

**UNIVERSIDADE FEDERAL DO AMAZONAS
INSTITUTO DE CIÊNCIAS EXATAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS**

Miquéas Barroso da Silva

**ANÁLISE GRAVIMÉTRICA DE UMA ANOMALIA MORFOESTRUTURAL
NA CIDADE MANAUS-AM.**

Dissertação apresentada junto ao Programa de Pós-Graduação em Geociências, da Universidade Federal do Amazonas, como requisito para obtenção do título de Mestre em Geociências, área de concentração Geologia Regional.

Orientador: Prof. Dr. Clauzionor Lima da Silva

Co-Orientador: Prof. Dr. Rutênio Luiz Castro de Araújo

Manaus

2010

Catálogo na Fonte

S586a Silva, Miquéas Barroso da

Análise gravimétrica de uma anomalia morfoestrutural na cidade Manaus-Am / Miquéas Barroso da Silva. Manaus: UFAM, 2010.

102 p. : il. ; 27 cm.

Dissertação de Mestrado em Geociências da Universidade Federal do Amazonas.

1. Geofísica. 2. Análise Gravimétrica – Manaus-Am. 3. Anomalia Morfoestrutural – Manaus-Am. I. Título.

CDD 551.098112

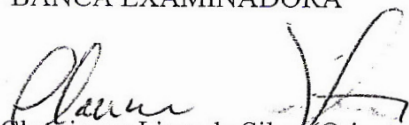
Ficha Catalográfica elaborada pelo Bibliotecário
Jean Charles Racene dos Santos Martins, CRB 11/719

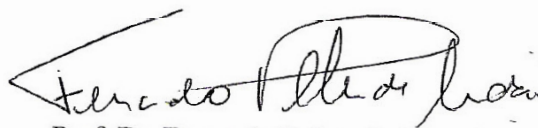
“Análise Gravimétrica de uma anomalia Morfoestrutural na cidade Manaus-AM”

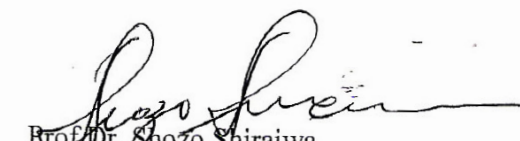
Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geociências da Universidade Federal do Amazonas, como parte do requisito para obtenção do Título de Mestre em Geociências, área de concentração em Geologia Regional.

Aprovada em 23 de agosto de 2010.

BANCA EXAMINADORA


Prof. Dr. Cláuzionor Lima da Silva (Orientador)
Universidade Federal do Amazonas - UFAM


Prof. Dr. Fernando Pellon de Miranda
Petrobras - CENPES


Prof. Dr. Shozo Shiraiwa
Universidade Federal de Mato Grosso - UFMT

DEDICATÓRIA

Especial para minha mãe Maria de Nazaré Barroso da Silva e meu pai João Fialho da Silva

As minhas queridas filhas Julie e Maria Júlia Bahia Lins da Silva

E a minha companheira, Gisele Bahia Lins.

AGRADECIMENTOS

Agradeço a todos que torceram pela realização deste trabalho e ao Departamento de Geociências da Universidade Federal do Amazonas, Programa de Pós-Graduação em Geociências na pessoa da Prof. Dra. Adriana Horbe e aos Professores Afonso Nogueira, Emilio Soares, Albertino Carvalho, Claudio Miliotti e Ivaldo Rodrigues que ministraram as disciplinas deste mestrado.

Ao Prof. Dr. Clauzionor Lima da Silva, um especial agradecimento, pela orientação e ensinamento durante essa longa jornada. Muito obrigado, pois sem o seu convite e otimismo não teria iniciado esta caminhada.

Ao Prof. Dr. Rutênio Luiz Castro de Araújo, pela co-orientação e sugestões na elaboração desta dissertação.

Ao Prof. Msc. João da Silva Carvalho, pela discussão a cerca dos resultados de gravimetria comparados aos dados obtidos para a cidade de Manaus.

Ao Prof. Dr. Shozo Shiraiwa e o Tec. Alexandrino da Universidade Federal do Mato Grosso pelo auxílio na execução e interpretação dos dados gravimétricos, um especial agradecimento

A minha amiga Eliud (graduanda), pela ajuda extremamente necessária nos trabalhos de campo e processamento dos dados gravimétricos.

As minhas colegas de sala e amigas Maria Rosária do Carmo e Tiziane Pinheiro mestrandas, obrigado pelo companheirismo e incentivo durante os momentos difíceis no uso das ferramentas ArcGis, Goba Mapper e pelos bons momentos que passamos juntos.

Aos meus colegas mestrandos Kassia Franco, Suelem, Baiano pelas constantes discussões sobre o andamento do programa de Pós Graduação.

A todos que contribuíram direta ou indiretamente para elaboração deste trabalho.

A CAPES pela concessão de Bolsa e auxílio financeiro.

E principalmente a minha família, pelo apoio e paciência.

Muito obrigada a todos!!!

*As flores são bonitas em qualquer lugar do mundo muita gente
tem forma, mas não tem conteúdo.*

Chorão – Charlie Brown Jr.

RESUMO

O estudo foi desenvolvido na denominada anomalia circular na cidade de Manaus (AM). Essa estrutura possui uma assinatura circular bem marcada na paisagem da região, com dimensão aproximada de quatro quilometro de diâmetro, caracterizada por uma feição positiva no relevo, vales abertos e drenagem anelar e radial no centro, mas pouco desenvolvido. O estudo envolveu uma análise morfoestrutural, através do estudo do sistema de relevo, drenagem no contexto morfotectônico e a análise geofísica para caracterização da estrutura em subsuperfície. O estudo geofísico compreendeu o levantamento gravimétrico terrestre (anomalia de Bouguer) na área que envolve a feição circular. O resultado dessa análise mostrou que a estrutura apresenta valores de baixa densidade gravimétrica os quais foram associados às rochas sedimentares da Bacia do Amazonas. Os valores de alta densidade, mapeados fora da estrutura, na porção sul, foi correlacionado ao diabásio do magmatismo Penatecaua intrusivo na referida bacia paleozóica, não tendo relação direta com a morfoestrutura notada na paisagem. Com as informações optou-se por um modelo de complexo hidrotermal associado à terminação de rochas intrusivas, mas recomendam-se estudos futuros para averiguação desta possibilidade. Adicionalmente, a análise morfoestrutural mostrou que existem lineamentos estruturais importantes, nas direções E-W e N-S, os quais podem ter relação com essa feição, pois as mesmas se enquadram no quadro neotectônico existente para região de Manaus. A hipótese de compactação diferencial, já levantada em estudos semelhantes na Bacia do Amazonas, pode ser considerada, mas como um processo associado aos processos neotectônicos e aos mecanismos de intrusão de diabásio em bacias sedimentares.

Palavras chave: Anomalia Morfoestrutural, Análise Gravimétrica

ABSTRACT

The study was conducted in so-called circular anomaly in the Manaus City (Amazonas/Brazil). This structure has a signature clearly marked in the landscape of the region, with a size of about four kilometers in diameter, characterized by a positive feature in the landscape, open valleys and drainage in the center ring and radial forms, but little developed. The study involved a morphostructural analysis technique by understand the system of relief, drainage in the morphotectonic context integrated with geophysical analysis with propose o characterization the subsurface structure. The study comprised a geophysical gravity survey terrestrial (Bouguer anomaly) in the area surrounding the circular feature. The result of this analysis showed that the structure has low density gravimetric values which were associated with sedimentary rocks of the Amazon Basin. The values of high density mapped out the structure in the southern portion, was correlated with the diabase rock from magmatism Penatecaua in this Paleozoic basin. This information showed that this rock haven't direct relation with the morphologic structures seen in their landscape. With the information, a model related a complex hydrothermal associated with the termination of intrusive rocks is suggested, but are recommended future studies investigating to test this possibility. Additionally, the analysis showed that there morphostructural major structural lineaments in the directions N-S and E-W, which may be related to this feature, since they fall under existing neotectonic region of Manaus. The hypothesis of differential compaction, already raised in similar studies in the Amazon Basin, can be considered, but as a process associated with neotectonic processes and the mechanisms of diabase intrusion in sedimentary basins.

Keywords: Anomaly morphostructural, gavimetric analysis,

Lista de Figuras

Figura 1. A cidade de Manaus, capital Amazonense, está situada na confluência entre os rios Amazonas e Negro. A área de estudo está inserida na área urbana dessa cidade. . 17	
Figura 2. Detalhe da anomalia circular observado na porção norte da Cidade de Manaus (AM), em imagem Landsat -7 ETM+ (RGB 541) ressaltando em vermelho a ocupação urbana e em verde a vegetação. A esquerda da anomalia nota-se o aeroporto internacional Eduardo Gomes e sobre a mesma a Av. Noel Nutles..... 18	
Figura 3. Foto ilustrativa do Gravímetro Lacoste & Romberg Modelo G. 23	
Figura 4. Mapa de orientação para o levantamento gravimétrico situado na área urbana da cidade de Manaus, envolvendo os bairros Cidade Nova, Nova Cidade, Nossa Senhora de Fátima, Novo Mundo, Américo Medeiros, Renato Souza Pinto e Manôa. 25	
Figura 5. Ilustração do posicionamento da Estação da Rede Fundamental Brasileira, situada na Igreja da Matriz na área urbana da cidade de Manaus (AM)..... 26	
Figura 6. Ilustração do GPS geodésico estático TechGeo modelo GTR-A..... 27	
Figura 7. Relatório de Estação Geodésica do SIPAM, em Manaus (AM), contendo os parâmetros de correção altimétrica para o levantamento gravimétrico. 28	
Figura 8. Organograma que mostra a redução de observações gravimétricas (Sá 1994). 30	
Figura 9. Ilustração do Gravímetro LaCoste & Romberg - contador e dial (Fonte: Manual do gravímetro). 31	
Figura 10. Registros do arquivo completo..... 37	
Figura 11. Registros do arquivo simplificado. 37	
Figura 12. Representação esquemática de um dique, mostrando buds, cusps e a direção geral de fluxo magmático durante a intrusão. (Conceição <i>et al.</i> 1993)..... 40	
Figura 13. Seção esquemática de um lacólito, ilustrando sua geometria típica de lente plano-convexa. (Conceição <i>et al.</i> 1993). 41	
Figura 14. Seção esquemática de uma intrusão ígnea em forma de bismálito resultando em Horts sobreposto. (Conceição <i>et al.</i> , 1993). 42	
Figura 15. Detalhe de lacólito com estrutura dômica, ilustrando um dique secundário escalonado devido às falhas de plano de acamamento. (Conceição <i>et al.</i> 1993) ... 43	
Figura 16. Linhas sísmicas sintéticas de um lacólito com estrutura domica. (Conceição <i>et al.</i> 1993)..... 44	

Figura 17. Mapa de contorno estrutural, esquemático ilustrando uma estrutura dômica associada à intrusão de um lacólito. (Conceição <i>et al.</i> , 1993).....	44
Figura 18. Lacólito com domo e falhas reversas. Notar a assimilação das falhas mais antigas pela intrusão. (Conceição <i>et al.</i> , 1993).....	45
Figura 19. Linhas sísmicas sintéticas de um lacólito com domo de falhas reversas. (Conceição <i>et al.</i> 1993).....	45
Figura 20. Mapa de contorno estrutural esquemático, ilustrando uma estrutura em dômio com falhas reversas, associada à intrusão de um lacólito. (Conceição <i>et al.</i> 1993).....	46
Figura 21. Soleiras com dobras e falhas reversas. (Conceição <i>et al.</i> 1993).....	47
Figura 22. Soleiras escalonada por salto. (Conceição, 1993).....	47
Figura 23. Linhas sísmicas sintéticas de uma soleira escalonada por salto. (Conceição <i>et al.</i> 1993).....	48
Figura 24. Linhas sísmicas 59-RL-90, Bacia do Maranhão, ilustrando uma soleira escalonada por salto. (Conceição <i>et al.</i> 1993).....	48
Figura 25. Linhas sísmicas sintéticas de um <i>horsts</i> associado à intrusão de um bismálito. (Conceição <i>et al.</i> 1993).....	50
Figura 26. Mapa de contorno estrutural esquemático de um horst associado à intrusão de um bismálito. (Conceição <i>et al.</i> 1993).....	50
Figura 27. Exemplos de Complexo Hidrotermal tipo vent em seção sísmica (Jamtveit <i>et al.</i> 2004).....	52
Figura 28. Representação esquemática e exemplo sísmico de um Complexo Hidrotermal tipo vent. (Planke <i>et al.</i> 2005).....	52
Figura 29. Representação esquemática em bloco diagrama das estruturas magmáticas em bacias vulcânicas (Neumann <i>et al.</i> 2003).....	53
Figura 30. Localização da Bacia do Amazonas no contexto da Plataforma Sul Americana, no Cráton Amazônico (Silva, 2005).....	54
Figura 31. Carta estratigráfica da Bacia do Amazonas, segundo Cunha <i>et al.</i> (1994).....	55
Figura 32. Mapa do arcabouço estrutural da Bacia do Amazonas ressaltando a áreas de maior incidência de halocinese (Costa & Wanderley Filho 2008).....	57
Figura 33. Cartas estratigráficas esquemáticas das bacias intracratônicas brasileiras mostrando correlação entre os principais eventos magmáticos. (Thomaz Filho & Mizusaki 2004).....	58
Figura 34. Datações radiométricas K/Ar de rochas magmáticas básicas e alcalinas e suas relações o tempo geológico destacando os dois grandes episódios que são bem	

representados pelas Bacias do Solimões e Amazonas. (Thomaz Filho <i>et al.</i> 2008)	59
Figura 35. Mapa de Isólitas de diabásio dentro da sequência Permo-Carbonífera na Bacia do Amazonas (Wanderley Filho <i>et al.</i> , 2006).....	60
Figura 36. Mapa de unidades geomorfológicas obtidas no Projeto Radambrasil, conforme Nascimento <i>et al.</i> (1976) e Costa <i>et al.</i> (1978).....	63
Figura 37. Unidades de relevo na região da cidade de Manaus, conforme (IBGE 2006): 8 – Planície Amazônica; 30 – Planalto Rebaixado dos rios Negro/Uatumã; 31 – Patamares Setentrionais da Borda Norte da Bacia do Amazonas; 116 – Depressão da Amazônia Setentrional e 120 – Planaltos Residuais do Norte da Amazônia	64
Figura 38. Modelo 3-D da cidade de Manaus (A e B). Os valores topográficos variam de 25 m (azul) a 100 m (vermelho) e representação esquemática da anomalia circular. (Silva 2005).	65
Figura 39. Compartimentação I a V, em (A) sobrepostos ao DEM SRTM (falsa cor) com sombreamento sintético, e, em (B), no mesmo modelo do SRTM (tons de cinza) com recurso de visualização lateral, com sobrelevação aplicada. (Silva 2005).	67
Figura 40. Anomalias circulares localizadas na cidade de Manaus (A) e na cabeceira do Rio Anebé (B). Observadas em imagem de satélite Landsat ETM+ RGB 541 e RGB 453, respectivamente (Silva, 2005).	68
Figura 41. Mapa geológico de superfície com sobreposição da rede de drenagem e destaque das anomalias identificadas no modelo de elevação digital SRTM (Dellano 2007).	68
Figura 42. Lineamentos estruturais, segundo Sternberg (1950), que mostra o controle dos principais rios da região por falhas geológicas. Notar a zona de falha que controla a margem oeste da cidade de Manaus.	69
Figura 44. Modelo neotectônico para a Amazônia durante o Mesozóico e Cenozóico, segundo Costa & Hasui (1997).....	76
Figura 45. Mapa de drenagem gerado a partir de análise de carta topográfica e MDE, mostrando que a anomalia circular interfere em drenagens de primeira e segunda ordem.....	79
Figura 46. Modelo tridimensional gerado a partir da combinação de MDE SRTM (NASA) com imagens Landsat ETM+ que destaca a feição circular na porção norte da cidade de Manaus (AM). Nesse modelo foram sobrepostas as curvas de nível	

extraídas do MDE SRTM. As linhas amarelas representam os perfis topográficos observados na figura 66.....	80
Figura 47. Perfil topográfico N-S (perfil superior) e E-W (perfil inferior) da anomalia circular na cidade de Manaus, conforme observado na figura 46. Estes mostram uma diferença topográfica marcante no relevo da área adjacente e o grau de dissecação acentuado na parte central da estrutura.....	81
Figura 48. Mapa de anomalia Bouguer da anomalia circular em Manaus (AM), com a distribuição das estações gravimétricas. Os valores gravimétricos variam de -28,8 a - 27,5 mGal.....	84
Figura 49. Mapa do MDE-SRTM da estrutura circular na Cidade de Manaus. O contorno delimita a estrutura a partir da interpretação em imagem de satélite. Essa figura mostra que a parte mais elevada está em processo de erosão e constitui cabeceira de drenagem.....	85
Figura 50. Mapa topográfico da área de estudo baseado nos valores altimétricos obtidos das estações gravimétricas do levantamento. Observa-se uma similaridade com os dados do modelo SRTM da Figura 49.....	86
Figura 51. Mapa de anomalia Bouguer da Região de Manaus. (Modificado de Carvalho 1992).	88
Figura 52. Perfil construtivo do poço tubular que interceptou o diabásio, (Fonte: Empresa Só Poços Ltda).	89
Figura 53. Mapa de localização das seções sedimentares transversais, poços com dados geofísicos e seção geológica. (modificado de Souza, 2006).	91

Lista de Tabela

Tabela 1 – Característica das imagens dos Satélites Landsat TM5 e ETM+ (Silva 2005).....	21
Tabela 2. Tempo de observação para observação para receptores L ₁ /L ₂ , apresentado no manual de operação GTR versão 1.05.0708.....	28
Tabela 3. Tabela de conversão do Gravímetro LaCoste & Romberg, modelo G (Fonte: Manual do gravímetro).	32
Tabela 4. Proposta de classificação dos estilos estruturais (Conceição <i>et al.</i> 1993).	42

SUMÁRIO

DEDICATÓRIA	
AGRADECIMENTOS	
EPÍGRAFE	
RESUMO	
ABSTRACTS	
LISTA DE FIGURAS	
LISTA DE TABELAS	
1. INTRODUÇÃO.....	15
2. Localização.....	16
3. Objetivo Geral.....	19
3.1- Objetivos Específicos:.....	19
4. Materiais e Métodos.....	20
4.1- Aquisição de Dados e Informações Disponíveis.....	20
4.2- Análise Digital de Imagens.....	21
4.3- Análise Geomorfológica.....	22
4.4- Análise Geológica-Estrutural.....	22
4.5- Análise Geofísica.....	23
4.5-1. Aquisição de Dados Gravimétricos.....	24
4.5-2. Aquisição de Dados Altimétricos.....	27
4.5-3. Redução Gravimétrica (correção).....	29
4.5-4. Geração de Mapas Topográficos e Anomalia Bouguer.....	37
4.6- Integração das informações.....	38
5. Fundamentação Teórica.....	39
5.1. Estilos estruturais resultante de rochas intrusivas.....	39
5.1.1. Diques.....	39
5.1.2. Soleiras (sills).....	39
5.1.3. Lacólitos.....	40
5.1.4. Bismálitos.....	41

5.1.5. Cunha e Apófise.....	43
6. Contexto Geológico e Geomorfológico Regional	54
6.1. Bacia do Amazonas	54
6.2. Geomorfologia da Cidade de Manaus	62
6.3. Neotectônica na Região de Manaus	69
7. Resultados.....	78
7.1. Análise Morfoestrutural	78
7.2. Análise Gravimétrica: resultados e discussão	83
8. Conclusões e recomendações	93
9. Referencias	95

1. INTRODUÇÃO

O estudo de anomalias e feições circulares no relevo tem sido alvo de investigação morfoestruturais desde a década de 1980. Na Amazônia, em particular, alguns estudos foram realizados, nessa linha temática, a partir de dados sísmicos voltados à prospecção de hidrocarbonetos nas bacias do Amazonas e Solimões. Esses dados têm mostrado que essas feições afetam camadas subjacentes atuando no relevo e na drenagem como importantes anomalias morfoestruturais.

Nesse contexto alguns estudos foram desenvolvidos por Cunha (1982), Miranda (1984), Miranda *et al.*, (1994) e Delano (2007), dentre outros, os quais servem como base para a análise pretendida neste trabalho em pauta. A causa de anomalias morfoestruturais tem sido atribuída a fatores litológicos e estruturais, tais como: compactação diferencial de camadas, estilo de penetração de corpos ígneos, domos anticlinais de sal ou a combinação desses elementos com zonas de falhas. Raros ou ausentes são as estruturas relacionadas a impactos de meteoritos identificados na Bacia Amazônica.

Particularmente na cidade de Manaus, Silva (2005) descreveu a estrutura circular alvo desse estudo, como uma anomalia ímpar no relevo da cidade desenvolvida em sedimentos da Formação Alter do Chão. O autor teceu considerações acerca dessa feição como possivelmente resultante de uma estrutura em subsuperfície.

Com o objetivo de investigar essa anomalia circular, situada na cidade de Manaus (AM), optou-se pela associação de investigação morfoestrutural com a análise geofísica terrestre. Nessa questão, o estudo foi direcionado ao levantamento gravimétrico de detalhe na área em estudo, em detrimento a pesquisa magnetométrica terrestre. Duas razões conduziram a esse direcionamento: inicialmente, por se tratar de uma área urbana, os resultados de anomalias magnéticas certamente seriam comprometidos devido às interferências magnéticas da rede elétrica. Em segundo lugar, a ausência de dados sísmicos profundos para essa área, e, adicionalmente, a impossibilidade de efetuar aquisições sísmicas rasas, mas as quais seriam importantes em investigações dessa natureza.

Assim, o estudo em pauta visou a caracterização da anomalia circular na área urbana de Manaus, a partir da integração de estudos morfoestruturais, em parte disponível através de estudos neotectônicos nessa região (Igreja & Franzinelli 1990, Silva *et al.*, 1994, Fernandes Filho *et al.* 1995, Fernandes Filho *et al.*, 1997, Silva 2005 e Simas 2009) com dados gravimétricos de detalhe realizado nessa anomalia em particular. A expectativa é de

possibilita a entender a relação da estrutura anômala na paisagem de Manaus com feição em subsuperfície e sua relação com as camadas da Bacia do Amazonas.

2. LOCALIZAÇÃO

A área de estudo está situada na área urbana da cidade de Manaus, estado do Amazonas. O acesso à cidade de Manaus é feito a maior parte por via aérea, já que não existem estradas trafegáveis oriundas das demais regiões do país, com exceção à porção norte, que tem acesso via rodovia BR-174, e da porção sudoeste, via BR-319 (Porto Velho – Manaus) e fluvial. Os principais canais que cortam a cidade estão representados pelos igarapés Tarumã-Mirim, Tarumã-Açu e Puraquequara. (Figura 1).

Anomalia circular da cidade de Manaus, assim denominada, é observada na Figura 2, baseando-se pelo posicionamento do Aeroporto Internacional Eduardo Gomes e Av. Noel Nutles que secciona todo seu diâmetro, possui uma área de aproximadamente 6,28 km². Esta envolve vários bairros da zona leste da Cidade que são denominados de: Cidade Nova, Nova Cidade, Nossa Senhora de Fátima, Novo Mundo, Américo Medeiros, Renato Souza Pinto e Manôa.

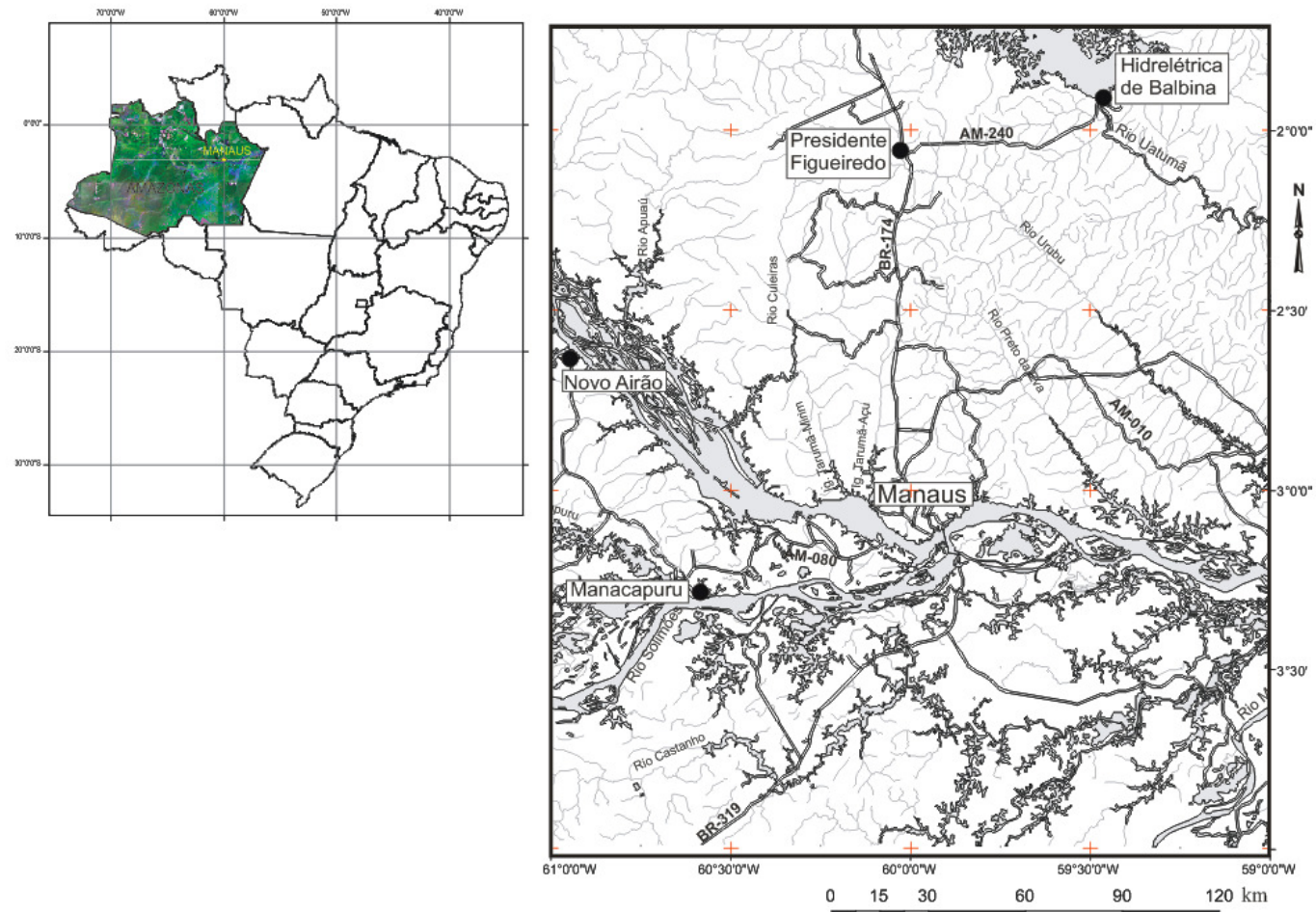


Figura 1. A cidade de Manaus, capital Amazonense, está situada na confluência entre os rios Amazonas e Negro. A área de estudo está inserida na área urbana dessa cidade.

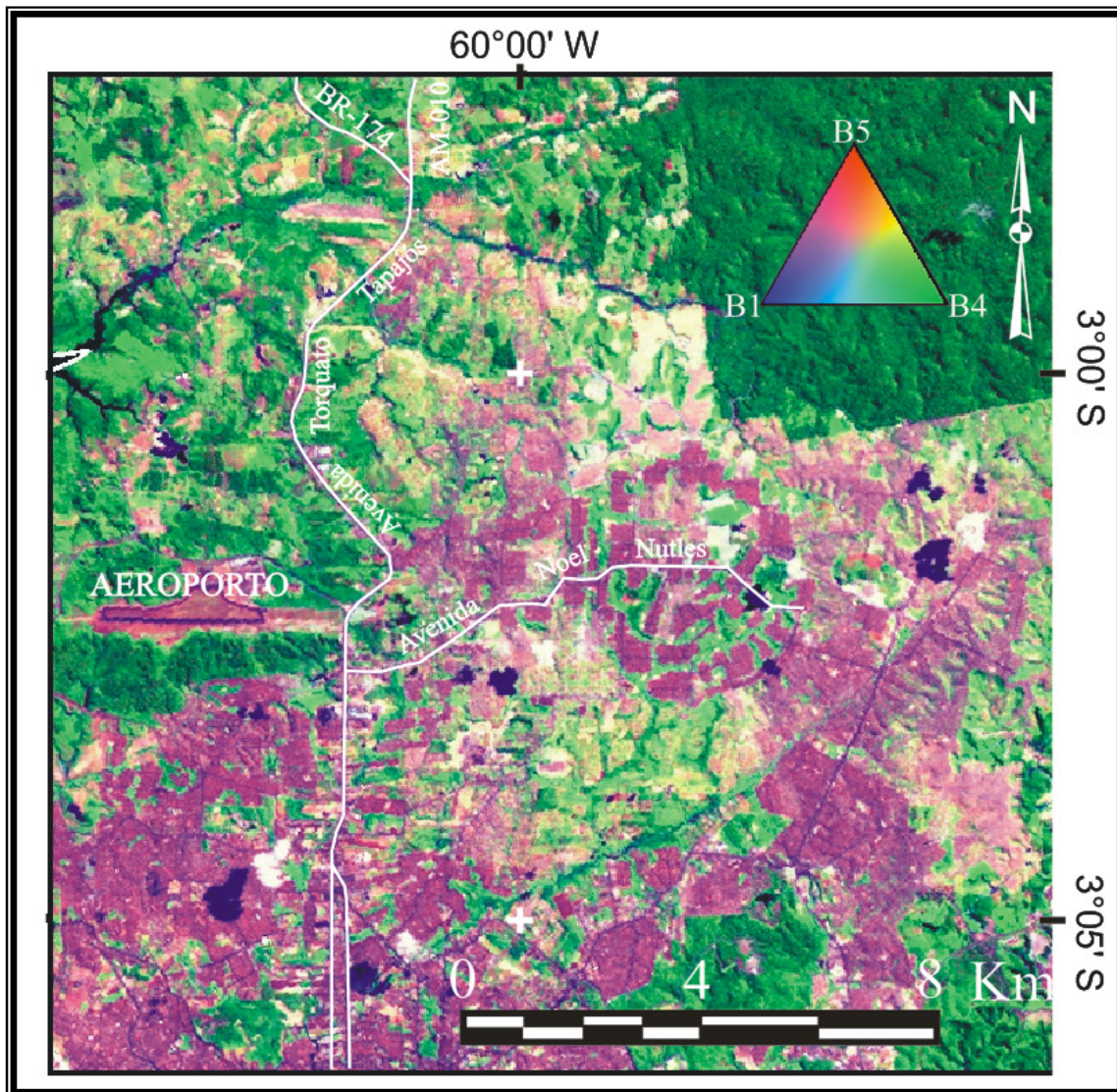


Figura 2. Detalhe da anomalia circular observado na porção norte da Cidade de Manaus (AM), em imagem Landsat -7 ETM+ (RGB 541) ressaltando em vermelho a ocupação urbana e em verde a vegetação. A esquerda da anomalia nota-se o aeroporto internacional Eduardo Gomes e sobre a mesma a Av. Noel Nutles.

3. OBJETIVO GERAL

O objetivo principal deste trabalho foi analisar a anomalia circular na cidade de Manaus, a partir da análise conjunta morfoestrutural com dados gravimétricos terrestres de detalhe. O intuito do trabalho foi buscar a caracterização dessa estrutura na paisagem com possíveis anomalias gravimétricas em subsuperfície.

3.1- Objetivos Específicos:

Os objetivos específicos compreenderam:

- a) Caracterização morfoestrutural da anomalia na área de estudo;
- b) Análise do relevo e da drenagem, com base na análise morfoestrutural;
- c) Mapear as feições estruturais existentes na área investigada e correlacionar ao quadro neotectônico para a região de Manaus;
- d) Determinar o comportamento gravimétrico de detalhe da área de estudo;
- e) Buscar um modelo que explique a existência dessa anomalia morfoestrutural.

4. MATERIAIS E MÉTODOS

4.1- Aquisição de Dados e Informações Disponíveis

Nesta fase inicial da pesquisa foi realizado o levantamento bibliográfico pertinente aos dados geológicos existentes, a leitura de temas relacionados ao objeto da pesquisa e a aquisição de material cartográfico, mapas temáticos e imagens de satélite da área de interesse. A base cartográfica utilizada foi a elaborada pelo IMPLAN (Instituto Municipal de Planejamento e Informática) na escala 1:10.000. Esta serviu fundamentalmente na elaboração de mapa de drenagem e vias urbanas, utilizados nos trabalhos em campo, geológico e geomorfológico, bem como para o levantamento gravimétrico terrestre (posicionamento das estações gravimétricas).

As imagens utilizadas foram Landsat TM5 e ETM+, órbita/ponto 230/62 e 231/62, cada uma possuindo sete (7) e oito (8) bandas, respectivamente, cujas características espectrais estão relacionadas na Tabela 1. Estas imagens foram utilizadas essencialmente na localização da estrutura circular e realce de seu contorno em composição específica de suas bandas. Os Modelos Digitais de Elevação SRTM também foram úteis na elaboração e composição de modelos tridimensionais.

Os dados geológicos utilizados foram os mapas geológicos e geomorfológicos do Projeto Radambrasil (Folha SA.20-Manaus e Folha SB.20-Purus) na escala 1: 1.000.000. Os mapas geológicos usados foram aquele elaborado pela CPRM, na escala 1: 2.500.000 (formato digital arquivo Shapefile) de Bizzi *et al.* (2001), e o de Silva (2005). Os mapas geomorfológicos obtidos foram os provenientes da base do IBGE (2001) e os de unidades de relevo, em formato digital, do IBGE (2006).

Thematic Mapper TM			ETM +		
BANDAS	Faixa do Espectro Eletromagnético EEM (μm)	RESOLUÇÃO (m)	BANDAS	Faixa do Espectro Eletromagnético EEM (μm)	RESOLUÇÃO (m)
1	0,45 a 0,52 - Azul	30	1	0,45 a 0,52 - Azul	30
2	0,52 a 0,60 - Verde	30	2	0,52 a 0,60 - Verde	30
3	0,63 a 0,69 - Vermelho	30	3	0,63 a 0,69 - Vermelho	30
4	0,76 a 0,90 - NIR	30	4	0,76 a 0,90 - NIR	30
5	1,55 a 1,75 – SWIR (I)	30	5	1,55 a 1,75 – SWIR (I)	30
6	10,4 a 12,5 – TIR	120	6	10,4 a 12,5 – TIR	60
7	2,08 a 2,35 – SWIR (II)	30	7	2,08 a 2,35 – SWIR (II)	30
			8*	Pancromática	15

Tabela 1 – Característica das imagens dos Satélites Landsat TM5 e ETM+ (Silva 2005).

4.2- Análise Digital de Imagens

Os produtos de sensores remotos utilizados nesta etapa foram imagens Landsat TM5 e ETM+, estas serviram para elaboração de mapa de localização e realce da estrutura circular da área em questão. A análise das imagens foi desenvolvida por meio dos programas ER-MAPPER. O processamento envolveu o georeferenciamento, a aplicação de filtros e a elaboração de composições de bandas em RGB (*red, green e blue*). Os produtos obtidos destes programas foram exportados para programa com base SIG (Sistema de Informações Geográficas), ArcGIS na versão 9.2 para integração dos dados digitais utilizados.

Os modelos digitais de elevação SRTM foram adquiridos via download no site (<http://www.jpl.nasa.gov/srtm/index.html>). Estas possuem resolução da ordem de 90 metros e apresentam “*gaps*” (vazios) que foram corrigidos fazendo uso programa conhecido como SRTMFill que processa o preenchimento automaticamente dos vazios existentes baseando-se nos valores proximais existentes. Posteriormente, aplicou-se a ferramenta Blackart (versão 4.03), que contrário do SRTMFill, permite adicionar valores cartográficos ao modelo antes do processamento. Em ambos os procedimentos um novo arquivo corrigido foi gerado.

4.3- Análise Geomorfológica

Essa análise compreendeu a identificação de elementos geomorfológicos na área que compreende a anomalia circular que possam ser comparados ao contexto geomorfológico. Os dados existentes, tais como, as unidades geomorfológicas foram obtidas do Projeto Radambrasil (Folha SA.20 – Manaus e Folha SB.20 – Purus), enquanto que as unidades de relevo são segundo dados do IBGE (2006). Para esse estudo, as imagens de satélite foram muito úteis para a análise das formas e feições inerentes a anomalia circular.

A integração e composição geradas com modelos digitais de elevação (MDE), tipo SRTM, foram obtidas através do Global Mapper (versão 8.03). Essa integração possibilitou a geração de produtos tridimensionais capazes de fornecer informações a respeito do relevo da área. Seções topográficas foram elaboradas para o reconhecimento das superfícies do relevo e o grau de dissecação. As curvas de níveis obtidas a partir dos dados cartográficos e também do MDE SRTM permitiram analisar a paisagem da área de estudo e aplicar os conceitos geomorfológicos, conforme Cotton (1958), Bloom (1978), Bull & Wallace (1985), Cooke (1990), Summerfield (1993), Stewart & Hancock (1994) e Keller & Pinter (1996), dentre outros.

Para a rede de drenagem, buscaram-se os mapas de drenagem obtidos a partir dos dados cartográficos digitais, nas escalas 1: 100.000 e 1: 10.000, bem como a extração da rede de drenagem a partir do MDE SRTM. Isso resultou em mapas mais completos usados para análise das formas e padrões das anomalias de drenagem da área de estudo. As bases bibliográficas para definição dos conceitos e padrões de drenagem seguiram o que prescreve Howard (1967) nos tipos básicos e modificados. As formas e geometrias dos canais, curvas anômalas, dimensão dos vales foram conceituados conforme Ouchi (1985), Schumm (1986), Phillips & Schumm (1987), Deffontaines (1989), Summerfield (1993), Stewart & Hancock (1994) e Keller & Pinter (1996).

4.4- Análise Geológica-Estrutural.

Compreendeu basicamente a identificação dos tipos de rochas e feições estruturais na área estudada e a identificação de feições geológicas nítidas capazes de mostrar a orientação dos elementos estruturais para a possível comparação com o quadro neotectônico regional, principalmente de acordo com Franzinelli & Igreja (1990), Fernandes Filho (1996), Silva (2005), dentre outros. Realizou-se visitas a área de interesse para aquisição de dados

estruturais, fundamentalmente as atitudes de planos de falhas e fraturas e de possíveis feições de deformação de camadas.

4.5- Análise Geofísica.

Essa etapa compreendeu a aplicação do método Gravimétrico Terrestre para determinação da variação do campo gravitacional terrestre local, o qual é ocasionado principalmente pela diferença de densidade entre rochas vizinhas ou qualquer outro material geológico nas circunvizinhanças. Estas alterações no campo gravitacional mesmo que muito sutis são detectadas por equipamentos específicos que as definem como anomalias gravimétricas, porém são várias as situações geológicas que podem estar associadas e as interpretações destas anomalias gravimétricas permitem definir a profundidade, forma e a massa do corpo responsável por tal anomalia. O gravímetro utilizado foi o tipo Lacoste & Romberg, modelo G (Figura 3).



Figura 3. Foto ilustrativa do Gravímetro Lacoste & Romberg Modelo G.

4.5-1. Aquisição de Dados Gravimétricos

Inicialmente, confeccionou-se o mapa de orientação dos pontos de referências, drenagens e vias urbanas com o propósito de otimizar a disposição das estações gravimétricas em campo (Figura 4). Isso facilita o trabalho, uma vez que, por se tratar de um levantamento em área urbana, obstáculos diversos (edificações, vales, encostas, mata urbana, propriedades particulares e etc.) são corriqueiros e dificultam o levantamento e determinação de estações. A malha utilizada foi de aproximadamente de 200x200 metros na área da anomalia circular.

O levantamento gravimétrico obedeceu a rotinas específicas de preenchimento de cadernetas de observações diárias para cada linha de levantamento com o propósito de fornecer informações fundamentais durante a geração do banco de dados no programa REGRAV (Sá 1994), utilizado para redução gravimétrica (correções) automaticamente.

O levantamento foi realizado no período de 08 a 17 de junho de 2009. Nove (9) cadernetas de observação foram geradas, totalizando cento e dezoito (118) estações gravimétricas e uma estação base (Figura 4). A referência e o ponto de amarração utilizado foi a Estação Manaus C, da Rede Gravimétrica Fundamental Brasileira, identificada pela numeração 032078. O valor G definido foi o de 978016,14 mGal, posicionada pelas coordenadas: 03°08'07''S (latitude) e 60°01'34''W (longitude), situada na Igreja da Matriz no centro da cidade de Manaus (Figura 5).

O processo de aquisição dos dados gravimétricos iniciou-se com a obtenção dos valores de gravidade na Estação C. E na área da anomalia morfoestrutural (área do levantamento) foi definida, em função do posicionamento estratégico (setor central) e segurança do GPS Geodésico Estático (Unidade estacionária), uma estação base no IML (Instituto médico legal). Nesta Base no IML realizou-se a obtenção dos valores de gravidade no início do dia (caracterizando a abertura da linha) em seguida a obtenção nas demais estações durante o dia com parada para almoço (máximo de uma hora) e novamente na Estação Base no IML (caracterizando o fechamento da linha) com a finalidade de efetuar as correções de deriva estática e dinâmica.

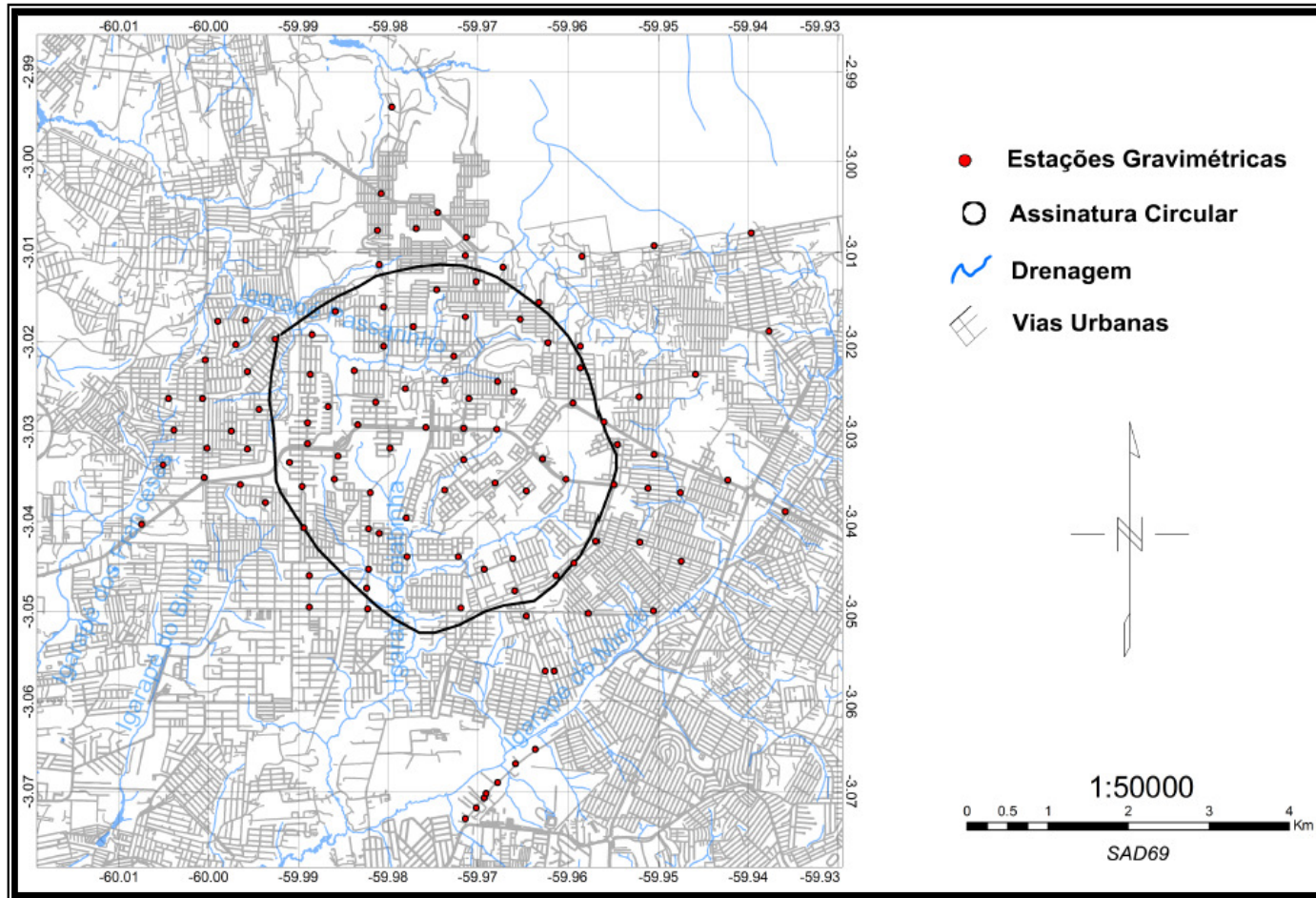


Figura 4. Mapa de orientação para o levantamento gravimétrico situado na área urbana da cidade de Manaus, envolvendo os bairros Cidade Nova, Nova Cidade, Nossa Senhora de Fátima, Novo Mundo, Américo Medeiros, Renato Souza Pinto e Manôa.



Figura 5. Ilustração do posicionamento da Estação da Rede Fundamental Brasileira, situada na Igreja da Matriz na área urbana da cidade de Manaus (AM).

4.5-2. Aquisição de Dados Altimétricos

A aquisição dos dados altimétricos e posicionamento geográficos das estações foram realizados simultaneamente aos dados gravimétricos, com a finalidade de fornecer parâmetros para a correção de Ar Livre, Bouguer e Atração Luni-solar.

Utilizou-se um par de receptores de GPS geodésico estático, marca TechGeo, modelo GTR-A, e outro receptor GTR-BT (Figura 6). Esses receptores têm 12 canais e recebem os sinais C/A e L1. Para este trabalho de pesquisa foi definido o mínimo 5 satélites e o PDOP máximo de 6 e ângulo de corte 15° para obter precisão da ordem de centímetros ou até mesmo milímetros. Usou-se uma unidade estacionária (U_1) que realizava leituras contínuas posicionada na estação base e outra unidade móvel (U_2) posicionada em cada estação gravimétrica. Obedeceu-se o tempo mínimo de 10 minutos, uma vez que a área do levantamento não excede a distância de 10 km entre os receptores, conforme especificações do fabricante do equipamento disponível na Tabela 2. A base de monitoramento contínuo do SIPAM serviu como fator de correção no posicionamento horizontal e vertical da estação Base (Figura 7).



Figura 6. Ilustração do GPS geodésico estático TechGeo modelo GTR-A.

Tempos de observação para receptores L1/L2			
Distância (km)	Tempo de observação (min)	Solução	Precisão
0-10	10 a 15	L1 fixa	1 cm ± 2 ppm
10-25	15 a 30	L3 fixa	1 cm ± 2 ppm
25-50	30 a 45	L3	10 a 30 cm
50-100	60	L4 flutuante	10 a 30 cm

Tabela 2. Tempo de observação para observação para receptores L₁/L₂, apresentado no manual de operação GTR versão 1.05.0708.

IBGE				Relatório de Estação Geodésica			
Estação :	93770	Nome da Estação :	93770	Tipo :	Estação Planimétrica - SAT		
Município :	MANAUS			UF :	AM		
Última Visita :	25/10/2005	Situação Marco Principal :	Bom				
DADOS PLANIMÉTRICOS		DADOS ALTIMÉTRICOS		DADOS GRAVIMÉTRICOS			
Latitude	03° 01' 21,2060" S	Altitude Ortométrica(m)	105,72	Gravidade(mGal)			
Longitude	60° 03' 16,2335" W	Altitude Geométrica(m)	105,75	Sigma Gravidade(mGal)			
Fonte	GPS Geodésico	Fonte	GPS Geodésico	Precisão			
Origem	Ajustada	Data Medição	25/10/2005	Datum			
S Datum	SAD-69	Data Cálculo	8/3/2006	Data Medição			
A Data Medição	25/10/2005	Sigma Altitude Geométrica(m)		Data Cálculo			
D Data Cálculo	8/3/2006	Modelo Geoidal	MAPGEO2004	Correção Topográfica			
6 Sigma Latitude(m)	0,013			Anomalia Bouguer			
9 Sigma Longitude(m)	0,023			Anomalia Ar-Livre			
UTM(N)	9.665.468,236			Densidade			
UTM(E)	827.452,063						
MC	-63						
Latitude	03° 01' 22,5108" S	Altitude Ortométrica(m)	105,77	Gravidade(mGal)			
S Longitude	60° 03' 18,0599" W	Altitude Geométrica(m)	93,89	Sigma Gravidade(mGal)			
I Fonte	GPS Geodésico	Fonte	GPS Geodésico	Precisão			
R Origem	Ajustada	Data Medição	25/10/2005	Datum			
G Datum	SIRGAS2000	Data Cálculo	8/3/2006	Data Medição			
A Data Medição	25/10/2005	Sigma Altitude Geométrica(m)	0,006	Data Cálculo			
S Data Cálculo	8/3/2006	Modelo Geoidal	MAPGEO2004	Correção Topográfica			
2 Sigma Latitude(m)	0,001			Anomalia Bouguer			
0 Sigma Longitude(m)	0,002			Anomalia Ar-Livre			
0 UTM(N)	9.665.429,426			Densidade			
0 UTM(E)	827.394,323						
MC	-63						
* Último Ajustamento Planimétrico Global SAD-69 em 16/09/1998							
** Ajustamento Planimétrico SIRGAS2000 em 23/11/2004 e 06/03/2005							
*** Dados Planimétricos para Fonte carta nas escalas menores ou igual a 1:250000, valores SIRGAS2000 + SAD-69							
Localização							
No terraço do Edifício Técnico Operacional (ETO), do Centro Técnico e Operacional do SIPAM de Manaus, Av. Marechal Bittencourt, número 97 - Compensa I.							
Descrição							
Pilar de concreto medindo 1,20 m de altura e 0,30 m de diâmetro, tendo em seu topo dispositivo de centragem forçada							
Foto(s)							
							

Figura 7. Relatório de Estação Geodésica do SIPAM, em Manaus (AM), contendo os parâmetros de correção altimétrica para o levantamento gravimétrico.

Os dados adquiridos foram descarregados em um computador desktop por meio do software (Util V1. 61.0.9) fornecido pelo fabricante, onde foi possível realizar as configurações dos receptores. Posteriormente, foi realizada a correção diferencial através do software EZ-Surv (versão 2.5.1), o qual possibilitou gerar relatórios das informações corrigidas de posição geográfica, altitude e incertezas, usadas para a redução gravimétrica.

4.5-3. Redução Gravimétrica (correção)

A redução de observações gravimétricas obtidas com gravímetros do tipo Lacoste & Romberg, modelo G, realizada por meio do programa REGRAV (Sá 1994). Este programa foi desenvolvido pelo Grupo de Geodésia e Gravimetria do IAG/USP o qual possui uma apostila denominada Redução de Observações Gravimétrica teoria e prática, onde é descrito detalhadamente os cálculos e fórmulas empregadas na correção dos dados obtidos em campo. Está apostila é a base para o detalhamento das correções gravimétricas realizadas nos dados obtidos neste trabalho de pesquisa.

O Programa REGRAV foi desenvolvido na linguagem *Fortran* conforme organograma representado pela Figura 8 e para este existe um formulário para anotações de dados de campo (caderneta de observações). As etapas de redução gravimétricas atendem a ordem de Conversão de Leituras em Unidades de Aceleração, Cálculo da Atração Luni-Solar (Correção de Maré), Cálculo da Deriva e das Leituras Corrigidas e Cálculo da Aceleração e das Anomalias Gravimétricas.

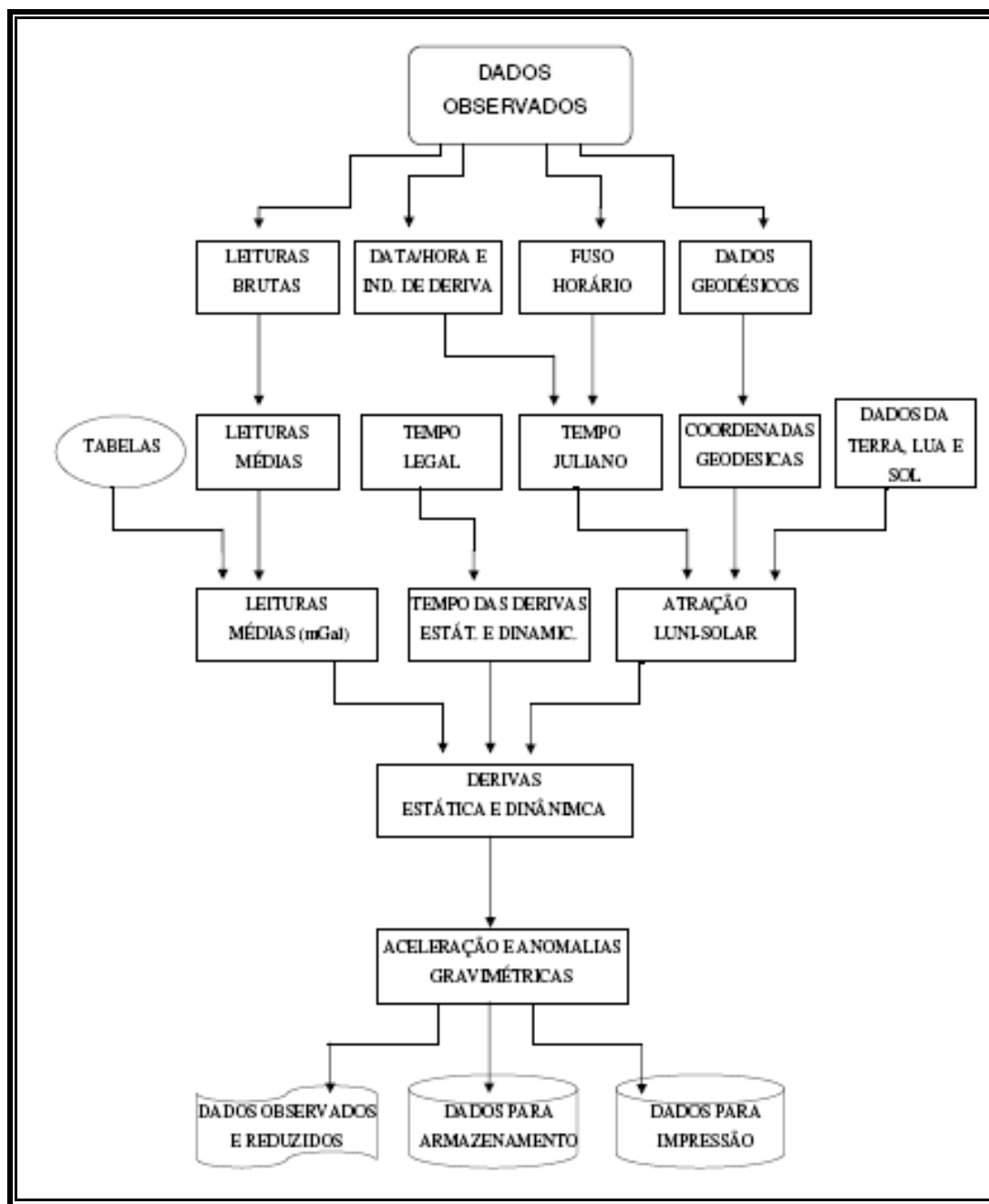


Figura 8. Organograma que mostra a redução de observações gravimétricas (Sá 1994).

4.5.3.1 – Conversão de Leituras em Unidades de aceleração

A observação gravimétrica envolve a instalação do Gravímetro, o posicionamento do sensor (fiel) na linha de referência, a leitura do resultado combinando contador e dial e anotação da hora e minutos (Figura 9).

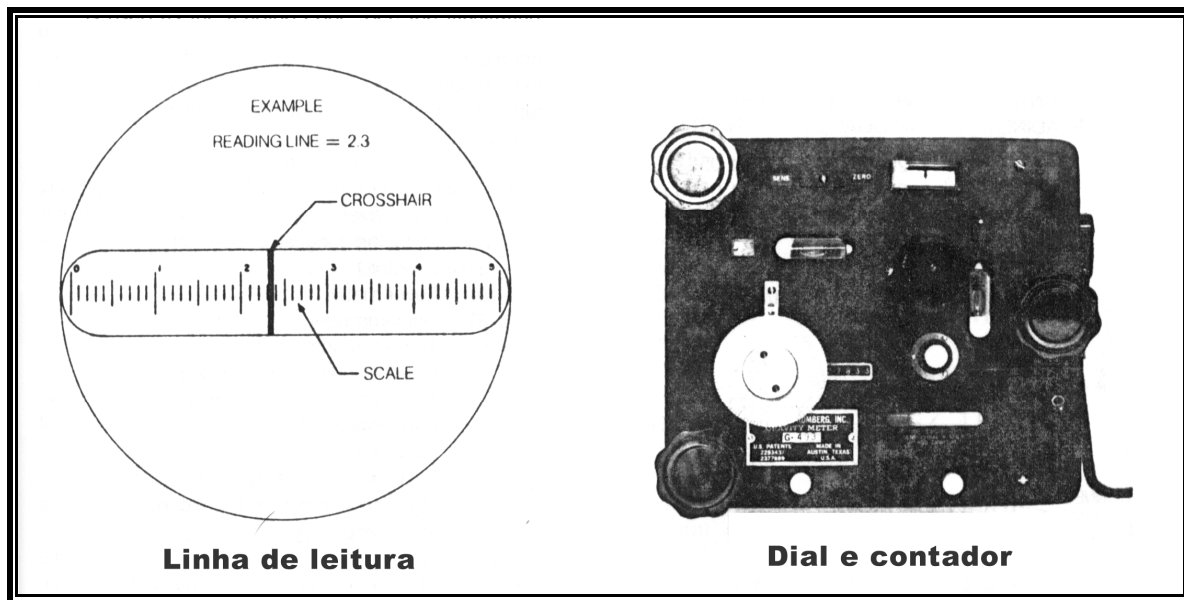


Figura 9. Ilustração do Gravímetro LaCoste & Romberg - contador e dial (Fonte: Manual do gravímetro).

Para evitar erros grosseiros e até mesmo para melhorar os resultados são obtidas três leituras, anotando a hora e minuto que corresponde ao instante da segunda medição. A leitura representativa da i -ésima (L_i) estação é determinada pela média das leituras obtidas na estação, conforme ilustra a fórmula:

$$L_i = \frac{1}{m} \sum_{k=1}^m l_k \quad (\text{Equação 1})$$

Onde m representa o número de leituras na estação (geralmente 3) e l_k a leitura bruta. A conversão das leituras médias em unidade de aceleração é realizada através das tabelas de conversão para os gravímetros do tipo LaCoste & Romberg. (Tabela 3).

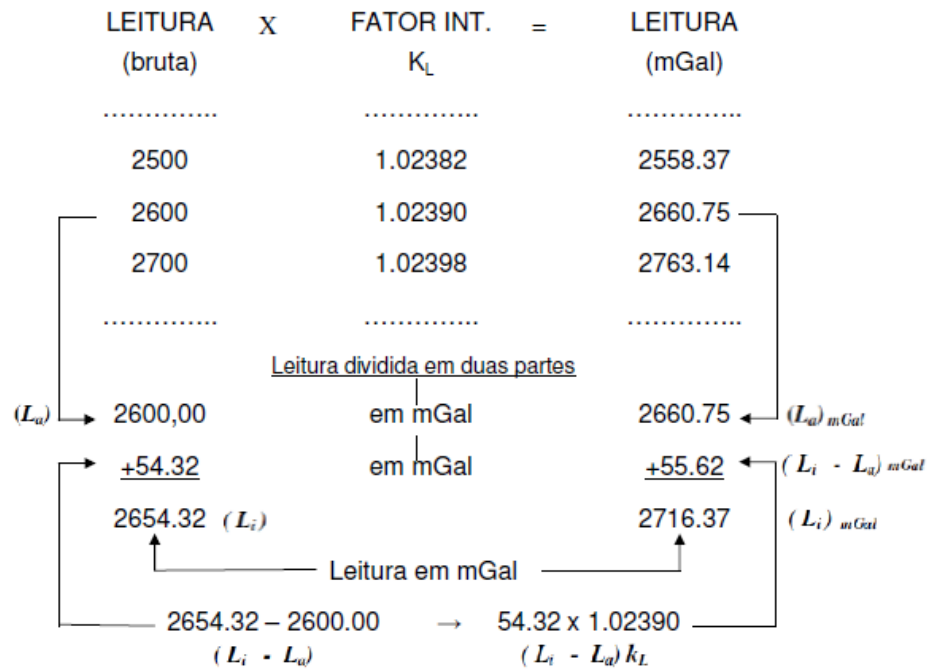
MILLIGAL VALUES FOR LACOSTE & ROMBERG, INC. MODEL G GRAVITY METER					
COUNTER READING*	VALUE IN MILLIGALS	FACTOR FOR INTERVAL	COUNTER READING*	VALUE IN MILLIGALS	FACTOR FOR INTERVAL
000	000.00	1.02369			
100	102.37	1.02359	3600	3684.99	1.02468
200	204.73	1.02349	3700	3787.45	1.02476
300	307.08	1.02341	3800	3889.93	1.02482
400	409.42	1.02333	3900	3992.41	1.02485
500	511.75	1.02328	4000	4094.90	1.02488
600	614.08	1.02322	4100	4197.38	1.02491
700	716.40	1.02317	4200	4299.88	1.02493
800	818.72	1.02315	4300	4402.37	1.02495
900	921.04	1.02311	4400	4504.86	1.02497
1000	1023.35	1.02309	4500	4607.36	1.02498
1100	1125.66	1.02309	4600	4709.86	1.02498
1200	1227.97	1.02310	4700	4812.36	1.02500
1300	1330.28	1.02313	4800	4914.86	1.02501
1400	1432.59	1.02317	4900	5017.36	1.02500
1500	1534.91	1.02321	5000	5119.86	1.02497
1600	1637.23	1.02326	5100	5222.35	1.02492
1700	1739.55	1.02331	5200	5324.85	1.02483
1800	1841.89	1.02335	5300	5427.33	1.02473
1900	1944.22	1.02341	5400	5529.80	1.02461
2000	2046.56	1.02347	5500	5632.26	1.02447
2100	2148.91	1.02353	5600	5734.71	1.02432
2200	2251.26	1.02360	5700	5837.14	1.02417
2300	2353.62	1.02368	5800	5939.56	1.02401
2400	2455.99	1.02375	5900	6041.96	1.02382
2500	2558.37	1.02382	6000	6144.34	1.02366
2600	2660.75	1.02390	6100	6246.71	1.02347
2700	2763.14	1.02398	6200	6349.06	1.02327
2800	2865.54	1.02405	6300	6451.38	1.02305
2900	2967.94	1.02411	6400	6553.69	1.02282
3000	3070.35	1.02419	6500	6655.97	1.02357
3100	3172.77	1.02426	6600	6758.33	1.02332
3200	3275.20	1.02435	6700	6860.66	1.02307
3300	3377.63	1.02442	6800	6962.97	1.02280
3400	3480.08	1.02450	6900	7065.25	1.02235
3500	3582.53	1.02459	7000	7167.50	

*Note: Right-hand wheel on counter indicates approximately 0.1 milligal

01-22-1987

Tabela 3. Tabela de conversão do Gravímetro LaCoste & Romberg, modelo G (Fonte: Manual do gravímetro).

A tabela de conversão contém o resultado da calibração do instrumento, em intervalos de 100 mGals, com fator de interpolação específico para cada intervalo. Desta forma, o programa REGRAV realiza a conversão da leitura média **2654,32** da seguinte forma:



Assim, para o Gravímetro LaCoste & Romberg, a leitura em mGal é determinada segundo a fórmula:

$$(L_i)_{mGal} = (L_a)_{mGal} + (L_i - L_a) k_L \quad (\text{Equação 2})$$

Onde L_i é a leitura na i-ésima estação, L_a é a leitura aproximada e k_L é o fator usado para converter a diferença em mGal.

4.5.3.2 – Cálculo da atração Luni-Solar (Correção de Maré)

A interação gravitacional da Terra com a Lua e o Sol introduz perturbações no campo de gravidade terrestre que devem ser removidas da aceleração de gravidade medida nos levantamentos gravimétricos, Sá (1994).

A perturbação Luni-Solar numa estação gravimétrica é obtida a partir das coordenadas geodésicas da estação, dos elementos orbitais da Terra e da Lua, das massas da Terra, da Lua e do Sol, e dos parâmetros da elasticidade terrestre. As fórmulas geralmente usadas para o cálculo dessa perturbação nos levantamentos gravimétricos rotineiros são as obtidas por Longmann (1959) *apud* Sá (1994, p. 21), as quais são adotadas no programa REGRAV.

Os conceitos teóricos e o detalhamento das fórmulas utilizadas no REGRAV para a correção de maré podem ser encontrados em Sá (1994). O cálculo da perturbação luni-solar sobre as observações gravimétricas neste programa, é realizada simplesmente a partir das coordenadas da estação e da hora legal do registro do valor do gravimétrico de cada estação.

4.5.3.3. Cálculo da Deriva e das Leituras Corrigidas

A deriva instrumental é a composição das derivas estáticas e dinâmicas ocorridas no percurso, conforme:

$$D = D_e + D_d \text{ (Equação 3)}$$

Onde D_e é a deriva estática e D_d é a deriva dinâmica. A deriva estática de uma linha gravimétrica representa a soma das variações ocorridas nas interrupções da linha, geralmente com duração maior que uma hora, conforme:

$$D_e = \sum_{k=1}^m (L_i - L_{i+1}) \text{ (Equação 4)}$$

Onde m é o número de interrupções da linha e L_i é a leitura média em mGal corrigida da perturbação luni-solar, nas n estações da linha. O tempo correspondente à deriva estática é expresso por:

$$t_e = \sum_{k=1}^m (t_{i+1} - t_i) \text{ (Equação 5)}$$

Onde t_i é o instante da observação.

A deriva dinâmica corresponde à variação ocorrida no período em que o Gravímetro permanece em movimento. Isso equivale ao tempo decorrido entre a primeira e a última leituras da linha, menos o tempo da deriva estática. Portanto, a deriva dinâmica horária usada na correção das leituras de todas as estações é expressa por:

$$D_d = \frac{L_1 - L_n}{t_d} \quad (\text{Equação 6})$$

Onde L_1 e L_n representam a primeira e a última leitura da linha, corrigidas da perturbação luni-solar e da deriva estática, e t_d é o tempo da deriva dinâmica, dado por:

$$t_d = t_n - t_1 - t_e \quad (\text{Equação 7})$$

Onde t_1 e t_n são os instantes da primeira e da última leitura da linha, respectivamente e t_e é o tempo da deriva estática. Portanto, a correção da deriva para a i -ésima estação da linha tem a forma:

$$D_i = (D_e)_i + (D_d)_i t_i \quad (\text{Equação 8})$$

Onde t_i é o tempo decorrido entre a primeira e a i -ésima leituras.

As leituras corrigidas da perturbação luni-solar e da deriva instrumental são obtidas a partir das leituras médias em mGal e das correções calculadas:

$$(L_c)_i = L_i + \delta g_a + D_i \quad (\text{Equação 9})$$

2.5.3.4 Cálculo da Aceleração e das Anomalias Gravimétricas

A aceleração de gravidade para cada estação é obtida através da diferença entre as leituras corrigidas e da aceleração de gravidade na estação inicial:

$$g_i = g_1 + (L_c)_i - (L_c)_1 \quad (\text{Equação 10})$$

Onde g_1 é a aceleração de gravidade na primeira estação – obrigatoriamente pertencente à Rede Gravimétrica Fundamental ou eventualmente à Rede Gravimétrica Secundária adotada no país.

As anomalias gravimétricas ar-livre (Δg_a) e Bouguer (Δg_b) são calculadas pelas fórmulas usuais:

$$(\Delta g_a)_i = g_i - \frac{\partial \gamma}{\partial H} H_i - \gamma_i \quad (\text{Equação 11})$$

$$(\Delta g_b)_i = (\Delta g_a)_i - 2\pi G \rho H_i - B - C \quad (\text{Equação 12})$$

Onde G é a constante universal da gravitação, ρ é a densidade média da crosta, B é a correção da curvatura terrestre, C é a correção topográfica, H é a altitude ortométrica e γ é a gravidade teórica, calculada com a fórmula do GRS67.

$$\gamma_{67} = 978.031,85 (1 + 0,005278895 \sin^2 \varphi + 0,000023462 \sin^4 \varphi) \quad (\text{Equação 13})$$

Os valores numéricos adotados para as constantes são:

$$\frac{\partial \gamma}{\partial H} = - 3086 \text{ mGal.m}^{-1}$$

$$G = 6,672 \times 10^{-8} \text{ cm}^3 \text{ g}^{-1} \text{ s}^{-2}$$

$$\rho = 2,67 \text{ g cm}^{-3}$$

No cálculo da anomalia Bouguer, efetuado no programa REGRAV através da fórmula (Δg_b), não é considerada a curvatura da Terra ($B=0$) nem tampouco a correção topográfica ($C=0$). Em função da média da crosta ($\rho = 2,67 \text{ g.cm}^{-3}$), não se mostrar como uma densidade ideal optou-se por utilizar neste trabalho uma densidade média de $2,4 \text{ g.cm}^{-3}$ em função do contexto geológico da área. O resultado final do processamento no programa REGRAV fornece opcionalmente dados digitados processados em 3 modalidades.

A listagem dos dados digitados e reduzidos é utilizada na fase de conferência (obrigatória) para a codificação e digitação. Os dados digitados são aqueles que constituem o registro conforme Figura 11. Já os dados reduzidos, gerados no processamento do programa REGRAV, são constituídos pelas coordenadas geodésicas, vinculadas ao SGB e pela

Mediante este processo, foram gerados a partir do database um *GRID* de Anomalia Bouguer e outro da topografia do terreno. O método de gridagem utilizado foi a Mínima Curvatura, com tamanho de células 50 m (1/4 do espaçamento entre as estações). Este foi utilizado devido o método ser indicado para dados aleatórios, a sua aplicação para as Geociências, rapidez no processamento e suavização dos valores o mais próximo possível dos dados originais.

Foram importados também para o Geosoft Oasis Montaj (7.2.0), imagem LandSat ETM+, Imagem do MDE SRTM, arquivos *Shapefile* de drenagem, vias urbanas e da assinatura circular. E com estes parâmetros foram gerados os mapas integrados na escala de 1:50.000 que serviram como ferramenta de interpretação desta pesquisa.

4.6- Integração das informações.

Os dados obtidos a partir da análise geomorfológica, geofísica e mapeamento das feições estruturais, foram integrados por meio de Sistema de Informação Geográfica (SIG). O objetivo foi o de relacionar a anomalia circular no contexto geológico da Bacia do Amazonas, baseando-se no que é descrito na literatura por diversos autores que possa fornecer subsídios para concluir-se acerca da origem desta anomalia morfoestrutural.

5. FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

5.1. Estilos estruturais resultante de rochas intrusivas

A partir do conhecimento que a Bacia do Amazonas apresenta rochas intrusivas que podem resultar em anomalias morfoestruturais, como a da cidade de Manaus, a seguir será descrito os estilos estruturais dessas intrusivas em bacias sedimentares. A base desse estudo compreende as feições notadas em seções sísmicas.

Conceição *et al.* (1993), em estudos nas bacias do Solimões, Amazonas, Maranhão e Paraná definiram e classificaram o conjunto de elementos estruturais que caracterizam as deformações associadas a estas intrusões. Em todas essas bacias, as rochas ígneas intrusivas jazem sob a forma de diques, sills, lacólitos, bismálitos e apófises de geometria irregular, as quais serão detalhadamente adiante. Considerando a geometria das rochas ígneas intrusivas, as formas dos corpos plutônicos e as deformações das rochas encaixantes preponderantes nas bacias estudadas são:

5.1.1. *Diques*

São corpos tabulares que cortam em discordância a rocha encaixante. Suas paredes plano-paralelas freqüentemente cedem lugar a bruscas variações de espessuras. Pollard *et al.* (1975) e Delaney & Pollard (1981) *apud* Conceição *et al.* (1993, p.60) designaram *bud* e *cusps*, respectivamente, às feições de alargamento e estrangulamento, responsáveis pela quebra na monotonia da espessura desses magmatitos (Figura 12). As dimensões máximas registradas são da ordem de centenas de quilômetros de comprimento e centenas de metros de largura. Em seções de reflexão sísmicas, podem ser reconhecidos pela ausência de reflexões ao longo de uma faixa vertical ou próximo da vertical, conhecida como “zona cega”.

5.1.2. *Soleiras (sills)*

Soleiras ou *sills* são intrusões ígneas tabulares que se posicionam paralela ou subparalelamente ao acamamento ou xistosidade da rocha encaixante. Apesar de estes plutonitos situarem-se quase sempre na posição horizontal (ou próximo dela) nas bacias paleozóicas brasileiras, esta não é uma condição necessária para caracterizar uma soleira. Porções inclinadas são também consideradas partes integrantes de soleiras. Possuem

espessuras relativamente pequenas em comparação as suas dimensões paralelas à estrutura planar da hospedeira (Mizusaki & Conceição, 1988) *apud* Conceição et al. (1993, p.62). Constatam-se valores da ordem de dezenas de quilômetros para centenas de metros de espessura. De acordo com Billings (1972) *apud* Conceição et al. (1993, p.62), a razão entre essas dimensões deve ser superior a dez para tipificar uma soleira.

Em seções sísmicas, as soleiras são identificadas por refletores muito bem definidos, concordantes com as demais reflexões e de forte amplitude (Zalán *et al.* 1985) *apud* Conceição et al. (1993, p.62). Normalmente as camadas por elas intrudidas representam seções com alto grau de fissilidade.

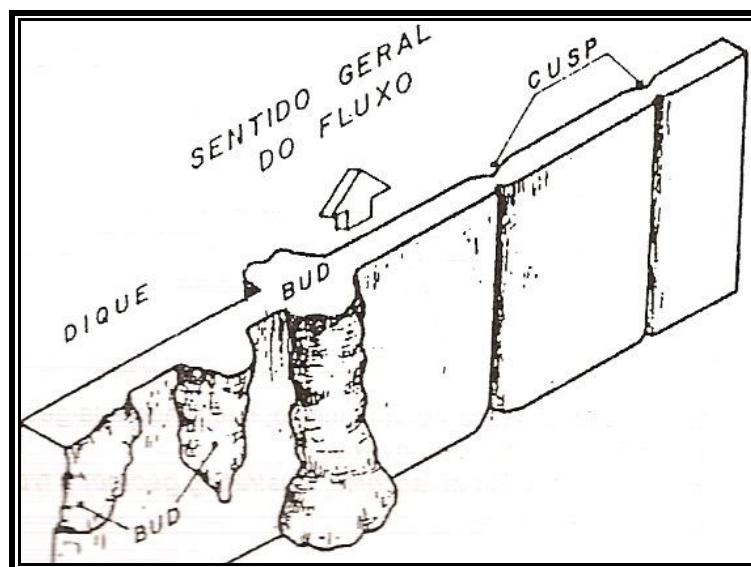


Figura 12. Representação esquemática de um dique, mostrando buds, cusps e a direção geral de fluxo magmático durante a intrusão. (Conceição *et al.* 1993)

5.1.3. *Lacólitos*

Caracteriza-se por corpos intrusivos concordantes, de base plana e topo convexo com planta circular ou lingular (Figura 13). Billings (1972) *apud* Conceição et al. (1993, p.62) acredita que há uma transição entre uma soleira e um lacólito típicos, este último com uma relação diâmetro/espessura sempre inferior a dez. Geralmente, esses corpos possuem algumas centenas de metros de espessura e alguns quilômetros de extensão.

Uma das características sísmicas mais marcante de um lacólito é a ausência de sinais no núcleo da estrutura flanqueadas por zonas de divergência de refletores, conforme Crone *et*

al. (1985) *apud* Conceição et al. (1993, p.62). As feições observadas em *New Madrid*, no Arkansas (EUA), a estrutura anticlinal restringe-se à porção superior do intervalo estratigráfico, permanecendo horizontais os refletores abaixo da intrusão.

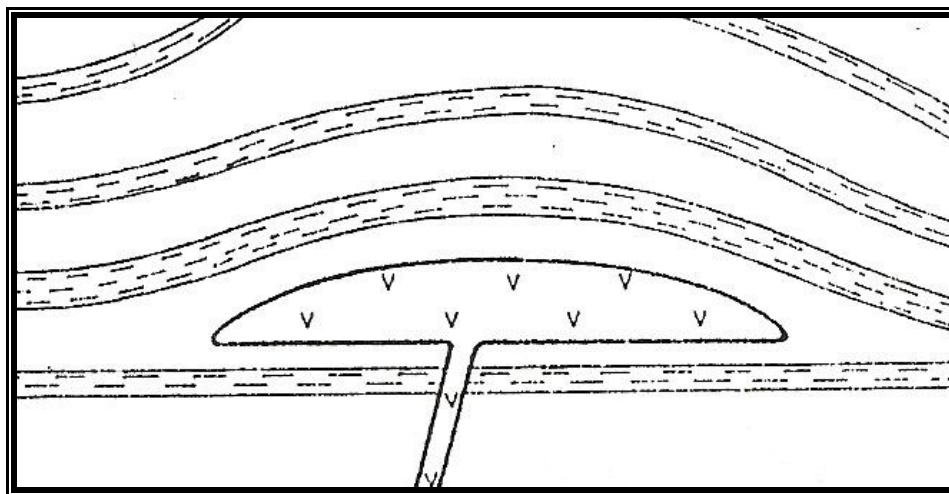


Figura 13. Seção esquemática de um lacólito, ilustrando sua geometria típica de lente plano-convexa. (Conceição *et al.* 1993).

5.1.4. *Bismáritos*

Constituem um tipo especial de lacólito, cujos limites são definidos por planos de falhas arqueadas. Através dessas falhas os estratos sobrejacentes são erguidos, como em um *horst*, gerando o espaço necessário para o posicionamento da intrusão (Figura 14). Diferenciam-se dos lacólitos comuns por apresentarem terminações laterais bem mais abruptas do que aqueles plutonitos. Segundo Billings (1972) *apud* Conceição et al. (1993, p.63) muitos corpos podem apresentar simultaneamente características de lacólitos e bismáritos, ou seja, as rochas sobrejacentes podem ser soerguidas por arqueamentos em alguns lugares e por falhamentos em outros.

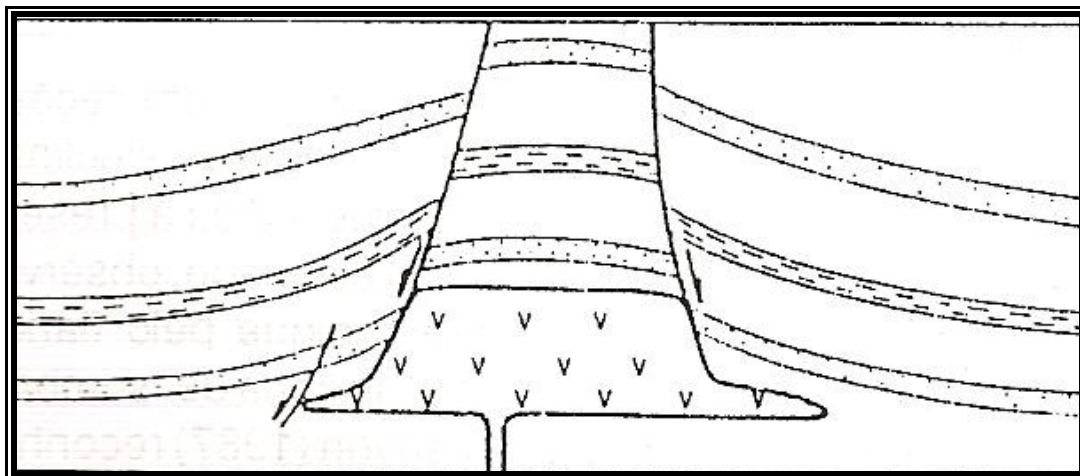


Figura 14. Seção esquemática de uma intrusão ígnea em forma de bismálito resultando em Hortos sobreposto. (Conceição *et al.*, 1993).

A classificação proposta por Conceição *et al.* (1993) para as deformações das rochas encaixantes em função dos plutonitos intrusivos foram realizadas mediante seus estilos estruturais mostrados na Tabela 4.

Rochas Intrusivas	Estruturas Associadas
DIQUES	Sinclinal Periférico Anticlinal Periférico Anticlinal Sobreposto Dobras e Falhas Reversas Falhas Normais Escalonamento por Salto
SOLEIRAS E LACÓLITOS	Estrutura Dômica Domo com Falhas Reversas Dobras com Falhas Reversas Escalonamento por Salto
BISMÁLITOS	<i>Horst</i> Sobreposto
CUNHAS E APÓFISE	Flexão Lateral Flexão na Base da Intrusão Flexão no Topo da Intrusão

Tabela 4. Proposta de classificação dos estilos estruturais (Conceição *et al.* 1993).

5.1.5. *Cunha e Apófise*

A Cunha se caracteriza por apêndices que se projetam na rocha encaixante a partir de qualquer corpo magmático intrusivo principal. O termo “apófise” é geralmente utilizado quando sua geometria afasta-se de uma cunha típica (Conceição & Zalán, 1990) *apud* Conceição et al. (1993, p.63). É muito freqüente o surgimento de cunhas magmáticas nos flancos de diques e no topo e base de plutonitos horizontais, como soleiras e bismálitos. Suas dimensões são normalmente pequenas em relação aos corpos de origem, o que torna muito difícil a definição em seções de reflexão sísmicas.

São várias as estruturas associadas às rochas intrusivas, porém, para este trabalho será descrito somente as estruturas associadas a soleiras, lacólitos e bismálitos, pois estas teriam maior relação com a anomalia circular da cidade de Manaus.

Estruturas dômicas são formadas pelo arqueamento das camadas sedimentares sobrepostas, amoldando-se a forma geral de lente plano-convexa dos lacólitos (Figura 13). Os estratos imediatos acima da intrusão adquirem mergulho divergente em todas as direções, sofrendo deslocamento máximo onde o lacólito é mais espesso, geralmente na parte central do magmatito. Nas bordas da intrusão, o deslocamento dos estratos é menor, mas o campo de esforços pode gerar fraturas, eventualmente preenchidas por magma, originando diques circulares secundários. As falhas de plano de acamamento, presentes nessa estrutura, possuem maiores rejeitos justamente nas zonas periféricas da intrusão, podendo ser responsáveis pelo escalonamento lateral dos diques secundários (Figura 15).

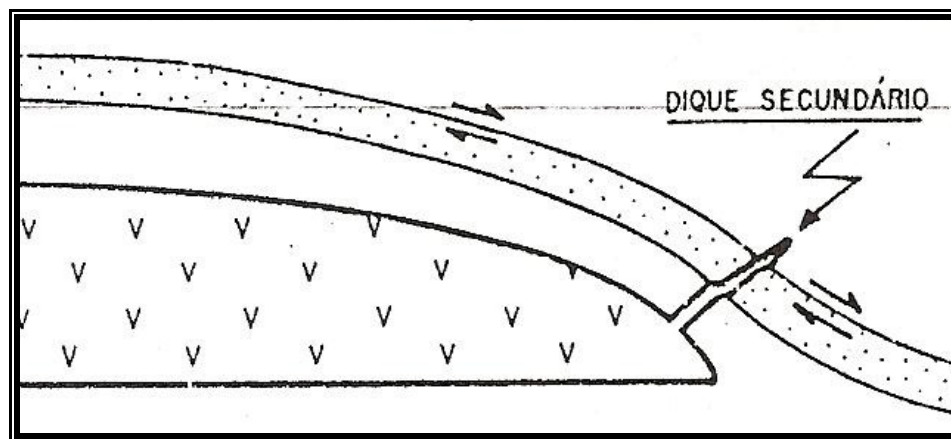


Figura 15. Detalhe de lacólito com estrutura dômica, ilustrando um dique secundário escalonado devido às falhas de plano de acamamento. (Conceição *et al.* 1993)

Essas estruturas têm dimensões compatíveis com as dos lacólitos, atingindo alguns quilômetros de extensão e poucas centenas de metros de fechamento vertical. A forma dômica dos refletores sísmicos, amoldados à geometria lenticular dos lacólitos sobrepostos a refletores subhorizontais e não-deformados, constitui um padrão sísmico característico (Figura 16). A forma de lente biconvexa dos lacólitos observada resulta do efeito de *pull up* da base plano-horizontal do lacólito. Nos mapas de contorno estrutural, essa feição traduz-se por uma simples estrutura circular ou lingular (Figura 17).

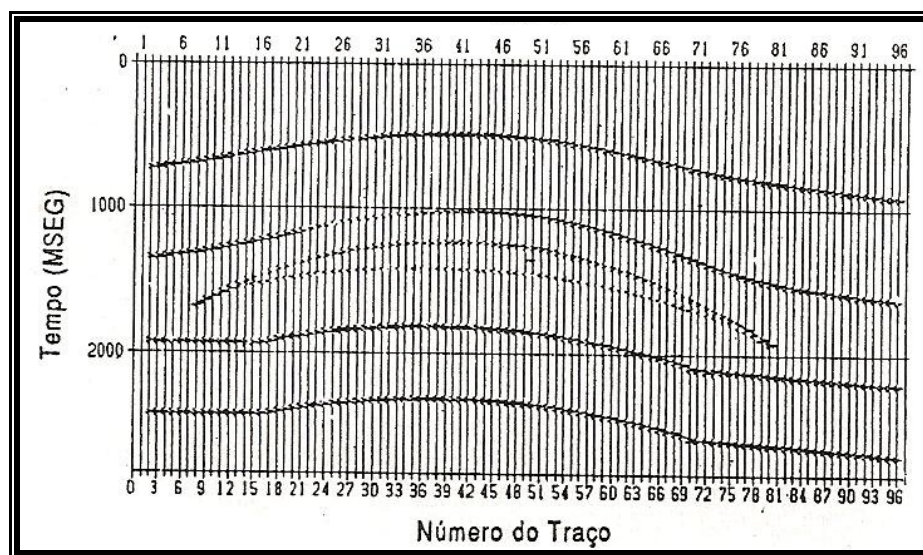


Figura 16. Linhas sísmicas sintéticas de um lacólito com estrutura dômica. (Conceição *et al.* 1993).

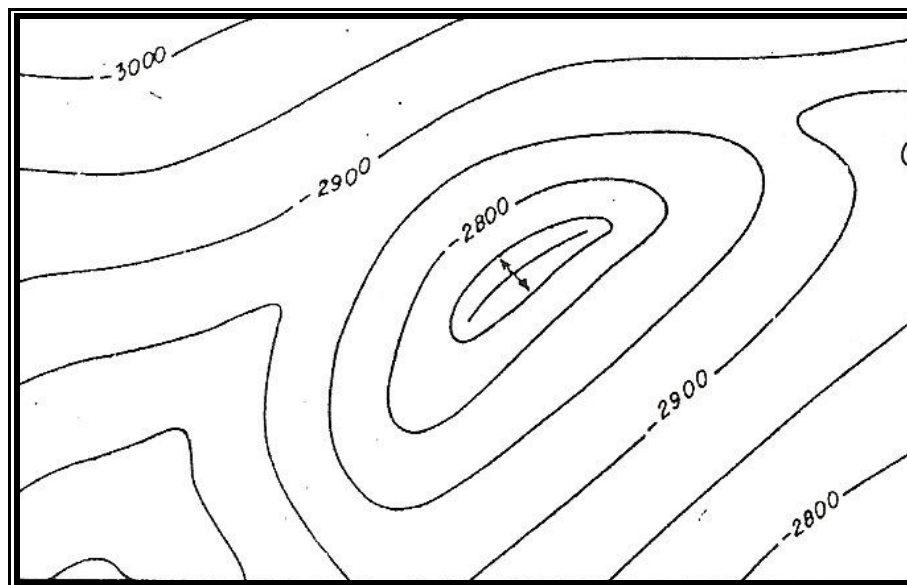


Figura 17. Mapa de contorno estrutural, esquemático ilustrando uma estrutura dômica associada à intrusão de um lacólito. (Conceição *et al.*, 1993).

O Domo com falhas reversas é considerado um estilo estrutural e variação da estrutura dômica, onde o arqueamento dos estratos foi acompanhado pelo surgimento de falhas reversas semicirculares. A progressão lateral da intrusão engloba a extremidade inferior das falhas, que são tão novas quanto mais extensas ao plutonito (Figura 18). Intrusões relativamente rasas, grande velocidade de magma e hospedeiras rúpteis favorecendo o desenvolvimento das falhas reversas.

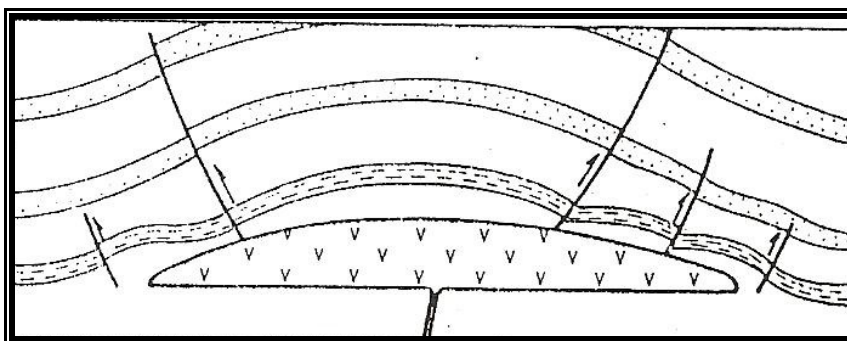


Figura 18. Lacólito com domo e falhas reversas. Notar a assimilação das falhas mais antigas pela intrusão. (Conceição *et al.*, 1993).

Como no caso das estruturas dômicas, as dimensões dos domos com falhas reversas podem chegar a alguns quilômetros de diâmetro, com fechamento vertical de centenas de metros. A resposta sísmica desse estilo estrutural é bastante semelhante à estrutura dômica, descrita anteriormente. A descontinuidade dos refletores sobrepostos à intrusão, deslocados por falhas reversas, caracteriza a diferença entre os dois padrões (Figura 19).

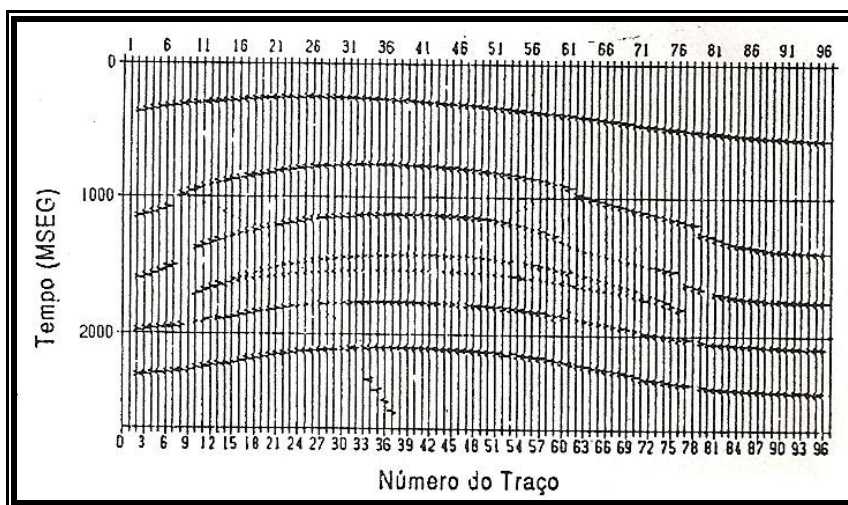


Figura 19. Linhas sísmicas sintéticas de um lacólito com domo de falhas reversas. (Conceição *et al.*, 1993).

Nos mapas de contorno estrutural, os domos com falhas reversas são caracterizados por estruturas circulares ou elípticas fechadas, limitadas em quase todas as direções por falhas reversas semicirculares (Figura 20).

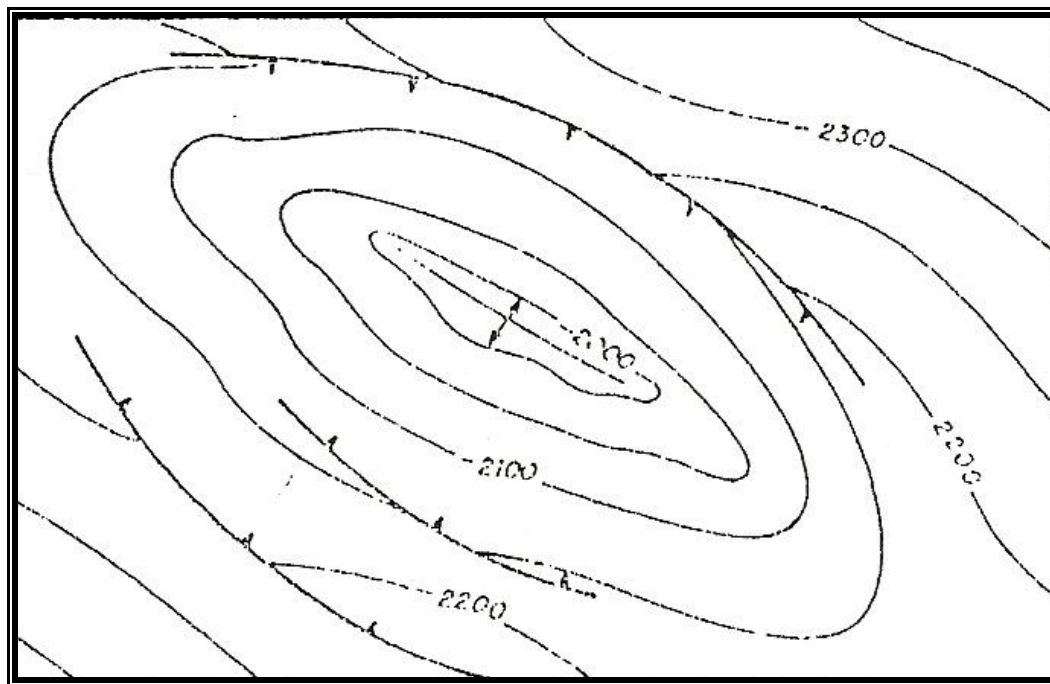


Figura 20. Mapa de contorno estrutural esquemático, ilustrando uma estrutura em dôm com falhas reversas, associada à intrusão de um lacólito. (Conceição *et al.* 1993).

Dobras com falhas reversas são estruturas causadas pela deformação das camadas sedimentares sobrejacentes a uma soleira, formada por dobras relativamente apertadas, de pequeno comprimento de onda, eventualmente deslocada por falhas reversas (Figura 21). A diferença fundamental entre os domos com falhas reversas e as dobras com falhas reversas é que os primeiros estão associados aos lacólitos, ao passo que estas se associam às soleiras. Devido à alta razão diâmetro/espessura, as soleiras deformam os estratos sobrepostos de forma quase tabular, com fechamento vertical muito pequeno, disfarçando ao longo de grandes extensões. Os lacólitos, por outro lado, confinam grandes espessuras em limites areais restritos, o que resulta em baixa razão diâmetro/espessura, ressaltando sua forma lenticular plano-convexa. Essa geometria é, então, transmitida para as rochas encaixantes sobrejacentes sob a forma de domos.

A vergência das dobras presentes nas camadas sedimentares contíguas às soleiras, provavelmente, indica a direção do fluxo magmático durante a intrusão, em sua essência

horizontal nas soleiras. Nas estruturas adjacentes aos lacólitos, esse tipo de deformação não foi ainda constatado, talvez devido ao fluxo predominantemente vertical, que caracteriza os lacólitos. As dobras com falhas reversas distribuem-se por toda área de ocorrência das soleiras, mas afetam apenas as camadas bem próximas à intrusão. Essa característica praticamente inviabiliza o seu reconhecimento em seções sísmicas e em mapas de contorno estrutural.

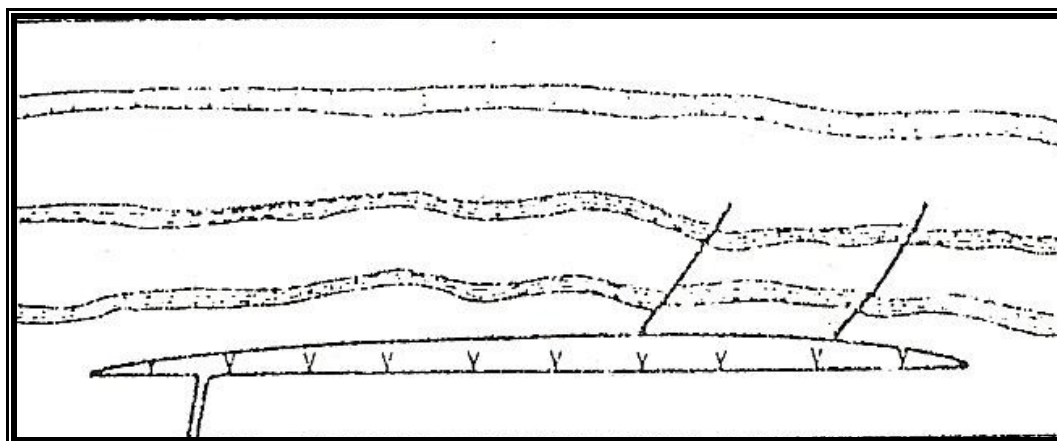


Figura 21. Soleiras com dobras e falhas reversas. (Conceição *et al.* 1993).

Na busca de horizontes que ofereçam menor resistência às intrusões concordantes, o magma pode deslocar-se para cima ou para baixo na coluna sedimentar, realojando-se em níveis horizontais mais físseis. O estilo estrutural resultante desse processo é denominado de “Escalonamento por salto” ou, simplesmente, “salto de soleira” (Figura 22).

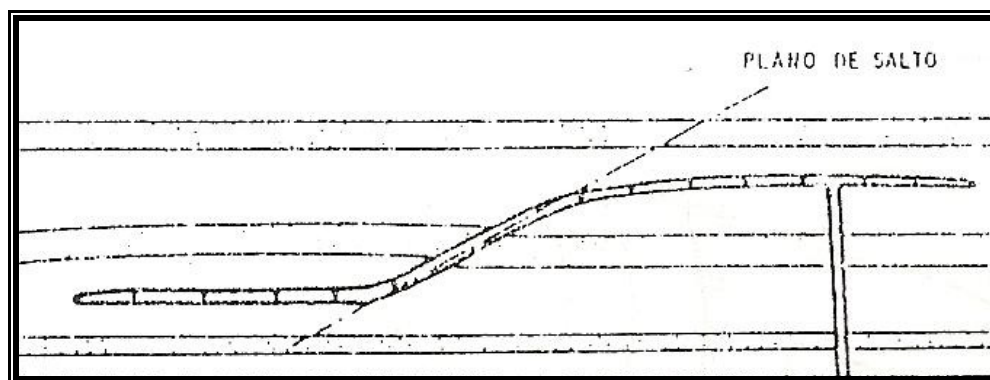


Figura 22. Soleiras escalonada por salto. (Conceição, 1993).

Essa feição é caracterizada pela mudança no nível estratigráfico de intrusão de uma soleira, sendo os dois horizontes unidos por um segmento, cujo ângulo de mergulho varia de baixo a médio (10° a 40° , segundo Zalán *et al.* 1985 *apud* Conceição *et al.* (1993, p.75)), o qual foi denominado “plano de salto”. As extremidades das camadas truncadas pelo plano de salto apresentam-se ligeiramente deslocadas entre si, tal como um rejeito de mergulho de falha reversa. A extensão do plano de salto pode ser superior a três quilômetros, com desnível vertical de algumas centenas de metros.

A expressão sísmica de uma soleira escalonada por salto é bastante peculiar. Caracteriza-se por fortes refletores posicionados em tempos sísmicos distintos, unidos por um segmento inclinado de baixo a médio ângulo. A comparação entre linhas sísmicas sintéticas e um exemplo real ilustrados, respectivamente, nas Figuras 23 e 24, revela alto grau de correlação.

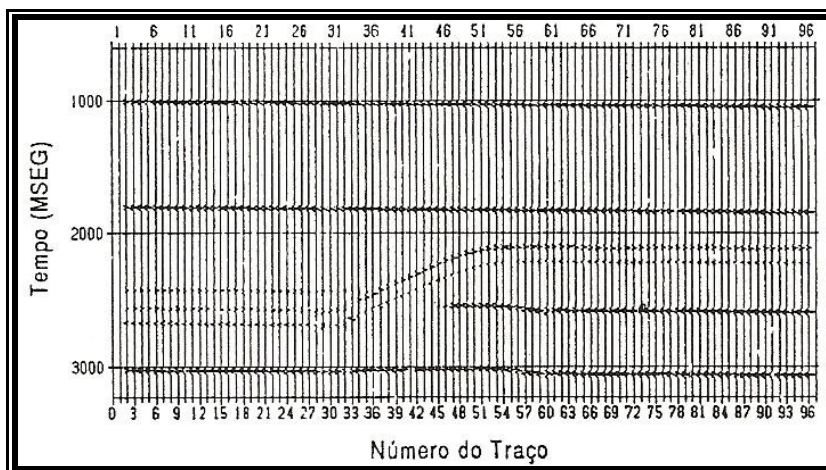


Figura 23. Linhas sísmicas sintéticas de uma soleira escalonada por salto. (Conceição *et al.* 1993).

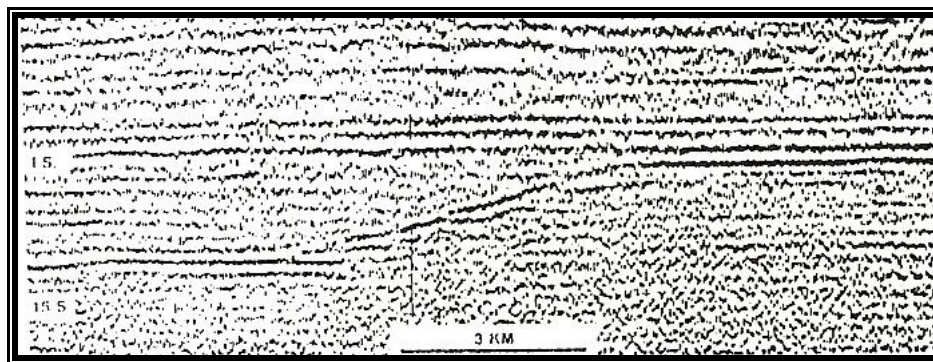


Figura 24. Linhas sísmicas 59-RL-90, Bacia do Maranhão, ilustrando uma soleira escalonada por salto. (Conceição *et al.* 1993)

Similar aos diques escalonados por salto, essa feição também não se notabiliza pela deformação que imprime na rocha encaixante. A importância de sua identificação advém do fato de que o calor emanado por uma soleira eventualmente pode ser responsável pela geração de hidrocarbonetos ou pela senilização da geradora. Pode, também, destruir acumulações preestabelecidas, craqueando hidrocarbonetos, quando alojada em reservatórios. Assim, é aconselhável que se tenha perfeito controle estrutural das soleiras nas áreas de exploração de hidrocarbonetos, rastreando nas seções sísmicas seus segmentos horizontais e, principalmente, seus planos de salto.

Como estruturas associadas a Bismálitos, Conceição *et al.* (1993) descreve o Horst Sobreposto. O termo *horst*, já consagrado na Geologia, é normalmente usado para caracterizar blocos individualizados por falhas normais, que se mantiveram soerguidos em relação aos adjacentes. Na tectônica intrusiva, os *horsts* são diretamente associados às porções superiores dos bismálitos, dos quais eventualmente herdam as falhas normais (Figura 14). Pode-se dizer, em outras palavras, que os *horsts* são blocos soerguidos pela intrusão de bismálitos, podem ser total ou parcialmente limitados por falhas normais. As camadas que permanecem no mesmo nível da intrusão, normalmente, arqueiam-se gerando sinclinais periféricos, chegando a registra mergulhas de cerca de 40° .

O tamanho dessa estrutura é proporcional as dimensões dos próprios bismálitos. Os *horsts* podem atingir alguns quilômetros de extensão, com rejeitos verticais de poucas centenas de metros. Sismicamente, esse estilo estrutural assemelha-se a um horst comum, com falhas normais, limitando um bloco soerguido em relação às laterais abatidas. Como se observa no modelo sintético (Figura 25), o reconhecimento do corpo intrusivo não é imediato, prendendo-se à sutileza da polaridade negativa na base da intrusão. As falhas normais, que são bem visíveis na parte superior da estrutura, podem ser desta forma erroneamente prolongadas até o refletor basal, que se mostra deslocado exclusivamente devido ao efeito de velocidade na rocha intrusiva (*pull up*).

Os *horsts* associados aos bismálitos são mapeados estruturalmente da mesma forma que os comuns. O traço das falhas em planta pode ser ligeiramente curvo, aproveitando o plano de falha que delimita a intrusão sotoposta, mas essa feição por si só não é suficiente para que seja inferida à presença do corpo ígneo (Figura 26).

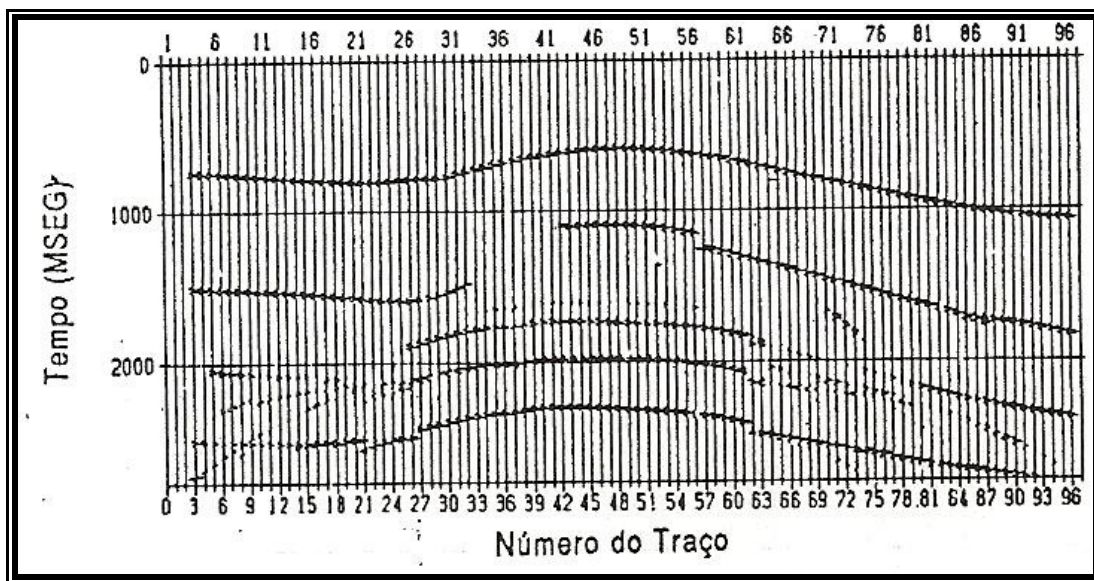


Figura 25. Linhas sísmicas sintéticas de um *horsts* associado à intrusão de um bismálio. (Conceição *et al.* 1993).

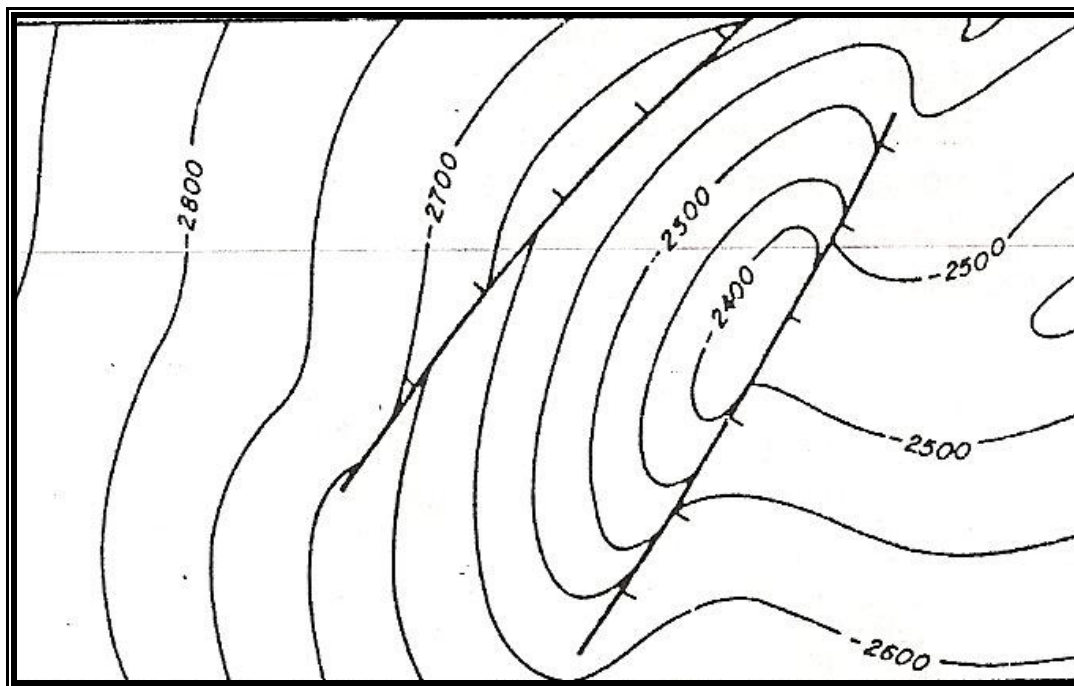


Figura 26. Mapa de contorno estrutural esquemático de um horst associado à intrusão de um bismálio. (Conceição *et al.* 1993).

Estudos a cerca de intrusões de diques e soleiras de diabásios em estratos sedimentares no Atlântico Nordeste e Sul da África foram descritos por Jamteveit *et al* (2004). Conforme os citados autores, as observações em campo e inferências dessas estruturas em perfis sísmicos revelaram estruturas hidrotermais ou *vents* gerados logo após a intrusão do material magmático em rochas sedimentares porosas e sedimentos inconsolidados.

Jamteveit *et al.* (2004) descreveram essas feições no contato com as soleiras, como processos de fluidização e migração de grandes volumes de água de poros em direção a superfície, criando um sistema hidrotemal. Nesse sistema, estruturas verticais são formadas na extremidade das soleiras e estendem-se até a superfície, terminando com a formação de estruturas em olho. A interpretação dessa feição decorre de erupções hidrotermais similares a vulcões de lama (*mud-volcanoes*) que podem atingir alguns quilômetros em diâmetro. (Figura 27).

Planke *et al.* (2005) caracterizam o complexo hidrotermal *vent* composto de uma parte superior e uma parte inferior. A primeira pode assumir as formas de cratera, domo ou olho, e a segunda assume a forma de um duto cilíndrico que conecta a soleira a parte superior (Figura 28).

Neumann *et al.* (2003) comentam que o contínuo conhecimento dos parâmetros que controlam a intrusão de magmas e de complexos intrusivos geram importantes informações sobre os caminhos de migração de fluídos e desenvolvimentos térmicos e estrutural de bacias vulcânicas, as quais possuem grande implicação sobre os recursos petrolíferos e hidrogeológicos. Segundo estes autores, as estruturas magmáticas presentes em bacias vulcânicas são: diques, soleiras, *transgressive sheets* (soleiras que cruzam a estratigrafia das camadas), vulcões, *peperitos* (mistura de sedimentos com lavas de derrame), fissuras (derrames) e *vents* (produto de hidrotermalismo provocado pela ação térmica de soleiras em sedimentos), conforme podem ser observados no bloco diagrama esquemático da Figura 29.

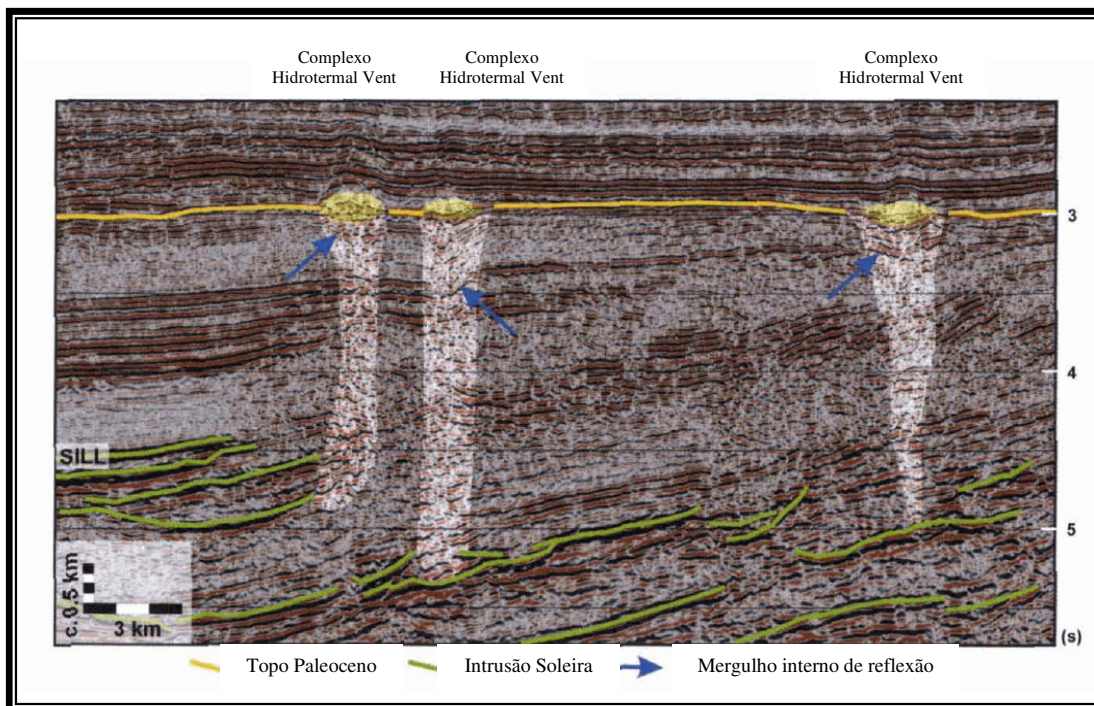


Figura 27. Exemplos de Complexo Hidrotermal tipo vent em seção sísmica (Jamtveit *et al.* 2004).

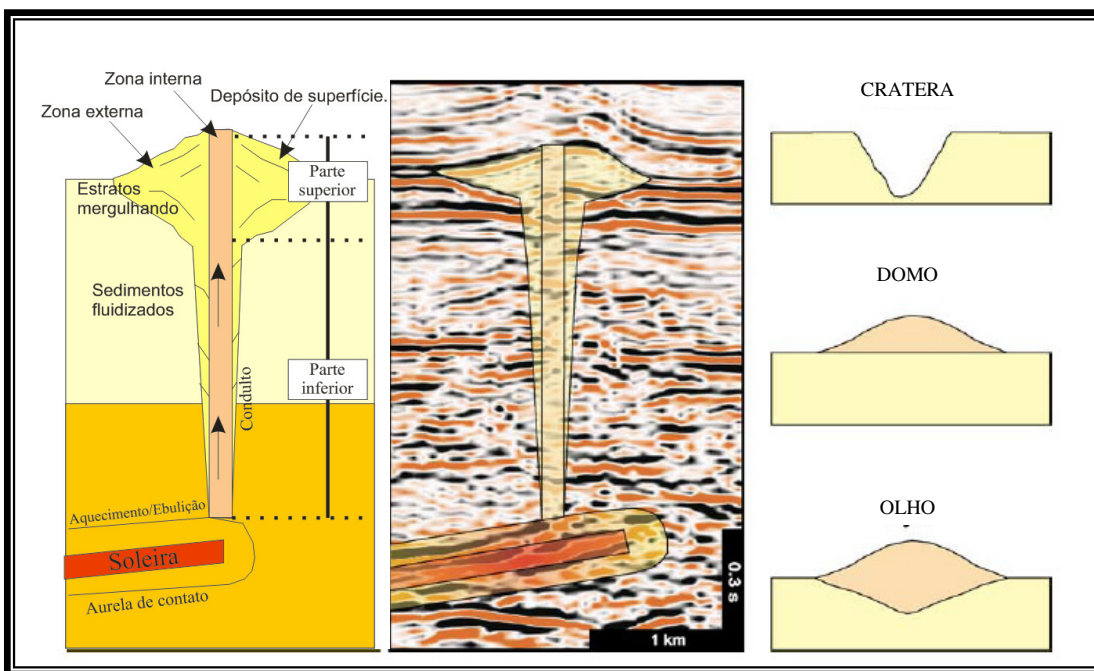


Figura 28. Representação esquemática e exemplo sísmico de um Complexo Hidrotermal tipo vent. (Planke *et al.* 2005).

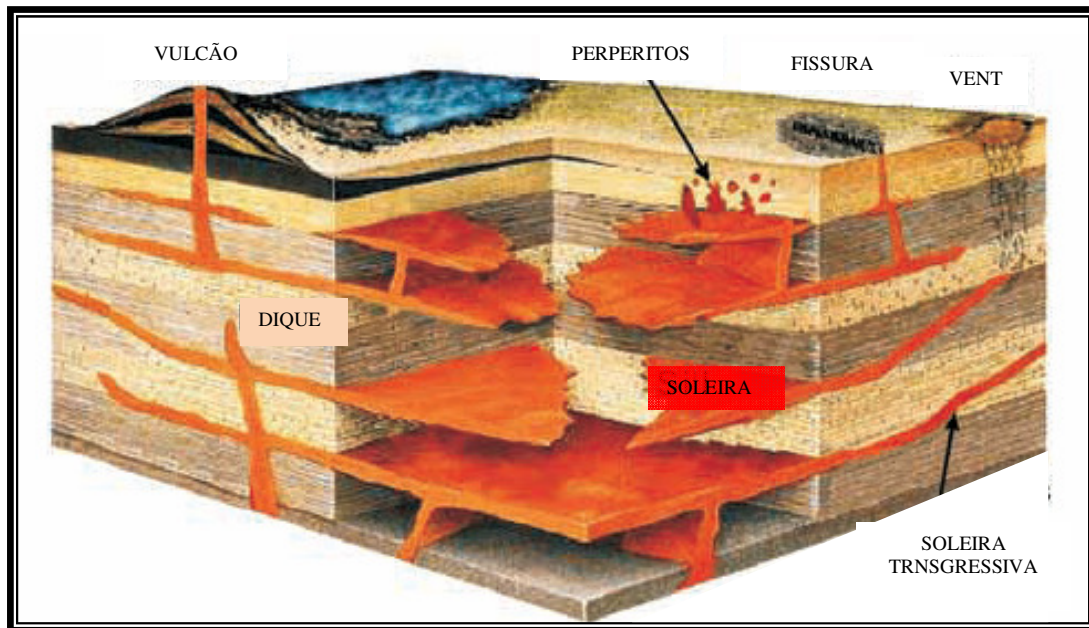


Figura 29. Representação esquemática em bloco diagrama das estruturas magmáticas em bacias vulcânicas (Neumann *et al.* 2003).

6. CONTEXTO GEOLÓGICO E GEOMORFOLÓGICO REGIONAL

6.1. Bacia do Amazonas

A área de estudo está compreendida na Bacia do Amazonas, uma bacia formada em uma depressão de área cratonizada dentro da plataforma continental, com cerca de 500.000 km², na porção norte do Brasil (Caputo 1984; Caputo *et al.*, 1972 e Cunha *et al.*, 1994). Essa estrutura geotectônica está encaixada entre os escudos do Brasil Central, ao sul, e das Guianas, ao norte, limitada a leste e a oeste pelos arcos regionais de Gurupá e Purus, que separam a Bacia do Amazonas das bacias do Marajó e do Solimões, respectivamente. (Figura 30). A Bacia do Amazonas possui forma alongada na direção WSW-ENE e esta preenchida com sedimentos do Proterozóico e fanerozóicos, além de rochas intrusivas, que atingem mais de 6.000 m de espessura nas partes mais profundas dessa área sedimentar.



Figura 30. Localização da Bacia do Amazonas no contexto da Plataforma Sul Americana, no Cráton Amazônico (Silva, 2005).

O substrato proterozóico que suporta essa pilha sedimentar é constituído por faixas móveis acrescida a um núcleo mais antigo, denominado Província Amazônia Central (Cordani *et al.*, 1984). A porção ocidental desse substrato está representada pela Faixa Móvel Rio Negro-Juruena, composta por rochas graníticas e metamórficas, recobertas pelos sistemas alúvio-flúvio-lacustre tafrogênico do Grupo Purus. Na porção oriental, o embasamento é constituído pelas rochas graníticas e metassedimentares da Faixa Móvel Maroni-Itacaiúnas.

A evolução deposicional da Bacia do Amazonas caracteriza-se por cinco seqüências bem marcadas, conforme pode ser observado na Figura 31.

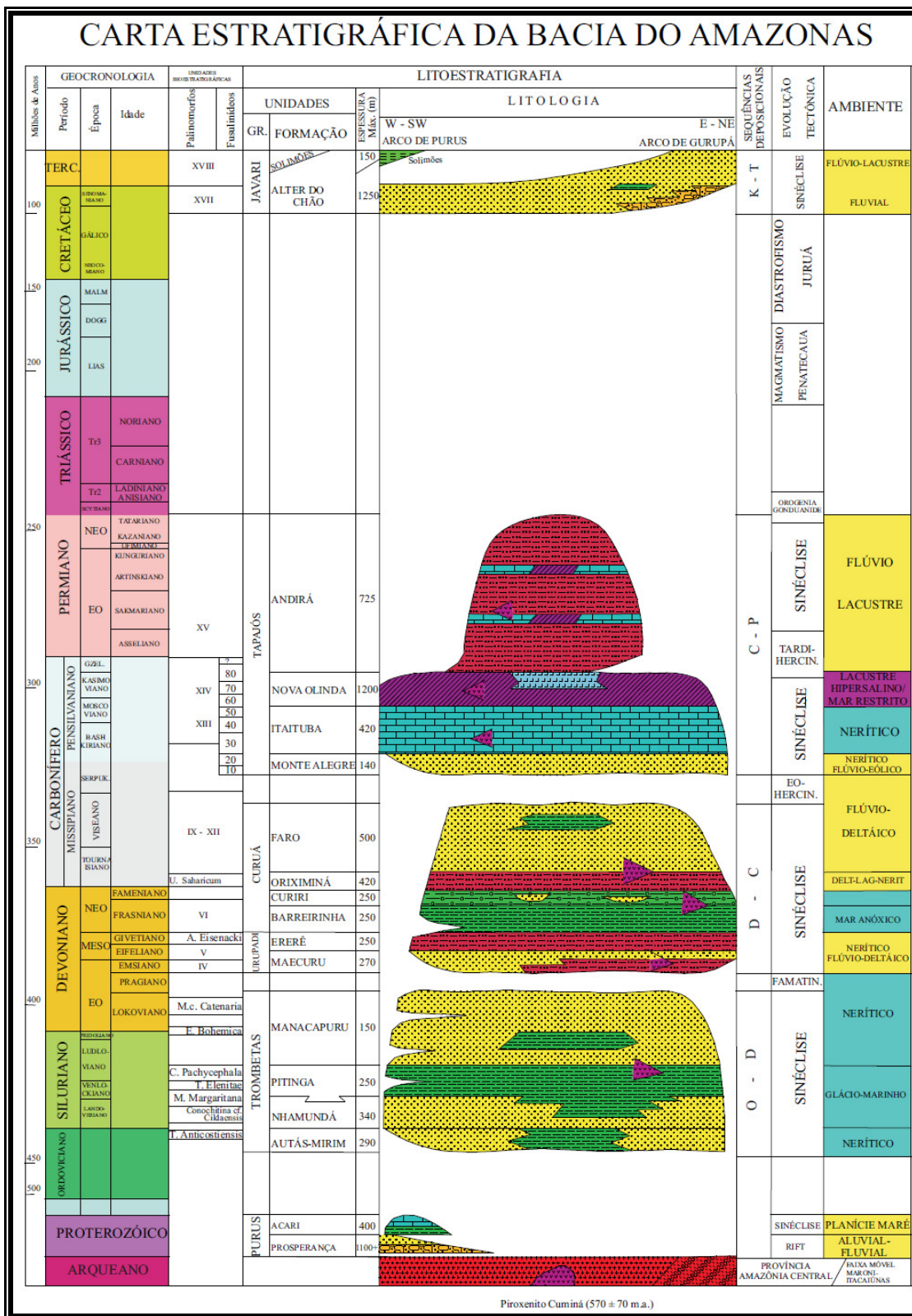


Figura 31. Carta estratigráfica da Bacia do Amazonas, segundo Cunha *et al.* (1994).

A primeira fase de deposição Ordoviciano-Devoniana (Grupo Trombetas) está representada por folhelhos marinhos, arenitos diamictitos depositados durante a glaciação siluriana que afetou grandes áreas do continente Gondwana. As datações dessa sequência provêm de análises bioestratigráficas em quitinozoários (Cunha *et al.*, 1994). Esse grupo está constituído pelas formações Autás-Mirim, Nhamundá, Pitinga e Manacapuru.

Após a discordância relacionada à Orogênia Caledoniana, deu-se a segunda fase, com um novo ciclo transgressivo-regressivo ocorreu na bacia, desta vez com a deposição dos grupos Urupadi e Curuá. Nesse estágio ocorreu sedimentação marinha com incursões glaciais, com extensão às bacias africanas e sem conexão com a Bacia do Solimões.

A terceira fase foi constituída por um novo ciclo deposicional transgressivo-regressivo entre o Neocarbonífero e Neopermiano, o qual foi associado a mudanças climáticas significativas, de frio para quente e árido. Este ciclo é representado pelo Grupo Tapajós, o qual compreende as formações Monte Alegre, Itaituba e Nova Olinda (Santos *et al.*, 1975). Os depósitos de sal presente na Bacia do Amazonas são denominados de Sequência Evaporítica, conforme Szatmari *et al.* (1975) *apud* (Costa & Wanderley Filho (2008, p. 209).

Costa & Wanderley Filho (2008) descrevem que as feições halocinéticas mantêm estreita relações com o regime de falhamentos transcorrentes vigentes durante os pulsos tectônicos cenozóicos nela atuantes. As dobras irregulares e complexas observadas nos níveis de evaporitos da Formação Nova Olinda, resultaram na plasticidade e mobilidade das camadas de sal intrudidas por soleiras de diabásio.

Segundo os autores, o fenômeno de movimento de sal na Bacia do Amazonas tem sido investigado superficialmente, mas cita vários pesquisadores que desempenharam estudos ao longo do tempo e comentam que a complexidade estrutural que se observa na sequência correspondente aos evaporitos da Formação Nova Olinda, intrudidas por diques e soleiras de diabásio, advém do momento em que a bacia estava submetida ao amplo magmatismo mesozóico, cuja idade (Ar/Ar) é de 217,6 Ma correspondente ao Triássico Superior (Szatmari, 1996) *apud* Costa & Wanderley Filho (2008, p. 215). Esse evento magmático permitiu que as camadas de sal experimentasse temperaturas (1000 – 1100 °C) bem superior à fusão da halita, favorecendo uma maior plasticidade e alta capacidade de fluxo, propiciando a mobilidade das camadas de sal. A dissolução do sal por efeito térmico foi assim descrita por Szatmari *et al.* (1975) Costa & Wanderley Filho (2008, p. 211-212): “Nas áreas onde as intrusivas atravessaram camadas aquíferas (siltitos e arenitos), a água contida nestes sedimentos vaporiza-se, formando uma frente de vapor e água térmica, envoltório do diabásio durante a sua intrusão. Esta frente, até se torna saturada com halita, é um solvente poderoso. Devido a

sua atuação, a intrusão é frequentemente precedida pela completa dissolução das camadas de cloretos, resultando uma substituição, volume por volume, dos sais por diabásio”.

A maior diversidade e complexidade estrutural ocorrem preferencialmente na área destacada do mapa na região entre a calha central e as linhas que delimitam os flancos norte e sul da bacia o que exclui eventos desta natureza para a cidade de Manaus (Figura 32).

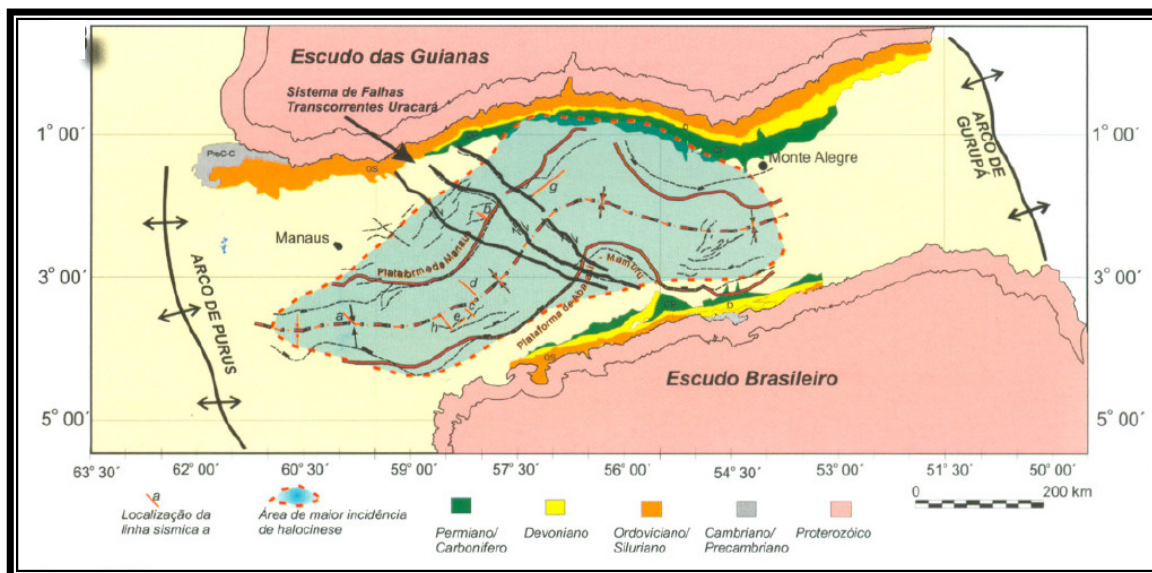


Figura 32. Mapa do arcabouço estrutural da Bacia do Amazonas ressaltando a áreas de maior incidência de halocinese (Costa & Wanderley Filho 2008).

A orogênese Gonduanide relacionada à colisão final dos continentes Laurásia e Gondwana afetou a porção setentrional da América do Sul no Neopermiano-Eotriássico. Em consequência, esforços de direção norte-sul podem ter fraturado o Escudo das Guianas e, afetado transversalmente a bacia amazônica, provocando um soerguimento generalizado e originando uma discordância regional que se estende até a Bacia do Paraná.

Posteriormente no período compreendido entre o Jurássico e Cretáceo, a Bacia do Amazonas sofreu intenso magmatismo do evento Penatecaua e o Diastrofismo Juruá que proporcionaram a intrusão de inúmeros diques básicos seguido por um relaxamento tectônico.

Cunha *et al.* (1994) comentam que essas manifestações foram associadas a um evento no Eojurássico, datado por Mizusaki *et al.* (1994) em torno de 170 e 120 Ma. A primeira manifestação corresponde à fase final do evento Gonduanides, cujas fraturas geradas ou reativadas seriam preenchidas durante o processo de abertura do Oceano Atlântico e separação Brasil-África (Evento Sul-Atlântico de Almeida *et al.*, 1977).

Mizusaki & Thomaz Filho (2004), ao reunir os diversos trabalhos de pesquisa do Prof. Fernando Marques de Almeida, possibilitaram mostrar sua visão, já há tempos mencionada, sobre o magmatismo pós-paleozóico resultante da Tectônica de Placas e nesse contexto diferenciou esse intenso magmatismo em três fases que se sucederam no tempo geológico. A primeira delas denominada de Magmatismo Permo-Triássico de caráter predominantemente básico e de ocorrências mais restrita na região Amazônica, com raros eventos de tendência alcalina. A fase que se seguiu foi denominada de Magmatismo Juro-Cretáceo de caráter básico alcalino e ocorrência generalizada no Brasil, tendo atingido o clímax no Cretáceo Inferior, quando da fragmentação continental. A última fase, denominada de Magmatismo Neocretáceo a Paleógena/ Neógena, inclui a maioria das manifestações magmáticas alcalinas no Brasil, tendo como ocorrências mais novas aquelas posicionadas no Mioceno.

O magmatismo básico nas bacias sedimentares paleozóicas brasileiras apresenta nomes diferentes. Assim, a Formação Penatecaua compreende esse evento magmático nas bacias do Solimões e Amazonas, o qual se correlaciona temporalmente com a Formação Mosquito (Juro-Triássica) e a Formação Sardinha, Eocretácea, ambas na Bacia do Parnaíba, e a Formação Serra Geral na Bacia do Paraná, conforme pode ser observado na Figura 33.

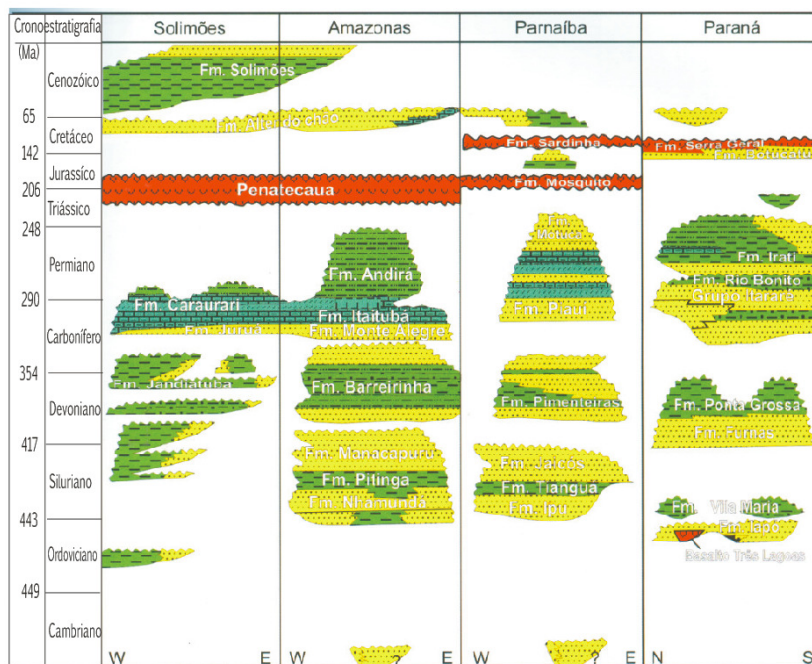


Figura 33. Cartas estratigráficas esquemáticas das bacias intracratônicas brasileiras mostrando correlação entre os principais eventos magmáticos. (Thomaz Filho & Mizusaki 2004).

De acordo com Thomaz Filho *et al.* (2008), comentaram acerca do rifteamento que causou a separação entre os continentes Sul-Americano e Africano, com base em 377 datações radiométricas (K/Ar) das rochas magmáticas básicas e alcalinas que ocorrem nas bacias sedimentares brasileiras. Estes mostraram vários estágios ou eventos desse magmatismo no Triássico, em torno de 215 Ma, e no Jurássico, por volta de 180 Ma (Figura 34). Estes magmatismo se caracterizam por intrusões de composição toleítica, os quais estão bem representados nas Bacias do Solimões e Amazonas (Figura 33). Entretanto os autores comentam que as bacias sedimentares paleozóicas brasileiras são caracterizadas pela carência de deformações estruturais intensas, normalmente associadas a faixas de dobramentos desenvolvidos pelos encontros de placas tectônicas.

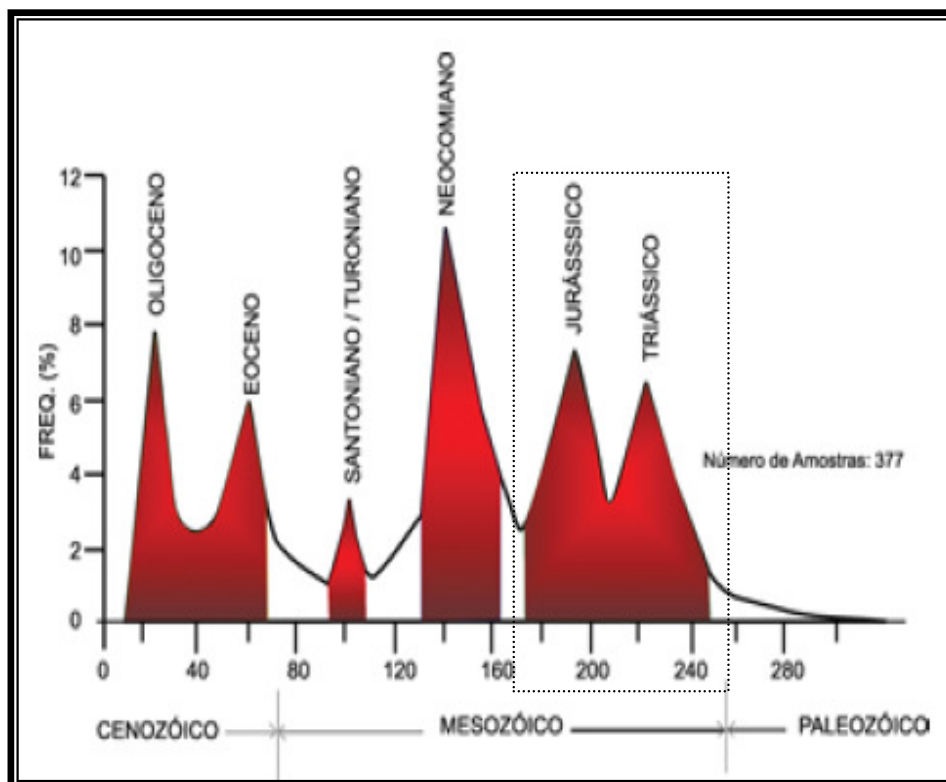


Figura 34. Datações radiométricas K/Ar de rochas magmáticas básicas e alcalinas e suas relações o tempo geológico destacando os dois grandes episódios que são bem representados pelas Bacias do Solimões e Amazonas. (Thomaz Filho *et al.* 2008)

Comentando a respeito do mapa de isólitias de diabásio Wanderley Filho *et al.* (2006) mostram que a espessura máxima das soleiras devem ter sido controladas pelos grandes altos estruturais edificados antes da intrusão das soleiras no Triássico. No Arco de Purus, por exemplo, há uma diminuição da espessura, enquanto no depocentro da bacia há um forte espessamento (Figura 35).

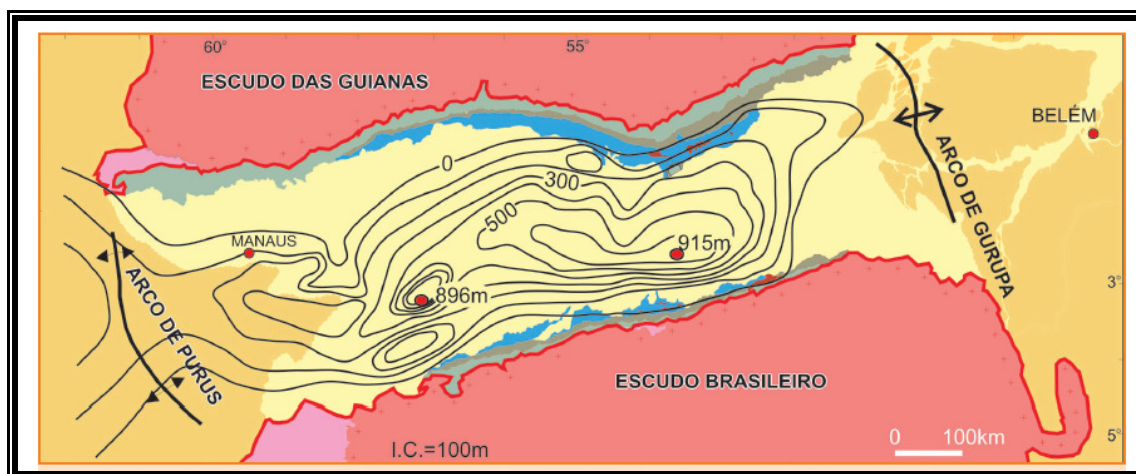


Figura 35. Mapa de Isólitias de diabásio dentro da sequência Permo-Carbonífera na Bacia do Amazonas (Wanderley Filho *et al.*, 2006).

A última fase de deposição sedimentar na Bacia do Amazonas foi devido a um relaxamento dos esforços compressoriais, os quais propiciaram sítios deposicionais para a implantação da Sequência Cretáceo-Terciária, representado pelo Grupo Javari, depositado diretamente sobre a superfície de discordância do topo do Paleozóico. No Neocretáceo instalou-se um sistema fluvial arenoso de alta energia, atuante até o Neogeno e estendendo-se até as bacias subandianas e, que resultou na deposição dos sedimentos da Formação Alter do Chão.

O clima mudou de árido para úmido e a drenagem corria provavelmente para oeste, em direção ao pretérito Oceano Pacífico. Com o soergimento da Cadeia Andina, esta região foi isolada no Paleogeno, e a conseqüente compensação isostática deslocou o depocentro terciário para a região subandina. Os rios cretáceos transformaram-se em lagos doces e rasos, alimentados por rios meadrantes de baixa energia e depositando pelitos com restos de conchas de moluscos e vegetais (Formação Solimões).

A Formação Alter do Chão é caracterizada pela presença de arenitos argilosos, argilitos arcósios, quartzo-arenitos e brechas intraformacionais, marcados por uma típica

coloração avermelhada. Aguiar *et al.*, (2002) identificaram quatro fácies sedimentares: argilosa, areno-argilosa, arenosa e “Arenito Manaus”, estas seções ocorrem como camadas subhorizontais com disposição lenticular, deformadas por falhas lítricas pós-cretáceas.

Esses níveis de intensa silicificação foram designados por Albuquerque (1922) como Arenito Manaus. Os sedimentos foram depositados em ambientes continental aquoso, com significativa contribuição flúvio-lacustrina em processo de imersão não profunda (Caputo *et al.*, 1972). Trata-se de depósitos descontínuos, onde apresentam uma brusca variação litológica vertical além de uma distribuição espacial irregular.

O arenito Manaus apresenta diversas exposições na área urbana, sendo mais conspícuas nas proximidades da praia da Ponta Negra e Cachoeira do Tarumã. Apresenta camadas com espessura que chegam até 10 metros apresentando fácies locais de natureza silicosa ou argilosa coloração vermelha ou roxa que se torna branca quando submetido a ação das águas ácidas, perdendo sua coerência. É constituído essencialmente de grãos de quartzo subangulares ou arredondados apresentando extinção ondulante em sua maioria, envoltos por cimento ferruginoso ou silicoso (Souza & Medeiros, 1972). De acordo com as investigações de Vieira & Nogueira (1997), em afloramentos na Praia da Ponta Negra e na rodovia BR-174, a Formação Alter do Chão se caracteriza por um sistema deposicional fluvial do tipo entrelaçado.

Sobreposto a esse pacote do “Arenito Manaus” são encontradas camadas estratificadas caulínicas e ferruginosas da porção incoesa da unidade Alter do Chão. Estas são as camadas esbranquiçadas e avermelhadas muito comuns nos barrancos observados em toda a cidade de Manaus. Tais materiais são camadas alteradas pelo intemperismo tropical úmido e que compreendem a parte superior da própria Formação Alter do Chão. Acima da linha de pedra o material argilo-arenoso amarelado homogêneo e sem estruturação é o nível de solo mais observado. O solo desta unidade é observado como um pacote espesso, com cerca de 8 a 10 metros, este solo é designado de latossolo amarelo. O nível do material orgânico para desenvolvimento da vegetação, pouco espesso, completa o perfil de solo na cidade de Manaus.

6.2. Geomorfologia da Cidade de Manaus

A cidade de Manaus (AM) está caracterizada pelo domínio morfoestrutural do Planalto Dissecado Rio Trombetas - Rio Negro e a Planície Amazônica, conforme Radambrasil (Nascimento *et al*, 1976; Costa *et al*, 1978) – (Figura 36). O Planalto Dissecado Rio Trombetas - Rio Negro, é composto por interflúvios e colinas tabulares dissecadas e topografia não superior a 100m, corresponde à área de afloramento da Formação Alter do Chão. Esta unidade morfológica compreende o relevo de colinas pequenas e médias dissecadas (em processo de erosão), onde os vales são estreitos e fechados e a drenagem é do tipo subdendrítica (Silva 2005). As áreas mais elevadas na cidade de Manaus estão no máximo a 100 metros acima do nível do mar.

De acordo com o mapa de unidades de relevo do Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística - IBGE (2006), essa região está inserida na unidade Planalto Rebaixado dos Rios Negro/Uatumã. Essa extensa unidade geomorfológica compreende a mesma morfologia definida anteriormente no projeto Radambrasil. Compreende ainda uma morfologia sustentada basicamente pelos depósitos da Formação Alter do Chão (Figura 37).

Nas margens dos rios Negro e Amazonas predominam a morfologia de falésias fluviais com cerca de 40 metros de cota. No entanto, é de se destacar que as colinas e os interflúvios se apresentam bem dissecados e alongados nas direções NW-SE e NE-SW. Na Planície Amazônica estão localizados os depósitos quaternários de planície de inundação, situados, no canal dos rios Solimões e afluentes, a uma altura inferior a 30m.

Silva (2005) exemplifica que a paisagem de Manaus está compartimentada em altitudes de 50 e 100 metros, destacando-se relevos de colinas e interflúvios orientados nas direções NW-SE e NE-SW e os setores norte e sul da cidade são marcados por colinas estreitas e alongadas (NE-SW), principalmente nas zonas de interflúvios das bacias dos igarapés do Quarenta e Mindú e pelo limite leste na margem do Rio Amazonas, com desníveis topográficos da ordem de 30 metros ou mais. Os interflúvios com direção NW-SE são fortemente concordantes com a borda oeste da cidade na margem do Rio Negro (Figura 38 A e B).

Os lineamentos de relevo compreendem escarpas de falhas com direção NE-SW que se caracterizam por segmentos com comprimentos menores onde estão encaixados os tributários das drenagens principais e os interflúvios das sub-bacias. Nessa abordagem vários lineamentos foram destacados.

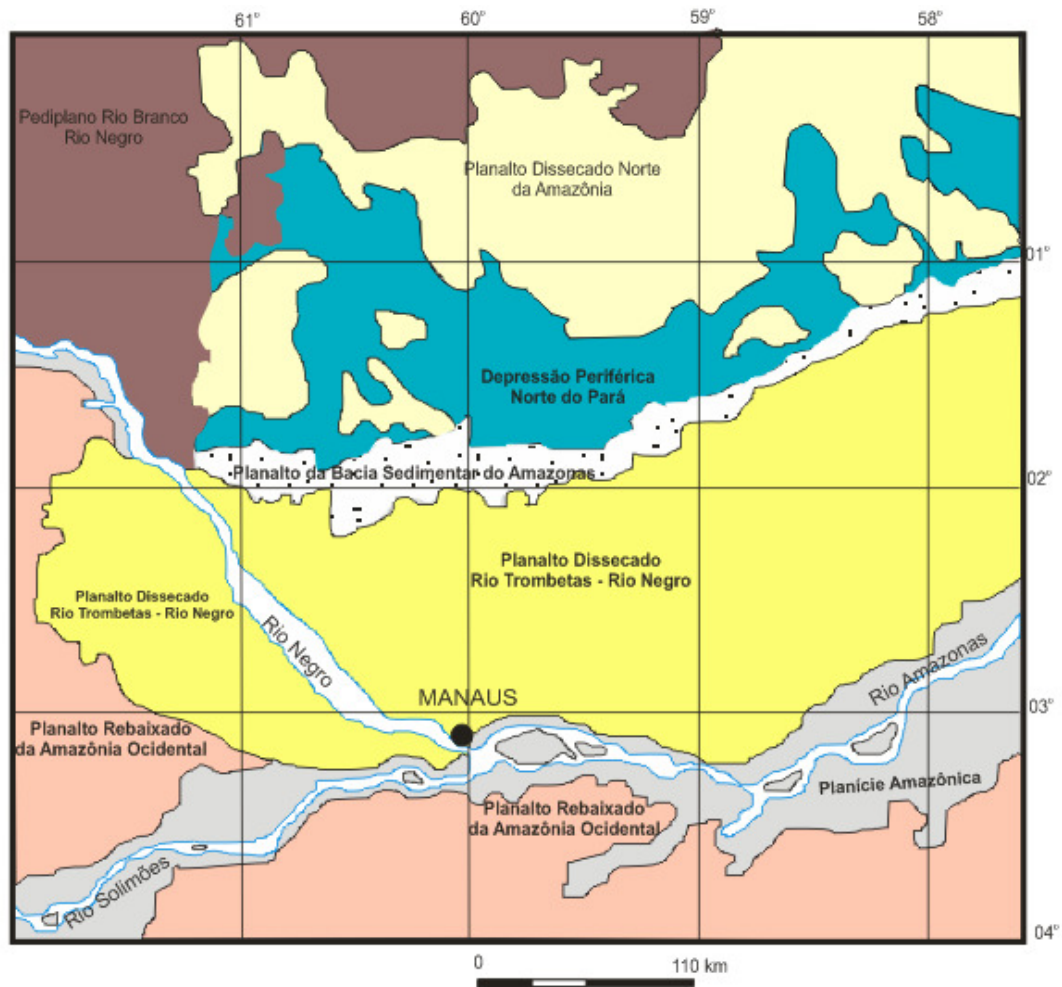


Figura 36. Mapa de unidades geomorfológicas obtidas no Projeto Radambrasil, conforme Nascimento *et al.* (1976) e Costa *et al.* (1978).

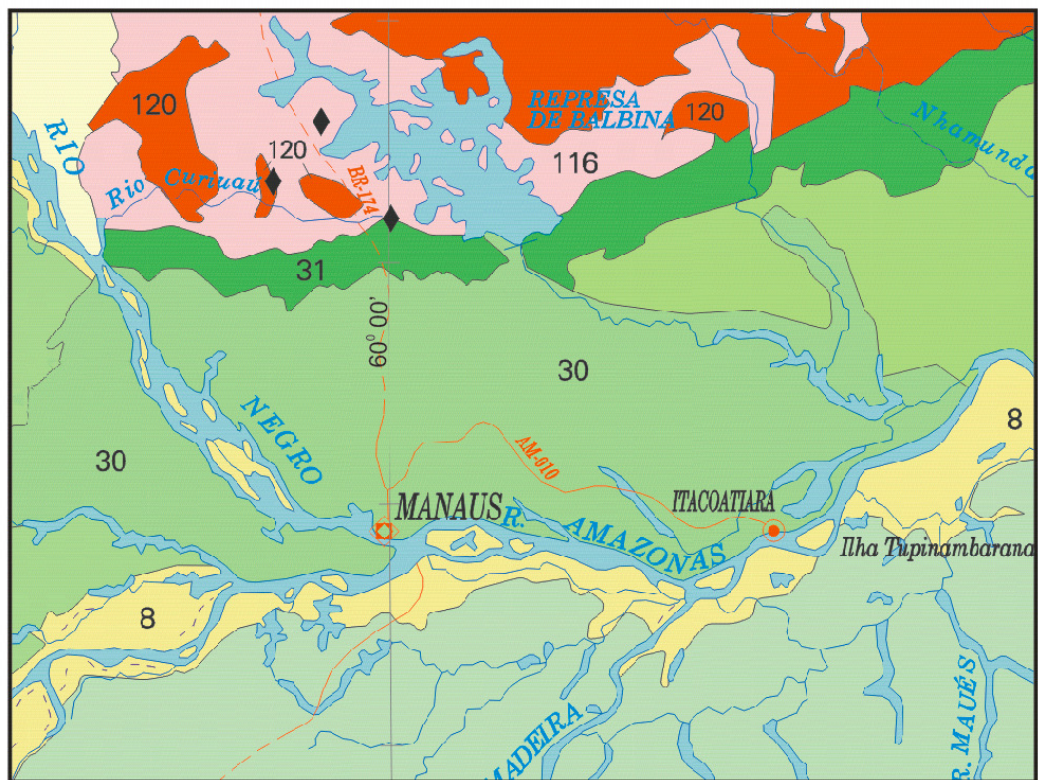


Figura 37. Unidades de relevo na região da cidade de Manaus, conforme (IBGE 2006): 8 – Planície Amazônica; 30 – Planalto Rebaixado dos rios Negro/Uatumã; 31 – Patamares Setentrionais da Borda Norte da Bacia do Amazonas; 116 – Depressão da Amazônia Setentrional e 120 – Planaltos Residuais do Norte da Amazônia

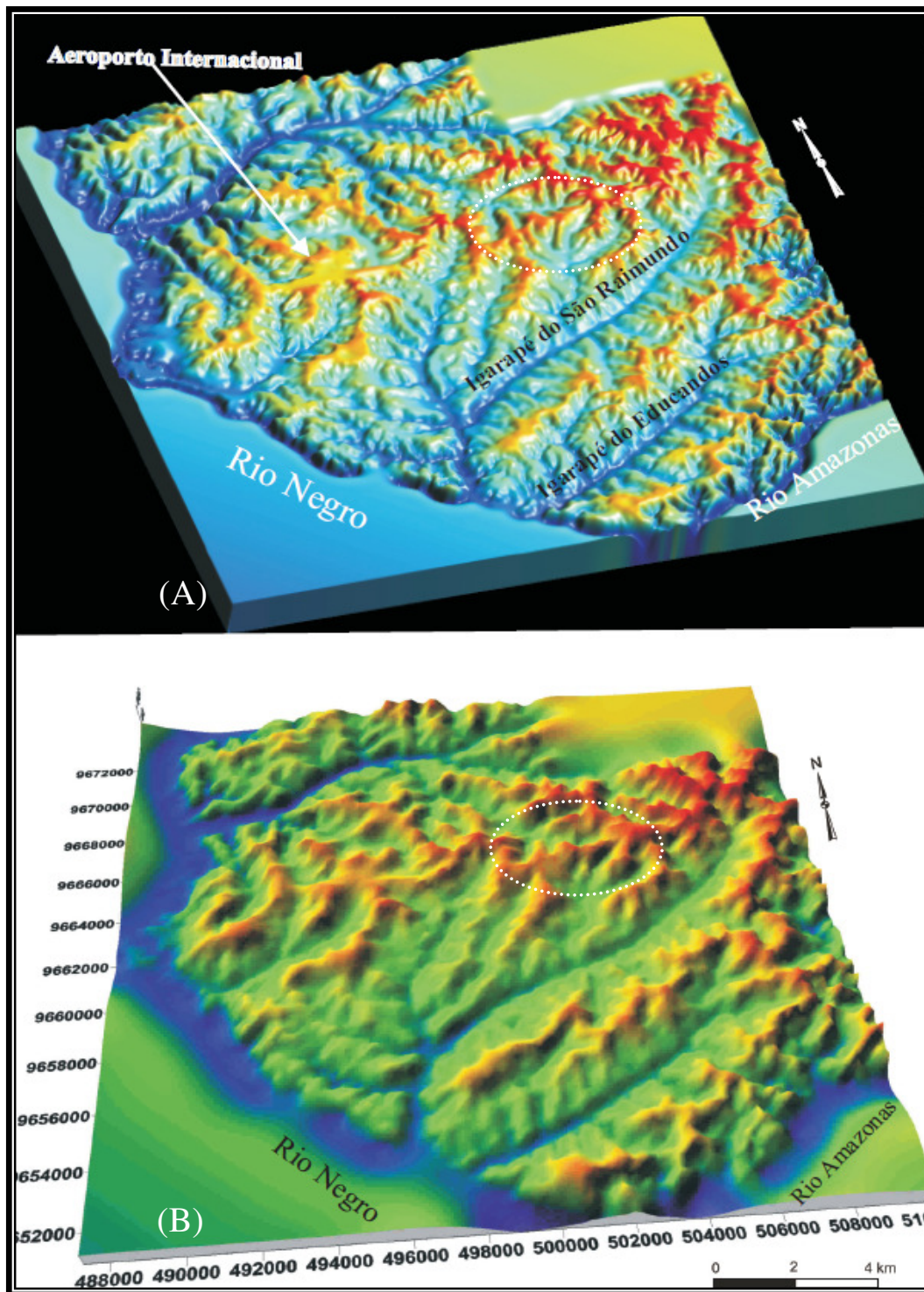


Figura 38. Modelo 3-D da cidade de Manaus (A e B). Os valores topográficos variam de 25 m (azul) a 100 m (vermelho) e representação esquemática da anomalia circular. (Silva 2005).

O supracitado autor define a partir do conhecimento dos principais elementos morfoestruturais, compartimentos morfoestruturais no relevo da região, baseado principalmente pela individualização das superfícies, na posição altimétrica relativa a abatimentos e o basculamento dos blocos. Nesse contexto, a anomalia circular, alvo deste estudo, está inserida no Compartimento II, que está limitado a oeste pela escarpa no Baixo curso do Rio Cuieiras e a leste, pelo interflúvio alinhando entre os Rios Puraquequara e Preto da Eva. Essa área se caracteriza por uma superfície desnivelada para oeste-sudoeste, conforme observado na Figura 39 A e B.

Vários estudos mostram feições morfoestruturais na Bacia Amazônica. Nessa concepção, Cunha (1982) descreveu que as feições anômalas na drenagem na região do baixo Rio Amazonas e do Rio Tapajós foram devido à compactação diferencial de camadas em subsuperfície, em outros casos a ação de falhas observadas em seções sísmicas resultou no controle e alinhamento de rios.

Em estudo sobre o arcabouço estrutural da região do Rio Uatumã (AM), Miranda *et al.* (1994) mostram uma série de anomalias morfoestruturais (inflexões e encurvamentos na drenagem) no interflúvio dos rios Uatumã-Anebé (AM), as quais foram relacionadas a estruturas em subsuperfície na Bacia do Amazonas. Nessa região, destaca-se a anomalia circular no rio Anebé, com cerca de 15 km de diâmetro.

Silva (2005) comenta que as anomalias circulares, como as do rio Anebé e a da cidade de Manaus devem estar associadas a diques ou soleiras de diabásio em subsuperfície ou, ainda, serem proveniente do colapso de domos salinos em profundidade, ambos comuns na Bacia do Amazonas (Figura 40 A e B).

Delano (2007), com uso de dados SRTM combinados com dados geofísicos (aeromagnetometria e gravimetria) definiram duas linhas de investigação para identificar estruturas formadoras de trapas petrolíferas, identificaram 32 anomalias morfoestruturais circulares na bacia do Amazonas. (Figura 41).

A anomalia circular identificada por Silva (2005) possui a mesma morfologia das anomalias estudadas por Miranda *et al.* (1994) & Dellano (2007) citados anteriormente. Apesar de ser 3 vezes menor do que a anomalia apresentada por Miranda *et al.* (1994) no rio Anebé, esta possui 4 km de diâmetro e encontra-se em área urbana e geomorfologicamente destacada.

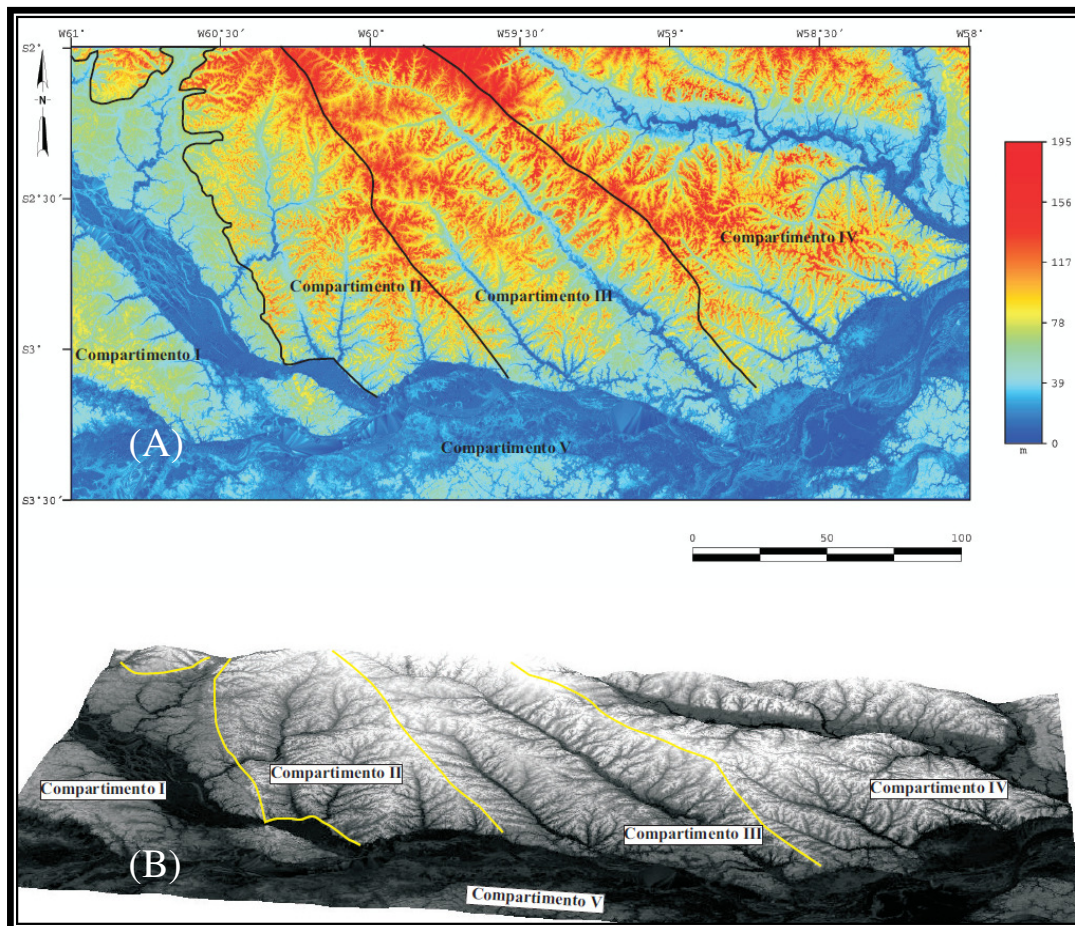


Figura 39. Compartimentação I a V, em (A) sobrepostos ao DEM SRTM (falsa cor) com sombreamento sintético, e, em (B), no mesmo modelo do SRTM (tons de cinza) com recurso de visualização lateral, com sobrelevação aplicada. (Silva 2005).

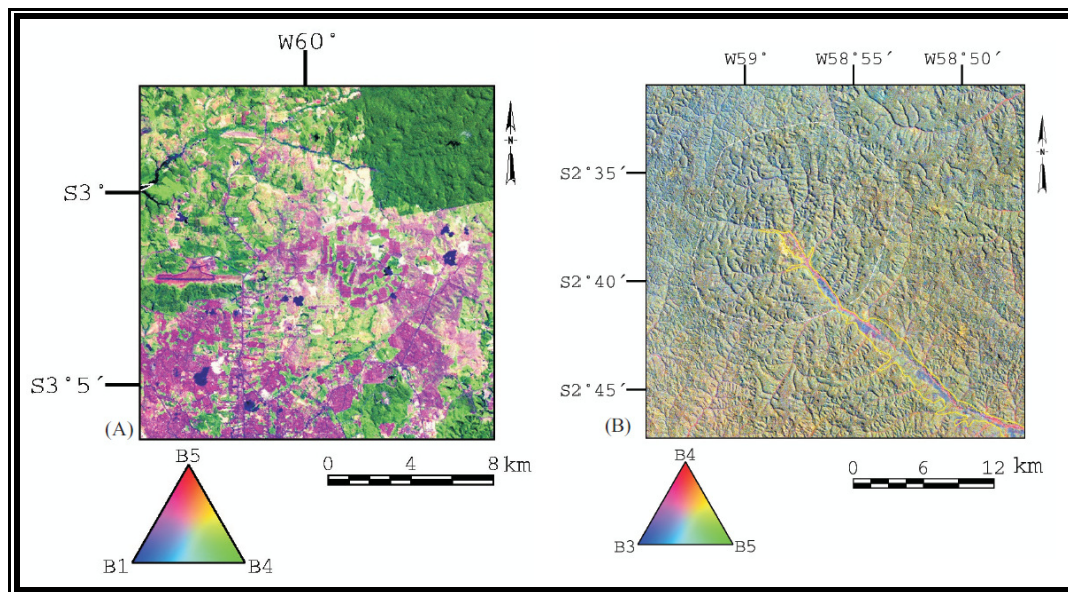


Figura 40. Anomalias circulares localizadas na cidade de Manaus (A) e na cabeceira do Rio Anebá (B). Observadas em imagem de satélite Landsat ETM+ RGB 541 e RGB 453, respectivamente (Silva, 2005).

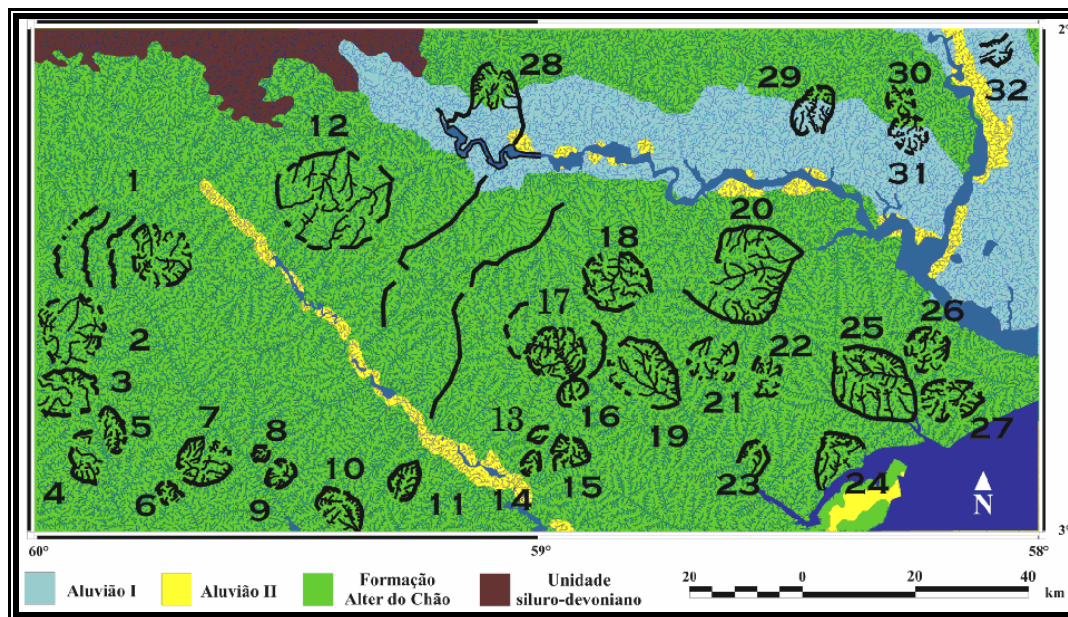


Figura 41. Mapa geológico de superfície com sobreposição da rede de drenagem e destaque das anomalias identificadas no modelo de elevação digital SRTM (Dellano 2007).

6.3. Neotectônica na Região de Manaus

Stenberg (1950) pode ser considerado um dos pioneiros quando se refere à neotectônica na Amazônia. Em seu trabalho, “Vales Tectônicos na Planície Amazônica”, ele descreve que lineamentos estruturais (NE-SW e NW-SE) controlam o sistema hidrográfico (rios e lagos) dessa região. As evidências tectônicas apontadas foram os padrões retilíneos de rios como, por exemplo, os dos rios Urubu e Preto da Eva, as inflexões em ângulo reto ou em cotovelo, e a formação de feixes paralelos desses segmentos (Figura 42). O autor apontou como causa desse fenômeno o desequilíbrio isostático promovido pela subsidência na região da foz do Rio Amazonas.

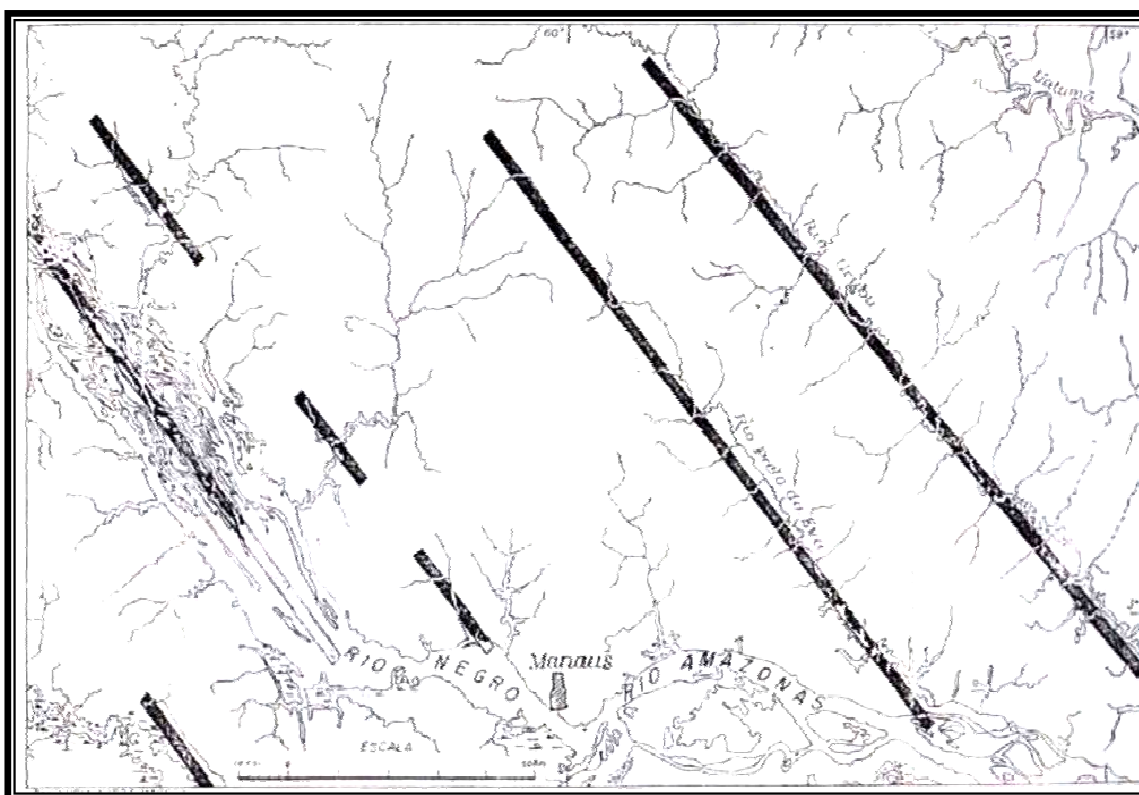


Figura 42. Lineamentos estruturais, segundo Sternberg (1950), que mostra o controle dos principais rios da região por falhas geológicas. Notar a zona de falha que controla a margem oeste da cidade de Manaus.

O controle estrutural na rede de drenagem e no relevo também foi abordado no Projeto Radambrasil (Nascimento *et al.* 1976, Costa *et al.* 1978, Mauro *et al.* 1978), e corrobora com as idéias apontadas por Sternberg (1950) e Tricart (1977), porém sem a conotação tectônica devida.

Na Folha Santarém, Nascimento *et al.* (1976) comentam acerca da orientação estrutural NW-SE dos rios da margem esquerda do Amazonas (rios Preto da Eva, Urubu, Anebá, Uatumã, Jatapu, Nhamundá e Trombetas) e NE-SW da margem direita (rios Paraconi, Maués-Açu e Mamuru). Os autores apresentam exemplos notáveis do controle estrutural na foz desses rios, destacando os rios Urubu, Caru, Anebá e Uatumã, cujo deságüe no Rio Amazonas é feito por meio de “furo” (designação regional para um canal que liga um rio a outro). A direção do “furo”, chamado de furo adaptado à tectônica por Nascimento *et al.* (1976, p. 167), coincide com o Lineamento do Rio Madeirinha ou Madeira (Cordani *et al.* 1984). A causa dessa estruturação na drenagem e da “foz afogada” (rias fluviais) dos rios na Amazônia, assim como referido por Sternberg (1950), foi atribuída ao ajuste tectônico e à reativação no Quaternário de zonas de fraquezas tectônicas do embasamento.

Na Folha Manaus, Costa *et al.* (1978) descrevem várias evidências neotectônicas na paisagem da região ocidental de Manaus. Dentre as feições indicativas destacam-se: a formação de lagos, formas de escarpas, assimetria de tributários, capturas de drenagem, barramento de drenagem, rios com foz afogada, processos de avulsão por basculamento, formação de terraços assimétricos, encurvamentos anômalos e subsidência localizada.

O Rio Negro, por exemplo, está encaixado em um lineamento NW-SE que tem reflexo na forma do rio e na forma das suas margens escarpadas, como no trecho do Arquipélago de Anavilhanas, a noroeste da cidade de Manaus. Mais a montante, na região de Barcelos, a ampla faixa de aluviões indica migração do rio para sudoeste e “isso é indicativo da ação de movimentos de bácia na área responsáveis pelo deslocamento do rio e aprofundamento de seu talvegue” (Costa *et al.* 1978, p. 209). Vários outros trechos retilíneos dos rios nessa região foram associados a alinhamentos estruturais, destacando-se as direções NE-SW e NW-SE, e, menos abundante, as direções N-S e E-W. Segundo os pesquisadores, o condicionamento de rios às direções preferenciais constitui indicação de reativação tectônica no Holoceno.

A partir do estudo da sedimentação na planície aluvial do Rio Amazonas, Iriando (1982) descreve “indícios indiretos” geomorfológicos da manifestação tectônica na região. Tais indícios de subsidência tectônica na região foram relacionados ao alargamento da planície aluvial, a divagação de canais, a abundância de lagos e a grande curvatura de bancos e de meandros. Já os soerguimentos tectônicos foram evidenciados pelo estreitamento de planícies, trechos retilíneos ou poucos divagantes de canais, mudanças angulares de direção dos canais e a ausência de lagos e de bancos com fraca curvatura. A subsidência por falhas modernas, que podem atingir até dezenas de quilômetros, foi apontada como uma das causas do afogamento dos vales, embora estas não tenham sido cartografadas pelo citado autor.

Até então, os estudos avançaram somente na análise descritiva de feições na paisagem, fundamentalmente baseado no sistema de drenagem. Poucas são as evidências de campo, e isso é compreensível pela ausência de afloramentos e a baixa altimetria, características intrínsecas da região Amazônica. Os estudos neotectônicos diretos foram retomados com a investigação de petróleo nas bacias do Solimões, Amazonas e Marajó, onde foi possível avançar na análise morfoestrutural da superfície que poderia refletir reservatórios potenciais.

Cunha (1982), estudando feições morfoestruturais a partir de seções sísmicas na região do baixo Rio Amazonas e do Rio Tapajós, descreveu que as anomalias de drenagem e os alinhamentos em rochas paleozóicas e aqueles inferidos nas coberturas terciárias são decorrentes de estruturas antigas, com reflexo na superfície devido à compactação diferencial. Rios retilíneos com foz afogada, como o caso dos rios Xingu e Tapajós, estão controlados por falhas normais e, provavelmente, são estruturas tectônicas recentes reativadas.

Nessa abordagem, Miranda (1984) apresentou vinte e três anomalias morfoestruturais na rede de drenagem na região da Bacia do Solimões associadas a feições estruturais (domos, depressões estruturais e depressões estruturais falhadas) do embasamento. Algumas das anomalias morfoestruturais coincidiram com a linha de charneira do embasamento e com a paleotopografia do substrato cristalino e mostraram relação com os alinhamentos magnéticos ENE e E-W. Tais anomalias foram associadas as estruturas profundas, que se propagam além da discordância pré-cretácea e afetam as unidades das Formações Alter do Chão e Solimões, consideradas como reativação tectônica recente ou, ainda, devido a compactação diferencial.

O estudo neotectônico na região de Manaus teve grande avanço a partir do fim da década de 1980, principalmente pelos trabalhos de Franzinelli & Piuci (1988) e Piuci & Franzinelli (1989). Nesses trabalhos, os autores comentaram sobre as evidências tectônicas em afloramentos refletidos por fraturas, falhas, dobras de arrasto na Formação Alter do Chão, embora sem apresentar uma investigação sistemática de campo e conclusiva e um modelo tectônico para a região.

O primeiro modelo para explicar o arranjo tectônico terciário da região do baixo Amazonas foi proposto por Campos & Teixeira (1988). Dois conjuntos de estruturas foram analisados: um transtensivo, a leste do Arco de Gurupá, formado por esforços oblíquos noroeste, que promoveu a rotação de blocos ao longo de fraturas preexistentes; e outro, transpressivo, na região do Rio Tapajós, ligado a esforços convergentes oriundos de sudeste. A explicação para a combinação de estilos lateralmente divergentes, segundo os autores, deveu-se a rototranslação anti-horária do escudo das Guianas e do Brasil Central, que gerou movimentação destal com interação das placas Sul-Americana, Caribeana e Nazca, no

Eoceno Superior. Esse modelo adotado segue o arranjo do tipo *concave arc to concave arc* de Dewey (1987) *apud* Campos & Teixeira (1988, p. 48), mesmo mecanismo adotado por Rezende & Brito (1973) para explicar o tectonismo mesozóico na Bacia do Amazonas.

Essa região passou a ser investigada por Barbosa Filho *et al.* (1989) e Travassos & Barbosa Filho (1990) que mostraram um arcabouço estrutural de natureza tectônica que afetou a Formação Alter do Chão, sendo descartada a possibilidade de influência da halocinese aventada por outros pesquisadores. O quadro estrutural apresentado é constituído por dobras assimétricas, associadas a falhas reversas, *en échelon*, com eixo orientado NE-SW, estruturas transpressivas e transtensivas (estruturas em flor), foi enquadrado no sistema transcorrente destal.

Na porção nordeste do Estado do Pará, Igreja & Franzinelli (1990) apresentaram um quadro neotectônico composto por estruturas terciárias e quaternárias estreitamente relacionadas como as características geomorfológicas daquele setor. As feições estruturais descritas, falhas normais NE-SW e de transferências NW-SE, foram associadas ao esforço distensivo NW-SE ativo, pelo menos, desde o Terciário.

Na região de Manaus, Igreja & Franzinelli (1990) e Franzinelli & Igreja (1990) apresentaram um modelo neotectônico para a região do baixo Rio Negro que se enquadra no sistema transcorrente destal com direção S80-90E (E-W) de Hasui (1990). O conjunto de feições compreende falhas normais NW-SE, representadas pela orientação dos rios Baleteiro, Tucumã, Coanã e Negro, e falhas de transferência NE-SW, destacadas pelos alinhamentos dos rios Apuaú e Cuieiras. Segundo a interpretação dos referidos autores, o Rio Negro compreende um hemigráben escalonado para nordeste, onde nas extremidades ocorrem zonas de restrição do rio (Figura 43).

Embora esses estudos tenham sido baseados em alguns afloramentos na cidade de Manaus e na estrada de Itacoatiara-Itapiranga (AM-363), o quadro estrutural proposto foi baseado no quadro regional. Em especial na região de Manaus e ao longo da Rodovia BR-174, Silva *et al.* (1994 e 1995) procuraram descrever as feições estruturais em campo e associar ao quadro geológico regional.



Figura 43. Modelo neotectônico da região do baixo curso do Rio Negro, segundo Igreja & Franzinelli (1990) que mostra a formação de um importante sistema transensivo.

O arcabouço tectônico da região de Manaus, descrito por Fernandes Filho (1996), compreende falhas normais NW-SE e NE-SW e falhas transcorrentes destrais NE-SW e E-W, cuja inter-relação gerou uma bacia tipo *pull-apart* que controla a sedimentação cenozóica na região. Essas falhas mostram registro em afloramentos, pois afetam inclusive o perfil laterítico do plio-Pleistoceno e as linhas de pedras. As falhas de empurrão NE-SW e os eixos de dobras com a mesma orientação afetam os sedimentos cretáceos (Formação Alter do Chão) e, provavelmente, o nível laterítico.

A história tectônica da região, segundo o autor, possui três eventos: um transpressivo, no Mioceno, um transtensivo no Pleistoceno Médio a Superior e, por fim, um transcorrente no Pleistoceno Superior-Holoceno responsável, inclusive, pela sismicidade observada na região. Esses eventos tectônicos seriam intercalados por relativo período de estabilidade que resultou na formação do perfil laterítico no Plio-Pleistoceno, segundo Fernandes Filho (1996) e Fernandes Filho *et al.* (1995 e 1997).

No estudo sobre o arcabouço estrutural da região do Rio Uatumã (AM), Miranda *et al.* (1994) mostram uma série de anomalias morfoestruturais associadas ao interflúvio dos rios Uatumã-Anebé. Essa estruturação foi relacionada às feições topográficas e magnéticas na Bacia do Amazonas. Os dados de campo coletados pelos autores mostraram um predomínio de falhas normais e, secundariamente, falhas inversas.

Os autores sugeriram esforços distensivos WNW a NW, posterior à deposição da Formação Alter do Chão e do colúvio, e esforços compressivos WNW a NW, posterior à fase extensional. Uma das principais conclusões do referido trabalho é que a região do interflúvio dos rios Uatumã-Anebé mostra características de soerguimento recorrente representada pelo entalhe ativo do Rio Uatumã sobre o seu substrato.

O cenário regional da estruturação neotectônica na Amazônia deve-se a Costa & Hasui (1991) e Costa *et al.* (1991), que compartilham o modelo neotectônico proposto por Hasui (1990) e, posteriormente, consubstanciado em Hasui (1996) e Costa & Hasui (1997). Esse modelo é caracterizado pelo sistema transcorrente destal E-W, cujo eixo de extensão NE-SW é diferente das deformações da tectônica mesozóica. A partir do Plioceno, o sistema de drenagem foi fortemente controlado por estruturas transcorrentes compatíveis com as descontinuidades do modelo de Riedel. O eixo principal do Rio Amazonas comporta-se como a componente Y ou D, enquanto que os afluentes das margens esquerda e direita dos rios Solimões e Amazonas seguem as zonas fraturas P, R, R' e T, como por exemplo, os rios Negro e Madeira que podem corresponder as fraturas R e P, segundo Bemerguy & Costa (1991).

Vários domínios foram diferenciados nessa caracterização regional. Segundo Costa *et al.* (1994), o Compartimento do Alto/Médio Amazonas, compreendendo as regiões de Manaus (AM) a Gurupá (PA), possuiu um eixo extensivo WNW-ESE no Mesozóico responsável pela subsidência incipiente, acompanhada de magmatismo e subsidência termal, especialmente na região do Compartimento do Baixo Amazonas. Aliás, compatível com as idéias de Sternberg (1950), que havia mencionado a possibilidade de correlação tectônica entre as regiões manauense e marajoara, do que ele definiu como “afundamento na boca do vale pudesse repercutir na tectônica rionegrense”.

Ainda segundo este mesmo autor, dois episódios de movimentação foram reconhecidos no Terciário Superior (Mioceno-Plioceno) e Quaternário, como resposta à atuação do binário dextral E-W. No compartimento entre Manaus e Santarém predominou o sistema transpressivo, caracterizado por feixes de falhas inversas NE-SW inclinados para SE que afetaram a Formação Alter do Chão, e entre as cidades de Itacoatiara e Parintins, dois feixes de falhas transcorrentes NE-SW formam o Lineamento Tupinambarana. Essas estruturas resultam na formação de bacia *pull-apart* desenvolvendo falhas normais E-W. Enquanto que na região do baixo Rio Amazonas, especialmente no litoral paraense, desenvolvida no Terciário Superior, prevaleceu o regime transtensivo com falhas normais NW-SE limitadas por transcorrências NE-SW.

O evento compressivo no Terciário Superior, conforme comentaram Costa *et al.* (1994), é unânime e suas evidências são mostradas nas investigações sísmicas na Bacia do Amazonas, em particular na região do Rio Tapajós (Campos & Teixeira 1988, Barbosa Filho *et al.* 1989, Travassos & Barbosa Filho 1990, Neves 1990), na Plataforma de Manaus (Wanderley Filho 1991, Wanderley Filho & Costa 1991, Costa *et al.* 1991 e 1994, Miranda *et al.* 1994, Costa 1996, Neves 1990, Costa *et al.*, 2003) e, inclusive, na Bacia do Tacutu (Eiras & Kinoshita 1988 e 1990), dentre outros pesquisadores.

A maioria destes trabalhos descreve a ligação deste evento ao processo de movimentação da Placa Sul-Americana com a Placa do Caribe. Na Bacia do Solimões, entretanto, este tectonismo mais precoce é chamado de Diastrofismo Juruá, cujo evento deve está relacionado a colisão oblíqua entre as placas Sul-Americana e de Nazca no fim do Jurássico (Caputo 1985, Caputo & Silva 1990).

A fase compressiva da região do Caribe iniciou somente no final do Cretáceo, entre o Cretáceo e o Paleoceno, de acordo com Burke *et al.* (1984), Jaillard *et al.* (2000), dentre outros, e período Oligoceno/Mioceno corresponde à principal fase tectônica das placas do Caribe, Norte Americana e Sul-Americana.

No Quaternário, de acordo com Costa *et al.* (1994), existem junções tríplices designadas de Baixo Tapajós e Marajó-Mexiana, respectivamente dos tipos R-R-T e T-T-R e duas áreas transtrativas próximas a Manaus (região de Manaus e Manacapuru) e no litoral norte do Pará. O arcabouço neotectônico da Amazônia está sumarizado no trabalho de Costa & Hasui (1997) e Costa *et al.* (2001) (Figura 44).

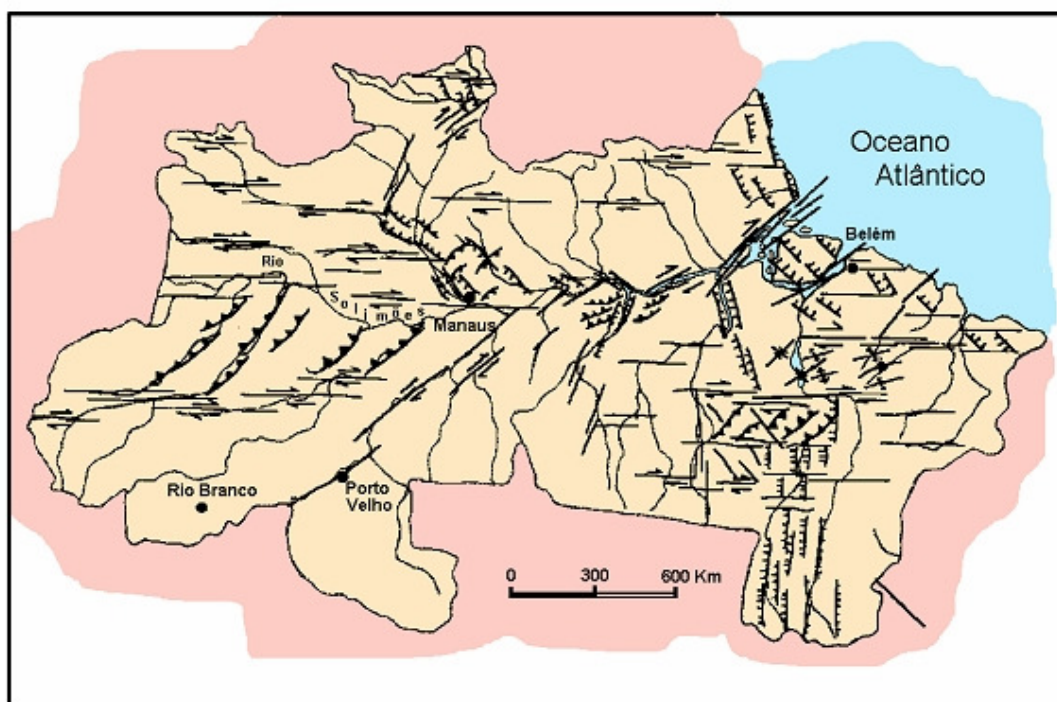


Figura 44. Modelo neotectônico para a Amazônia durante o Mesozóico e Cenozóico, segundo Costa & Hasui (1997).

As revisões de Saadi *et al.* (2002) resultaram na compilação de falhas e dobras do Quaternário do Brasil, como parte do mapeamento de falhas ativas proposto pelo Serviço Geológico Americano (USGS). O mapa apresentado mostra a localização, idade e taxa de atividade das principais feições (lineamentos, falhas e dobras) e a atividade sísmica relativa. De acordo com o mapa apresentado pelos citados autores, o campo de *stress* máximo SHMÁX tem direção NW-SE para a região da Bacia do Amazonas. Esses resultados são concordantes com os dados de *breakout* em poços referidos por Miranda *et al.* (1994), que aponta compressão proveniente de noroeste para a região Amazônica.

A taxa de movimentação dessa zona de falha foi estimada em 1 mm/ano, com idade de 1,6 Ma. Segundo os autores, as características geomorfológicas, dissecação fluvial e morfologia detalhada da região de Manaus, sugerem que esta falha tem continuado ativa no

Holoceno, inclusive com atividade sísmica. E essas informações sugerem que a Falha do Rio Negro está ativa, conforme comentam Saadi *et al.* (2002) e Assumpção e Suarez (1988).

De acordo com o mapa de falhas quaternárias apresentado, várias outras zonas de falhas ocorrem na região, como por exemplo: as zonas de falha normal de Barcelos e do Baixo Trombetas e Tapajós, as zonas de falhas inversas (com possível componente transcorrente) do Baixo Juruá, Codajás, do Rio Jutai, do Baixo Coarí e do Baixo Purus, e a falha transcorrente dextral de Monte Alegre.

Essa estruturação quaternária é responsável pela ocorrência de alguns sismos naturais que ocorrem na região, que têm sido registrados, desde longa data, por padres, missionários e a população, através de relatos históricos, mas também por meio de instrumentos, fatos que caracterizam a região Amazônica com uma zona sismotectônica em ambiente de intraplaca. Esse fato levou Mioto (1993) a definir uma região sismogênica importante denominada de Zona Sismogênica de Manaus. Os registros sísmicos têm sido identificados com certa frequência na Amazônia. Os mais recentes foram o sismo de São Gabriel da Cachoeira (região do alto Rio Negro), em 15.03.1999, com magnitude de 4,4, o sismo de Codajás, em 1983, com magnitude $m_b=5,5$, conforme Assumpção (1983), e a do Parque Nacional do Jaú, em 8 de fevereiro de 2005, com 4,4 de magnitude.

Por fim, os estudos de Silva *et al.* (2003), Silva (2005) e Silva *et al.* (2007) têm apresentado um quadro morfotectônico da região adjacente à Manaus e também na região de Coari, consistente com o controle de importantes zonas de falhas mapeadas na paisagem Amazônica. Nesse contexto, a sedimentação aluvionar holocênica está aprisionada em bacias tectônicas quaternárias. O quadro tectônico apresentado por Silva (2005) mostra que essa atividade é responsável pelo controle na paisagem atual. O autor apontou quatro etapas de deformação tectônica. O mais antigo, do Cretáceo, compreende o sistema distensivo que resultou na deposição da Formação Alter do Chão, o qual foi associado às falhas normais sindeposicionais NE-SW e NNW-SSE. Posteriormente, as rochas cretáceas foram deformadas por falhas inversas NE-SW associadas a um regime transpressivo. O quadro final principal da tectônica cenozóica, principalmente no Quaternário, responde por um conjunto de falhas normais que interagem com falhas transcorrentes dextrais e sinistrais para a formação de bacias quaternárias, onde a planície aluvionar dos sistemas dos rios Solimões – Amazonas e Negro e a paisagem da região estão condicionados pelas estruturas. O regime de tensão mostra que os tensores σ_1 e σ_3 têm orientação NW-SE e NE-SW, respectivamente, sendo ambos subhorizontais, enquanto que σ_2 é subvertical. Essas estruturas foram associadas ao regime tectônico transcorrente dextral E-W da intraplaca brasileira.

7. RESULTADOS

7.1. Análise Morfoestrutural

Morfologicamente constitui uma área alta, em torno de 100 metros de cota, consistindo na área da cidade com maior declividade. Isso favorece a formação de processos erosivos mais acentuados, desenvolvendo comumente a formação de ravinhas e voçorocas. A diferença topográfica do relevo nas adjacências dessa estrutura é da ordem de 30 a 40 metros, com vales abertos com encostas bem dissecadas. Essa morfoestrutura possui forma circular e cerca de 4 km de diâmetro e topo relativamente tabular.

Essa morfoestrutura compreende uma importante zona de cabeceira de drenagens que cortam a cidade, tais como: igarapé do Goiabinha, afluente do igarapé do Mindú, igarapé do Bindá, afluente do igarapé dos Franceses e igarapé Passarinho, afluente do igarapé da Bolívia. (Figura 45).

Na figura 46, que constitui um modelo tridimensional gerado a partir da combinação de MDE SRTM, da NASA, sobposto a imagem Landsat-7 ETM+. É ressaltada a morfologia a partir da extração das curvas de nível, mostrando uma superfície alta com vales abertos. Os vales abertos são bem mais evidentes nos perfis topográficos, estes mostram desnível da ordem de 30 metros (Figura 47, perfil superior), elevado grau de incisão das drenagens, talwegues profundos que alcançam a ordem de 40 metros entre o topo e o vale (Figura 47, perfil inferior).

O padrão de drenagem observado mostra significativa diferença da padronagem na região de estudo. A drenagem na cidade de Manaus apresenta um padrão definido como subdendrítico, podendo apresentar formas paralelas e treliça, mas quando associadas a zonas de falhas (Silva 2005). A Figura 45 mostra que a anomalia morfoestrutural interfere no padrão de drenagem da área de estudo, representado por uma segmentação anelar bem discreta, não representando um padrão clássico. Este fato de não constituir um padrão clássico, pode ser resultado da situação topográfica da área, onde a erosão é atuante, isso pode implicar em uma feição relativamente recente (Quaternária) em fase de processo erosivo.

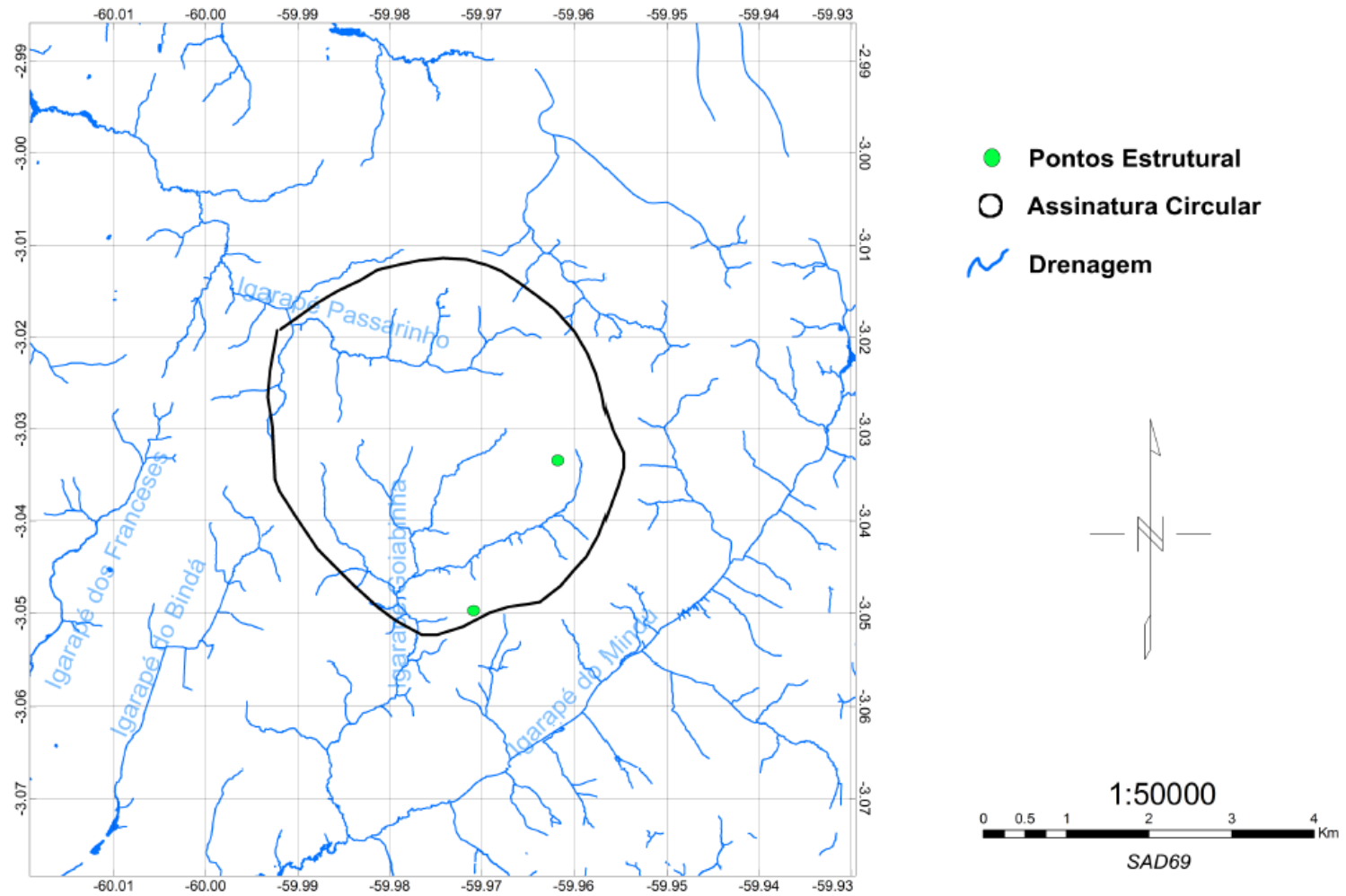


Figura 45. Mapa de drenagem gerado a partir de análise de carta topográfica e MDE, mostrando que a anomalia circular interfere em drenagens de primeira e segunda ordem.

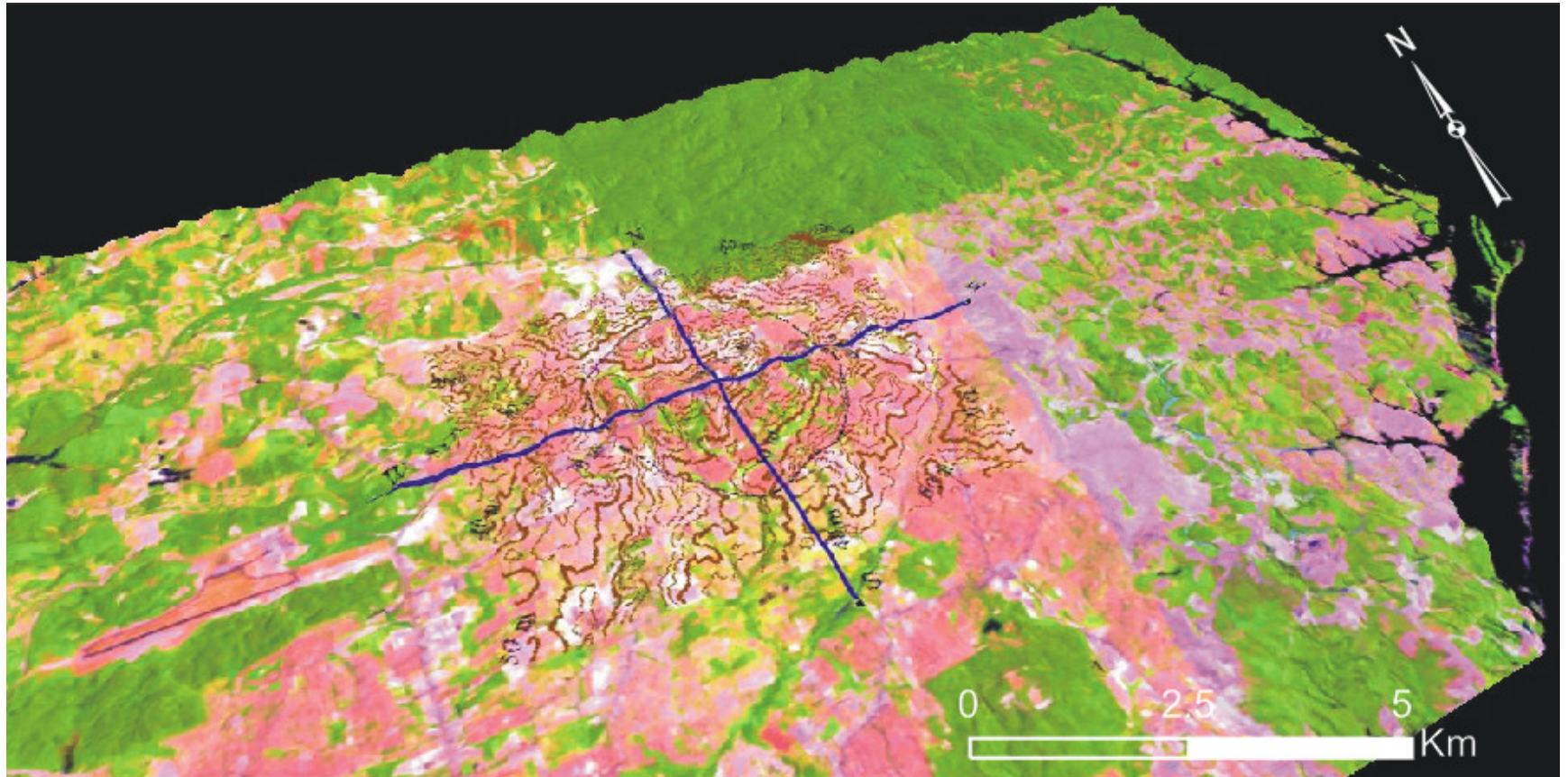


Figura 46. Modelo tridimensional gerado a partir da combinação de MDE SRTM (NASA) com imagens Landsat ETM+ que destaca a feição circular na porção norte da cidade de Manaus (AM). Nesse modelo foram sobrepostas as curvas de nível extraídas do MDE SRTM. As linhas amarelas representam os perfis topográficos observados na figura 66.

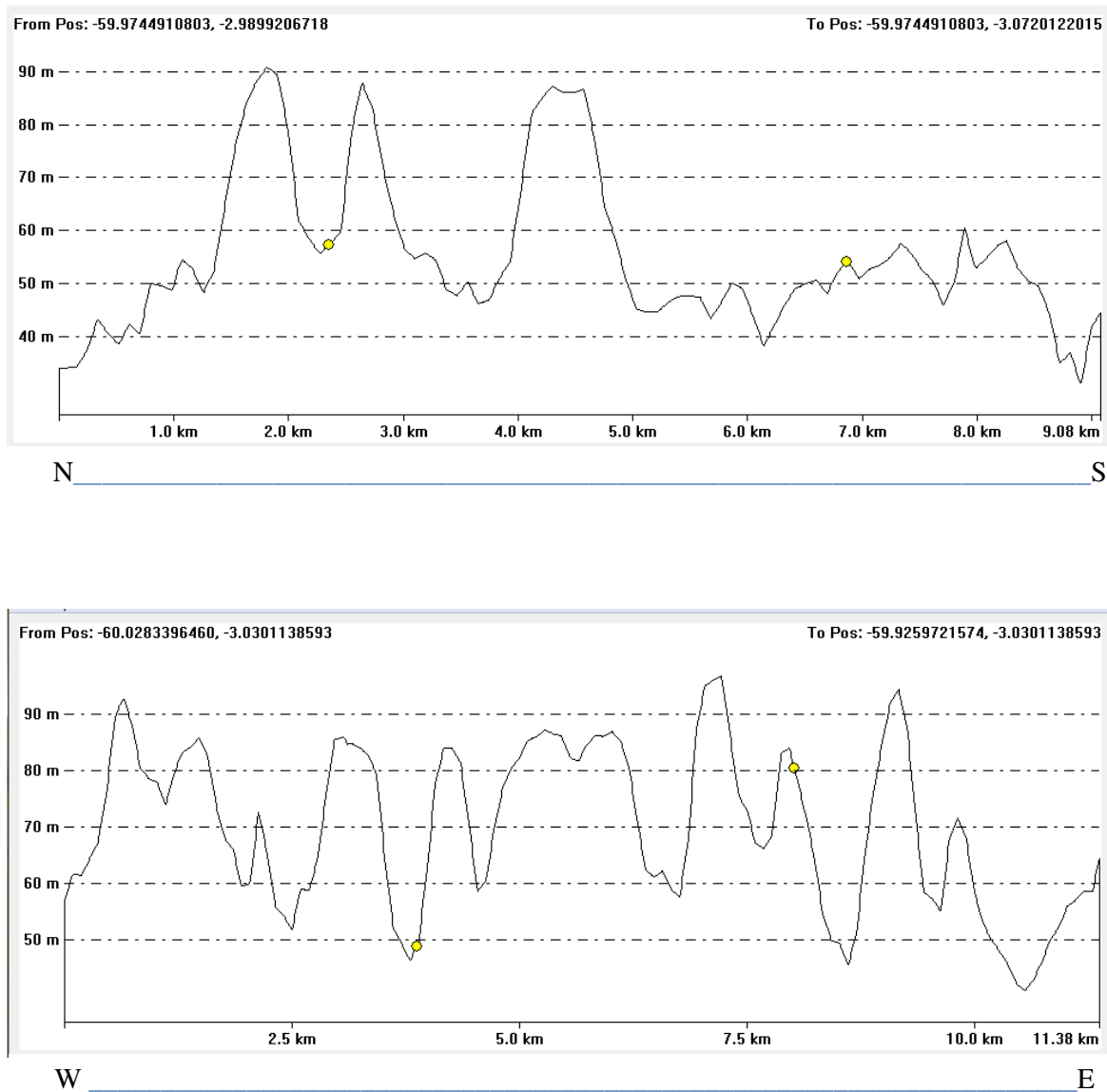


Figura 47. Perfil topográfico N-S (perfil superior) e E-W (perfil inferior) da anomalia circular na cidade de Manaus, conforme observado na figura 46. Estes mostram uma diferença topográfica marcante no relevo da área adjacente e o grau de dissecção acentuado na parte central da estrutura.

A análise de falhas na área da estrutura circular mostrou algumas ocorrências de falhas (Figura 45). No afloramento situado na Academia de tiro da Polícia Militar do Amazonas, zona norte da cidade, duas direções preferenciais N34W/82SE e N56E/79NW foram determinadas. No bairro da Cidade Nova II (Núcleo 15) observou-se a direção N45E/50NW e, ainda, a direção N80W/66SW. A maior parte dos afloramentos visitados na área de assinatura da estrutura circular mostra feições concordantes com o quadro neotectônico de Manaus. No entanto, destaca-se a deformação E-W particular na área de Manaus. Essa direção estrutural foi determinada por Silva (2005), como uma feição importante que deforma a estrutura circular em Manaus observada na figura 38 (pag. 65) pela orientação do interflúvio, esta orientação é consistente com os binários dextrais observados na figura 44 (pag. 76) que representa o modelo neotectônico de Costa & Hasui (1997).

O fato de o lineamento E-W ser mais recente, dentro do quadro neotectônico da região de Manaus (Silva 2005), pode representar que tal estrutura foi submetida às deformações neotectônicas, não sendo, portanto, gerada por um evento tectônico do Cenozóico. Desse modo, essa feição deve ser um elemento morfoestrutural na concepção da paisagem, ou seja, efetivo na paisagem a partir de um elemento antigo no substrato que surge recentemente no relevo de Manaus. Os estudos de morfoestruturas nas bacias do Amazonas e Solimões mostram justamente que essas feições no relevo são reflexos de acomodações e estruturas no substrato dessas bacias (Cunha, 1982, 1988, 1991; Miranda 1984; Miranda *et al.*, 1994; Cunha & Appi 1990).

7.2. Análise Gravimétrica: resultados e discussão

O Mapa de anomalias Bouguer da estrutura circular em Manaus obtido a partir deste trabalho (Figura 48), mostra a distribuição das estações gravimétricas cujos valores variam de -28,8 a -27,5 mGal, predominando valores mais elevados na porção norte e sul e, na área central, valores menores relativos materiais com densidade menor. Na porção sul da área estudada, os valores de anomalia Bouguer são da ordem de -27,8 mGal, podendo estar associados a litologias mais densas, a qual está representada pela tonalidade vermelha que predomina nesse setor. Os setores norte e oeste também apresentam valores elevados para esse parâmetro gravimétrico.

Na parte central da área investigada, nota-se que os valores são da ordem de -28,8 mGal, os quais estão representados pela tonalidade azul, com variações para o verde. Estes denotam materiais com baixa densidade, diferindo das bordas norte e sul que apresentam maiores valores. Notou-se ainda que a configuração dos valores mais baixos de gravimetria descrevem uma geometria encurvada onde os materiais devem possuir baixa densidade.

No entanto para essa análise gravimétrica, deve-se considerar, o número de amostragem, ou seja, de estações gravimétricas que foram efetuadas durante o levantamento de campo. O fato de nessas porções norte e oeste, este serem reduzidos e representam uma área relativamente significativa do levantamento, acredita-se que estas medições não devem diferir dos valores obtidos nessa circunvizinhança.

Os valores de alto e baixo gravimétrico não coincidem com a variação topográfica da área. Conforme notado na Figura 49 do modelo SRTM, os valores altimétricos obtidos das estações gravimétricas do levantamento (Figura 50) mostram similaridade com o modelo SRTM. A comparação dos valores altimétricos com o mapa de anomalia de Bouguer (Figura 48) ocorre justamente o oposto.

Os locais com altas densidades não são coincidentes com os altos topográficos, podendo justificar a aplicação da correção topográfica. Porém pela morosidade e dificuldade de realização esta não foi realizada, uma vez que a aplicação desse tipo de correção não mudaria a relação e sua contribuição ao incremento de densidade. A exaustiva verificação de cadernetas de campo teve o propósito de verificar erros grosseiros de digitação, anotações equivocadas de hora e data e dados espúrios que pudesse interferir no resultado final dos mapas.

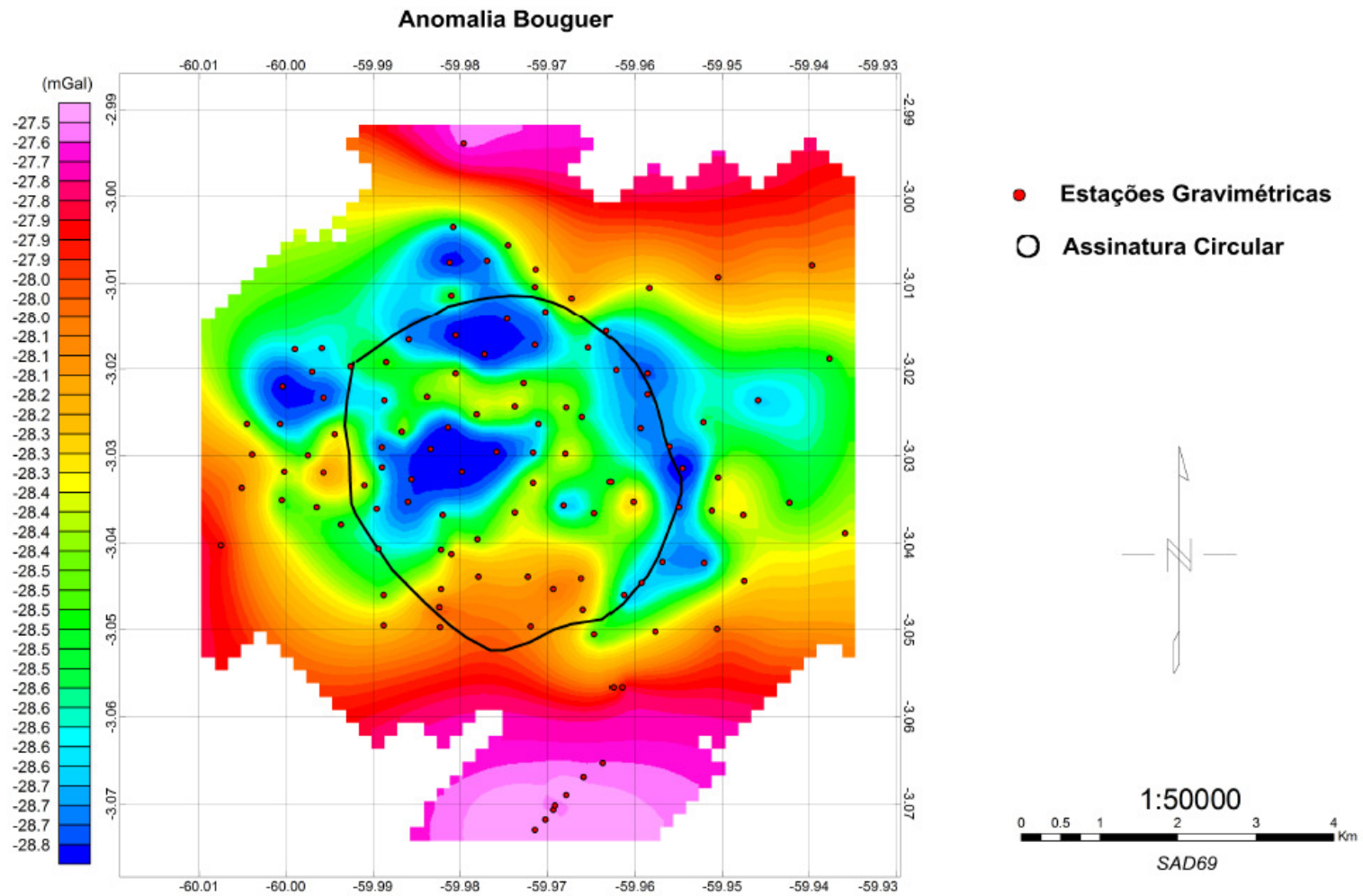


Figura 48. Mapa de anomalia Bouguer da anomalia circular em Manaus (AM), com a distribuição das estações gravimétricas. Os valores gravimétricos variam de -28,8 a -27,5 mGal.

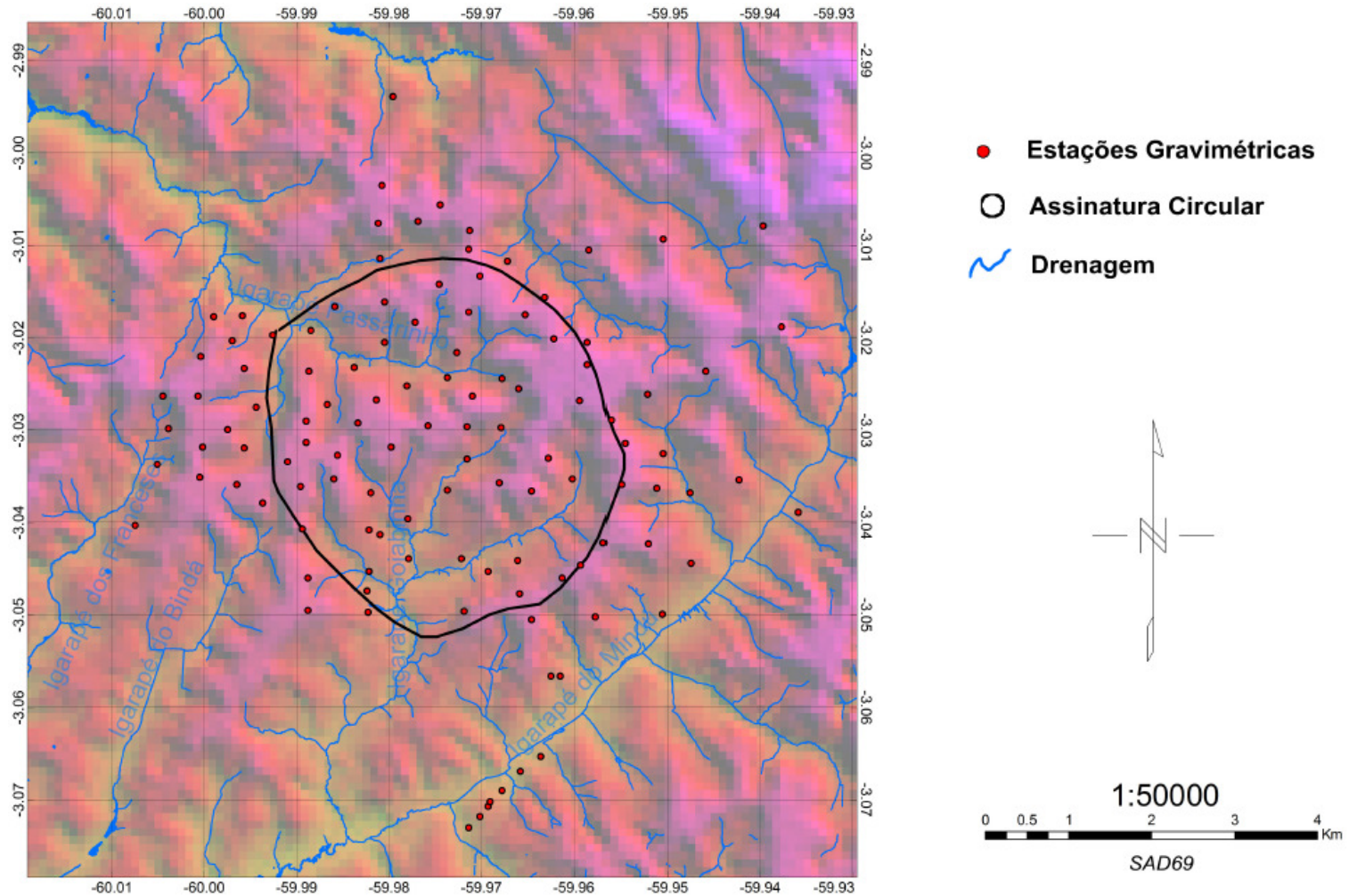


Figura 49. Mapa do MDE-SRTM da estrutura circular na Cidade de Manaus. O contorno delimita a estrutura a partir da interpretação em imagem de satélite.

Essa figura mostra que a parte mais elevada está em processo de erosão e constitui cabeceira de drenagem.

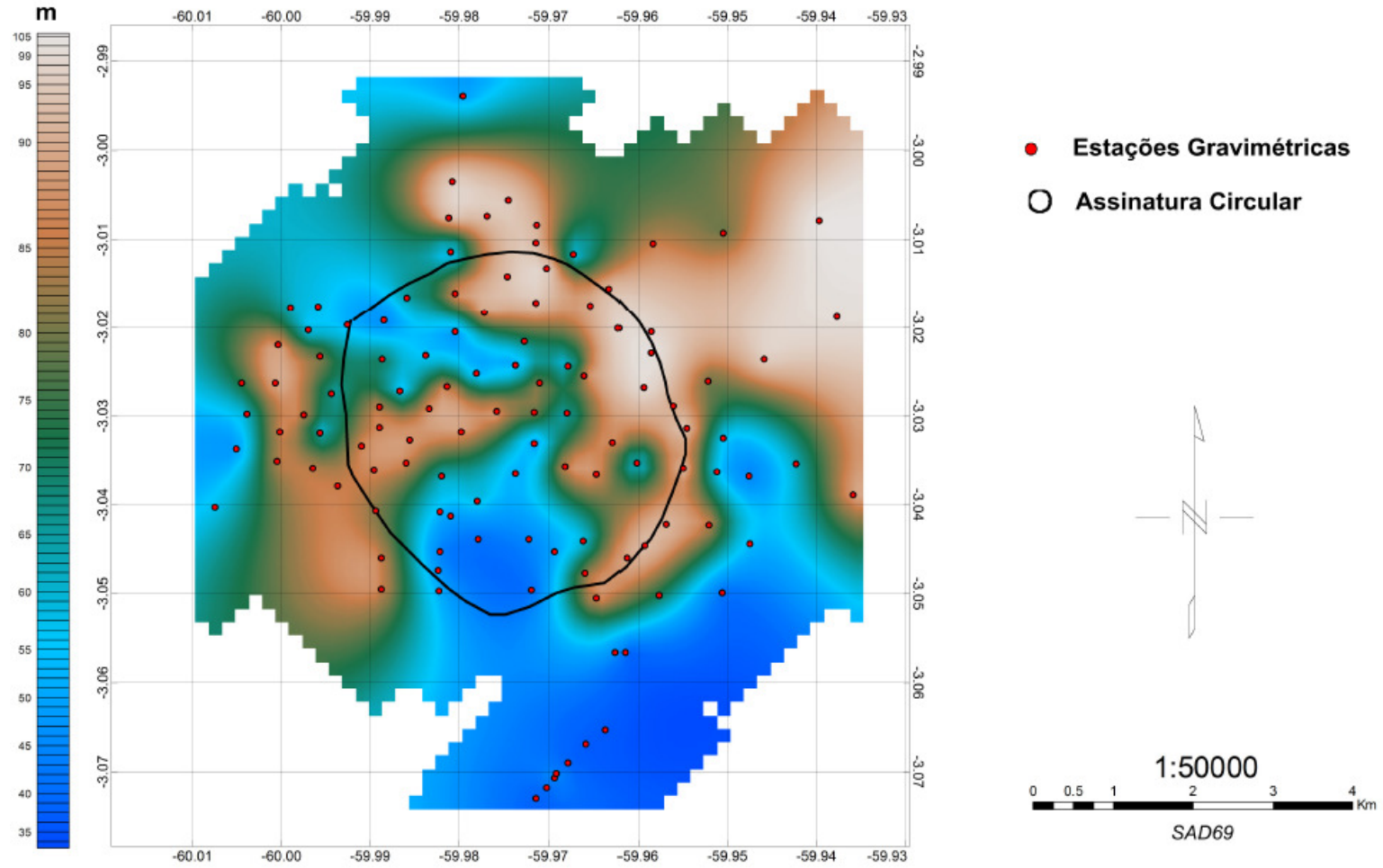


Figura 50. Mapa topográfico da área de estudo baseado nos valores altimétricos obtidos das estações gravimétricas do levantamento. Observa-se uma similaridade com os dados do modelo SRTM da Figura 49

A interpretação de anomalias gravimétricas é ambígua por natureza. Esta ambigüidade surge porque qualquer anomalia pode ser resultante de inúmeras fontes possíveis. Entretanto, a utilização de informações externas disponíveis sobre a natureza e forma do corpo anômalo diminui consideravelmente essa ambigüidade.

Poucos e raros são os estudos sobre gravimetria nessa região de estudo, limitando-se a levantamentos regionais. No entanto, destaca-se um único trabalho realizado por Carvalho *et al.*, (1993) quem realizou um levantamento gravimétrico terrestre na região metropolitana de Manaus, cuja interpretação preliminar das informações gravimétricas (mapa de anomalia Bouguer) revelou seis feições principais. Dentre estas chama a atenção três feições, duas concentrações anômalas negativas A e B (Figura 51) caracterizadas pelo autor por alcançar valores da ordem de 15 mGal relacionadas a fontes de pequenas profundidades e corresponder a zonas de deficiência de massa, gerada por pequenos blocos abatidos. O autor atribuiu causas tectônicas para explicar tais estruturas. Outra anomalia positiva da ordem de 4 mGal também relacionadas a fontes rasas, resultado de um alto estrutural local, associado ao mesmo mecanismo estrutural atribuído para as anomalias anteriores, ou ainda, pela concentração local de massa mais densa (arenito).

Como forma de comparar a área investigada com o mapa de anomalia Bouguer de Carvalho *et al.*, (1993), fez-se uma superposição desse mapa com a área de estudo em imagem de satélite (Figura 51). Notou-se que a anomalia, alvo desse estudo, está encaixada em outras anomalias de baixa densidade e as anomalias apontadas por Carvalho *et al.*, (1993) não correspondem a feições morfoestruturais, ou seja, não representam altos ou baixos topográficos no relevo da cidade de Manaus (AM).

Uma consideração adicional é que o levantamento gravimétrico anterior realizado pelo citado autor, não dispunha de instrumentos mais precisos quanto os atuais (GPS de alta precisão, imagens de satélites de alta resolução, software integrado ao Sistema de Informação Geográfica SIG). Isso pode ter afetado os resultados obtidos muito provavelmente tiveram interferência relacionada ao posicionamento geográfico das anomalias.

Em campo, na região de Manaus não há afloramento de rochas intrusivas. Entretanto, a presença de diabásio foi comprovada em perfuração de poços para água subterrânea, cerca de 190 metros (Figura 52). Esse material coletado, sob a forma de amostra de calha, foi analisado e datado, sendo caracterizado por diabásio (informação verbal). Essa informação é coincidente com o mapa de isólita de diabásio apresentado por Wanderley Filho *et al.* (2006), conforme a Figura 35 pag. 60.

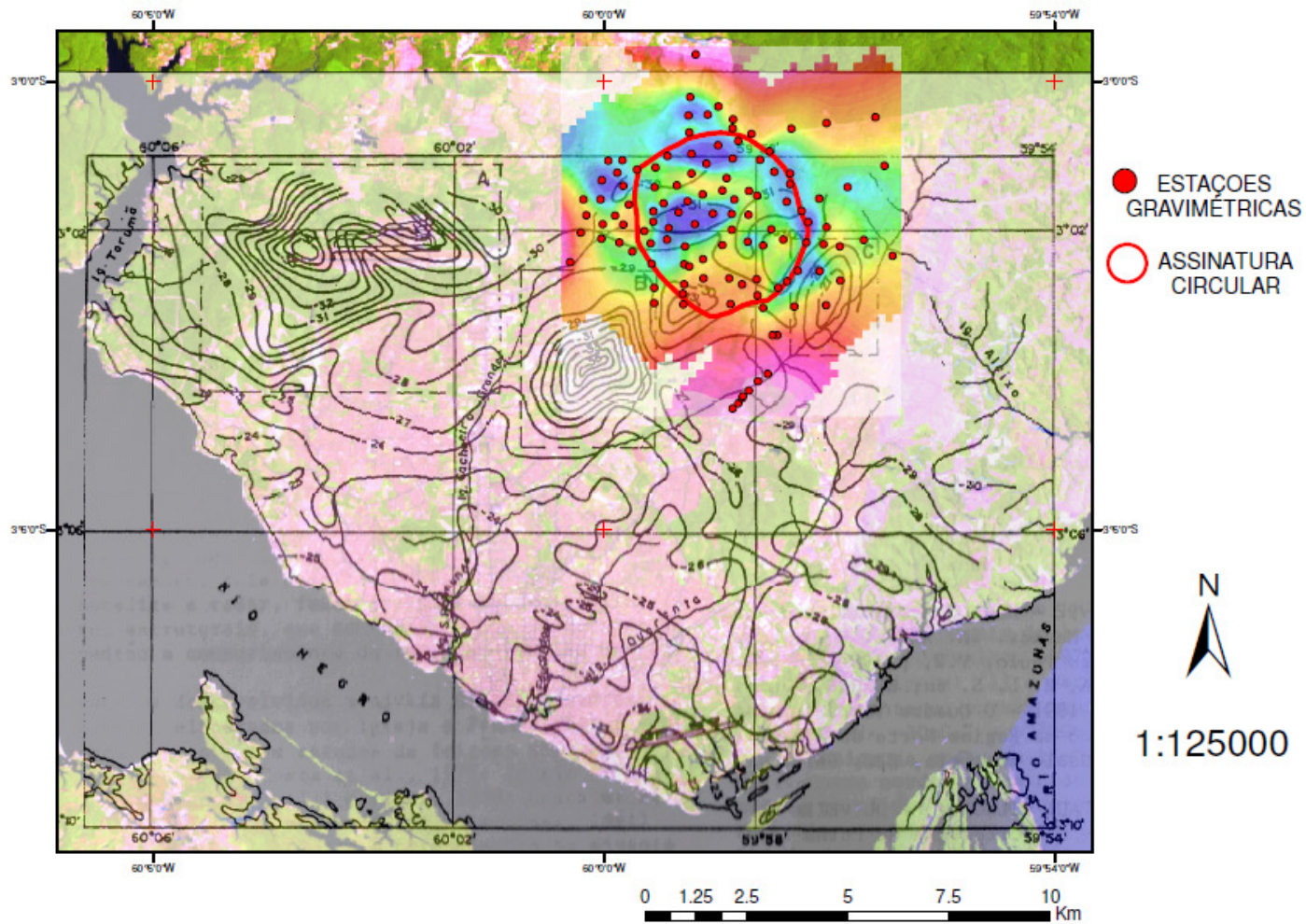


Figura 51. Mapa de anomalia Bouguer da Região de Manaus. (Modificado de Carvalho 1992).

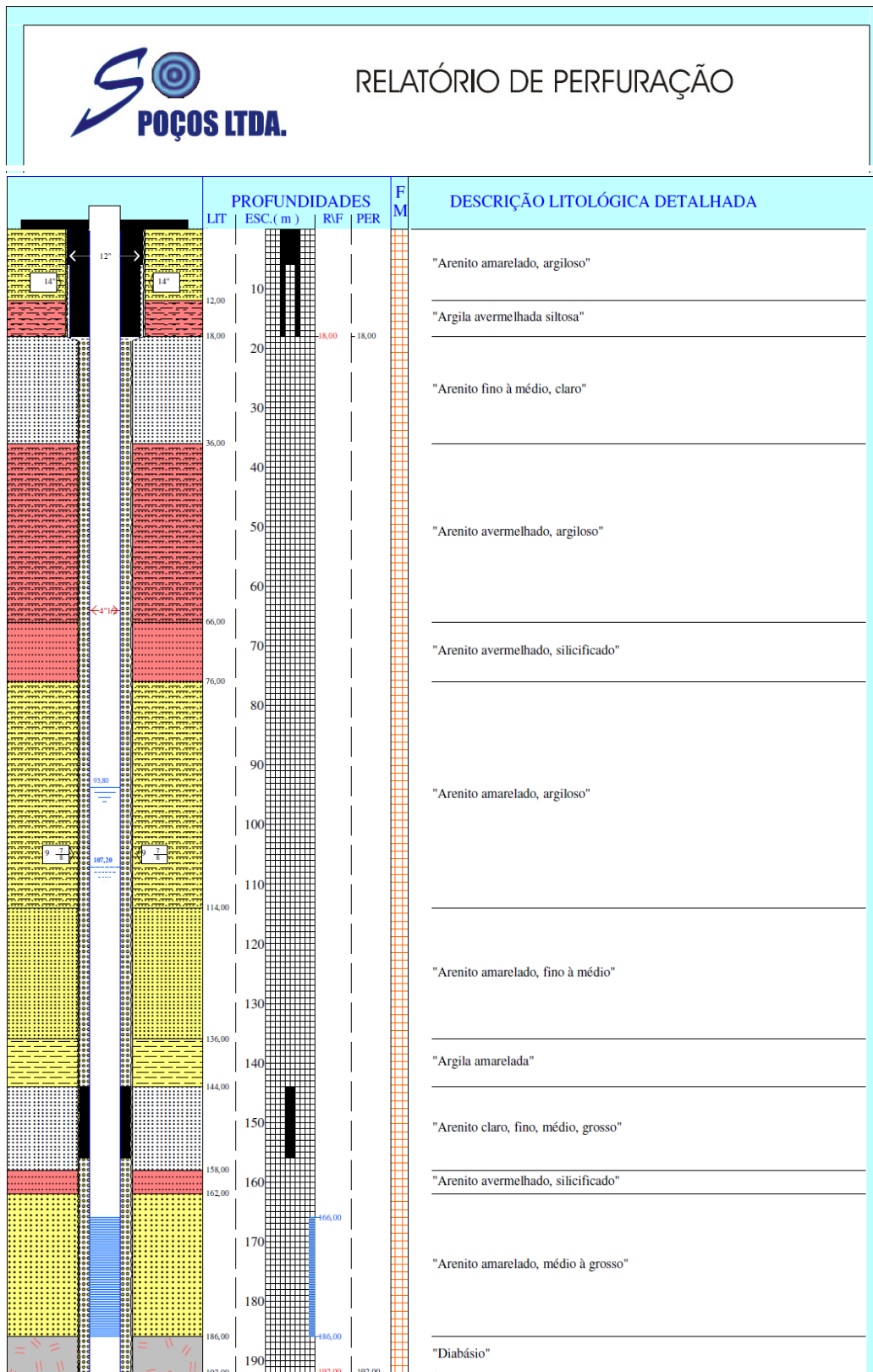


Figura 52. Perfil construtivo do poço tubular que interceptou o diabásio, (Fonte: Empresa Só Poços Ltda).

A composição/combinção dos diversos produtos cartográficos (Imagens Landsat, MDE e mapa de drenagem) e o mapa de anomalia Bouguer mostrou que a região Sul da área estudada apresenta um material em subsuperfície de característica densa alcançando valores de anomalia Bouguer da ordem de -27,8 mGal que muito provavelmente pode estar relacionado a presença do diabásio em subsuperfície. Informações geológicas da área disponíveis na literatura, resultados de poços e dados não publicados direcionaram esta análise para esses resultados.

Souza & Verma (2006) realizaram estudos acerca dos aquíferos na cidade de Manaus com perfilagens geofísicas e sondagens elétricas verticais de poços. Estes mostraram que na área da estrutura circular as rochas da Formação Alter do Chão ocorre até a profundidade máxima de 250 m. Raramente alcançam o contato com a Formação Nova Olinda subsequente. O autor, entretanto, não mostra a existência de corpos intrusivos em profundidade nesse estudo (Figura 53).

Isso mostra claramente que na borda, principalmente a sul da área de estudo, ocorre o diabásio e na área central não. Os setores norte e oeste que também apresentam valores elevados na anomalia Bouguer inicialmente não podem ser associados ao diabásio, pois as seções sedimentares apresentadas por Souza & Verma (2006) em nenhum momento aparece a presença deste. Parece que este está restrito ao setor sul, restando a possibilidade de associação à materiais mais densos dentro da Formação Alter do Chão, tais como o “Arenito Manaus” e pacotes argilosos mais compactados.

A parte central que compreende a área de assinatura da estrutura circular apresentou baixos valores de anomalia bouguer que inicialmente podem ser justificados pela ausência do diabásio naquele setor, mas também pela escassez de matérias mais denso (arenitos e argilitos) da Formação Alter do Chão observado nos perfis apresentado por Souza & Verma (2006), conforme a figura 53.

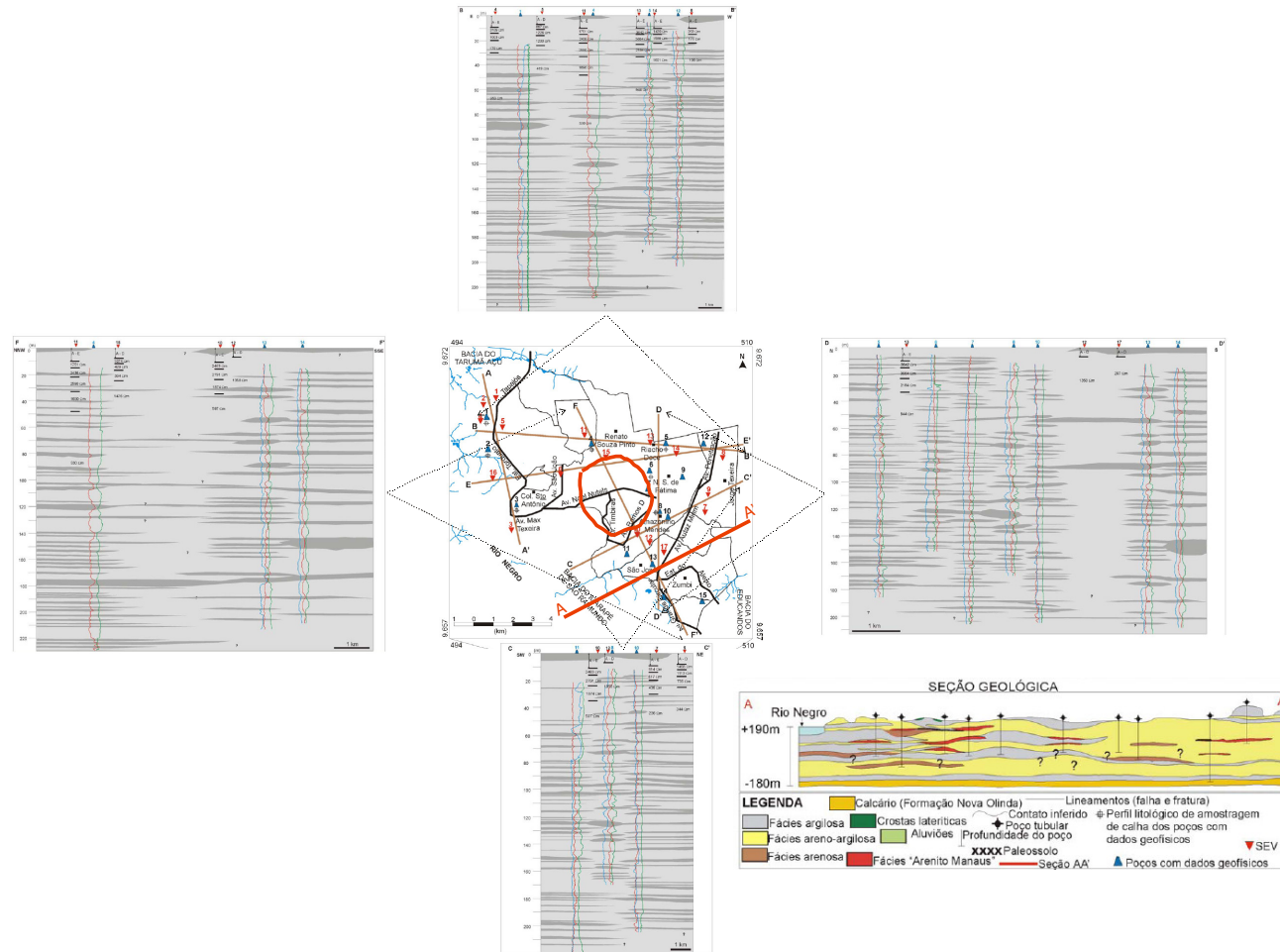


Figura 53. Mapa de localização das seções sedimentares transversais, poços com dados geofísicos e seção geológica. (modificado de Souza & Verma, 2006).

Uma possível interpretação para essa anomalia pode ser o modelo apresentado por Jamteveit *et al* (2004), conforme notado na Figura 27 pg. 52. Onde a justificativa para a formação da anomalia circular seria resultante de estruturas verticais formadas na extremidade das soleiras e que podem se estender até a superfície da paleotopografia. A terminação dessa estrutura formaria uma feição positiva no relevo e sobre esta a deposição da formação subsequente. Mas, essa consideração deve corresponder a uma feição formada no Mesozóico, portanto, muito anterior a deposição da Formação Alter do Chão que sobrepôs tal estrutura e teve seu reflexo em superfície por compactação diferencial semelhante as estruturas morfoestruturais apresentadas na bacia amazônica (Cunha 1982, Miranda *et al.* 1984 e 1994 e Dellano 2007) . O contexto atual de erosão dessa formação resultaria na morfoestrutura presente no relevo atual.

8. CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES

A anomalia circular situada na área urbana da cidade de Manaus é uma feição morfoestrutural ímpar para a região Amazônica, com forte padrão no relevo e sistema de drenagem francamente adaptado. O estudo gravimétrico (anomalia de Bouguer) desenvolvido para caracterização dessa feição em subsuperfície mostrou intervalos entre -28,8 a -27,5 mGal, com valores baixos na porção mais central e altos nos setores norte, oeste e sul. Os baixos valores foram correlacionados aos sedimentos da Bacia do Amazonas, enquanto que os valores mais elevados na borda dessa estrutura devem estar relacionados a presença de soleira de diabásio em subsuperfície. Esses dados são corroborados com as informações da distribuição das isóclitas de diabásio na Bacia do Amazonas e dados de poços para água subterrânea existente no local.

Em função dos resultados gravimétricos descartou-se que essa feição morfoestrutural corresponde a um corpo intrusivo em profundidade, pois a presença da soleira de diabásio não parece ter relação direta com a formação da anomalia circular. No entanto, essa estrutura pode resultar de processo de compactação diferencial já apresentado por alguns autores na região de Urucu (Bacia do Solimões) e no interflúvio do rio Uatumã (Bacia do Amazonas).

Os parâmetros gravimétricos utilizados nesta pesquisa não permitem a determinação da origem dessa feição morfoestrutural. É possível que essa estrutura seja resultado da interação de lineamentos estruturais que ocorrem na área, principalmente de feições E-W observadas em imagens de satélite, bem como de lineamentos N-S, NW-SE e NE-SW reconhecidamente presentes no domínio neotectônico na região de Manaus (AM).

Nesse aspecto recomendam-se estudos estratigráficos com coleta de testemunho de sondagem para correlação com os dados gravimétricos obtidos, descrição faciológica das unidades e datação do material coletado. A elaboração de seções sísmicas rasas (malha sísmica) ao longo dessa feição pode ser muito útil na caracterização morfoestrutural, assim como levantamento aeromagnetométrico de detalhe e a aquisição de mais dados gravimétricos

que envolva a área com a finalidade de individualizar as ocorrências de diabásio quanto e a delimitação completa da estrutura circular.

9. REFERENCIAS

AGUIAR, C.J.B., Horbe, M.A., R. Filho, S.F., Lopes, E.S.,Moura, U.F., Andrade, N.M. & Diógenes, H.S., 2002,**Carta hidrogeológica da cidade de Manaus**. CPRM-AM Manaus, Relatório Interno, 1-4.

ALBUQUERQUE, O.R. **Reconhecimentos geológicos no vale do Amazonas**. Boletim do Serviço Geológico e Mineralógico do Brasil, nº 3,84p,1922.

ALMEIDA, F.F.M., HASUY, Y., BRITO NEVES, B.B., FUCK, R.A. **Províncias estruturais brasileiras**. In Simpósio de Geologia do Nordeste, 8, 1977, Campina Grande. Atas...Campina Grande: SBG/NE, 1977, v.1, p. 363-391.

BARBOSA FILHO, C. M., TEIXEIRA, L. B., TRAVASSOS, W. A. S. **Tectonismo terciário na área do Tapajós**. In: Congresso Brasileiro de Geofísica, 1, 1989, Rio de Janeiro. Anais... Rio de Janeiro: SBGf, 1989, v. 3, p. 1252-59.

BEMERGUY, R. L., SENA COSTA, J. B. **Controle tectônico na evolução do sistema de drenagem da Amazônia**. In: Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, 3, 1991, Rio Claro. Anais... Rio Claro: SBG/SE, 1991, v. 1, p. 103-4.

BIZZI, L., SCHOBENHAUS, C., GONÇALVES, J. H., BAARS, F. J., DELGADO, I. M. O., ABRAM, M.B., LEÃO NETO, R., MATOS, G.M.M., SANTOS, J.O.S. 2001. **Mapa geológico do Brasil. Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil: sistemas de informações geográficas – SIG**. Mapas – Escala 1:2.500.000. CPRM, Brasília, registro digital. 4 CD-Rom.

BLOOM, A. L. Structural control of fluvial erosion. In:____. **Geomorphology-A systematic analysis of Late Cenozoic landforms**. New Jersey: Prentic Hall Inc., cap. 11, 1978. p. 272-95.

BULL, W. B., WALLACE, R. E. **Tectonic geomorphology**. Geology, n. 13, 1985, p. 216.

BURKE, K., COOPER,C, DEWEY, J.F.,MANN, P., PINDELL, J.L. **Caribbean tectonics and relative plate motions**. In: BONINI, W.E., HARGRAVES, R.B., SHAGAN, R. The Caribbean – South America plate boundary and regional tectonics. The Geological Society of America (Memoir 162), 1984. 31-63p.

CAMPOS, J. N. P., TEIXEIRA, L. B. **Estilo tectônico da bacia do Baixo Amazonas**. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 35, 1988, Belém. Anais... Belém: SBG/NO, 1988, v. 5, p. 47-50.

CAPUTO, M.V. **Stratigraphy, tectonics, paleoclimatology Nd paleogeography of northern basins of Brazil**. Santa Barbara 1984. 583p. Phd (Thesis) University of Califórnia.

CAPUTO, M.V. **Origem do Alinhamento Estrutural do Juruá – Bacia do Solimões**. In: Simpósio de Geologia da Amazônia, 2., 1985, Belém. Anais. Belém, Sociedade Brasileira de Geologia – Núcleo Norte, v.1, p. 249-258.

CAPUTO, M.V., RODRIGUES, R., VASCONCELOS, D. N. N. de. **Nomenclatura estratigráfica da bacia do Amazonas; histórico e atualização.** In: Congresso Brasileiro de Geologia, 26., 1972, Belém. Anais. Belém, Sociedade Brasileira de Geologia, v.3, p. 35-46.

CAPUTO, M. V.; SILVA, O. B. **Sedimentação e tectônica da Bacia do Solimões.** In: Origem e evolução de bacias sedimentares. 1ª. ed. Rio de Janeiro: CENPES, 1990. p. 169-192.

CARVALHO, J.S.; ARAUJO, R.L.C & JESINI, T.F.A. **Interpretação Preliminar de Informações Gravimétricas sobre a Região Metropolitana de Manaus.** In: Congresso Internacional da Sociedade Brasileira de Geofísica, 3, 1993, Rio de Janeiro, v. 2, p. 790-792.

CONCEIÇÃO, J. C. J., ZALÁN, P.V., DAYAN, H.. **Deformações em Rochas Sedimentares induzidas por Intrusões Magmáticas: Classificação e Mecanismos de Intrusão.** Boletim de Geociências da Petrobrás, Rio de Janeiro, v. 7 (1/4), p. 57-91, 1993.

COOKE, R. U. **Geomorphology in environmental management: an introduction.** New York: Ed. Oxford, Clarendon Press, 1990. 410p.

CORDANI, U.G., BRITO NEVES, B.B. de., FUCK, R. A., PORTO, R., THOMAZ FILHO, A., CUNHA, F. M. B. **Estudo Preliminar de Integração do Pré-Cambriano com os eventos tectônicos das bacias sedimentares brasileiras.** Rio de Janeiro, PETROBRÁS/CENPES/SINTEP (Série Ciência-Técnica-Petroleo. Seção: exploração e petróleo, Publ. 15) 1984.

COSTA, A. R. A., WANDERLEY FILHO, J. R., **Os evaporitos e halocinese na Amazônia.** In Sal: Geologia e Tectônica, 2008, Cap. VIII, p.208-219.

COSTA, J. B. S., **A neotectônica na Amazônia.** In: Simpósio de Geologia da Amazônia, 5, 1996, Belém. Anais... Belém: SBG/NO, 1996, v. 1, p. 35-8.

COSTA, J. B. S., BEMERGUY, R. L., HASUI, Y., BORGES, M. S. **Tectonics and paleogeography along the Amazon river.** Journal of South America Earth Sciences, v. 14, 335-47, 2001.

COSTA, J. B. S., HASUI, Y. **Evolução geológica da Amazônia.** In: COSTA, M.L., ANGÉLICA, R.S. Contribuições à Geologia da Amazônia. Belém: FINEP/SBG, Núcleo Norte, 1997, v.1, p. 15-90.

COSTA, J. B. S. ; HASUI, Y. ; ARAUJO, O. J. B. . **Episódios de Reativação Proterozóica na Região Norte do Brasil.** Revista do IESAM, Belém-PA, v. 01, n. 01, p. 129-151, 2003.

COSTA, J. B. S., HASUI, Y. **O quadro geral da evolução tectônica da Amazônia.** In: Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, 3, 1991, Rio Claro. Anais... Rio Claro: SBG/SE, 1991, v. 1, p. 142-5.

COSTA, J. B. S., HASUI, Y., BORGES, M. S., BEMERGUY, R. L., SAADI, A., COSTA JÚNIOR, P. S. **Arcabouço tectônico meso-cenozóico da região da calha do rio Amazonas.** In: Simpósio de Geologia da Amazônia, 4, 1994, Belém . Anais... Belém: SBG/NO, 1994, v. 1, p. 47-50.

COSTA, J. B. S., IGREJA, H. L. S., BORGES, M. S., HASUI, Y. **Tectônica mesozóica-cenozóica da região norte do Brasil.** In: Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, 3, 1991, Rio Claro. Anais... Rio Claro: SBG/SE, 1991, v. 1, p. 108-10.

COSTA, R. C. R., NATALI FILHO, T., OLIVEIRA, A. A. B. **Geomorfologia da Folha SA.20-Manaus.** In: BRASIL. Departamento Nacional da Produção Mineral. Projeto RADAMBRASIL. Folha SA.20-Manaus. Geologia, geomorfologia, pedologia, vegetação e uso potencial da terra. Levantamento de Recursos Naturais. Rio de Janeiro: MME/DNPM, 1978. v. 18, cap. 2, p. p. 165-244.

COTTON, C. A. **Block structure.** In: _____. Geomorphology. Local de Publicação: Whitcombe and Tombs, 1958. p. 154-87.

CUNHA, F.M.B., APPI,V.T. **Controle Geológico na definição de grandes domínios ambientais na planície Amazônica.** Boletim de Geociências da Petrobras, 30-45, 1990.

CUNHA, F.M.B. **Aspectos morfoestruturais do baixo Amazonas.** In: Simpósio de Geologia da Amazônia, 1, 1982, Belém. Anais... Belém: SBG/NO, 1982, v. 1, p. 75-83.

CUNHA, F.M.B. **Controle tectônico – estrutural na hidrografia na região do Alto Amazonas.** In: Congresso Brasileiro de Geologia, 35, 1988, Belém. Anais... Belém: SBG, 1988, v. 5, p. 2267-2276.

CUNHA, F.M.B. **Morfologia e neotectonismo do Rio Amazonas.** In: Simpósio de Geologia da Amazônia, 3, SBG/No, Belém. Anais... Belém: SBG/NO, 1991, p. 193-210.

CUNHA, P.R.C., GONZAGA, F.G., COUTINHO, L.F.C., FEIJÓ, F.J. **Bacia do Amazonas.** **Boletim de Geociências da Petrobrás**, v. 8, n^o. 1, p. 47-55, 1994.

DEFFONTAINES, B. **Proposition of a morpho-neotectonic method application in the forgères area.** Oriental Brittany, France. Bulletin INQUA Neotectonic Commission, v. 12, p. 48-52, 1989.

DELLANO, M.I. **Integração de dados de Sensoriamento Remoto (SRTM E RADARSAT-1), Geologia, Gravimetria e Magnetometria Para Estudo Morfoestrutural da Área do Rio Uatumã, Bacia do Amazonas.** São José dos Campos, 2007, 164p. Dissertação de Mestrado do Curso de Pós-Graduação em Sensoriamento Remoto – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE).

EIRAS, J.F., KINOSHITA, E.M. **Evidências de movimentos transcorrentes na bacia do Tacutu.** Boletim de Geociências da Petrobrás , v. 2, n^o. 2/4, p. 193-208, 1988.

EIRAS, J.F., KINOSHITA, E.M. **Geologia e perspectivas petrolíferas da Bacia do Tacutu.** In: GABAGLIA, G. P. R. e MILANI, E. J., (Coord). Origem e evolução de bacias sedimentares., Rio de Janeiro, 1990, 197-220p.

FERNANDES FILHO, L. A., SENA COSTA, J. B., COSTA, M. L. **Bacia de Manaus: uma estrutura pull-apart do Quaternário.** In: Simpósio Nacional de Estudos Neotectônicos, 5, 1995, Gramado. Anais... Gramado: SBG, 1995, p. 425-6.

FERNANDES FILHO, L. A. **Geologia, mineralogia, geoquímica dos lateritos de Manaus - Amazonas**. Belém, 1996. 96p. Dissertação (Mestrado em Geoquímica e Petrologia) - Centro de Geociências da Universidade Federal do Pará.

FERNANDES FILHO, L. A., COSTA, M.L., SENA COSTA, J. B. **Registros neotectônicos nos lateritos de Manaus - Amazonas**. Geociências, v. 16, n. 1, p. 9-34, 1997.

FRANZINELLI, E., IGREJA, H.L.S. **Utilização do sensoriamento remoto na investigação da área do Baixo Rio Negro e Grande Manaus**. In: Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto, 6, 1990, Manaus. Anais... Manaus: SBG/NO, 1990, v. 3, p. 641-8.

FRANZINELLI, E., PIUCI, J. **Evidências de neotectonismo na Bacia Amazônica**. In: Congresso Latino-Americano de Geologia, 7, 1988, Belém. Anais... Belém: SBG.

HASUI, Y. **Evolução geológica da Amazônia**. In: Simpósio de Geologia da Amazônia, 5, 1996, Belém. Anais... Belém: SBG/NO, 1996, v. 1, p. 31-4.

HASUI, Y. **Neotectônica e aspectos da tectônica ressurgente no Brasil**. In: Work-Shop sobre Neotectônica e Sedimentação Cenozóica no Sudeste do Brasil, 1, Belo Horizonte, 1990. Anais... Belo Horizonte, SBG/SE, p. 1-31.

HOWARD, A. D. **Drainage analysis in geologic interpretation: A summation**. The American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v. 51, n^o. 11, p. 2246-59, 1967.

IBGE. FUNDAÇÃO INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA. **Geografia do Brasil**. Rio de Janeiro: Base Cartográfica IBGE, 2001.

IBGE. FUNDAÇÃO INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA. **Geografia do Brasil**. Rio de Janeiro: Unidade de Relevo IBGE, 2006.

IGREJA, H. L. S., FRANZINELLI, E. **Estudos neotectônicos na região do baixo rio Negro – centro-nordeste do Estado do Amazonas**. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 36, 1990, Manaus. Anais... Manaus: SBG/NO, 1990, v. 5, p. 2099-2108.

IRIONDO, M. H. **Geomorfologia da planície Amazônica**. In: Simpósio do Quaternário no Brasil, 4, 1982, Rio de Janeiro. Atas... Rio de Janeiro: SBG/SE, 1982, p. 323-48.

JAILLARD, E., Hérial, G., Monfret, T., Díaz-Martínez, E., Baby, P., Lavenu, A., Dumont, J.F., 2000. **Tectonic evolution of the Andes of Ecuador, Peru, Bolivia and northernmost Chile**. In: Cordani, U.G., Milani, E.J., Thomaz Filho, A., Campos, D.A. (eds.), "Tectonic evolution of South America", Rio de Janeiro, p. 481-559.

JAMTVEIT, B., SVENSEN, H., PODLADCHIKOV, Y. Y. & PLANKE, S. **Hydrothermal vent complexes associated with sill intrusion in sedimentary basins**. From: BREITKREUZ, C. & PETFORD, N. (eds) 2004. *Physical Geology of High-Level Magmatic Systems*. Geological Society, London, Special Publications, 234, 233-241.

KELLER, E., PINTER, N. **Active tectonics: earthquake, uplift and landscape**. 1a. ed. New Jersey: Prentice Hall, 1996. 338p.

MAURO, C. A., NUNES, B. T. A., FRANCO, M. S. M. **Geomorfologia da Folha SB.20-Purus**. In: BRASIL. Departamento Nacional da Produção Mineral. Projeto RADAMBRASIL. Folha SB.20-Purus. Geologia, geomorfologia, pedologia, vegetação e uso potencial da terra. Levantamento de Recursos Naturais. Rio de Janeiro: MME/DNPM, 1978. v. 17, 554p.

MIOTO, J. A. **Sismicidade e zonas sismogênicas do Brasil**. Rio Claro, 1993. v. 1 e 2. Tese (Doutoramento) - Instituto de Geociências e Ciências Exatas, UNESP.

MIRANDA, F. P. **Significado geológico das anomalias morfoestruturais da Bacia do Alto Amazonas**. In: Simpósio Amazônico, 2, 1984, Manaus. Anais... Manaus:SBG/NO, DNPM, 1984, v. 1, p. 103-16.

MIRANDA, F. P., BENTZ, C. M., FONSECA, L. E. N., LIMA, C. C., COSTA, A. R., NUNES, K. C., FELGUEIRAS, C. A., ALMEIDA FILHO, R. **Integração de dados de sensoriamento remoto, aeromagnetometria e topografia na definição do arcabouço estrutural da região do rio Uatumã (Bacia do Amazonas)**. PETROBRÁS/ CENPES, 1994, Superintendência de Exploração e Produção (SUPEP), Divisão de Exploração (DIVEX)/ Setor de Tectônica (SETEC).

MIZUSAKI & THOMAZ FILHO. **Magmatismo pós-paleozóico no Brasil** In: Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida. 2004. Beca, cap. XVII, p. 281-291.

MIZUSAKI, A.M.P., WANDELEY FILHO, J.R., AIRES, J.R.. **Caracterização do magmatismo básico das bacias do Solimões e do Amazonas**. Petrobrás, 1992 (Relatório Interno). In: CUNHA, P.R.C., GONZAGA, F.G., COUTINHO, L.F.C., FEIJÓ, F.J. Bacia do Amazonas. Boletim de Geociências da Petrobras, v.8, n^o. 1, p.47-55, 1994.

NASCIMENTO, D.A., MAURO, C.A., GARCIA, M.G.L. **Geomorfologia da Folha SA.21-Santarém**. In: BRASIL. Departamento Nacional da Produção Mineral. Projeto RADAMBRASIL. Folha SA.22-Santarém. Geologia, geomorfologia, pedologia, vegetação e uso potencial da terra. Levantamento de Recursos Naturais. Rio de Janeiro: MME/DNPM, 1976. v. 10, cap. 2, p. 131-98.

NEVES, C. A. O. **Prospectos potenciais e áreas prioritárias para exploração na Bacia do Amazonas**. Boletim de Geociências da Petrobrás, v. 4, n^o. 1, p. 95-103, 1990.

NEUMANN E.R., PLANKE S. & SØRENSEN A.M. 2003. **Emplacement mechanisms and magma flows in sheet intrusions in sedimentary basins**. In: Sill Emplacement-NFR Application, Oslo. *VBPR Report*, p. 1-10. Disponível em <<http://folk.uio.no/polteau/silapplication1.pdf>> Acesso em 19 junho 2010.

OUCHI, S. **Response of alluvial rivers to slow active tectonic movement**. Geological Society of American Bulletin, v. 96, p. 504-15, 1985.

PHILLIPS L. F., SCHUMM, S. A. **Effect of regional slope on drainage networks**. Geology, v. 15, p. 813-6, 1987.

PIUCI, J., FRANZINELLI, E. **Neotectonismo na Bacia Amazônica**. In: Congresso Brasileiro de Geofísica, 1, 1989, Rio de Janeiro. Anais... Rio de Janeiro: SBGf, 1989, v. 1, p. 461-6.

PLANKE, S., RASMUSSEN, T., REY, S.S. & MYKLEBUST, R. 2005. **Seismic characteristics and Distribution of Volcanic Intrusions and Hydrothermal Vent Complexes in the VØring and MØre basins**. In DORÉ, A. G. & VINING, B. A. (eds) *petroleum Geology: North-West Europe and Global Perspectives – Proceedings of the 6th Petroleum Geology Conference*, 833-844. Geological Society, London.

REZENDE, W.M. & BRITO, C. G. de. **Avaliação Geológica da Bacia Paleozóica do Amazonas**. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 27, 1973, Aracaju. Anais. Aracaju, Sociedade Brasileira de Geologia, v. 3. p. 227-246.

SÁ, N. C., **Redução de Observações Gravimétricas teoria e prática (apostila)**. 1994. Universidade de São Paulo, Departamento de Geofísica – IAG. 84p.

SAADI A., MACHETTE M. N, HALLER, K. M., DART R. L., BRADLEY L. A., SOUZA A. M. P. D. **Map and database of quaternary faults and lineaments in Brazil**. USGS - Project of the International Lithosphere Program Task Group II-2, Major Active Faults of the World, 2002, 58p.

SANTOS, D. B., FERNANDES, P. E. C. A., DREHER, A. M., CUNHA, F. M. B., BASEI, M. A. S., TEXEIRA, J. B. G. BRASIL. DEPARTAMENTO DE PRODUÇÃO MINERAL. PROJETO RADAMBRASIL. **Folha AS. 22-Tapajós. Geologia, geomorfologia, pedologia, vegetação e uso potencial da terra. Levantamento de Recursos Naturais**. Rio de Janeiro: MME/DNPM, 1975. V. 10, 220p.

SCHUMM, S. A. **Alluvial river response to active tectonics**. Active tectonics, studies in geophysics, National Academy Press, p. 80-94, 1986.

SILVA C. L., MORALES, N., CRÓSTA, A. P., COSTA, S. S., JIMENEZ-RUEDA, J. R. 2007. **Analysis of tectonic-controlled fluvial morphology and sedimentary processes of the western Amazon basin: an approach using satellite images and digital elevation model**. Anais da Academia Brasileira de Ciências, no prelo, v.4, 71, 2007.

SILVA, C. L. **Análise da tectônica cenozóica na região de Manaus e adjacências**. Rio Claro, 2005, 282p. Tese (Tese de Doutorado em Geologia Regional) – Universidade Estadual Paulista, Instituto de Geociências e Ciências Exatas.

SILVA, C.L., HORBE, A.M.C., HORBE, M.A., MORALES, N., COSTA, S.S., RUEDA, J.R.J. **Bacias quaternárias ao longo do Rio Solimões-Amazonas**. In: Simpósio de Geologia da Amazônia, 8, Manaus, 2003.

SILVA, C.L., CARVALHO, J.S., COSTA, S.S., ALECRIM, J.D. **Considerações sobre neotectonismo na cidade de Manaus (AM) e áreas adjacentes: uma discussão preliminar**. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 38, SBG, Balneário Camboriú (SC). Anais... SBG, 1994, v. 2, p. 251-252.

SILVA, C.L., COSTA, S.S., CARVALHO, J.S. **Um estudo preliminar neotectônico na Cidade de Manaus/AM**. In: Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, 5, 1995, Gramados. Anais... Gramado: SBG, 1995, p. 438-9.

SIMAS, J. L. **Análise Morfoestrutural da Cidade de Manaus (AM)**. Manaus, 2009, 93p. Dissertação (Dissertação de Mestrado em Geologia Regional) – Universidade Federal do Amazonas, Instituto de Ciências Exatas, Programa de Pós-Graduação em Geociências.

SOUZA, L.S.B &, VERMA, O.P. **Mapeamento de aquíferos na cidade de Manaus / AM (zonas norte e leste) através de perfilação geofísica de poço e sondagem elétrica vertical**. In: Revista de Geologia, Vol. 19, nº 1, 111-127, 2006.

SOUZA M.M., MEDEIROS M.F. **Contribuição ao estudo sedimentológico da região de Manaus**. In: SBG, Cong. Brás. Geol., 26 1972, Belém, *Anais* v.1, p.129-140.

STERNBERG, H. O. R. **Vales tectônicos na planície amazônica?**. Revista Brasileira de Geografia, v. 12, nº 4, p. 3-26, 1950.

STEWART, I. S., HANCOCK, P. L. Neotectonics. In: HANCOCK, P. L. ed. **Continental deformation**. New York: Pergamon Press, 1994. cap.18, p. 370-409.

SUMMERFIELD, M. A. **Global geomorphology: in introduction to the study of landforms**. New York: Logman Scientific e Technical, 1993, 537.

THOMAZ FILHO, A., Mizusaki, A. M. P., Antonioli, L.. **Magmatismo nas Bacias sedimentares brasileiras e sua influência na geologia do petróleo**. Revista Brasileira de Geociências, v. 32 (2-suplemento), p. 128-137, 2008.

TRAVASSOS, W. A., BARBOSA FILHO, C. M. **Tectonismo terciário na área do rio Tapajós, Bacia do Amazonas**. Boletim de Geociências da PETROBRÁS, v. 4, nº 3, p. 299-314, 1990.

TRICART, J. L. **Tipos de planícies aluviais e de leitos fluviais na Amazônia brasileira**. Revista Brasileira de Geografia, Rio de Janeiro, 1977, 39(2):03-40.

VIEIRA, L. C. ; NOGUEIRA, A. C. R. . **Sedimentologia da Formação Alter do Chão no Município de Manaus**. In: JORNADA DE INICIAÇÃO CIENTÍFICA DA UNIVERSIDADE DO AMAZONAS, 6, 1997, Manaus. VI JORNADA DE INICIAÇÃO CIENTÍFICA DA UNIVERSIDADE DO AMAZONAS, 1997. v. único.

WANDERLEY FILHO, J. R. **Evolução estrutural da Bacia do Amazonas e sua relação com o embasamento**. Belém, 1991. 125p. Dissertação (Mestrado em Geociências) - Centro de Geociências da Universidade Federal do Pará.

WANDERLEY FILHO, J. R., COSTA, J. B. S. **Contribuição a evolução estrutural da bacia do Amazonas e sua relação com o embasamento**. In: Simpósio de Geologia da Amazônia, 3, SBG/NO, Belém. Anais... Belém, SBG/NO, 1991, p. 244-59.

WANDERLEY FILHO, J. R., TRAVASSOS, W. A. S., ALVES, D. B.. **O diabásio nas bacias paleozóicas amazônicas – herói ou vilão?**. In: Boletim de Geociências da PETROBRAS, Rio de Janeiro, v. 14, n^o.1, p. 177- 184, 2006.