nas secções anteriores aplicam um modelo simplificado de formas geométricas. Calcular os efeitos dos modelos geológicos constitui uma aproximação direta para a interpretação. As seleções iniciais de um modelo geológico razoável são feitas com um conhecimento das informações geológicas e com a experiência do interprete. Interpretação em termos de formas simplificadas é comum quando os dados e o controle são incompletos.

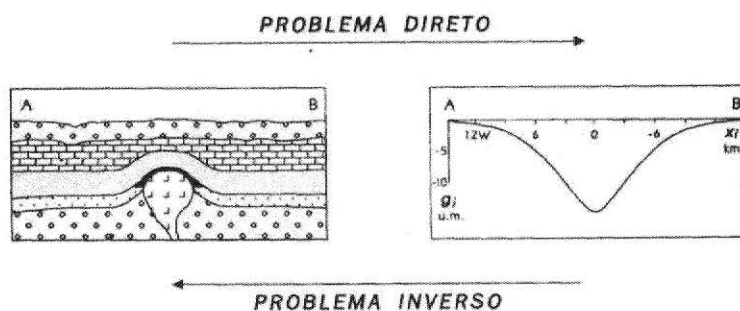


Figura 52: *Problema direto e problema inverso.*

O problema inverso envolve determinar a geometria e as propriedades físicas da fonte de medidas da anomalia, ao invés de selecionar um modelo simples e determinar parâmetros que se encaixam aproximadamente com as anomalias encontradas (Figura 52). Dentre as dificuldades inerentes à resolução dos problemas inversos, a ambigüidade é a mais séria para os trabalhos geofísicos. A ambigüidade é a possibilidade de se poder construir mais

de um modelo consistente com os dados (isto em mais de uma causa é sempre possível para o mesmo efeito). A ambigüidade pode se manifestar com modelos diferentes; neste caso, as soluções são distintas, mas próximas o suficiente para se confundirem, devido à percentagem provável de erros para o conjunto de experimentos (Figura 53). Infelizmente, todos os métodos geofísicos fornecem resultados ambíguos (ROY, 1962).

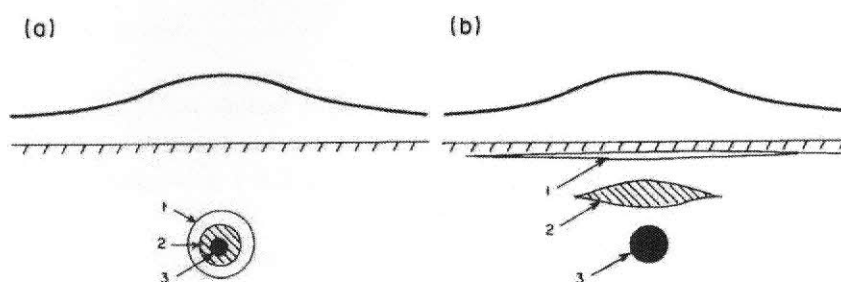


Figura 53: *Ambiguidade nas respostas de fontes: (a) esféricas; (b) diversas.*

Podemos esboçar aqui um típico procedimento de mínimos quadrados para o modelo inverso. Primeiro, assume algum modelo matemático baseado num conhecimento prévio da geologia ou da geometria local, somado a conhecimentos de perfis e contornos da região. Em seguida, limita-se o número de parâmetros que são permitidos variar: comprimento, altitude, profundidade; A solução é obtida usando um modelo e um conjunto de parâmetros dados para calcular a simulação dos dados (conhecido como *model response*), comparando o modelo com os valores obtidos com os dados observados e então variando os parâmetros para ajustar o modelo e os valores de dados mais próximo possível.

6.6 Prospecção de Petróleo

Na prospecção de petróleo, o Método Gravimétrico é empregado para localizar e delimitar estruturas capazes de proporcionar armazenamento de óleo. Essas estruturas são caracterizadas, como regra geral, por produzirem anomalias da ordem de dezenas de miligals, podendo ser identificadas até mesmo com um levantamento de baixa precisão,

como os realizados por aviões.

Uma das primeiras aplicações das medidas de gravidade foi na localização de domos salinos. Esses corpos penetram nas camadas subjacentes, atravessando-as e arrastando-as parcialmente para cima. No topo dos domos salinos é comum encontrar-se uma capa compactada (*cap rock*) de anidrita e gipsita. A acumulação de petróleo e gás normalmente se dá nos flancos do domo.

A densidade do domo salino (em torno de 2 g/cm^3) é menor do que a densidade das rochas por ele penetradas ($2,2 \text{ g/cm}^3$ a $2,4 \text{ g/cm}^3$). Isso causa uma redução local da gravidade, havendo, portanto, sobre a rocha salina, o desenvolvimento de uma anomalia caracterizada por um mínimo gravimétrico, algumas vezes superior a 20 mGal. A presença da capa compactada, que é mais densa do que o material do domo, produz localmente um alto gravimétrico, no centro do mínimo. Esta feição adicional torna ainda característica a anomalia do domo salino.

As acumulações de óleo e gás podem ainda se localizar nas dobras do tipo anticlinal. Essas estruturas produzem quase sempre anomalias de gravidade caracterizadas por máximos. Em alguns casos, como quando existem rochas mais densas subjacentes às rochas de menor densidade, podem-se desenvolver mínimos gravimétricos sobre os anticlinais. Nesses casos, a informação geológica pode eliminar a ambigüidade.

As falhas são outro tipo de estrutura que podem contribuir para que existam condições de armazenamento de petróleo. Sobre a linha de falha, os valores de gravidade apresentam forte gradiente horizontal, que é caracterizado nos mapas por uma maior densidade de contornos.

O Método Gravimétrico pode também ser usado na determinação da espessura dos sedimentos de uma bacia, como a finalidade de detectar ondulações no embasamento. Essas ondulações podem ter produzido o arqueamento dos sedimentos subjacentes, criando,

assim, condições para o aprisionamento de petróleo.

Muitas concentrações de óleo e gás têm sido encontradas em zonas de bacias sedimentares com variações de litofáceis e recifes. Esses tipos de estruturas de acumulação podem produzir pequenas anomalias, que somente serão reconhecidas se das medidas forem muito precisas. A complexidade geológica desses tipos de ambientes sedimentares em geral requer controle adicional, através de perfurações e da aplicação de Métodos Sísmicos.

Capítulo 7

ESTUDO DE CASO

O estudo de caso¹ tem como objetivo estudar as anomalias gravimétricas na bacia central do Amazonas e propor modelos e eventos geológicos capazes de explicar as anomalias observadas.

7.1 Análise de Velocidade

A profundidade, posição e tamanho dos sedimentos que causam a flexura da litosfera são relacionados pelas anomalias gravitacionais associadas à bacia sedimentar. Anomalias gravitacionais teóricas associadas à flexura da bacia são geradas por três partes significativas: rochas de baixa densidade na superfície, variação da profundidade da crosta/manto (Moho) usualmente interpretado como uma deflexão abaixo da bacia e sobrecarga ativa.

O modelo observado de uma cadeia central de anomalias positivas bordejada por anomalias negativas indica que a subsidência sobrecarga ativa no meio da bacia do Amazonas deve ser na crosta [NUNN & SLEEP, 1984]. Assim o sobrecarga ativa é interpretado em termos de baixa densidade da crosta continental substituído por um material de alta

¹NUNN, J.A. & AIRES, J.R., Gravity anomalies and flexure of the lithosphere at the Middle Amazon Basin. *Journal Geophysical Research*, v.93, p.415-428, 1988.

densidade e extensão da litosfera. Intrusão de material raso dentro da bacia pode contribuir para as anomalias gravitacionais mas não altera significativamente o efeito causado pelo sobrecarga ativa [NUNN & AIRES, 1988].

Um alto longitudinal pode ser produzido por um *horst* de embasamento circundado por rochas sedimentares de baixa densidade [MCGINNIS & ERVIS, 1975 *apud* NUNN & AIRES, 1988]. Contudo, considerando um contraste entre a densidade do embasamento e da rocha sedimentar entre 0,3 - 0,4 g/cm³, o *horst* deveria atravessar a bacia atingindo a superfície para explicar as anomalias gravitacionais medidas. Contudo, não há evidência de dados sísmicos que comprove nenhuma estrutura significativa em *horst* no interior da bacia.

7.2 Modelos Gravitacionais

Modelos de densidade da crosta com anomalias Bouguer observadas e calculadas ao longo de quatro perfis (Figura 54) no meio da bacia do Amazonas estão ilustrados na Figura 55. Modelos de densidade foram construídos assumindo densidade para rochas sedimentares, crosta continental e manto. Foram assumidos uma crosta inicial de espessura de 50 km e um material crustal denso/intrudido de 3,0 g/cm³. O valor inicial da espessura da crosta foi estimado por estudo de dispersão de onda Rayleigh por *Renbarger* [1984 *apud* NUNN & AIRES, 1988]. A estimativa das densidades da seção sedimentar representa uma média de valores obtidos através de análise de dados de densidade e velocidade sísmica de poço. A densidade da crosta superior e do material denso foram estimados através de velocidade sísmica usando a fórmula de *Birch's* [1961 *apud* NUNN & AIRES, 1988]. A densidade do material intrudido é consistente com medidas de densidade do piroxenitos de idade cambriana amostrado por poço pela Petrobras na seção norte da bacia. O modelo

de crosta continental espessa intrudida por um material mais denso ao fundo associado a um alto gravimétrico é também observado na parte central do continente na América do Norte [HALL, 1932 *apud* NUNN & AIRES, 1988].

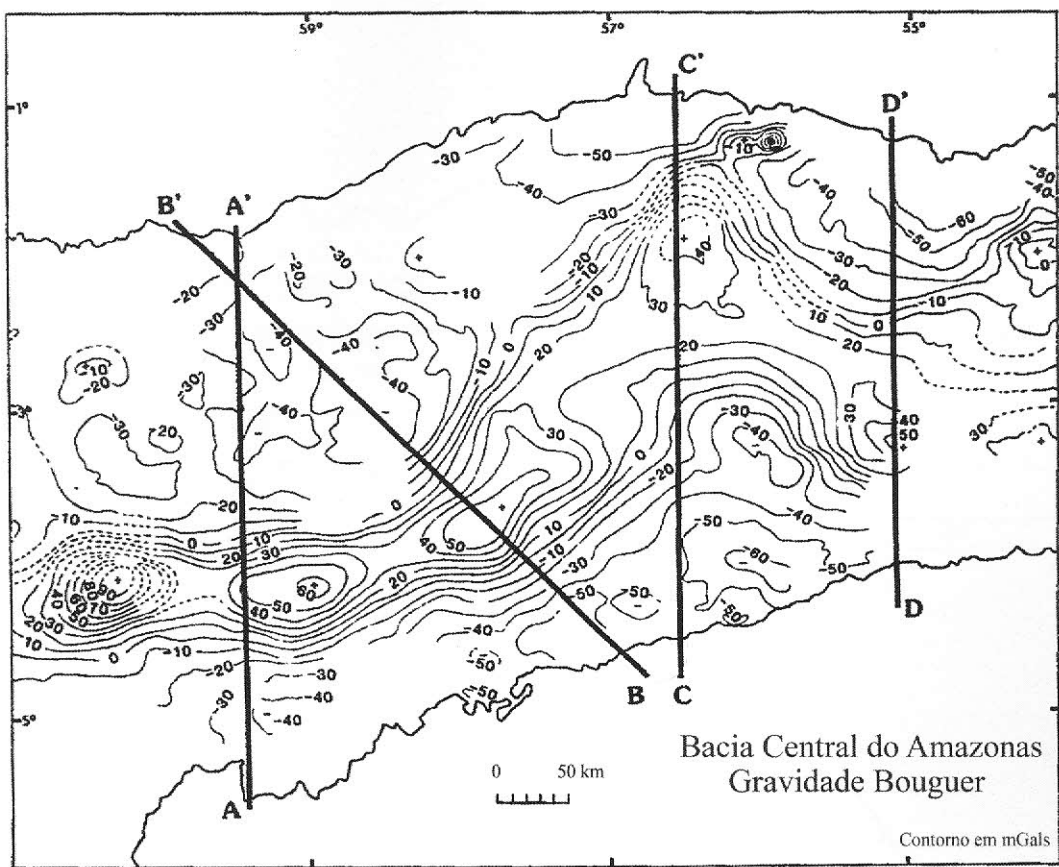


Figura 54: Gravidade Bouguer na Bacia Central do Amazonas. Para obter maior cobertura da bacia foram feitas seções com caminhos perpendiculares ao eixo da cadeia de altos gravimétricos [NUNN & AIRES, 1988].

Modelos de densidade da crosta para todos os perfis gravitacionais indicam que a crosta inferior foi substituída por um material mais denso no interior da bacia (Figura 55). A zona do material modificado da crosta inferior varia de 130 km de largura na margem leste e oeste para 200 km largura próximo ao centro da bacia. Em todas as regiões, o modelo de zona mais densa tem forma vertical e substitui toda a crosta inferior da bacia (30 km de espessura) e uma porção da crosta superior (0 a 15 km). Pequenas variações no contraste de densidade entre a crosta normal e a crosta intrudida podem mudar o tamanho mas não a forma da zona de rifte [NUNN & AIRES, 1988]. Por exemplo, se a Bacia do

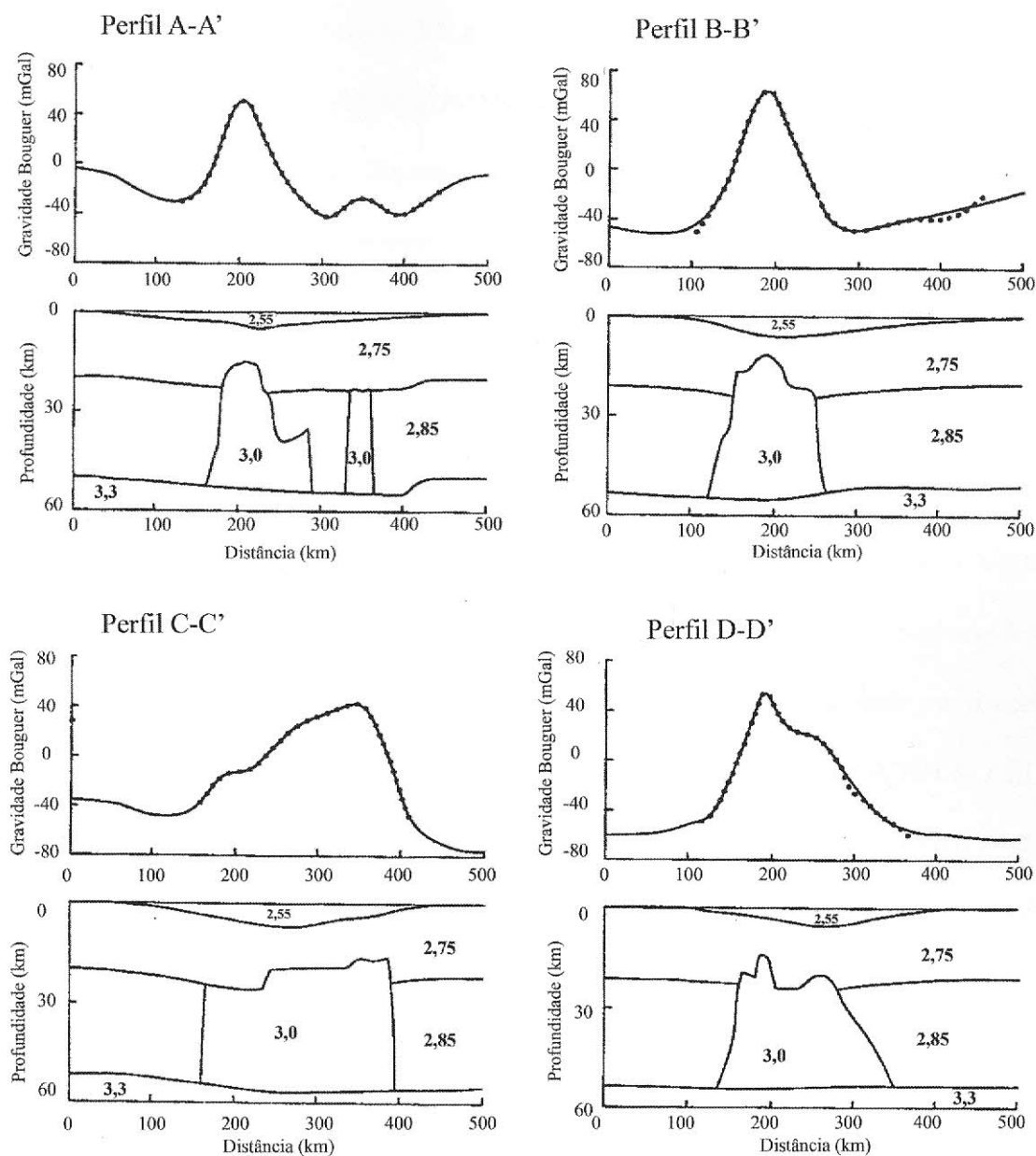


Figura 55: Modelo de densidade da crosta com a gravidade Bouguer observada (círculos sólidos) e calculada (linha sólida) para os perfis A a D. Modelo de densidade assume: rocha sedimentar ($2,55 \text{ g/cm}^3$), crosta superior ($2,75 \text{ g/cm}^3$), crosta inferior ($2,85 \text{ g/cm}^3$), material intrudido ($3,0 \text{ g/cm}^3$) e manto superior ($3,3 \text{ g/cm}^3$) [NUNN & AIRES, 1988]

Amazonas foi formada por uma extensão uniforme da litosfera, então, de acordo com o modelo de “cisalhamento puro”, a crosta fina é substituída por um material do manto. Ignorando variações de densidade devido a um efeito termal, o material intrudido teria densidade de $3,3 \text{ g/cm}^3$ ao invés de $3,0 \text{ g/cm}^3$. Nessas circunstâncias, a zona do material intrudido estimado da modelagem gravitacional seria mais estreita e mais profunda do que é mostrado na Figura 55. Na maior parte, a zona densa não está diretamente sob o ponto máximo de espessura sedimentar mas está deslocado levemente para o norte ou sul.

7.3 Flexura da Litosfera

Estudos da geometria das bacias sedimentares com dimensão horizontal de algumas centenas de quilômetros sugerem que a litosfera pode ser modelada em sua resposta à subsidência de carga por vários processos: flexura regional de uma elasticidade ou viscoelasticidade fortes sobre o fluido da astenosfera [SLEEP *et al.*, 1980 *apud* NUNN & AIRES, 1988]. Outras possibilidades para a litosfera são plasticidade perfeita [HAXBY *et al.*, 1976 *apud* NUNN & AIRES, 1988] ou plasticidade perfeita/elástica; propriedades reológicas da litosfera também podem variar com a temperatura, espessura crustal, composição, profundidade ou diferença de pressão [BEAUMONT, 1979; KUSZNIR & KARNER, 1985 *apud* NUNN & AIRES, 1988].

Modelos bi- ou tridimensionais para a flexura da litosfera causada por sobrecarga ativa interpretados de dados gravitacionais são aplicados na Bacia do Amazonas. Uma seqüência de modelos flexurais de uma bacia intracratônica mais sofisticados é considerada, a saber: modelo bidimensional de litosfera elástica, modelo bidimensional de litosfera elástica com variação lateral de origem reológica e modelo tridimensional de litosfera elás-

tica. Em todos os modelos, a bacia é considerada preenchida totalmente por um conjunto de rochas sedimentares de densidade $2,55 \text{ g/cm}^3$.

7.3.1 Modelo Bidimensional

Resultados para o modelo elástico uniforme bidimensional obtidos usando soluções da equação de Fourier para a deflexão de uma camada elástica [NUNN & SLEEP, 1984] são ilustrados na Figura 56

Uma espessura mecânica de crosta de 15-20 km é consistente com as amplitudes e comprimento de onda do contorno estrutural ao longo dos perfis A-A' e D-D' (Figure 55). Para a Terra, a espessura efetiva da crosta varia de 2 km a aproximadamente 80 km. Uma espessura de 15-20 km é pequena para uma bacia antiga e de uma região cratônica fria visto que relações empíricas entre espessura elástica efetiva e idade termal devido à carga prediria um valor entre 35 a 45 km [KUSZNIR & KARNER, 1985]). Contudo, um reaquecimento associado à Bacia Amazônica ou um evento tectônico (e. g., rápida subsidência no final do Carbonífero e Permiano) pode ter enfraquecido a litosfera [NUNN & AIRES, 1988]. Valores similares têm sido sugeridos para outras regiões cratônicas [MCGINNIS, 1980].

Infelizmente, um modelo bidimensional não explica simultaneamente anomalias gravimétricas e contornos estruturais ao longo do perfil (Figuras 55 e 56), pois a zona densa está levemente deslocada tanto para o norte quanto para o sul relativamente ao eixo da bacia. Assim, mesmo que a espessura de 15-20 km para o modelo de litosfera elástica seja consistente com a magnitude da deflexão observada, o ponto de subsidência máxima não coincide com o eixo da bacia observado. A falta de concordância entre os dados gravimétricos e o modelo bidimensional pode ser explicado por variação lateral de origem reológica e efeito tridimensional da flexura da litosfera.

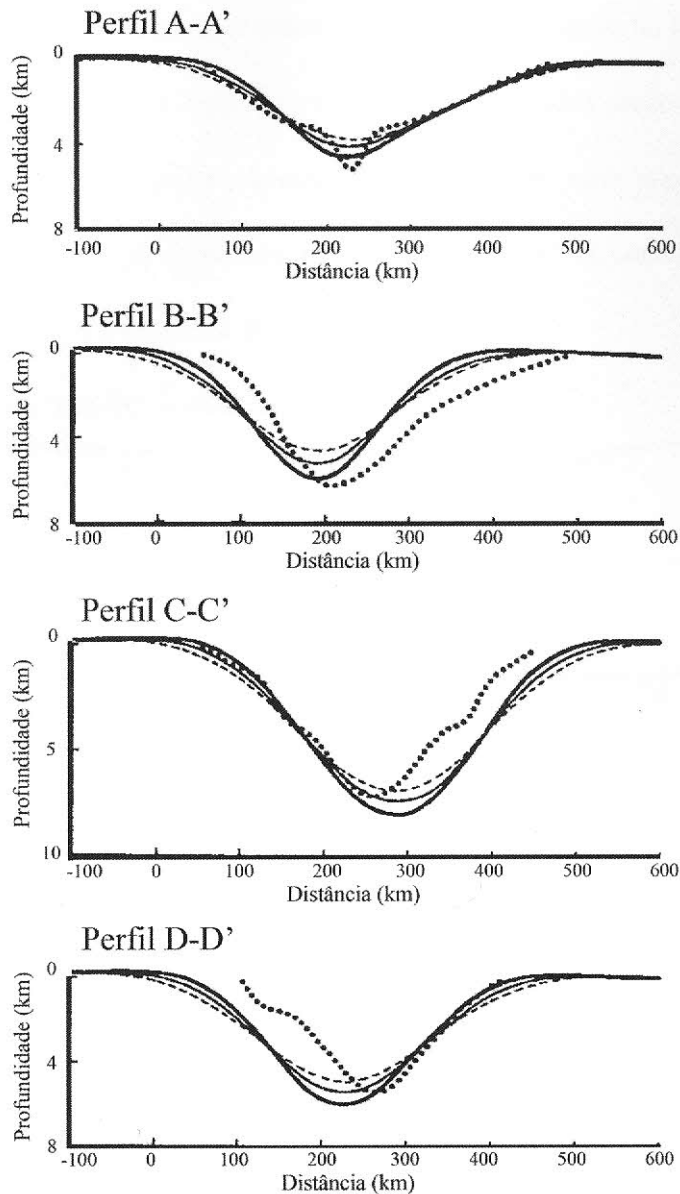


Figura 56: Deflexão ao longo dos perfis A-A' e D-D' calculado através do modelo de litosfera elástica com espessura mecânica: 15 km (linha sólida grossa), 20 km (linha sólida fina) e 25 km (linha tracejada), espessura de rocha sedimentar observada (círculos sólidos). Foi considerado com a bacia sedimentar foi preenchida completamente por rochas sedimentares de densidade $2,55 \text{ g/cm}^3$ [NUNN & AIRES, 1988]

7.3.2 Variação Lateral Flexural da Litosfera

Uma explicação para a assimetria observada nos perfis é que a litosfera em cada lado da zona densa responde diferentemente para a carga sedimentar aplicada. Variações laterais na reologia da litosfera podem causar mudanças na estrutura termal, composição e espessura da crosta [KUSZNIR & KARNER, 1985 *apud* NUNN & AIRES, 1988]. Matem-

aticamente, foi feita uma solução por diferenças finitas com variação lateral de espessura. Resultados da litosfera com variação lateral de reologia elástica estão ilustrados na figura 57. Em todos os cálculos, a parte sudeste da litosfera tem uma espessura mecânica de 15 km e a parte nordeste tem espessura mecânica de 45 km. A zona densa é baseada no modelo de crosta proposto no perfil B-B'.

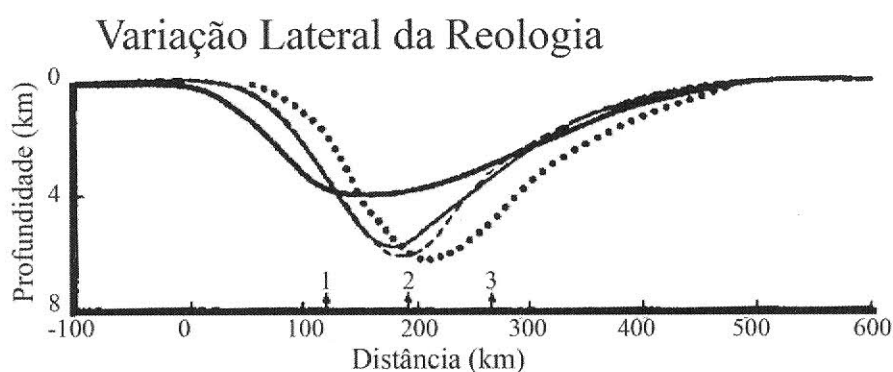


Figura 57: Deflexão calculada ao longo do perfil B-B' com variação lateral de reologia e várias posições da zona de intrusão densa relativa à zona de transição entre a zona forte e fraca da litosfera. Em todos os cálculos, a parte esquerda da litosfera tem espessura mecânica de 15 km e a parte direita tem espessura de 45 km. Assume-se que a bacia está completamente preenchida com rocha sedimentar de densidade $2,55 \text{ g/cm}^3$. A espessura observada das rochas sedimentares é plotada com pontos. Posições da zona densa são (1) completamente na porção resistente da litosfera (linha sólida grossa), (2) na zona de transição entre as duas porções (linha sólida fina) e (3) completamente na porção fraca da litosfera (linha tracejada). Arcos numerados marcam a posição entre a porção forte e fraca [NUNN & AIRES, 1988].

Os perfis mostrados são calculados para três possibilidades de posição da zona densa:

(1) completamente na zona resistente da litosfera, (2) na zona de transição e (3) completamente na zona fraca da litosfera. O modelo de variação lateral de origem reológica da litosfera pode explicar a assimetria nos perfis; contudo, não explica porque a zona densa não está sob o eixo da bacia.

7.3.3 Modelo Tridimensional

Desde que a zona de material denso (sobrecarga ativa) está sob a região de anomalia gravimétrica positiva, a cadeia irregular de alto gravimétrico sugere que o efeito tridimen-

sional deve ser importante. Um modelo inicial foi construindo assumindo que toda a anomalia Bouguer positiva está relacionada a um material denso. A geometria inicial foi então iterativamente modificada em ordem de produzir o melhor ajuste de curva entre o modelo flexural e a geometria observada na bacia. Boa concordância foi encontrada para espessura mecânica de 15 e 20 km [NUNN & AIRES, 1988].

A geometria proposta para a zona de material intrudido/substituído dentro da crosta e a anomalia Bouguer computada estão ilustradas nas Figuras 58 e 59, respectivamente. Como esperado, áreas de anomalia Bouguer positiva estão delineadas em zonas nas quais toda a espessura da crosta continental (30 km) foi intrudida por material mais denso. A primeira exceção é um alto gravitacional no norte-central da bacia. Este alto gravitacional é causado pelo deslocamento entre a zona do material intrudido (anomalia positiva) e o eixo da bacia (anomalia negativa). A primeira exceção é um alto gravitacional no norte-central da bacia. Este alto gravitacional é causado pelo deslocamento entre a zona do material intrudido (anomalia positiva) e o eixo da bacia (anomalia negativa). A borda de anomalia Bouguer negativa é primeiramente devido à deflexão no limite crosta/manto no interior da bacia. A superfície de Moho plana não produziria tão larga anomalia [NUNN & AIRES, 1988].

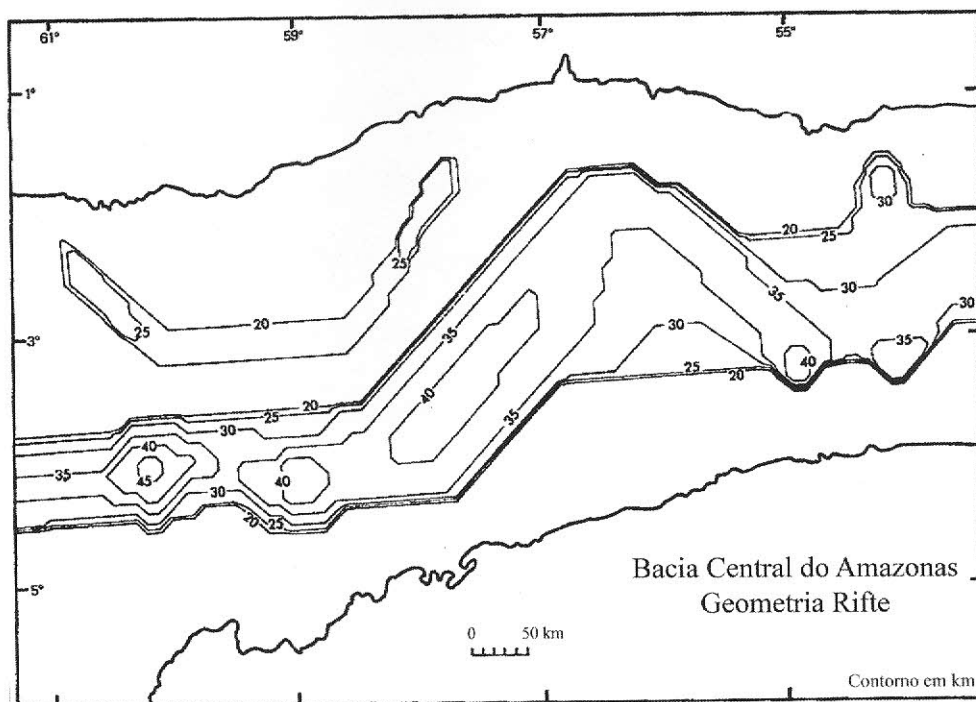


Figura 58: Geometria de uma zona tridimensional para uma crosta densa calculada de análise gravitacional e flexural. Linhas isópacas representam material intrudido/substituído na crosta com intervalo de contorno de 5 km [NUNN & AIRES, 1988].

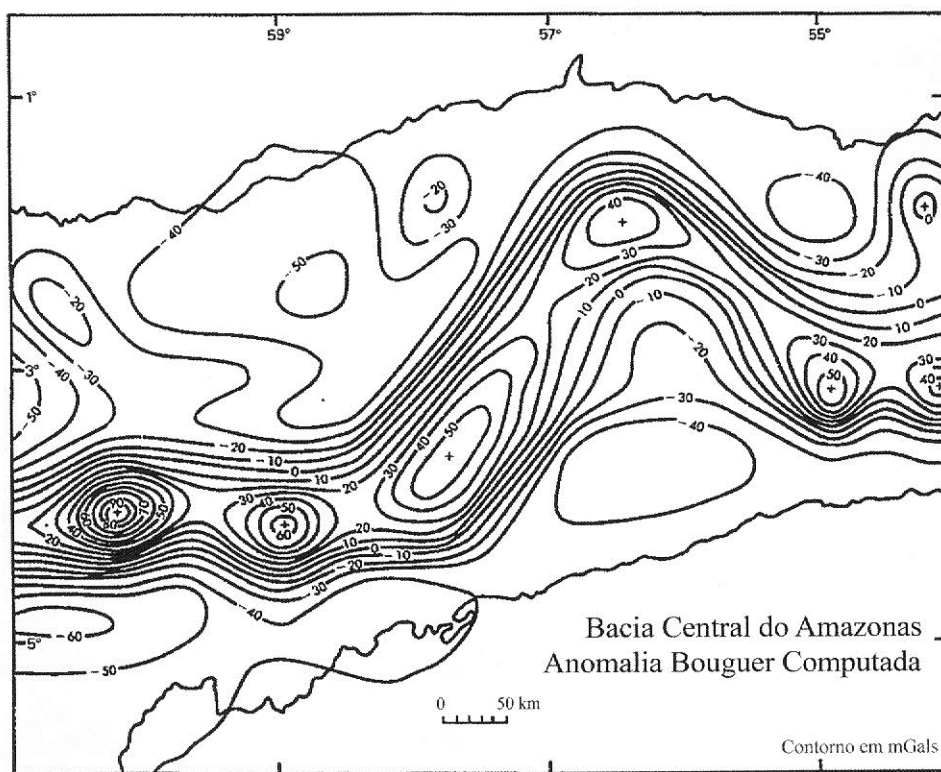


Figura 59: Gravidade Bouguer calculada do modelo tridimensional [NUNN & AIRES, 1988].

Para uma anomalia gravitacional gerada por uma fonte única, é possível reproduzir exatamente qualquer campo observado variando o tamanho, a forma, a densidade e a profundidade da anomalia observada. Portanto, mais de uma solução é possível. Contudo, o modelo da Bacia do Amazonas é mais restritivo. Ao menos duas fontes são requeridas para explicar o campo observado: excesso de massa (anomalia positiva) e ausência de massa (anomalia negativa). A ausência de massa é interpretada como uma deflexão dos limites do sedimento/crosta e da crosta/manto. Seu tamanho, densidade e profundidade estão todos especificados no modelo. Da mesma forma, a densidade ($3,0 \text{ g/cm}^3$) e a profundidade (crosta inferior) do excesso de massa são especificados. Os únicos parâmetros variáveis são o tamanho e o formato. Entretanto, o tamanho e o formato estão ligados por cálculos flexurais e por questões geologicamente racionais (não se pode admitir que a espessura do material intrudido seja maior do que da crosta). Podemos notar que a superfície Moho não pode ser plana devido às modificações no formato e no tamanho do excesso de massa. Apesar da simplicidade do modelo adotado, existe uma boa concordância entre a anomalia Bouguer computada e a observada (Figuras 54 e 59).

Para o cálculo do modelo tridimensional de uma camada elástica uniforme, foi considerado condição de contorno de deslocamento nulo nos limites leste e oeste da bacia. Para isso, considerou-se uma extensão de 150 km além dos limites observados da bacia artificialmente diminuindo a espessura da zona densa intrudida para zero. Cálculos da isópaca sedimentar (Figura 60) estão de acordo com a geometria observada da bacia (Figura 61). A segunda zona densa no noroeste da bacia, originalmente proposta no perfil A-A' (Figura 55), está de acordo com o alto gravimétrico (Figuras 54 e 59).

Um desvio da relação entre a deflexão calculada e observada está no centro da bacia onde ela é mais estreita, sendo mais evidente no eixo da bacia. Durante e imediatamente depois da distensão e intrusão de material quente, a litosfera foi provavelmente fraturada

ou ao menos enfraquecida ao longo do eixo tornando-se progressivamente rígida em direção a borda da bacia [COCHRAN, 1983 *apud* NUNN & AIRES, 1988].

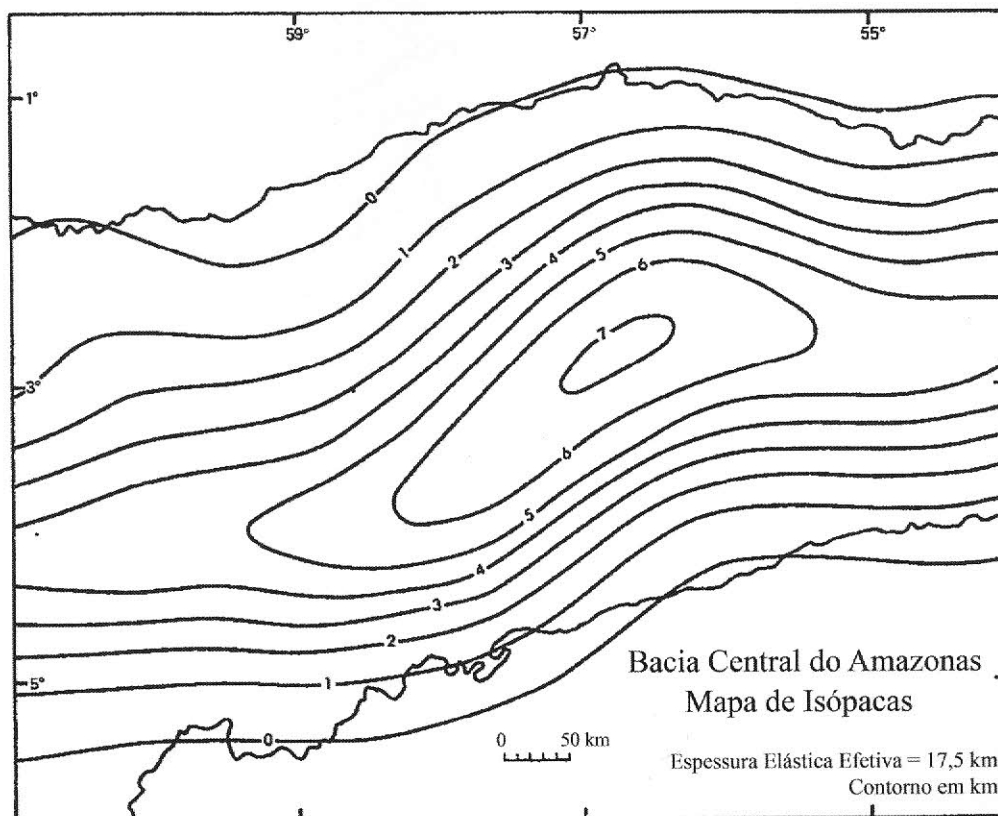


Figura 60: *Espessura total de sedimentos na Bacia Central do Amazonas computado de um modelo tridimensional (figura 5). Assume-se que a bacia foi preenchida com sedimentos de densidade de $2,55\text{g/cm}^3$ [NUNN & AIRES, 1988].*

Outro fator que possivelmente afetou a forma da bacia foi a compactação dos sedimentos o que aumentou a densidade dos sedimentos no centro da bacia e diminuído em suas bordas [SCLATER & CHRISTIE, 1980 *apud* NUNN & AIRES, 1988]. Soerguimento e erosão ao longo das margens da bacia seguidos de distensão e intrusão na litosfera pode ter alterado a sua forma permanentemente [HELLINGER & SCLATER, 1983 *apud* NUNN & AIRES, 1988]. Outro sistema de rifte pode ser sugerido: três segmentos de riftes separados por falhas transcorrentes [HASSEL *et al.*, 1984 *apud* NUNN & AIRES, 1988]. Em outras palavras, os altos gravitacionais estão relacionados com as zonas densas abaixo, mas a aparente inclinação da cadeia de altos gravitacionais é resultado de

um deslocamento (*offset*) ao longo de falhas do tipo *strike-slip*.

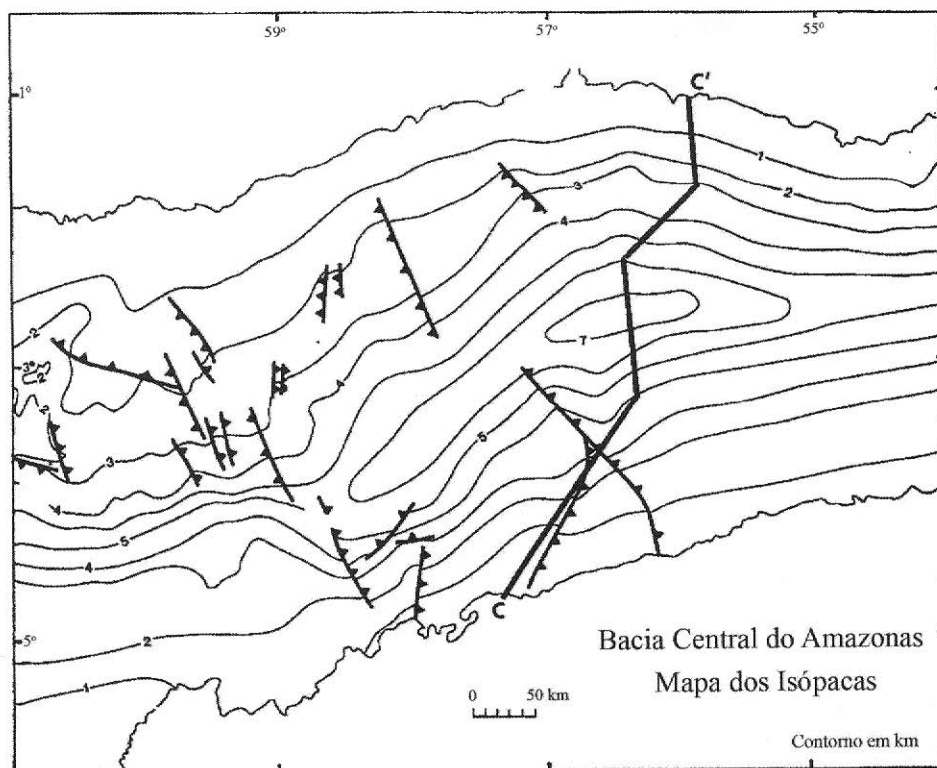


Figura 61: *Espessura observada das rochas sedimentares na Bacia Central do Amazonas. Isópacos foram construídas a partir de dados de poços e sísmica de reflexão e refração [NUNN & AIRES, 1988].*

7.4 Considerações

Apesar da gravimetria e análise flexural não garantirem uma solução matemática única, é notável que a aplicabilidade de um modelo relativamente simples de intrusão/substituição de um material denso na crosta inferior adicionado à flexura devido à carga sedimentar possa explicar a variedade de observação gravimétrica na Bacia Amazônica. Se uma cadeia de altos gravimétricos bordejada por baixos gravimétricos não é devido a deflexão de Moho, como ela então poderia se explicada para uma região tectonicamente inativa por no mínimo 100 Ma? Uma carga subcrostral deveria ser extremamente densa e estreita para explicar a anomalia observada [NUNN & AIRES, 1988].

Durante a longa história da Bacia do Amazonas (mais de 300 Ma), um número de processos deve ter alterado a reologia da litosfera. Por exemplo, a larga espessura sedimentar do Permiano sugere um evento posterior na bacia. Dados de poços indicam que a espessura do Permiano na Bacia Amazônica não pode ser explicada apenas por processos sedimentares (Figura 62). Um evento de relaxamento ou reaquecimento durante Carbonífero/Permiano que resultou em uma adicional compensação da bacia é uma possível explicação para o valor menor esperado para a espessura elástica da litosfera. [NUNN & AIRES, 1988]

A geometria irregular da zona do material intrudido ou substituído não segue o modelo simples de rifteamento como observado nas bacias oceânicas (riftes horizontais com segmentos deslocados por falha transformante). Uma possível explicação se baseia na possibilidade da intrusão ter sido controlada por estruturas pré-Cambriana reativadas no Paleozóico e Mesozóico.

Estudos mais recentes classificam o bloco amazônico como o maior dos segmentos gerados da partição de Rodínia [NEVES, 2003]. Sabe-se que no final do Neoproterozóico este bloco serviu de antepaís do sistema Tocantins-Araguaia-Paraguai e apresentou comportamento relativamente rígido, tendo sido penetrado por magmatismo máfico-ultramáfico de natureza alcalina (no eixo das Bacias do Médio e Baixo Amazonas). Ativação tectônica importante em linhas antigas de falhas pode ter causado a intrusão de material denso na crosta, causando anomalias gravimétricas positivas, conforme observado no eixo na Bacia Central do Amazonas.

A crosta intrudida por material denso vindo do manto pode ter sido causa de outras anomalias vistas na bacia. Sequências permocarbonífera são típicas de sinéclise intracontinental. Conforme comentado, a espessura do Permiano não pode ser explicada por processos sedimentares. A alta taxa de subsidência desse período pode estar relacionada

com a intrusão de material denso do manto que impôs estiramentos à crosta superior. Semelhante proposta foi apresentada por ZALÁN *et al.* (1999) para explicar a alta taxa de subsidência do Permiano observada na bacia do Paraná.

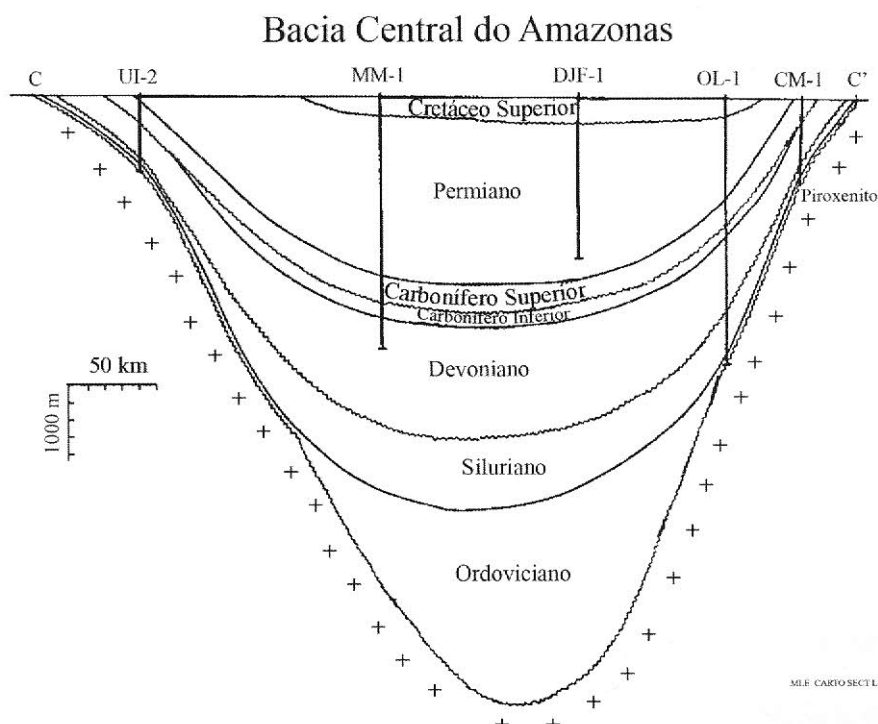


Figura 62: Seção transversal de norte a sul da Bacia Central do Amazonas. A seção transversal está representada na Figura 61 [NUNN & AIRES, 1988].

Outros estudos mais recentes corroboram o modelo adotado. Na Figura 55, foi estimada a separação entre o manto e a crosta inferior a uma profundidade de aproximadamente 50 km, com algumas variações de profundidade na superfície Moho devido ao formato e peso da carga intrudida. ROSA *et al.* (1999), através de análise de *Receiver Function*² de três estações sísmicas em Manaus, calculou a profundidade da superfície de Moho entre 40 a 50 km, conforme adotado no modelo.

²Para maiores detalhes observar referência

Capítulo 8

CONCLUSÃO

Estudos revelam que a Bacia do Amazonas está sobre uma estreita e quase vertical zona de material intrudido na crosta inferior. Tal material é proveniente da superfície de separação entre a crosta e o manto. Tal modelo demonstra que a zona de material intrudido segue uma geometria que é estreita no leste e oeste da bacia e mais larga no norte e na parte central. Teorias mais recentes associam a substituição de material mais denso da crosta inferior, chegando à crosta superior em alguns lugares da bacia, com a reativação de linhas antigas de falhas gerando magmatismo na região. Tal reativação tectônica está relacionada com o continente Rodínia, datando de tempos pré-cambrianos.

O modelo tridimensional se adapta melhor ao modelo flexural da bacia. Os mapas de isópacas e gravidade Bouguer (Figuras 59 e 60) calculados a partir do modelo de densidade da crosta (Figura 55) estão de acordo com os mapas de isópacas e gravidade Bouguer observados. A espessura elástica efetiva estimada para a litosfera (15-20 km) pelo modelo flexural encontra suporte em outros estudos de litosfera continental. Apesar do valor abaixo do esperado para uma região fria, a ocorrência de magmatismo e processos de sedimentação no Carbonífero/Permiano podem justificar um enfraquecimento da litosfera e conseqüente afinamento.

De acordo com o modelo proposto, podemos notar que a zona intrudida atinge em algumas regiões a crosta superior. Conforme observado em outras bacias, isso pode ser a causa da alta taxa de subsidência observada no Permiano, que não pode ser explicada por teorias puramente sedimentares. Outro fator que corrobora esse modelo está na aplicação de métodos independentes para o cálculo da profundidade da superfície de Moho que suportam valores médios apresentados nos perfis.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ALMEIDA, F.F.M., HASUI, Y.; NEVES, B.B. de B. E FUCK, H. A. Províncias Estruturais Brasileiras. In: **Simpósio de geologia do Nordeste**. Campina Grande, 1977. Atas... Campina Grande: SBG,1977, p.363-391.

ALMEIDA, F.F.M. & Carneiro, C.D.R. In: Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida: **Inundações Marinhas Fanerozóicas no Brasil e Recursos Minerais Associados**. São Paulo: Beca, 2000, p. 43-59.

ANDRADE, C.A. & CUNHA, F.M.B. Revisão Geológica da Bacia Paleozóica do Amazonas. In: **Congresso Brasileiro de Geologia**, São Paulo, 1971, SBG, v.3, p.93-112.

BARBOSA, Valéria Cristina Ferreira. **Reconstituição Gravimétrica Compacta**. 1991. 97p. Dissertação (Mestrado em Geofísica) - Programa de Pós-graduação em Geofísica, Instituto de Geofísica, Universidade Federal do Pará, Belém.

BEAUMONT, C., On The rheological zonation of the lithosphere during the flexure, **Tectonophysics**, v.59, p.347-365, 1979.

BIRCH F., The velocity of compressional waves in rock to 10 kbar, **J. Geophys. Res.**, v.66, p.2199-2224, 1961.

BLAKELY, Richard J. **Potencial Theory in Gravity and Magnetic Applications**. Cambridge: Cambridge University, 1995. 441p. ISBN 0-521-41508-X

BRAZIL, I.R. O potencial petrolífero e as perspectivas exploratórias da Bacia do Solimões - Norte do Brasil. In: **Boletim de Geociências da Petrobras**, Rio de Janeiro, v.4, n. 1, p. 85-93, jan./mar .1990.

CAMPOS, J. N. P., MURAKAMI, C. Y., MAURO FILHO, A, BARBOSA, C. M.. 1991. Evolução tectono-sedimentar, habitat do petróleo e exploração da Bacia do Solimões. Manaus: Petrobras/Denoc. Relatório N° 131-08015.

CAPUTO, M.V. Glaciação Neodevoniana no continente Gondwana Ocidental. In: **Congresso Brasileiro de Geologia**. 33. Rio de Janeiro, Anais. Rio de Janeiro. SBG. 2: 725 - 739.

- CAPUTO, M.V. **Stratigraphy, Tectonics, Paleoclimatology and Paleogeography of Northern Basins of Brazil**, 1984, 586p. Tese de Doutorado em Geologia - Programa de Pós-graduação em Geologia, Instituto de Geociências. Universidade da Califórnia, Santa Bárbara.
- CAPUTO, M.V. Origem do alinhamento estrutural do Juruá e do Arco de Iquitos. In: **Simpósio de Geologia da Amazônia**, 2, 1985, Belém, Anais. Belém: SBG, 1985, v.1, pp. 242-251.
- CAPUTO, M., SILVA, O.B. **Origem e Evolução das Bacias Sedimentares Brasileiras: Sedimentação e tectônica da Bacia do Solimões**, 2 ed. Rio de Janeiro: PETROBRAS, 1990, v.1, 415p.
- COCHRAN, R. C., Effect of finite rifting time on the development of sedimentary basins, **Earth Planet Sci. Lett.**, v.66, p.289-302, 1983.
- CUNHA, F.M.B. Aspectos morfoestruturais do Baixo Amazonas. In: **Simpósio de geologia da Amazônia**, 1, 1982, Belém. Anais... SBG, 1982, v.1, p.75-83.
- CUNHA, P.R.C., GONZAGA, F.G., COUTINHO, L.F.C., FCIJÓ, F.J. Bacia de Amazonas. In: **Boletim de Geociências da Petrobras**, v. 8, n. 1, p. 47-55, jan./mar.1994.
- DEMAISON, G. & HUIZINGA, B.J. **Genetic classification of petroleum systems using three factors: charge, migration and entrapment**. AAPG Memoir n.60, 1994, p. 73-89.
- DPC & Assoc., **RELATÓRIO Anual: Petroleum Systems of Brazil**. Rio de Janeiro, 2000.
- EIRAS, J.F. *et al.* Bacia do Solimões. In: **Boletim de Geociências da Petrobras**, Rio de Janeiro, 1994. v.28:17-45.
- GEMAEL, Camil. **Introdução à Geodésia Física**. 1ªed. Curitiba: Ed. Da UFPR, 2002. 304p. ISBN 85-7335-029-6.
- GONZAGA, F.G., GONÇALVES, F.T.T., COUTINHO, L.F.C. **Petroleum geology of the Amazonas Basin, Brazil: Modeling of Hydrocarbon generation and Migration**. In: M.R. Mello and B.J. Katz, 2000, eds., petroleum systems of South Atlantic margins: AAPG Memoir 73, p. 159 - 178.
- GRAHN, Y. **Revision of silurian and devonian strata of Brazil**, 1992. *Palinology*, n.16, p.35-61.
- GRANT, F. S. & WEST, G. F. **Interpretation Theory in Applied Geophysics**. New York: McGraw-Hill, 1965. 584p. ISBN: 0070241007
- HALL, H. C., Crustal thickness in the Lake Superior region, Geology and tectonics of the Lake Superior basins, **Geol. Soc. Am. Mem.**, v.156, p.239-245, 1982.
- HASSEL *et al.*, Elementos geofísicos e geológicos da região Amazônica: Subsídios para o modelo geotectônico, **Anais do II Simpósio Amazônico**, Belém, 1984.
- HAUXBY *et al.*, Thermal and Mechanical evolution of Michigan basin, **Tectonophysics**,

v.36, p.57-75, 1976.

HEISKANEN, W. A. & MORITZ, H. **Physical Geodesy**. San Francisco: W. H. Freeman, 1967. 364p. ISBN: 3211235841

HELLING, S. J. & SCLATTER, J. G., Some comments on two-layer extensional model for the evolution of sedimentary basins, **J. Geophys. Res.**, p.8251-8269, 1983.

HUBBERT, M. K. A Line-Integral Method of Computing the Gravimetric Effects of Two-Dimensional Masses. **Geophysics**, v. 13, n. 2, p. 215-225, 1948.

KLEMME, H. D. Petroleum basins - classification and characteristics. In: **Journal of Petroleum Geology**, 1980, 3 (2): 187-207

KUSZNIR, J. N. & KARNER, G. D. Dependence of the flexural rigidity of the continental lithosphere on the rheology and temperature, **Nature**, v.316, p.138-142, 1985.

LANZARINI, W.L. **Fácies sedimentares e ambiente deposicional da Formação Monte Alegre na área do Juruá, Bacia do Alto Amazonas - diagênese e permeabilidade dos arenitos reservatórios**, 1984, 215p. Dissertação (Mestrado em geologia) - Programa de Pós-graduação em Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto

LOWRIE, William. **Fundamentals of Geophysics**. Cambridge: Cambridge University Press, 1997. 354p. ISBN: 0521461642

LUIZ, José Gouvêa; SILVA, Lúcia Maria da Costa e. **Geofísica de Prospecção**. Belém:Cejud, 1995. 311p. ISBN 85-247-0118-8.

MAGOON, L. B., DOW, W. G. The petroleum system. In: **The petroleum system - from source to trap**. Magoon L. B., Dow, W. G. ed. AAPG Memoir 60, 1994, p.3-24

MOONEY *et al.*, Crustal structure of the northern Mississippi Embayment and comparison with other continental rift zones, **Tectonophysics**, v.94, p.327-348, 1983.

MCGINNIS, L. D., Tectonic and the gravity field in the continental interior, **J. Geophys. Res.**, v.75, p.317-331, 1970.

MCGINNIS, L. D., ERVIN, C. P., Earthquakes and block tectonics in Illinois basin, **Geology**, v.2, p.517-519, 1975.

MELLO, M; Koutsoukos, E; Mohriak, W; Bacoccoli, G. **Selected Petroleum System in Brazil**. 1994.

MICRO-G LACOSTE, INC. MICRO-G LACOSTE. Lafayette. Disponível em: <http://www.lacosteromberg.com/> Acesso em: 20.12.2006.

MILANI, J., ZALÁN, P.V. **An outline of the geology and petroleum systems of the Paleozoic interior basins of South America**. In: Episodes, n.3, v.32.

MIRANDA, F.P. Sensoriamento remoto na prospecção de hidrocarbonetos na Bacia do Amazonas. **Boletim Técnico da Petrobras**, 26(4):268-291, 1983.

NEVES, Benjamin B., A saga dos descendentes de Rodínia na construção de Gondwana. **Revista Brasileira de Geociência**, v. 33, p. 77-88, 2003.

NEVES, C.A.O. O estado da arte: Prospectos potenciais e áreas prioritárias para exploração na Bacia do Amazonas. In: **I Seminário de Interpretação Exploratória**, Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, p.13-23.

NUNN J. A., SLEEP, N. H., Thermal Contraction and Flexure of Intracratonal basins: A three-dimensional study of Michigan Basin, **Geophys. J. R. Astron. Soc.**, v.76, p.587-633, 1984.

NUNN, J.A., & AIRES, J.R., Gravity anomalies and flexure of the lithosphere at the Middle Amazon Basin. **Journal. Geophysical Research**, v.93, 415-428, 1988.

PARASNIS, D. S. **Principles Of Applied Geophysics**. 5° ed. London: Chapman and Hall, 1996. 456p. ISBN: 0-412-64080-5

PORSCHÉ, E. **Tectônica da faixa de dobramentos do Juruá, Bacia do Alto Amazonas, Brasil -Um modelo estrutural**, 1985. 124p. Dissertação de Mestrado em 1985. Programa de Pós-graduação em Geologia, Instituto de Geologia, Universidade federal de Ouro Preto, Ouro Preto.

RENBARGER, K. S., **A crustal structure study of South America**. Tese de Mestrado, Universidade do Texas, El Paso, 1984.

REZENDE, W.M. & BRITO, C.G. Avaliação geológica da Bacia Paleozóica do Amazonas. In: **XXVII Congresso Brasileiro de geologia**, 3, 1973, Aracajú. Anais. SBG, p.227-245, 1973.

ROSA *et al.*, Crustal and upper mantle structure of the Amazon region from receiver function. **6th International Congress of the Brazilian Geophysical Society**, 1999.

ROY, A. Ambiguity in Geophysical Interpretation. **Geophysics**, v. 27, n. 1, p. 90-99, 1962.

SCLATER, J. G. & CHRISTIE, P. A. F., Continental stretching: An explanation of the post-mid-Cretaceous subsidence of the central North Sea basins, **J. Geophys. Res.**, v.85, p.3711-3739, 1980.

SEG FOUNDATION. Worden Gravity Meter. Joplin, 02.09.2006. Disponível em: <http://www.mssu.edu/seg-vm/pict0246.html>. Acesso em: 20.12.2006

SHERIFF, Robert E. **A First Course in Geophysical Exploration and Interpretation**. 1° ed. Boston: International Human Resources Development Corporation, 1978. 313p. ISBN 0934634025.

SILVA, O.B. **Análise da Bacia do Solimões (Revisão Estratigráfica, Magmatismo e Geoquímica)**, 1987. 177p. Dissertação de mestrado. Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto.

SILVA, O.B. Revisão estratigráfica da Bacia do Solimões. In: **Congresso Brasileiro de Geologia**, 35., 1988. Belém. Anais... Belém: SBG, 1988, v.6, p.2428-2438.

SLEEP *et al.*, Platform Basin, **Ann. Rev. Earth Planet. Sci.**, v.8, p.17-34, 1980.

SYMON, Keith R. **Mechanics**, 2^oed. Londres: Addison-Wesley, 1967. 557p ISBN 0-201-07392-7

TASSINARI, C.C.G., MACAMBIRA, M.J. **A evolução tectônica do Cráton Amazônico**. P.471-485. In: MANTESONETO, V.; BARTORELLI, A.; CARNEIRO, C. D. R.; BRITONEVES, B. B. (orgs.) 2004. **Geologia do Continente Sul-Americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida**. São Paulo, Beca. 647p., 2004.

TELFORD, W. M; GELDART, L. P.; SHERIFF, R. E. **Applied Geophysics**. 2^a ed. Cambridge: Cambridge University Press, 1990, 770p.

TSUBONE, K., APOLUCENO, A.F., AND NETO, I.R., BRAZIL. **Tectonics and Sedimentation of the Solimoes Basin**, Northern Brazil, Gondwana Seven, Ulbrich, H. and Rocha-Campos, A.C., Eds., Sao-Paulo: Inst. Geociencias-USP, 1991, pp. 119-128.

WANDERLEY FILHO, J.R., SILVA TRAVASSOS, W.A., BARBOSA ALVES, D.B. O diabásio nas bacias paleozóicas amazônicas - herói ou vilão?. **Boletim de Geociências da Petrobras**, Rio de Janeiro, v.14, n. 1, p. 177-184, nov.2005/maio 2006.

WANDERLEY FILHO, J.R. & COSTA, J.B.S. Contribuição a evolução da Bacia do Amazonas e sua relação com o embasamento. In: **Simpósio de geologia da Amazônia**, 1991, Belém. Anais... Belém: p. 244 - 259.

ZALÁN, P. V *et al.*. Contribuição ao estudo da evolução mecânica da bacia do Paraná. **Revista Brasileira da Geociências**, v. 29, p.217-226, 1999.

ZALÁN, P.V. Influence of pré-Andean orogenies on the Paleozoic intracratonic basins of South America. In: **Simposio Bolivariano**, v.1, 1991 Bogotá.