UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARÁ
CENTRO DE GEOCIÊNCIAS
CURSO DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA E GEOQUÍMICA

TESE DE MESTRADO

TECTÔNICA CENOZÓICA E MOVIMENTAÇÃO SALÍFERA NA BACIA DO AMAZÔNAS E SUAS RELAÇÕES COM A GEODINÂMICA DAS PLACAS DA AMÉRICA DO SUL, CARIBE, COCOS E NAZCA.

Tese apresentada por:
ANTONIO ROBERTO ALMEIDA COSTA

Como requisito parcial à obtenção do Grau de Mestre em Ciências na Área de GEOLOGIA

BELÉM
2002

Universidade Federal do Pará
Centro de Geociências
Curso de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica

TECTÔNICA CENOZÓICA E MOVIMENTAÇÃO SALÍFERA NA BACIA DO AMAZONAS E SUAS RELAÇÕES COM A GEODINÂMICA DAS PLACAS DA AMÉRICA DO SUL, CARIBE, COCOS E NAZCA

TESE APRESENTADA POR

ANTONIO ROBERTO ALMEIDA COSTA

Como requisito parcial à obtenção do Grau de Mestre em Ciências na Área de GEOLOGIA.

Data de Aprovação: **13 / 09 / 2002**

Comitê de Tese:

JOÃO BATISTA SENA COSTA (Orientador)

PETER SZATMARI

MÁRIO VICENTE CAPUTO

Belém

À minha mãe e ao meu pai, por um exemplo de vida.

À minha esposa Fernanda, pela dedicação e companheirismo.

Aos meus filhos Igor e Tayanna, pelo carinho, compreensão e afeto.

AGRADECIMENTOS

Registro meus sinceros agradecimentos às pessoas e instituições que colaboraram de alguma maneira para a realização desta dissertação, em especial:

- À Petrobrás pela liberação para o desenvolvimento do programa de mestrado, através da Unidade de Negócios da Amazônia (UN-AM); na pessoa do Gerente Geral, geólogo Paulus Hendrikus Van der Ven.

- Ao meu orientador Prof. Dr. João Batista Sena Costa pela sua dedicação e pragmatismo demonstrados durante a execução do trabalho, externo aqui meus sinceros agradecimentos.

- À Universidade Federal do Pará-UFPA que através do Centro de Geociências e Curso de Pós Graduação em Geologia (CPGG) proporcionou-me essa oportunidade de desenvolver tal pesquisa.

- Aos membros da banca examinadora Dr. Peter Szatmari e Prof. Dr. Mário Vicente Caputo pela revisão e avaliação do trabalho.

- Aos colegas da Gerência de Avaliação de Blocos e Interpretação Geológica e Geofísica da Petrobrás (UN-AM/ABIG), pelo intercâmbio de conhecimento sísmico-geológicos das bacias do Amazonas e Solimões.

- À Profª. Dr. Ruth Léa Bermeguy, pela boa vontade em emprestar-me um amplo acervo bilbiográfico sobre neotectônica da Amazônia.

- Ao Prof. Dr. Roberto Vizeu Lima Pinheiro, pela atenção nos momentos em que recorri à sua ajuda.

- Ao colega da Petrobrás Gilberto José M. de Souza, pela ajuda durante as pesquisas bibliográficas.

- Ao colega Jaime Fernandes Eiras, pelas discussões e informações sobre a Bacia do Tacutu.

- Aos colegas da Petrobrás Clayton Pontes e Alcides Barbosa, pelo processamento e gravação em CD de algumas imagens de satélite da Bacia do Amazonas.

- Aos colegas da Petrobrás Paulo Roberto da Cruz Cunha e Joaquim Ribeiro Wanderley Filho, pela revisão final do texto.

- Aos colegas da UFPa, pela salutar convivência.

- E à minha esposa, Fernanda, verdadeira amiga e grande incentivadora para a realização deste programa de mestrado.

SUMÁRIO pg.

DEDICATÓRIA..... i

AGRADECIMENTOS..... ii

LISTA DE ILUSTRAÇÕES..... vi

RESUMO..... 1

ABSTRACT..... 4

1 INTRODUÇÃO..... 7

1.1 LOCALIZAÇÃO DA ÁREA..... 7
1.2 OBJETIVOS..... 8
1.3 METODOLOGIA..... 9

2 A GEODINÂMICA DAS PLACAS SUL AMERICANA, NAZCA, COCOS E DO CARIBE NO CENOZÓICO E O REGIME NEOTECTÔNICO AO LONGO DE SEUS LIMITES E NO DOMÍNIO INTRAPLACA..... 11

2.1 INTRODUÇÃO..... 11
2.2 EVOLUÇÃO TECTÔNICA DO CENOZÓICO DA REGIÃO NORTE DOS ANDES..... 12
2.2.1 Aspectos tectônicos regionais..... 12
2.2.2 Compartimentação morfotectônica..... 18
2.2.3 Evolução tectônica cenozóica..... 21
2.2.4 Tectônica ativa..... 30

2.3 A REGIÃO DO CARIBE..... 36
2.3.1 Aspectos tectônicos regionais..... 36
2.3.2 Evolução tectônica cenozóica..... 37
2.3.3 Tectônica ativa..... 48
2.4 NEOTECTÔNICA E O REGIME DE ESFORÇOS INTRAPLACA..... 53
2.4.1 Aspectos conceituais da neotectônica..... 53
2.4.2 Os esforços intraplaca na América do Sul..... 55

3 A BACIA DO AMAZONAS..... 66

3.1 INTRODUÇÃO..... 66
3.2 O EMBASAMENTO..... 67
3.3 O PREENCHIMENTO SEDIMENTAR..... 75
3.3.1 A seqüência evaporítica..... 77
3.3.1.1 Generalidades..... 77
3.3.1.2 Caracterização na Bacia do Amazonas..... 78
3.3.2 A seqüência Cretáceo – Terciária..... 82
3.3.2.1 Cretáceo - Formação Alter do Chão..... 82
3.3.2.2 Terciário – Formação Solimões..... 87
3.4 TECTÔNICA..... 91
3.4.1 Aspectos regionais e o evento tectônico Juruá..... 91
3.4.2 Tectônica cenozóica e movimentação salífera..... 112
3.4.2.1 Introdução..... 112
3.4.2.2 Estado atual do conhecimento..... 112
3.4.2.3. Estilos estruturais..... 132
3.4.2.3.1 Setores estruturais: Interpretação e caracterização sísmica..... 132
3.4.2.4 Estilos estruturais no âmbito das bacias do Solimões, Acre e Tacutu..... 176
3.4.2.4.1 Introdução..... 176
3.4.2.4.2 Bacia do Solimões..... 176
3.4.2.4.3 Bacia do Acre..... 180
3.4.2.4.4 Bacia do Tacutu..... 183

3.4.2.5 Movimentação salífera..... 187
3.4.2.5.1 Introdução..... 187
3.4.2.5.2 Fundamentos teóricos..... 188
3.4.2.5.3 Halotectônica na Bacia do Amazonas..... 197
3.4.2.6 Cronologia dos eventos deformacionais..... 207
3.4.3 Consolidação final e o quadro cinemático regional do Cenozóico..... 211

4 CONCLUSÕES..... 219

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS..... 223

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

Figuras **pg.**

Figura 1 Mapa de localização da região de abrangência do estudo. Em destaque (retângulo tracejado), a porção ocidental da Bacia do Amazonas, área de enfoque principal da dissertação. 07

Figura 2 Região noroeste da Placa Sul Americana e Placa do Caribe (Imagem do Satélite NOAA). 12

Figura 3 Posicionamento tectônico das placas ao longo dos Andes, na região que vai do Equador ao norte do Chile. 14

Figura 4 A Cordilheira dos Andes e a distribuição das placas tectônicas adjacentes, a partir de imageamento orbital de radar (NASA/GSFC: IERS 96). 15

Figura 5 Modelos de formação do segmento curvo do cinturão Andino. 16

Figura 6 Rotações tectônicas nos Andes Centrais. 17

Figura 7 Mapa com domínios morfológicos dos Andes Peruanos. 19

Figura 8 Quadro resumo dos eventos tectônicos dos Andes de 80 Ma ao Presente. 25

Figura 9 Direções principais de *stress* deduzidas a partir de análise estrutural de falhas ativas. 33

Figura 10 Feições geodinâmicas e relacionamento entre as zonas de convergência obliqua e a Cordilheira Andina. .....……..... 34

Figura 11 Campos de velocidade nas zonas de limites de placas dos Andes. 35

Figura 12 Epicentros de terremotos e vulcões ativos. 36

Figura 13 Região do Caribe. 37

Figura 14 Movimentos absoluto e relativo da placa do Caribe e adjacentes, para os últimos 5 Ma. 39

Figura 15 Quadro evolutivo há 59 Ma (Paleoceno). 40

Figura 16 Quadro evolutivo há 35 Ma (Oligoceno Inferior)..... 41

Figura 17 Quadro evolutivo há 21 Ma (Mioceno Inferior)..... 41

Figura 18 Quadro evolutivo há 10 Ma (Mioceno Superior)..... 42

Figura 19 Posições das placas há 60 Ma (Paleoceno Médio) em relação ao sistema de referência de *hotspots*: Galápagos (G) e Sala y Gómez (S). 43

Figura 20 Posições das placas há 38 Ma (Eoceno Superior) em relação ao sistema de referência de hotspots: Galápagos (G) e Sala y Gómez (S). 44

Figura 21 Localização das 33 bacias sedimentares formadas durante o movimento da placa do Caribe para leste após o Eoceno. 46

Figura 22 Posições das placas há 21 Ma (Mioceno Inferior) em relação ao sistema de referência de *hotspots*: Galápagos (G) e Sala y Gómez (S). 47

Figura 23 Posições das placas no Presente, em relação ao sistema de referência de *hotspots*: Galápagos (G) e Sala y Gómez (S). 47

Figura 24 Reconstituição para o Eoceno Superior (38 Ma.) da posição das placas do Caribe, da América do Norte e da América do Sul. 49

Figura 25 Deformação ativa da placa do Caribe. 51

Figura 26 Mapa gravimétrico (*free air*) derivado dos sensores remotos Geosat e ERS-1..... 52

Figura 27 Terremotos e vulcões ativos ao longo das zonas de limites das placas..... 52

Figura 28 Orientações do *stress* horizontal máximo (*SHmax*) na América do Sul. 58

Figura 29 Direções médias de *stress* horizontal máximo. 60

Figura 30 Orientações do *stress* máximo horizontal na região norte da América do Sul e na porção sul-sudeste do Caribe. 62

Figura 31 Orientações de *SHma*x obtidos a partir da análise de *breakouts* em poços nas bacias sedimentares do norte do Brasil. 65

Figura 32 Linhas de base do sistema geodésico espacial francês DORIS. 65

Figura 33 Mapa de localização da Bacia do Amazonas. 66

Figura 34 Províncias e sub províncias do craton amazônico. 68

Figura 35 Domínios geotectônicos (geocronológicos) da Amazônia. 69

Figura 36 Blocos crustais identificados através de dados geológicos e geofísicos. 70

Figura 37 Contexto estrutural do Proterozóico Médio da Amazônia. 71

Figura 38 Mapa de anomalias Bouger da Bacia do Amazonas. 74

Figura 39 Carta estratigráfica da Bacia do Amazonas. 75

Figura 40 Mapa de isólitas de halita (total) da Formação Nova Olinda com perfis litológicos e de raios gama, de dois poços de referência, do intervalo equivalente a Formação Nova Olinda. 80

Figura 41 Variação faciológica ocorrente entre as áreas de plataforma e da calha central da Bacia do Amazonas. 80

Figura 42 Megaciclotemas (MG-7 a MG-11) de um poço situado no depocentro atual da Bacia do Amazonas. 81

Figura 43 Mapa de isópacas da seqüência Cretáceo- Terciária. 83

Figura 44 Perfis sônicos da parte rasa de dois poços (A-Solimões e B-Amazonas) mostrando o grande contraste de velocidades intervalares entre as seqüências cretáceo terciária e paleozóica. 85

Figura 45 Feições de corte e preenchimento de canais que ocorrem na borda norte da Bacia do Amazonas. 86

Figura 46 Feição de corte e preenchimento de canal da seqüência sísmica que está sendo proposta como sendo de idade Terciária. 90

Figura 47 Limite da distribuição das formações Solimões e Pebas (bacias sub-Andinas). ... 90

Figura 48 Mapa de arcabouço estrutural da Bacia do Amazonas. 91

Figura 49 Mapa da região Amazônica onde se vê as falhas transcorrentes na Bacia do

Amazonas e os principais elementos estruturais do Proterozóico Superior. 93

Figura 50 Lineamentos NW-SE, transversais à bacia, interpretados como falhas de transferência. 94

Figura 51 Modelo proposto por Szatmari (1983 e 1984) referente à origem das estruturas do Mesozóico nas bacias do Solimões, Tacutu e subandinas 96

Figura 52 Modelo proposto por Caputo (1985), baseado na proposição de Moody (1973), para origem das estruturas da região do Juruá, Bacia do Solimões. 98

Figura 53 Elipsóide de deformações da área do Juruá com os tipos de falhas identificados. 99

Figura 54 Modelo proposto por Caputo e Silva, 1990 para o desenvolvimento das estruturas observadas na Bacia do Solimões, relacionadas ao desenvolvimento de um megacisalhamento. 102

Figura 55 Mapa da região Andina e sub Andina do Peru com destaque para as seções sísmicas A-A' e B-B' e esboço da interpretação das seções por Barros & Carneiro (1990). 103

Figura 56 Perfis sísmicos da Bacia do Solimões, através das sub-bacias de Jandiatuba e Juruá (modificado de Campos *et. al.* 1991)..... 104

Figura 57 Mapa de arcabouço estrutural da Bacia do Solimões. 104

Figura 58 A: mapa mostrando trecho sem vulcanismo dos Andes coincidente com a extensão das linhas cisalhantes principais da Bacia do Amazonas. B: modelo cinemático regional, que segundo Fortes (1993), controlou a formação, evolução e deformação das bacias do Amazonas e Solimões. 108

Figura 59 Modelo cinemático proposto por Oliveira (1994b) para as estruturas mapeadas nas áreas de Jandiatuba, Juruá e Urucu, na Bacia do Solimões. 109

Figura 60 Estrutura de idade mesozóica da Bacia do Solimões resultante do tectonismo Juruá. 110

Figura 61 Estrutura de idade mesozóica na Bacia do Amazonas originada durante o tectonismo Juruá. 111

Figura 62 Rios paralelos e retilíneos (afluentes da margem esquerda do rio Amazonas) que drenam a terra firme na região de Manaus. 114

Figura 63 Região da Ilha de Tupinambarana. 116

Figura 64 Continuação das zonas de fraturas meso-Atlânticas para dentro do continente. ... 116

Figura 65 I–Mapa mostrando a continuidade dos lineamentos da Província Maroni-Itacaiúnas para o interior da bacia. II– Modelo cinemático proposto para origem do tectonismo de idade terciária da região do Baixo Amazonas. 118

Figura 66 Mapas com a zona deformada (Faixa de Tectonismo Terciário) e seção sísmica com dobra associada à transcorrência. 121

Figura 67 Mapa geológico simplificado da região amazônica. 122

Figura 68 Mapa de fraturas da região do Rio Solimões. Visão geral dos mosaicos de radar interpretados. 123

Figura 69 Alinhamentos de fraturas interpretados a partir de imagens de radar em escala 1:250.0000, da região NW da Bacia do Amazonas 124

Figura 70 Mapa estrutural do Terciário Superior. 126

Figura 71 Mapa estrutural do Quaternário. 126

Figura 72 Arcabouço neotectônico da Região Amazônica mostrando as falhas maiores. 129

Figura 73 Domínios estruturais e respectivos setores, propostos para a Bacia do Amazonas. 133

Figura 74 Mapa de contorno estrutural da discordância pré-albiana (base da Formação Alter do Chão), com base na interpretação de linhas sísmica e poços. 134

Figura 75 Mapa de localização das seções sísmicas representativas dos estilos estruturais presentes ao longo dos setores estruturais da Bacia do Amazonas..... 136

Figura 76 Perfil de velocidade sísmica e colunas de profundidades expressas em metros e milissegundos, de um poço exploratório localizado na borda norte da Bacia do Amazonas, alguns quilômetros a norte de Manaus..... 137

Figura 77 Mapa estrutural sísmico da discordância pré-albiana abrangendo a parte leste do setor Rio Negro – Trombetas. 140

Figura 78 Caracterização sísmico-estrutural da região da Bacia do Amazonas representada pelo ponto 1. 141

Figura 79 Caracterização sísmico-estrutural da região da Bacia do Amazonas representada pelo ponto 2. 142

Figura 80 Caracterização sísmico-estrutural da região da Bacia do Amazonas representada pelo ponto 3. 143

Figura 81 Caracterização sísmico-estrutural da região da Bacia do Amazonas representada pelo ponto 4. 144

Figura 82 Caracterização sísmico-estrutural da região da Bacia do Amazonas representada pelo ponto 5. 146

Figura 83 Caracterização sísmico-estrutural da região da Bacia do Amazonas representada pelo ponto 6. 147

Figura 84 Caracterização sísmico-estrutural da região da Bacia do Amazonas representada pelo ponto 7 148

Figura 85 Caracterização sísmico-estrutural da região da Bacia do Amazonas representada pelo ponto 8. 150

Figura 86 Mapa estrutural sísmico da base da seqüência Cretáceo-Terciária (discordância pré-Cretáceo Superior) abrangendo a parte oeste da calha central e a porção ocidental do flanco norte. 151

Figura 87 Mapa estrutural sísmico da base da seqüência Cretáceo-Terciária (discordância pré-Cretácero Superior) abrangendo a parte leste da calha central e a porção oriental do flanco sul. 152

Figura 88 Caracterização sísmico-estrutural da região da Bacia do Amazonas representada pelo ponto 9. 153

Figura 89 Caracterização sísmico-estrutural da região da Bacia do Amazonas representada pelo ponto 10. 155

Figura 90 Caracterização sísmico-estrutural da região da Bacia do Amazonas representada pelo ponto 11. 156

Figura 91 Caracterização sísmico-estrutural da região da Bacia do Amazonas representada pelo ponto 11. 157

Figura 92 Caracterização sísmico-estrutural da região da Bacia do Amazonas representada pelo ponto 11. 159

Figura 93 Caracterização sísmico-estrutural da região da Bacia do Amazonas representada pelo ponto 12. 160

Figura 94 Caracterização sísmico-estrutural da região da Bacia do Amazonas representada pelo ponto 13. 161

Figura 95 Caracterização sísmico-estrutural da região da Bacia do Amazonas representada pelo ponto 14. 162

Figura 96 Caracterização sísmico-estrutural da região da Bacia do Amazonas representada pelo ponto 14. 163

Figura 97 Caracterização sísmico-estrutural da região da Bacia do Amazonas representada pelo ponto 15. 165

Figura 98 Caracterização sísmico-estrutural da região da Bacia do Amazonas representada pelo ponto 15. 166

Figura 99 Caracterização sísmico-estrutural da região da Bacia do Amazonas representada pelo ponto 16. 167

Figura 100 Caracterização sísmico-estrutural da região da Bacia do Amazonas representada pelo ponto 17. 168

Figura 101 Caracterização sísmico-estrutural da região da Bacia do Amazonas representada

pelo ponto 18. 170

Figura 102 Caracterização sísmico-estrutural da região da Bacia do Amazonas representada pelo ponto 19. 171

Figura 103 Caracterização sísmico-estrutural da região da Bacia do Amazonas representada pelo ponto 20. 173

Figura 104 Caracterização sísmico-estrutural da região da Bacia do Amazonas representada pelo ponto 21. 174

Figura 105 Caracterização sísmico-estrutural da região da Bacia do Amazonas representada pelo ponto 22. 175

Figura 106 Mapa de localização das linhas sísmicas da área do Rio Urucu, Bacia do Solimões, onde se constata a presença de estruturas cenozóicas. 178

Figura 107 Seção sísmica mostrando feixe de falhas transcorrentes (transpressivas) na área do Rio Urucu. 179

Figura 108 Seção sísmica mostrando falhas transcorrentes (transpressivas) na área do Rio Urucu. 179

Figura 109 Seção sísmica mostrando feixe de falhas transcorrentes (transpressivas) na área do Rio Urucu. 180

Figura 110 Seção sísmica regional que atravessa a Bacia do Acre de SW para NE. 182

Figura 111 Mapa de arcabouço estrutural da Bacia do Tacutu. 185

Figura 112 Seção sísmica transversal ao meio-graben sudoeste, com destaque para a falha

de Lethem que limita a borda SE desse meio-graben e para o horst na porção central da seção. 185

Figura 113 Seção sísmica longitudinal situada no extremo NE do meio-graben sudoeste. 186

Figura 114 Curvas mostrando a variação da taxa de *creep* com a aplicação de três valores de *stress* diferencial (9,65 MPa, 13,8 MPa e 16,54 MPa), a partir de medidas da taxa de *creep* em quatro amostras de halita, em temperatura de 306º K e pressão confinante de 11,37 MPa. 191

Figura 115 Curvas mostrando o efeito reduzido da pressão confinante na taxa do *creep* da halita. 192

Figura 116 Curvas mostrando o efeito significativo da temperatura na taxa de *creep* da halita. 192

Figura 117 Almofadas de sal gerando dobras e falhas (arqueamentos e colapso) na seqüência sobreposta. 197

Figura 118 Mapa de isólitas totais de halita. 201

Figura 119 Deformações dentro da seqüência evaporítica da Formação Nova Olinda originada por colapso de sal. 203

Figura 120 (A) fotografia de testemunho do nordeste da Inglaterra apresentada por Jenyon (1986) onde se verificam finas bandas de anidrita deformada em decorrência do fluxo plástico da halita; (B) fotografia de testemunho da área de Fazendinha, Bacia do Amazonas, onde também se vêem finas bandas de anidrita intensamente deformadas por movimentação salífera. 204

Figura 121 Mosaico de Imagens LANDSAT-TM (falsa cor: 5R4G3R) da região

correspondente ao polígono assinalado no mapa da bacia (destaque para as áreas onde o halotectonismo foi mais intenso. 206

Figura 122 Seção sísmica da região da Plataforma de Manaus onde estão caracterizadas estruturas relacionadas a dois eventos tectônicos do Cenozóico. 209

Figura 123 Mapa gravimétrico de anomalias *Bouguer* das bacias do Solimões e do Amazonas. 212

Figura 124 Mapa gravimétrico de anomalias *Bouguer* das bacias do Solimões e do Amazonas com superposição dos principais traços estruturais. 213

Figura 125 Quadro cinemático regional cenozóico. 217

Figura 126 Traços esquemáticos dos lineamentos transcorrentes dextrais de direção NW-SE ativos durante o Terciário Superior e Quaternário. 218

RESUMO

Esta pesquisa, baseada em interpretações de seções sísmicas, trata dos eventos tectônicos e do movimento de sal (halotectônica) que ocorreu na Bacia de Amazonas durante o Cenozóico. As estruturas principais foram comparadas com as assinaturas tectônicas das bacias do Solimões, Acre e Tacutu como subsídio para o entendimento da cinemática dos eventos que afetaram o preenchimento dessas bacias.

As bacias do Amazonas, Solimões, Acre e Tacutu e algumas partes da Placa Sul-Americana foram submetidas à ação de esforços intraplaca durante o Cenozóico. A partir dos dados do Norte dos Andes e do Caribe, incluindo a porção norte da Placa Sul-Americana, e modelos cinemáticos disponíveis alcançou-se a integração do campo de *stress* que originou os principais elementos tectônicos que afetaram as bacias sedimentares da região Amazônica, especialmente a parte ocidental da Bacia do Amazonas.

Do Mioceno Superior ao Holoceno, o norte dos Andes alcançou sua configuração atual. O Mioceno Superior corresponde ao começo do soerguimento do nordeste dos Andes e representa a a mais dinâmica das fases tectônicas do Mioceno. As principais feições de relevo da Cadeia Andina foram desenvolvidas durante o Mioceno e poucas mudanças ocorreram desde então.

O padrão estrutural complexo da parte norte da América Sul está relacionado ao *stress* oblíquo compressivo na margem da placa que impôs deformação nos sistemas convergentes do Cretaceo e Paleoceno, quando a América do Sul foi deslocada de encontro às placas do Caribe e de Nazca.

Os dados de campo de *stress* intraplaca da porção setentrional da América do Sul ainda são poucos para suportar a melhor caracterização do padrão regional desta longa e vasta área, que é marcada por um contexto geotectônico diversificado e complexo.

O campo de *stress* intraplaca parece ser o resultado da ação de forças locais e regionais na litosfera. Os padrões de *stress* localizados podem ser devidos às heterogeneidades estruturais, ao aumento e à redução da carga crustal e às anomalias térmicas da astenosfera. As forças regionais são mais uniformes e diretamente relacionadas às forças que movem as placas (*driving forces*), como: a força devido à expansão do assoalho oceânico (*ridge-push*); à flutuação negativa da placa submetida a subducção e forças de cisalhamento viscoso no limite da litosfera e astenosfera.

O evento tectonico Juruá foi a mais importante deformação mesozóica que afetou as bacias paleozóicas do Solimões e do Amazonas. As estruturas transpressivas geradas durante este evento são aquelas reveladas como armadilhas para petróleo, principalmente na Bacia do Solimões.

A partir da interpretação sísmica da Bacia do Amazonas, demonstrou-se uma importante variação de estilos estruturais de região para região. Algumas áreas mostram deformação fraca enquanto outras são caracterizadas por estruturas complexas. Com base nesses critérios, a bacia foi dividida em três domínios estruturais, identificados como domínios Norte, Sul e Central e compreendem 8 (oito) setores estruturais. O Domínio Norte inclui os seguintes setores: Rio Negro-Trombetas e Rio Curuá; o Domínio Sul compreende os setores do Rio de Canumã, Rio Mamuru e Rio Cupari; e o Domínio Central inclui os setores Rio Madeira, Rio Abacaxis-Tapajós e Rio Jurupari.

Dois eventos tectônicos foram caracterizados a partir das interpretações sísmicas da Bacia de Amazonas. O primeiro foi caracterizado somente na área da Plataforma de Manaus. O segundo é provavelmente do Plioceno e é caracterizado por dobras suaves e blocos falhados relacionados ao sistema transpressivo que afeta as seqüências pós-paleozóica.

A diversidade maior e a complexidade estrutural foram identificadas ao longo do setor Rio de Abacaxis-Tapajós, entre o domínio da Calha Central e as linhas que limitam os domínios do Flanco Norte e do Flanco Sul. É também nesta área que ocorrem as mais importantes feições halotectônicas, como as almofadas de sal.

O desenvolvimento dessas feições é controlado principalmente pelos eventos tectônicos transcorrentes do Cenozóico que causaram a reativação de zonas dúcteis antigas e originaram falhas que cortam a Bacia do Amazonas nas direções NE-SW e NW-SE; maiores espessuras das camadas de halita que ocorrem nesta região; instabilidade gravitacional devido à carga diferencial causada pelas soleiras de diabásio; e pelos mergulhos acentuados das camadas. A halotectônica pode ter controlado o desenvolvimento de algumas feições de relevo e parte do sistema de drenagem da Bacia do Amazonas.

As dobras irregulares e complexas na seqüência evaporítica da Formação Nova Olinda resultaram do comportamento de alta plasticidade e mobilidade tectônica das camadas de sal. Freqüentemente o intervalo sísmico abaixo da seqüência que contem halita não está deformado.

Mas uma vez deformado, possui estilos estruturais diferentes daqueles do intervalo que contém halita.

Os estilos estruturais nas áreas de plataforma (Manaus e Abacaxis-Mamuru) mostram características geométricas (transpressivas e transtensivas) mais simples quando comparadas com as estruturas mais complexas que ocorrem na área do Domínio da Calha Central que foram originadas sob regime de deformação mais plástico devido o maior volume de halita.

As falhas transcorrentes geralmente originam efeitos estruturais complexos nas seções geológicas de algumas bacias que resultam em dificuldade para interpretação dos dados sísmicos. As complexidades estão relacionadas à natureza do mecanismo do falhamento transcorrente. O fluxo de sal ao longo das zonas trancorrentes segue os rejeitos em direção ao topo, resultando em dobras irregulares quando a espessura do sal aumenta. Portanto, quando a seqüência que contém camadas de sal é submetida a falhamento transcorrente a geometria das estruturas é normalmente complexa. Isto pode ser explicado devido ao comportamento plástico do sal que atua como uma camada onde os esforços transcorrentes são atenuados, impedindo a propagação do falhamento para as seqüências mais superiores. Na Bacia do Amazonas é clara esta relação entre as feições halotectônicas e os falhamentos transcorrentes cenozóicos.

As interpretações sísmicas nesta pesquisa não são suficientes para identificar as estruturas relacionadas aos eventos do Quaternário, mas os dados geológicos e a informação da solução de mecanismo focal de terremotos e *breakouts* indicam que a Bacia do Amazonas tem permanecido ativa no Quaternário. Portanto, é possível que tenha ocorrido halotectônica durante o Quaternário.

ABSTRACT

This research, based on seismic section interpretations, deals with the tectonic events and salt movement (halotectonic) that took place in the Amazonas Basin during the Cenozoic. The main structures have been compared with the tectonic signatures of the Solimões, Acre and Tacutu basins in order to understand the kinematic events that affected the sedimentary filling of those basins.

The Amazonas, Solimões, Acre and Tacutu basins and some parts of the South American Plate underwent intraplate deformational events during the Cenozoic. From tectonic data of the Northern Andes and Caribbean area, including the northern South American Plate, and available kinematic models, it could be reached the integration of the stress field that originated the major tectonic elements that affected the sedimentary basins of the Amazon region, especially the western part of the Amazonas Basin.

From Upper Miocene to Holocene the Northern Andes reached its current configuration. The Upper Miocene corresponds to the beginning of the uplift of the northeastern Andes and represents the most dynamic tectonic phase of the Miocene. The main landforms of the Andean chain developed during the Miocene and few changes have occurred since then.

The complex structural pattern of the northern South America is related to the oblique compressive stress in the plate margin that imposed deformation on the convergent systems of the Cretaceous and Paleocene, when South America has been pushed against the Caribbean and Nazca plates.

The intraplate stress field data of the northern South America are still few to support the best characterization of the regional pattern of this long and vast area, which is marked by a high diversity and complex tectonic setting.

The intraplate stress field seems to be the result of the action of local and regional forces in the lithosphere. Local stress pattern could be due to the structural heterogeneities, the increase and reduction of crustal load and the thermal anomalies from astenosphere. The regional forces are more uniform and directly related to the plates driving forces, such as: the force due to the spreading of the ocean floor (ridge-push); negative fluctuation of the subducted plate and forces of viscous shearing in the lithosphere-astenosphere boundary.

The Juruá tectonic event was the most important mesozoic deformation that affected the Paleozoic Solimões and Amazonas Basins. The transpressive structures generated during this event are those revealed as petroleum traps, mainly in the Solimões Basin.

From seismic interpretation of the Amazonas basin, it was demonstrated important structural style variation from region to region. Some areas show weak deformation while others are characterized by complex structures. On base of this criteria, the basin was divided into three structural domains, identified as North, South and Central domains and comprising 8 (eight) structural sectors. The North Domain includes the following sectors: Negro-Trombetas River and Curuá River; the South Domain comprises Canumã River, Mamuru River and Cupari River sectors; and the Central Domain includes Madeira River, Abacaxis-Tapajós River and Jurupari River sectors.

Two tectonic events were characterized from seismic interpretations of the Amazonas Basin. The first was characterized only in the Manaus Platform area. The second is probably of Pliocene in age and it is characterized by folds and faulted blocks related to the transpressive system that affects post-Paleozoic sequences.

The largest diversity and structural complexity were identified along the Abacaxis-Tapajós River sector, between the Central Domain and the boundaries of the North and South Domains. It is also in this area that occur the most important halotectonic features, as the salt pillows.

The development of these features is mainly controlled by Cenozoic strike-slip tectonic events that caused the reactivation of ancient ductile zones and originated faults that cut the Amazonas Basin in the NE-SW and NW-SE directions; the largest thickness of the halite layers that occur in this region; the gravitational instability due to the differential load caused by diabase sills; and the steep dips of the layers. The halotectonic could have controlled the development of some relief features and part of the drainage systems of the Amazonas basin.

The irregular and complex folds seen in the evaporitic sequence of the Nova Olinda Formation resulted from the high plastic behavior and tectonic mobility of the salt layers. Frequently the seismic layers under the sequence that contains halite are undeformed. But once deformed, they show different structural styles from those of the interval that contains halite.

The structural styles in the platform areas (Manaus e Abacaxis-Mamuru) show geometric characteristics (transpressives and transtensives) which are very simple when compared with the

more complex structures that occur in the area of the Central Domain that had been originated under a more plastic deformational regime due to the largest halite volume.

The strike-slip faults usually originate complex structural effects in the geologic section of some basins which result in difficulty for the interpretation of seismic data. The complexities are related to the nature of the mechanism of the strike-slip faulting. The flow of salt along the strike-slip zones follows offsets upwards resulting in irregular folds when the salt thickness increases. Therefore, when the sequence that contains the salt layers is submitted to strike slip faulting, the geometry of the structures becomes normally complex. This could be explained due to the plastic behavior of the salt that acts as a layer where the strike-slip stresses are attenuated, hindering the faulting propagation in the upper sequences. In the Amazonas Basin is clear this relationship between the halotectonic features and Cenozoic strike-slip faulting.

The seismic interpretations in this research are not enough to identify the structures related to the Quaternary events, but the geologic data and the information from focal solution mechanism of earthquakes and breakouts indicate that the Amazon Basin have remained active in the Quaternary time. Therefore, it is possible that halotecnonics have occurred during the Quaternary.

1 – INTRODUÇÃO

1.1 – LOCALIZAÇÃO DA ÁREA

A porção ocidental da Bacia do Amazonas, antes denominada Bacia do Médio Amazonas, área de enfoque principal desta dissertação, situa-se entre os escudos pré-cambrianos das Guianas (ao norte) e Brasileiro (ao sul). Limita-se a oeste pelo Arco de Purus, que a separa da Bacia do Solimões e se estende, para leste, até a o Domo de Monte Alegre. Secundariamente, esta pesquisa abrange também as bacias do Solimões, Acre e Tacutu (Figura 1)

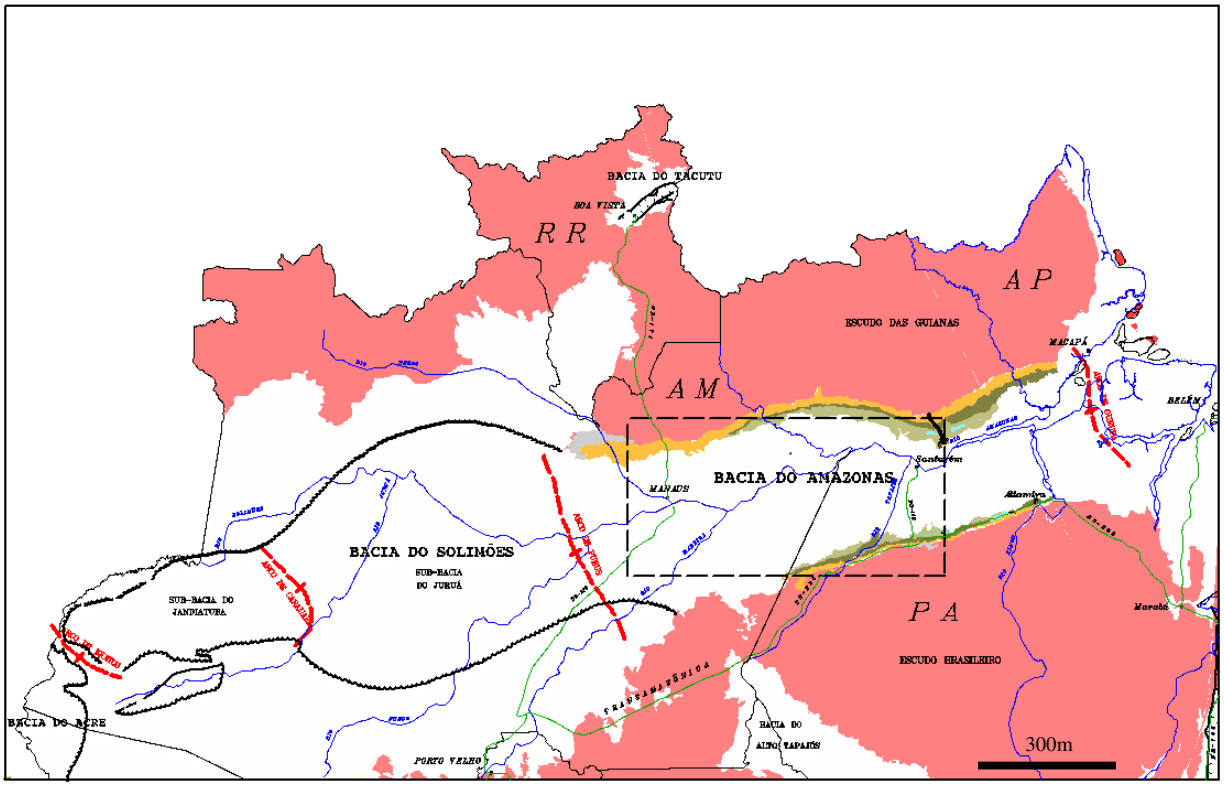


Figura 1 - Mapa de localização da região de abrangência do estudo. Em destaque (retângulo tracejado), a porção ocidental da Bacia do Amazonas, área de enfoque principal da dissertação.

1.2 – OBJETIVOS

O objetivo principal desta pesquisa é analisar e caracterizar, em seções sísmicas, as estruturas de idade cenozóica, que foram geradas na porção ocidental da Bacia do Amazonas, e compará-las com os estilos das estruturas observados nas bacias do Solimões, Acre e Tacutu, e propor um quadro cinemático regional para os eventos tectônicos incidentes nas bacias sedimentares do Norte do Brasil e suas implicações neotectônicas.

Os demais objetivos desta pesquisa são:

- Compreender a evolução tectônica do Cenozóico da porção noroeste da América do Sul, com ênfase nos Andes Setentrionais e na região do Caribe, em busca da caracterização das forças decorrentes da dinâmica da tectônica de placas, fontes mais importantes de esforços intraplaca que afetaram as bacias do Amazonas e do Solimões.

- Dissertar sobre a tectônica e estratigrafia regionais da Bacia do Amazonas, enfocando o estado de conhecimento da geologia estrutural do Mesozóico e Cenozóico, visando estabelecer o conjunto de dados para dar suporte ao tema central do trabalho.

- Caracterizar as deformações associadas à movimentação salífera, contemporâneas ou não aos pulsos tectônicos cenozóicos, indicando na bacia, onde e porque este processo teve maior incidência e quais suas implicações no desenvolvimento das feições morfotectônicas.

- Relatar os principais modelos morfotectônicos e neotectônicos propostos para a Bacia do Amazonas, obtidos a partir da interpretação de sensores remotos de radar e satélite, e da caracterização das estruturas cenozóicas em sub-superfície através da análise de algumas seções sísmicas da Bacia do Amazonas e secundariamente das bacias do Solimões, Acre e Tacutu.

- Integrar os dados, ressaltando os aspectos que contribuem para o melhor entendimento da evolução tectônica cenozóica da Bacia do Amazonas.

1.3 – METODOLOGIA

O desenvolvimento do trabalho envolveu análisee da literatura sobre a tectônica e as modelagens geodinâmicas das placas Sul-Americana e do Caribe, tendo sido mais intensa no início da pesquisa, porém estendendo-se por todo o período de sua realização. Os principais resultados nesta compilação e os dados e informações essenciais para a compreensão do tema constam desta dissertação. Em várias ocasiões usou-se dos recursos das informações científicas da rede mundial de computadores (Internet), sobretudo para subsidiar as discussões referentes à evolução cenozóica do norte dos Andes e da região do Caribe.

Os procedimentos usados para a caracterização sísmica dos estilos estruturais cenozóicos das bacias do Amazonas e Solimões foram os seguintes:

1) interpretação das seções sísmicas ao longo dessas bacias através dos projetos sísmicos 2D carregados nas estações de trabalho (*Workstation*) da PETROBRAS/UN-AM;
2) divisão da Bacia do Amazonas em domínios e setores estruturais;
3) seleção das seções que melhor representassem as características estruturais presentes nos diferentes setores da bacia e obtenção de suas imagens em formato GIF;
4) preparação das ilustrações (Word 2000) com as imagens das seções sísmicas e interpretação dos principais elementos estruturais e dos horizontes sísmicos importantes. Os refletores interpretados foram os seguintes: a discordância erosiva da base da seqüência cretáceo-terciária; um refletor correspondente a uma camada de anidrita da Formação Andirá ; refletores próximos às soleiras de diabásio, algumas vezes coincidindo com o topo delas, e um refletor posicionado mais ou menos na passagem da Formação Nova Olinda para a Formação Itaituba;
5) registro, sob a forma de texto, sobre a caracterização dos estilos estruturais;
6) seleção das seções sísmicas para serem apresentadas nesta dissertação. Em seguida, destacou-se a interpretação sísmica de algumas seções em um decalque com os horizontes e elementos estruturais interpretados.

As seções sísmicas 2D (bi-dimensionais), que compõem a principal base de dados desta dissertação, resultam do processamento dos dados adquiridos por sensores (geofones) distribuídos ao longo de uma linha (*spread*) no terreno. Estes sensores registram as ondas sísmicas emitidas a partir da detonação de uma carga sísmica e que retornam após serem refletidas nas interfaces das camadas rochosas. Portanto, as seções são perfis sísmicos de sub-superfície, em que a distância no terreno é expressa em metros ou quilômetros e as profundidades dos refletores medidas em templo duplo, que corresponde ao tempo de ida ao refletor e de retorno ao receptor (geofone).

As seções sísmicas podem ser convertidas para profundidade através de processamento específico, o que não foi utilizado no presente estudo. A conversão em profundidade está diretamente relacionada com as velocidades com que as ondas se propagam através das camadas. São lentas ao atravessarem algumas rochas; por exemplo na Bacia do Amazonas a velocidade sísmica da seqüência cretáceo-terciária é de 2.000 m/s, em outras são mais rápidas, como nas soleiras de diabásio e nas camadas de anidrita, cuja velocidade é de 6.000 m/s. Estas velocidades são medidas nos perfis sônicos registrados quando da perfuração de poços. Desta maneira, o intérprete gera os perfis de velocidades intervalar e média usados para a verificação das profundidades dos refletores nas seções sísmicas.

Os mapas que constam neste trabalho foram originados a partir de imagens obtidas em *Scanner*, que em seguida foram retocadas e realçadas com o uso das ferramentas de desenho disponíveis no programa *Word 2000* da *Microsoft*; ou a partir do *software* SIGEO (Sistema de Informação de Dados Geofísicos e Geológicos) de propriedade da Petrobrás. Outros mapas provieram de *downloads* da rede mundial de computadores.

As informações, os dados e os resultados foram organizados em capítulos abrangendo o estado de conhecimento regional da dinâmica de movimentação da porção NW da Placa Sul Americana e seus reflexos neotectônicos intraplaca nas bacias sedimentares; os principais aspectos estruturais e tectônicos do Craton Amazônico e sobre os modelos do importante evento tectônico, denominado Juruá, que afetou intensamente a Bacia do Solimões e em menor grau a do Amazonas, como subsídio para o melhor entendimento do quadro deformacional cenozóico.

O último procedimento envolveu a consolidação e integração dos resultados para a obtenção do quadro cinemático regional da região NW da Amazônia, com ênfase para as bacias sedimentares, em especial para a Bacia do Amazonas.

2 - A GEODINÂMICA DAS PLACAS SUL AMERICANA, NAZCA, COCOS E DO CARIBE NO CENOZÓICO E O REGIME NEOTECTÔNICO AO LONGO DE SEUS LIMITES E NO DOMÍNIO INTRAPLACA.

2.1 – INTRODUÇÃO

A porção noroeste da Placa Sul Americana é constituída, sobretudo, por extensas áreas sedimentares correspondentes às bacias interiores do Solimões e Amazonas, em meio a terrenos cristalinos dos escudos das Guianas e Brasileiro, e coberturas sedimentares cratônicas de idades pré-cambrianas. Outras bacias sedimentares menores, de origens e idades diversas, a exemplo do *Rift* do Tacutu, em conjunto com as bacias paleozóicas, escudos e suas coberturas sedimentares, compõem o arcabouço geotectônico do domínio interior (intraplaca) dessa porção da Placa Sul Americana. Os seus limites norte, noroeste e sudoeste estão marcados pelos cinturões de falhas e dobras dos Andes Setentrionais e da região do Caribe, bastante ativos durante o Meso-Cenozóico (Figura 2).

Os esforços intraplaca que incidiram nas bacias sedimentares da região norte da América do Sul e nas áreas cratônicas durante o Cenozóico, foram resultantes dos movimentos e interação entre as placas tectônicas Sul Americana, Nazca, Cocos e do Caribe. Desta maneira, apresentar-se-á um breve relato regional da evolução tectônica cenozóica da região setentrional dos Andes e da região do Caribe.

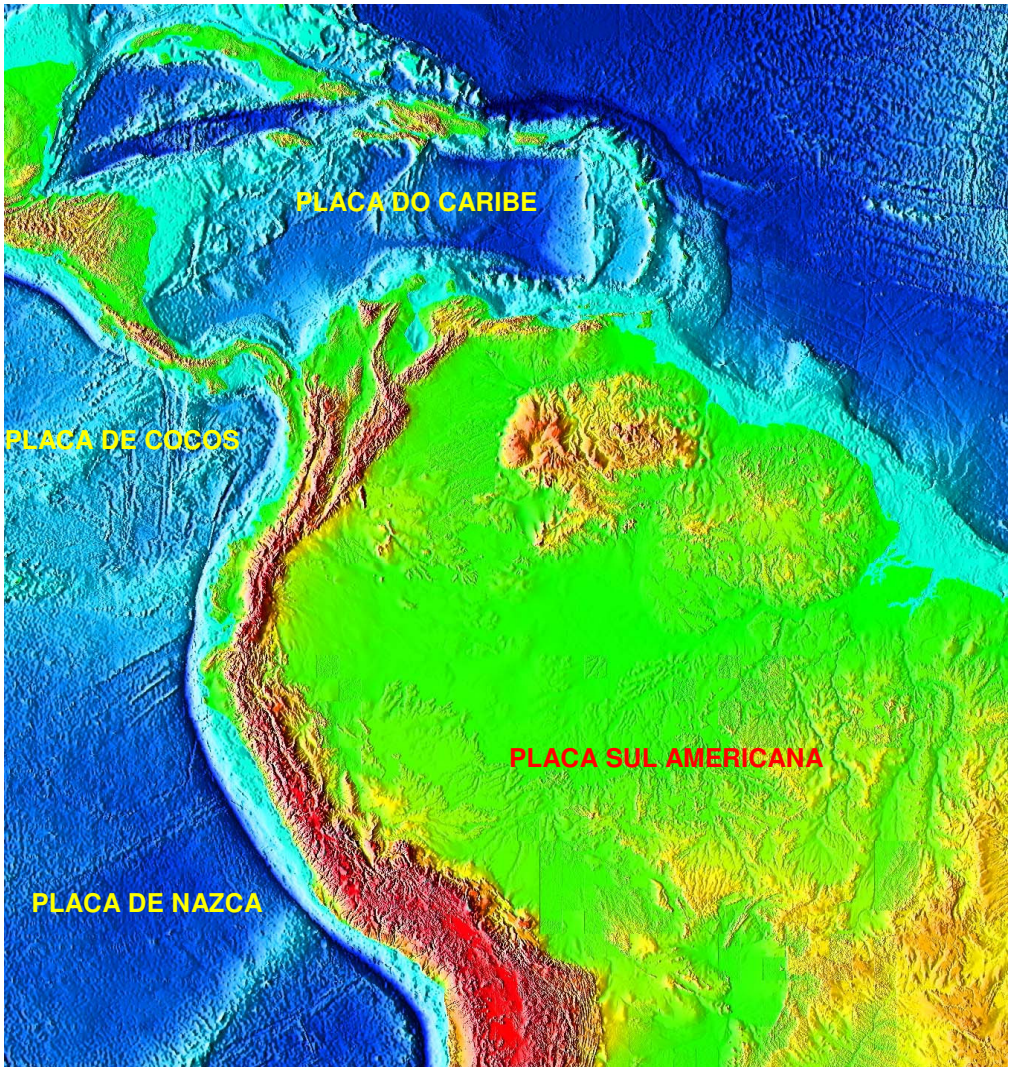


Figura 2 –Região noroeste da Placa Sul Americana e Placa do Caribe (Imagem do Satélite NOAA).

2.2 – EVOLUÇÃO TECTÔNICA DO CENOZÓICO DA REGIÃO NORTE DOS ANDES

2.2.1 – Aspectos tectônicos regionais

A Cordilheira dos Andes é marcada por uma evolução tectônica complexa, com características bem particulares para cada segmento da cadeia de montanhas. O enfoque maior aqui é para a região dos Andes Centrais devido à influência de sua evolução no desenvolvimento meso-cenzóico das bacias do Solimões e do Acre.

A evolução tectônica Andina está relacionada à convergência entre as placas do Oceano Pacífico (Nazca) e da América do Sul, com a última sendo empurrada para oeste devido à abertura do Oceano Atlântico Sul e à criação do assoalho oceânico. A Placa Oceânica de Nazca migra para a direção E a ENE e a Placa Sul Americana desloca-se para oeste a uma taxa de 3 cm/ano. Entre as latitudes de 2° S e 23° S, a taxa de convergência entre essas placas está em torno de 8 cm/ano. Próximo ao equador, a taxa é menor, com valor de 5 cm/ano (Figura 3). À margem Andina, como um todo, foi imposta convergência de direção aproximadamente E–W entre a Placa de Nazca, que se acomoda sob a margem continental da América do Sul.

A Zona de Fratura de Grijalva, de direção NE-SW (Figura 3), separa a Placa de Nazca em dois segmentos. A norte desta zona de fratura a idade da placa varia de 23 a 10 Ma (Mioceno) e a profundidade do fundo oceânico varia entre 2.800 a 3.500 m. A cadeia de Carnegie (*Carnegie aseismic ridge*) é considerada como tendo sido formada pelo *hotspot* de Galápagos, situado em torno de 1.000 km a oeste da costa Equatoriana. A sul da zona de fratura a Placa de Nazca é mais velha, com idades variando entre 50 a 30 Ma (Eoceno–Oligoceno Inferior) e profundidades entre 4.000 a 5.600 m. A Fossa Chilena-Peruana atinge profundidade de 8.055 metros, na latitude de 23° S. A cadeia de Nazca (*Nazca aseismic ridge*) entrou na fossa tectônica entre 10 e 3 Ma atrás, e atualmente, subducta entre as latitudes de 15° S e 16° S (Figura 3). De norte para sul, a placa de Nazca mergulha sob a Placa Sul Americana com ãngulos variando entre 19º e 30º, atingindo profundidades de 250 km e 600 km, respectivamente (Jaillard *et al*., 2000).

Os Andes Peruanos ou Andes Centrais correspondem ao trecho a partir do qual todo o sistema de cadeias de montanhas meridionais sofre forte inflexão e a direção muda de N-S para NW-SE à altura do paralelo 18° S. Ao norte, adjacente à fronteira com o Equador, próximo ao paralelo 5° S, a Cordilheira Andina muda mais uma vez de direção, estendendo-se com direção NE-SW rumo à Venezuela e ao Caribe (Figura 4).

As feições encurvadas das cadeias de montanhas, vistas em mapa, a exemplo das inflexões mostradas pelos Andes, descritas acima, foram denominadas de *Oroclineo* por Carey[1] *apud* Sheffels (1995) que seriam formadas, segundo ele, em decorrência da variação da taxa de encurtamento ao longo da cadeia de montanhas durante sua formação. Esse autor, denominou a curvatura dos Andes em 18° S de *Oroclineo Boliviano*.

[1] CAREY, S. W. 1958. The tectonic approach to continental drift. In: S.W. CAREY, ed., Coninetal drifit – a symposium: Hobart, Tasmania, University of Tasmania Press, p. 178-355.

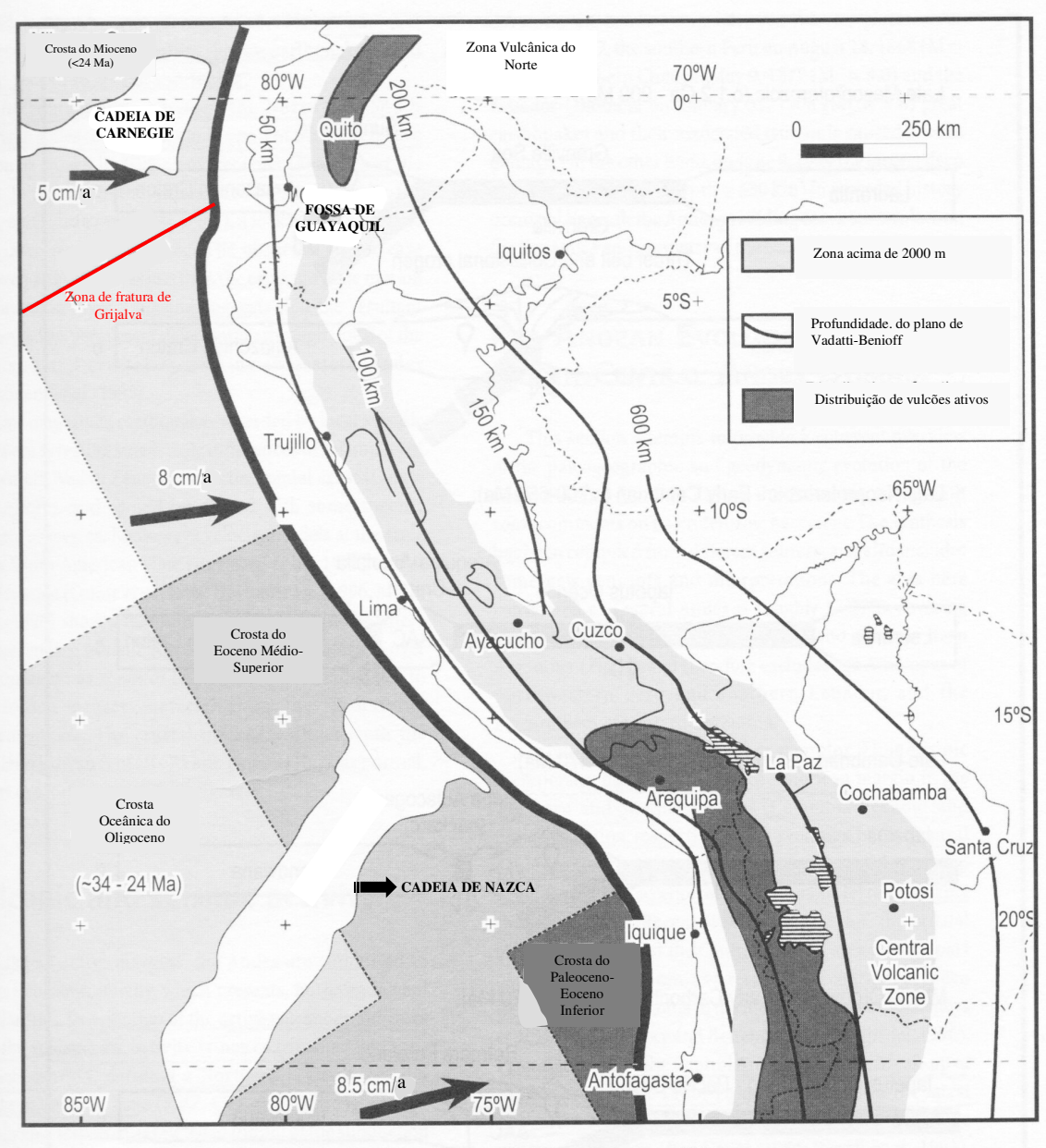


Figura 3 – Posicionamento tectônico das placas ao longo dos Andes, na região que vai do Equador ao norte do Chile. (segundo Jaillard *et al*. 2000).

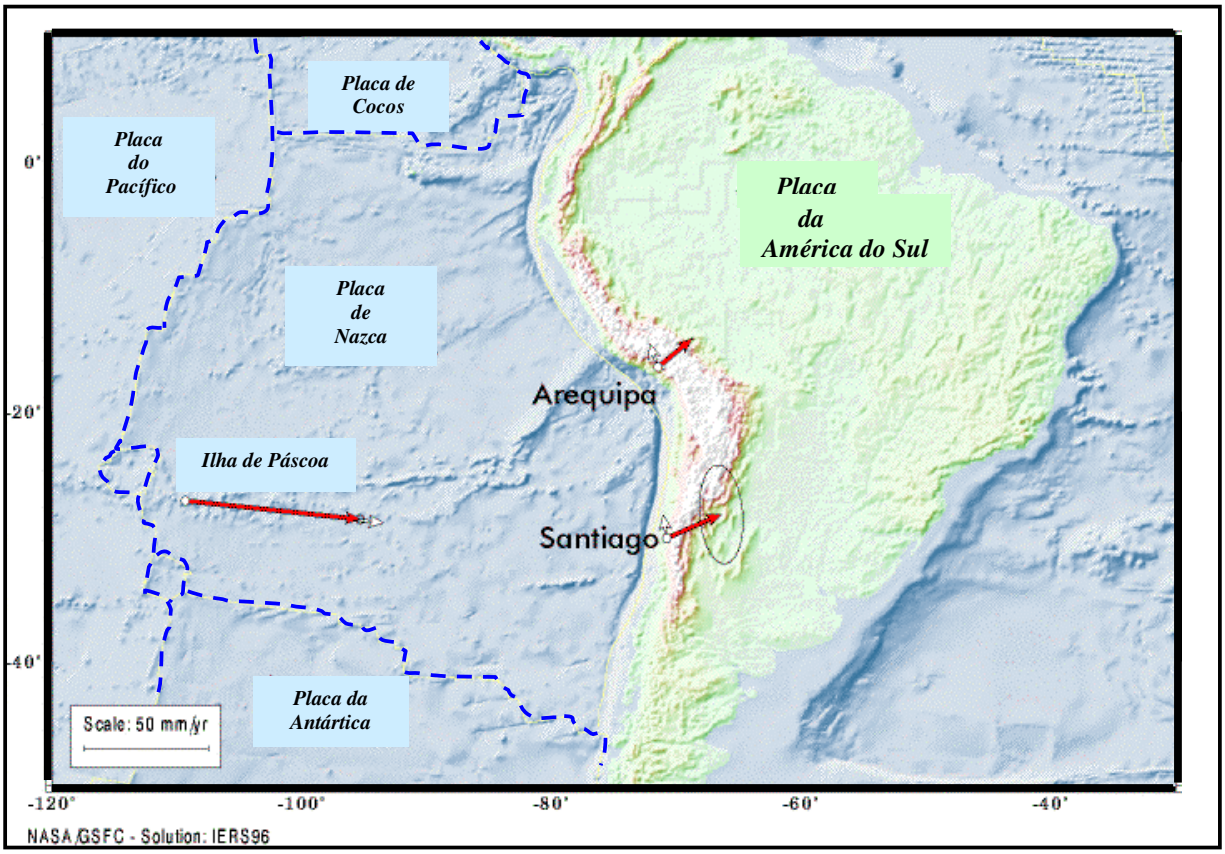


Figura 4 – A Cordilheira dos Andes e a distribuição das placas tectônicas adjacentes, a partir de imageamento orbital de radar (NASA/GSFC: IERS 96).

Sheffels (1995) apresentou e discutiu os principais modelos geotectônicos de formação do segmento curvo do cinturão andino (Figura 5). A partir da integração de dados estruturais da região com dados paleogeográficos, paleomagnéticos e de variações de encurtamento crustal ao longo da direção da estrutura, concluiu que sua origem decorre da combinação dos seguintes fatores: 1) controle fisiográfico original na margem leste e dentro do cinturão de montanhas. A geometria da borda oeste de uma bacia paleozóica teria desempenhado papel importante no desenvolvimento da forma do cinturão de cavalgamento nos Andes Bolivianos; 2) variação na direção da cadeia herdada da margem oeste; e 3) variação na taxa de encurtamento crustal ao longo da direção do cinturão, levando a rotação sin-orogênica da margem oeste. Este encurtamento foi importante na formação dos Andes Centrais. Sheffels (1995), baseada em estudos estruturais de vários autores, relatou que o encurtamento crustal tem sido quantificado ao longo de várias seções geológicas que cortam esta região dos Andes. Estes estudos revelaram

valores de encurtamento de 100 km e 300 km, respectivamente, para os Andes Peruano e Boliviano Central.

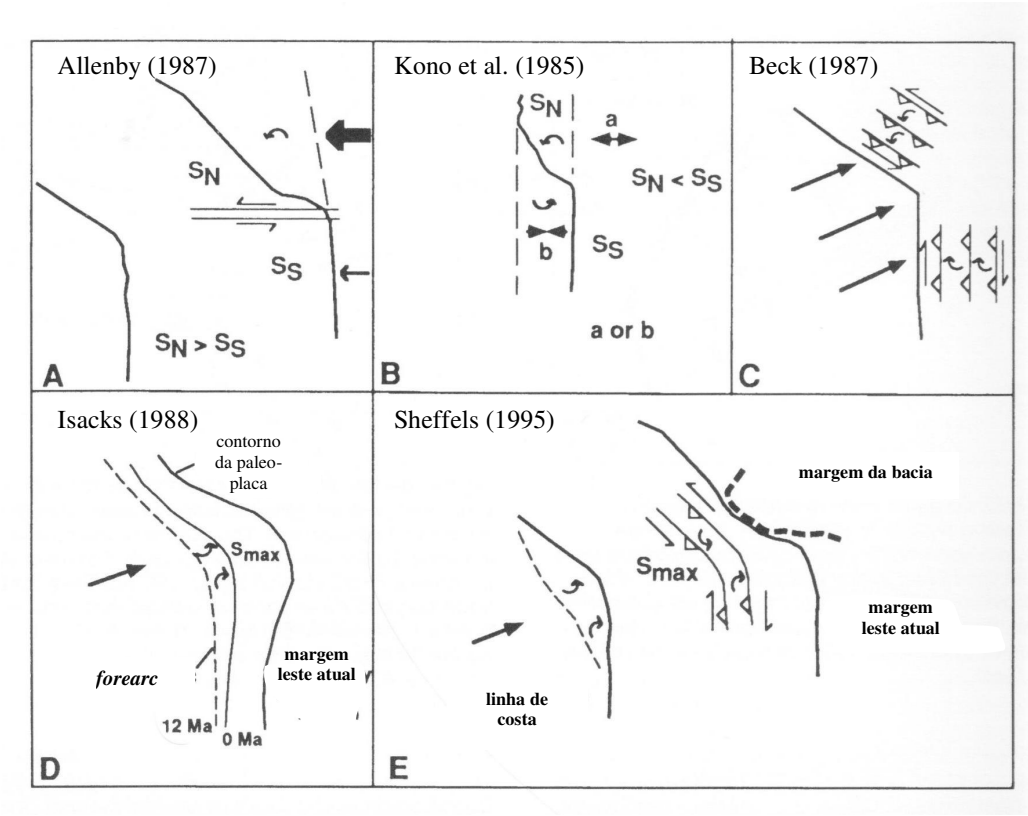


Figura 5- Modelos de formação do segmento curvo do cinturão Andino. As linhas tracejadas são marcadores do cinturão antes da rotação ou encurtamento; S_N e S_S encurtamento norte e sul do *bend*; Smax encurtamento máximo; setas curvadas indicam rotação; setas retas localizadas offshore indicam, movimento relativo da placa. (A) Maiores esforços ou maior resistência na parte norte da curvatura. Uma zona geral de cisalhamento sinistral desenvolve-se na altura do *bend* . (B) situação a: extensão a leste do cinturão de montanhas, no segmento norte do *bend*; situação b: compressão no segmento sul. (C) cisalhamento devido à partição do movimento relativo da placa distribuído através de falhas de cavalgamento. (D) a orintação de uma paleoplaca determina a geometria da margem oriental atual e (E) a paleogeografia controla a forma da margem oriental, o cisalhamento ocorre distribuído dentro do cinturão de cavalgamento. Uma curva herdada (margem de bacia) ao longo da margem ocidental migra para norte e aumenta durante a orogênese (modificado de Sheffels, 1995).

Baby *et al.*[2] *apud* Jaillard *et al.* (2000) estimaram que nos Andes Centrais, entre as latitudes de 15° S e 18° S, ocorreu encurtamento de 210 km, com base no balanceamento crustal, considerando a localização da bacia paleozóica e a falta de extensão significativa meso-

[2] BABY, P; ROCHAT, P.; MASCLE, G.; HÉRAIL, G. 1997. Neogene shortening contribution to crustal thickening in the back arc system of the Bolivian Orocline (Central Andes), *Geology*, v. 25, p. 883-886.

cenozóica. Para eles, na latitude da inflexão de Arica, o encurtamento está associado com a rotação horária de blocos crustais controlada por falhas herdadas (Figura 6), devido à compressão exercida pela zona *fore-arc* que se comporta como um anteparo rígido. Esta rotação foi síncrona com a deformação compressional, que desempenhou o papel mais importante na formação do segmento curvo (*Bolivian Bend*) no Cretáceo Superior ou Eoceno

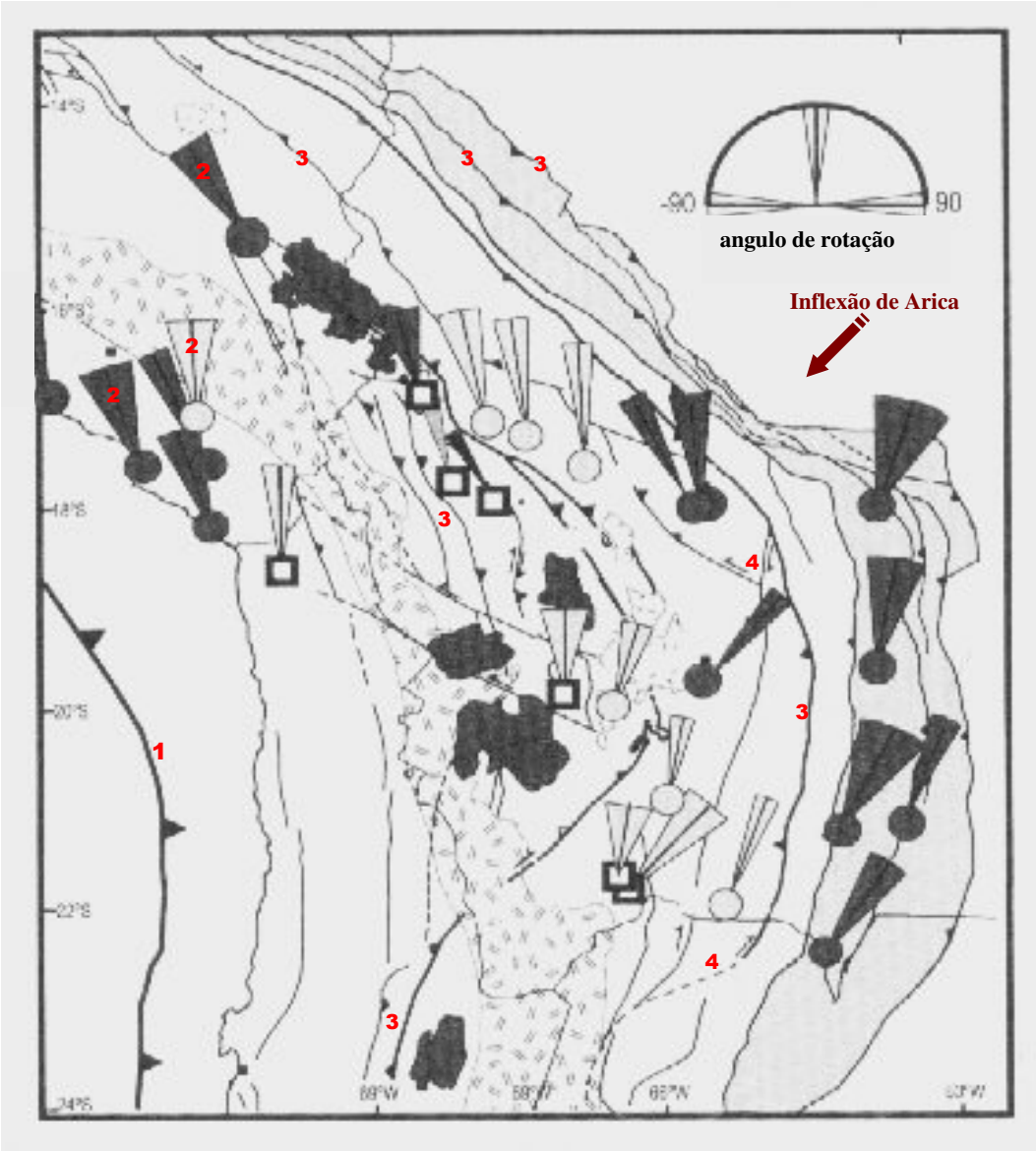


Figura 6 - Rotações tectônicas nos Andes Centrais. Importantes rotações caracterizam a evolução da região *fore-arc* antes do Mioceno. A inflexão de Arica desenvolveu-se durante o Cretáceo Superior e Eoceno (segundo Roperch *et al*., 1999b, modificado de Jailard *et al*., 2000). Legenda: 1- linha de colisão das placas 2 - rosetas com direções do cinturão; 3 – cavalgamentos; e 4 –transcorrências

Esses autores também relataram que a norte e a sul do *Bolivian Bend*, nas latitudes 2° S - 15° S e 26° S – 33° S, a atividade sísmica indica que a Placa de Nazca está sendo subductada quase horizontalmente a uma profundidade em torno de 100 km, por uma distância superior a 300 km, antes de mergulhar abruptamente para o manto.

2.2.2 – Compartimentação morfotectônica

Da costa Pacífica ao continente, o perfil morfológico dos Andes Peruanos é caracterizado por 05 (cinco) domínios, a saber: *Zona Costeira, Cordilheira Ocidental, Altiplano, Cordilheira Oriental e Zona Subandina*. Estes domínios estão bem delineados até o paralelo 15º S; a partir daí para norte, a largura das Cordilheiras diminui e o Altiplano deixa de existir, dando lugar a uma região mais estreita, intensamente deformada (MTFB de Mégard[3], *apud* Oliveira 1994a) (Figura 7). Esses domínios morfológicos são brevemente descritos, a seguir:

Zona Costeira*:* trata-se de uma faixa estreita, ao norte do Peru, com largura máxima de 40 km, constituída de rochas sedimentares e vulcânicas de idade mesozóica. Em direção ao sul, ela torna-se mais larga, onde afloram rochas cristalinas intensamente deformadas pertencentes ao maciço de Arequipa.

Cordilheira Ocidental*:* refere-se à faixa disposta paralelamente à Zona Costeira, é constituída principalmente de rochas vulcânicas e plutônicas de idades mesozóica e cenozóica e sedimentos marinhos rasos mesozóicos. Esta faixa é marcada pela maior incidência do vulcanismo cenozóico, onde está encaixado o extenso Batólito Costeiro que se estende do paralelo 6ºS ao 16°S. As dobras nesta região são do tipo flexural e afetam folhelhos jurássicos, enquanto os calcáreos são empurrados para leste através de falhas que mergulham suavemente para oeste. O estilo tectônico é decorrente de uma fase de compressão E-W que "descolou" a seqüência mesozóica do substrato mais antigo (Mégard[1] *apud* Oliveira 1994a). Jaillard *et al*. (2000), através de seções balanceadas, estimaram o encurtamento, nesta região dos Andes, em torno de 18 km.

[3] MÉGARD, F. 1984. The Andean orogenic period and its major structures in central and northern Peru. *J. Soc. London.* v. 141, p. 893-900.

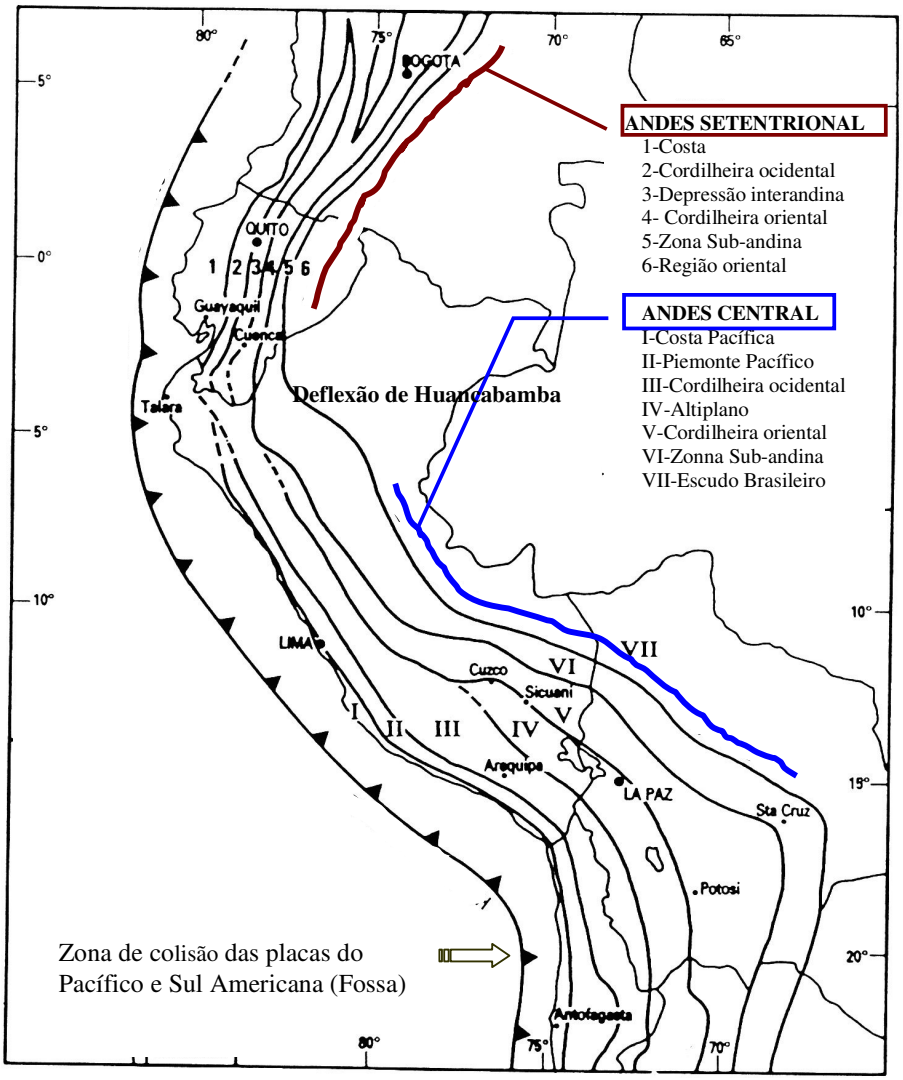


Figura 7- Mapa com domínios morfológicos dos Andes Peruanos (modificado de Noblet *et al*., 1996)

***Altiplano**:* corresponde a faixa entre as Cordilheiras Ocidental e Oriental com largura variando de 10 a 200 km (próximo ao lago Titicaca), estendendo-se desde o paralelo 10º S até o norte da Argentina. Aqui ocorrem rochas sedimentares de origem marinha, de idades paleozóica e mesozóica, capeadas por *red beds* do Cretáceo Superior e Eoceno. Estruturalmente, é caracterizado por estreitos cinturões de cavalgamentos separados por zonas pouco deformadas, com dobras abertas ou mesmo não deformadas. Segundo Jaillard *et al*. (*op. cit.*), o Altiplano é um complexo de bacias intermontanas, do Neogeno, deformadas tanto por tectônica extensional quanto compressional. Eles calcularam, a partir de seções balanceadas, o encurtamento total de 13 e 20 km, respectivamente, a norte e a sul do Altiplano.

Cordilheira Oriental: esta região é caracterizada por espessa seção sedimentar de origem continental e marinha rasa de idade paleozóica (ordoviciana-devoniana), metamorfizada em baixo grau. Afloram ainda rochas plutônicas paleozóicas e metassedimentares pré-cambrianas (Oliveira, *op. cit*.). Nesta faixa, o sistema de cavalgamentos do Neogeno se desenvolveu sobre um cinturão de dobras pré-cretáceas, profundamente erodido, que deformou rochas sedimentares anquimetamórficas ordovicianas (Jaillard *et al*., *op. cit*.). O encurtamento está concentrado no sistema de cavalgamentos da parte oeste da Cordilheira Oriental e apresenta vergência, também para oeste. A codilheira é caracterizada por pequenas bacias do tipo "*piggyback*" do Neogeno (Fornari *et al*[4]., Hérail *et al*.[5] *apud* Jaillard *et al*., *op cit*.). Segundo Jaillard *et al*. *op cit*., a boa qualidade dos dados de superfície permitiu que algumas seções geológicas fossem balanceadas, resultando num encurtamento estimado entre 80 a 100 km.

Zona Subandina: nesta área predominam rochas sedimentares marinhas de água rasa e continentais depositadas do Paleozóico ao Plioceno que se encontram dobradas e falhadas, com caimento para leste. Em direção ao escudo brasileiro, a seção sedimentar diminui de espessura e registros de eventos magmáticos significativos estão ausentes. Esta região destaca-se por ser uma das maiores províncias petrolíferas da América do Sul. Mégard[6] *apud* Oliveira (1994a) separou esta zona em dois domínios: região do *Subandean Thrust and Fold Belt* e a região de *Foreland.* O primeiro domínio refere-se a um extenso sistema de falhas situado a leste da Cordilheira Oriental com largura variando de 50 a 150 km. A sul da latitude 11º S, onde é mais estreito, este sistema perde definição e é englobado por essa cordilheira. A leste da área mais deformada, o embasamento pré-cambriano está aflorante devido à atuação de falhas de empurrão, a exemplo do flanco leste das serras do Shira e do Moa, que correspondem a anticlinais assimétricos associados a estas falhas. As bacias sedimentares de Marañon, Ucayali e Acre fazem parte do domínio *foreland* da zona subandina.

---

[4] FORNARI, M.; HÉRAIL, G.; VISCARRA, G.; ARGOLLO, J. 1987.Sédimentation et structure du bassin Tipuani-Mapiri: Um témoin de l'évolution du fron amazonien dês Andes nord de la Bolivie. *Comptes Rendus à l'Académie des Sciences, Paris*, v. 304, p. 13030-1309.

[5] HÉRAIL,G.; OLLER, J.; BABY, P.; BONHOMME, M.; SOLER, P. 1996. The Tupiza, nazareno and Estarca basins (Bolivie); Strike –slip faulting and related basins in the cenozoic evolution of southern branch of Bolivian Orocline. *Tectonophysics*, v. 259, p. 201-212.

[6] MÉGARD, F. 1984. The Andean orogenic period and its major structures in central and northern Peru. J. *Soc. London*. v. 141, p. 893-900.

2.2.3 – Evolução tectônica cenozóica

Nos Andes Centrais, a noção de fases tectônicas Andinas foi introduzida por Steinmann[7] *apud* Noblet *et al*. (1996), que propôs três eventos principais: fase Peruana, fase Incaica e fase Quechua, respectivamente, do Neocretáceo, Neoeoceno e do Neomioceno. Segundo Noblet *et al*., (1996), a idade e o número desses eventos, bem como sua distribuição geográfica, têm sido especificadas ou modificadas por numerosos autores, sendo destacados por eles os seguintes: Ahlfeld (1946), Newell (1949), Mégard (1967, 1978, 1984, 1987), Chanove *et al*. (1969), Audebaud *et al*. (1973, 1976), Charrier (1973), Campbell (1974), Dalmayrac (1978), Laubacher (1978), Marocco (1978), Noble *et. al*. (1979, 1985), Vicent *et al*. (1979), Dalmayrac *et al*. (1980), Martinez (1980), Baldock (1982), McKee e Noble (1982), Lavenu e Marocco (1984), Mégard *et al*. (1984), Salfity *et al*. (1984), Huaman (1985), Vatin-Pérignon *et al*. (1982), Swanson *et al*. (1987), Lavenu (1988), Lavenu *et al*. (1989), Sébries *et al*. (1988a), Soler (1991) e Sébrier e Soler (1991).

Da extensa bibliografia relativa à evolução tectônica da Cordilheira dos Andes e da região do Caribe, destacam-se aqui os aspectos mais importantes sobre a origem e a cinemática dos esforços intraplaca, para ajudar na compreensão dos objetivos desta dissertação:

Pindell e Tabbutt (1995), através de mapas paleogeográficos palinspáticos e de outras informações geológicas, obtidas para todo o "Sistema Andino" de 8.500 km de extensão, desde Trinidad até Cabo de Horno, propuseram a seguinte evolução cenozóica:

1) Paleoceno / Eoeoceno caracterizado pela deriva da Placa Sul Americana para oeste que causou o avanço relativo da Placa do Caribe para leste, a qual movimentava-se, nessa época, lentamente para norte;

2) Mesoeoceno dominado por acresção continental na parte sudeste da Placa do Caribe (*Caribbean Nappes*);

3) Neoeoceno / Oligoceno marcado pela intensificação da movimentação para oeste da Placa Sul Americana. Nessa época houve ativação da Fase Incaica do tectonismo Andino, marcada por compressão de direção E-W ao longo de toda a cordilheira, o que causou soerguimento seguido de intensa erosão e deposição, tanto nas regiões de *back arc* quanto *fore arc*. Ao sul dos Andes a compressão e soerguimento não foram tão intensos e a deposição de

[7] STEINMANN, G. 1929. Geologie von Peru. Karl Winter (ed.) Heidelberg, 448 p.

molassas para leste foi limitada. Segundo Dewey[8] *apud* Pindell & Tabbutt (1995), neste período houve a intensificação do desenvolvimento do arco convergente;

4) Meso-oligoceno definido pelo avanço relativo da Placa do Caribe e prosseguimento da colisão Arco Costa Rica-Panamá, dando início à geometria Oroclinal do Panamá e cavalgamento a leste da Cordilheira Central da Colômbia, na bacia *fore deep* de Gualaday;

5) Neo-oligoceno / Eomioceno caracterizado pela desaceleração do movimento para oeste da Placa Sul Americana, que pode ter sido responsável pela deposição de sedimentos finos nas bacias *forelands* dos Andes (arco menos convergente). A intensidade de encurtamento para leste, neste período, parece ter sido menor que na Fase Incaica;

6) Mesomioceno / Recente marcado pela intensificação do soerguimento orogênico dos Andes e desenvolvimento do relevo atual e rejuvenescimento do arco convergente, causado, provavelmente, pelos seguintes fatores: a) retomada na aceleração, porém menos intensa, do movimento da Placa Sul Americana para oeste; b) diminuição progressiva da idade da crosta oceânica que se introduz na fossa ao longo dos Andes causando resistência à subducção e; c) aumento brusco da taxa de subducção da Placa de Nazca no Mioceno, ocasionando acréscimo de vulcanismo ao longo da cadeia, aquecendo-a e tornando-a, por sua vez, mais susceptível à deformação. A erosão da cadeia de montanhas produziu grandes volumes de detritos molássicos do Mioceno ao Recente e deposição de espessas seções *fore deeps* que se estenderam para leste e através das bacias *fore arc* a oeste.

O avanço para leste do cinturão de cavalgamento envolveu as porções *foredeep* mais antigas, por exemplo aquelas relacionadas à Orogenia Incaica, dando origem, portanto, ao sub cinturão de dobramentos e cavalgamentos dos Andes (s*ub Andean fold and thrust belt*). Ao norte, o cavalgamento ocorreu na direção do craton para as cordilheiras Oriental e de Mérida na Colômbia e Venezuela.

A continuação da colisão do Panamá provocou convergência E-W naquela área, ocasionando movimentação lateral superior a 100 km do bloco de Maracaibo em direção ao mar do Caribe. Mais ao sul, a migração do cinturão de cavalgamentos para leste consumiu as áreas *foredeep* mais antigas, empurrando-as em direção ao craton. Numerosas bacias intermontanas

---

[8] DEWEY, J. F. 1980. Episodicity, sequence and style at convergence plate boundaries. In: The Continental crust and its mineral deposits. *Special Paper Geologic Association of Canada*, 20, p. 553-574.

começaram a se desenvolver, especialmente no Peru e na Bolívia, onde a largura da zona deformada foi maior, possivelmente relacionada ao descolamento ao longo das camadas evaporíticas do Neopaleozóico.

Segundo Noblet *et al*. (1996), a maioria das fases tectônicas da evolução dos Andes tem sido definida a partir de discordâncias angulares observáveis em unidades vulcânicas e sedimentares. Tais discordâncias têm sido consideradas como indicadoras da atuação de eventos compressivos de curta duração, separando períodos mais longos caracterizados por tectônica distensiva ou por quietude tectônica, aos quais estão associados períodos de deposição continental ou marinha. A alternância entre períodos longos distensivos ou de calma tectônica de longa duração com períodos compressivos mais curtos é o que tem sido defendido por vários pesquisadores dos Andes, a exemplo dos citados por Noblet *et al*. (1996): Dalmayrac *et al*., 1980; Mercier, 1981, 1984; Lavenu e Marocco, 1984; Mégard *et al*., 1984; Marocco, 1984; Marcharé *et al*., 1986; Diaz e Miserendino Fuentes, 1988; Lavenu, 1988; Sébrier *et al*. 1988a, b). Entretanto, em contraposição, Noblet *et al*. (*op. cit*.) postularam a idéia de que a evolução dos Andes teria ocorrido de forma contínua com a atuação de um evento compressivo de longa duração, baseados no estudo de várias bacias sedimentares distintas em termos de idade e posicionamento geodinâmico. Nestas bacias ocorrem dobras quilométricas sin-sedimentares que, para os citados autores, foram decorrentes da ação de eventos compressivos através de um período de vários milhões de anos.

A partir de compilação de informações dísponíveis na literatura geológica dos Andes, Noblet *et al*. (*op. cit*.) observaram que há grande dispersão espacial e temporal de eventos tectônicos, que poderia ser causada pelo fato de que a maioria desses eventos foi registrada fora das bacias sedimentares, através de datação das rochas ígneas originadas durante as atividades vulcânicas episódicas. Portanto, estes eventos, para eles, não deveriam ser considerados como fases tectônicas, mas como expressões de máxima amplitude tectônica durante um regime compressivo contínuo, como demonstrado nas bacias.

Com base no trabalho de Noblet *et al*. (1996), a evolução dinâmica da cadeia Andina pode ser resumida da seguinte maneira.

Do Santoniano ao Eoeoceno (85–55 Ma), os Andes Centrais parecem ter sido submetidos a um regime tectônico praticamente compressivo contínuo. Este regime foi responsável pelo

soerguimento da Cordilheira Ocidental e aumento da sedimentação nas bacias *foreland.* A Cordilheira Oriental não existia durante o Cretáceo.

Durante o Eoeoceno e Mesoeoceno (55–40 Ma), não há evidências significativas de eventos tectônicos. Entretanto, ocorreram colisões e acresção de blocos exóticos.

Há 40 milhões de anos os efeitos da fase Incaica parecem estar limitados à região costeira e Cordilheira Ocidental dos Andes Centrais.

Do final do Eoceno ao Meso e Neo-Oligoceno (35–27 Ma), a evolução da cadeia Andina é marcada por um período de quietude.

Do Neo-Oligoceno ao Mioceno (27–5 Ma), os Andes Centrais e Setentrionais parecem ter sido submetidos novamente ao *continuum* tectônico, com predominância de regimes compressivo e transpressivo, respectivamente. O início deste período foi síncrono com a divisão da Placa de Farallon nas placas de Cocos e Nazca que ocorreu entre 27 a 25 Ma. A partir de 27 Ma ao Recente, tanto a cadeia Andina quanto a Zona Subandina, estiveram sob atuações de campos de tensões compressivos e transpressivos.

Do Plioceno ao Recente (5-0 Ma), a porção central da Cadeia Andina tem sido caracterizada por pulsos tectônicos compressivos principais, alternados com períodos extensivos, exceto na zona Subandina, onde a deformação foi exclusivamente compressiva. Nos Andes Setentrionais, o regime tectônico foi principalmente caracterizado por movimentos compressivos e transcorrentes, pelo menos há 2 Ma.

Por último, Noblet *et al*. (1996) apresentaram um quadro resumo (Figura 8) para a evolução da região central dos Andes, onde se visualiza a taxa de convergência entre as Placas do Pacífico e da América do Sul e a direção de convergência entre elas; em conjunto com a interpretação tectônica postulada por essas e outras interpretações anteriores ao trabalho deles.

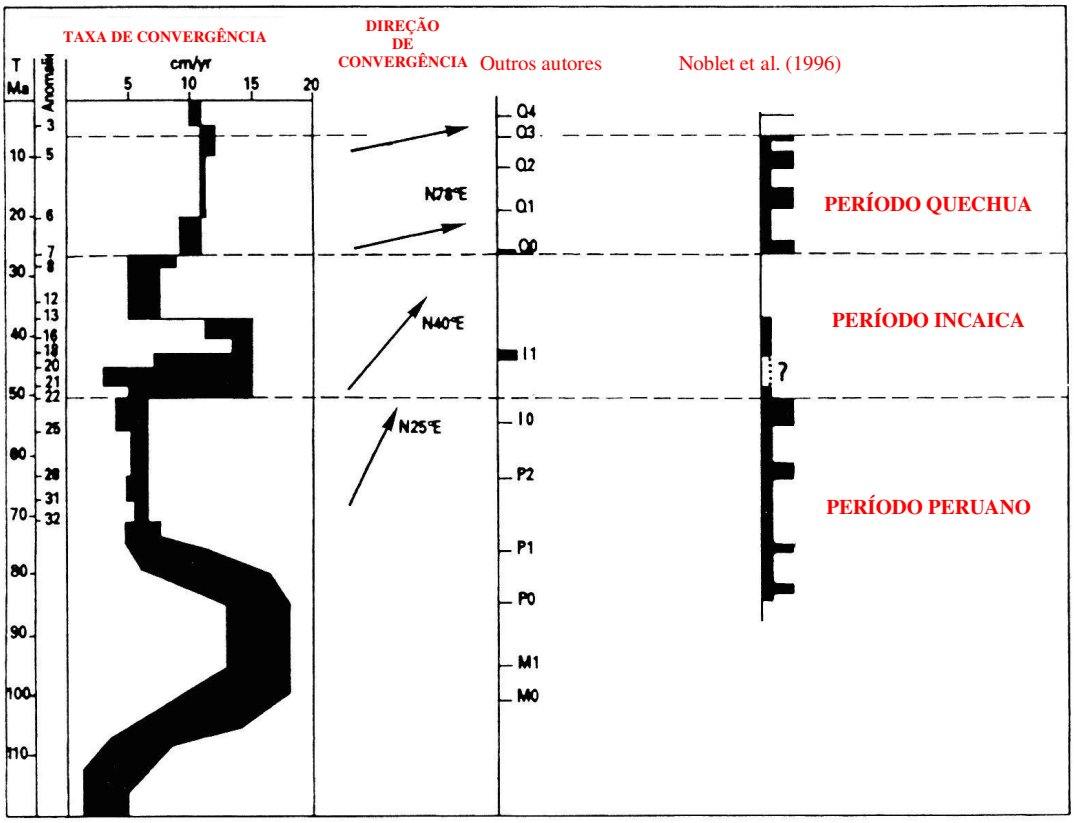


Figura 8 – Quadro resumo dos eventos tectônicos dos Andes de 80 Ma ao Presente, modificado de Soler *apud* Noblet[9] *et al*. (1996).

É importante apresentar o resumo da evolução tectônica da região centro-setentrional dos Andes, descrita recentemente por Jaillard *et al*. (2000) para que se entenda melhor o quadro meso-cenozóico da região amazônica. Essa análise considera a natureza do magmatismo na caracterização dos eventos tectônicos. As principais etapas são descritas, a seguir.

1) Coniaciano / Neopaleoceno (88–57 Ma) – durante este período, os eventos tectônicos compressionais aumentaram de intensidade através do tempo. Houve grande mudança no padrão paleogeográfico, assim como a zona do arco magmático, no Peru, migrou de forma incipiente para leste. O período do Meso ao Neocretáceo foi marcado por quatro eventos tectônicos, a saber: Neoturoniano–Eoconiaciano (88 Ma); Santoniano (85 Ma); Neocampaniano (?) (80–75 Ma); e Neomastrichtiano (70 – 65 Ma).

[9] SOLER, P. 1991 Contribution à l'étude du magmatisme associe aux marges actives. Pétrographie, géochimie et géochimie isotopique du magmatisme cretacé à pliocene lê long d'une transversale des Andes du Pérou Central. Implications géodynamiques et metallogénetiques. Univ. Paris VI. 846 p. (Thesis) (unpublished).

2) Neopaleoceno / Neo-Oligoceno - o padrão paleogeográfico dos Andes mudou progressivamente durante este período devido à progressão do encurtamento crustal, à migração para leste do arco magmático e ao soerguimento da cordilheira Andina. O evento tectônico do Paleoceno Superior é um dos mais significativos na história evolutiva da cadeia Andina (Marocco *et al*.[10], Noble *et al*.,[11] Jaillard[12], 1997 *apud* Jaillard *et al*., 2000), e coincidiu com importante reorganização cinemática das placas no Pacífico, há 58-56 Ma, e que resultou em uma mudança na direção de convergência da Placa Farallón, de N ou NNE para NE (Pilger[13], Gordon & Jurdy[14], Pardo-Casas & Molnar[15], Atwater[16], *apud* Jaillard *et al.* 2000). Este evento tectônico levou ao desenvolvimento, nas zonas *fore-arc* do Equador, de um hiato sedimentar, que corresponde ao intervalo de tempo do Eoeoceno (Benítez[17], Jaillard[18]. *apud* Jaillard *et al.* 2000).

3) No Mesoeoceno, a oeste do Equador, a maior parte dos terrenos oceânicos já havia sido acrescida na margem continental. A parte mais superior das seqüências do Mesoeoceno exibe deformações compressionais contemporâneas à sedimentação relacionadas a um regime transpressional.

4) Durante o Meso e Neoeoceno, nos Andes do Peru, foi reconhecido, com base em datações radiométricas, o evento tectônico denominado de fase Incaica por Steinmann[19] *apud* Jaillard *et al.* (2000). Este evento é caracterizado por cavalgamentos com transporte tectônico

---

[10] MAROCCO, R.; SEMPERE, T.; CIRBIAN, M.; OLLER, J.1987. Mise en évidence d'une déformation paléocène en Bolivie du Sud. Sa place dans l'évolution géodynamique des Andes Centrales. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris*. 304(D), p. 1139-1142.

[11] NOBLE, D, C. ; McKEE, E. H.; MÉGARD, F. 1990. Cenozoic stratigraphy, magmatic activity, compressive deformation, and uplift in Northern Peru. *Geological Society of America Bulletin*, v.102, p.1105-1113.

[12] JAILARD, J. 1987. Sedimentary evolution of an active margin during midlle and upper Cretaceous times: The North Peruvian margin from Late Aptian to Senonian. *Geologishe Rundshau*. v. 76, p. 677-697.

[13] PILGER, R. H. Jr. 1984. Cenozoic plate kinematics, subduction and magmatism. Journal of the geological Society of London, Special Paper, v.141, p. 793-802.

[14] GORDON, R. G. & JUDY, , D. M. 1986. Cenozoic global plate motions. *Journal of Geophysical Research*, v. 91, p. 12.389-12.406.

[15] PARDO-CASAS, F. & MOLNAR, P. 1987. Relative motion of the Nazca (Farallón) and South America plate since late Cretaceous times. Tectonics, v. 6, p. 233-248.

[16] ATWATER, T. 1989. Plate tectonic history of the northeast Pacific and western North America. In: The Eastern Pacifica Ocean and Havaii. Winterer, E. L.; Hussong, E. L.; Decker, R. W. (eds.). The Geology of North America. *Geol. Soc. Am*, v.N, p. 21-72

[17] BENÍTEZ, S. 1995. Evolution géodinamique de la province côtière sud Equatorienne au Crétacé supérieur-Tertiaire. *Géologie Alpine, Grenoble*, v.71, p.3-163.

[18] JAILARD, E. 1995. La sedimentación Albiana-Turoniana en el Sur del Perú (Arequipa-Puno-Putina). *Sociedade Geológica Perú*, v. Jubilar Alberto Benavides, Lima, p. 135-157.

[19] STEINMANN, G. 1929. Geologie von Peru. Karl Winter (ed.) Heidelberg, 448 p.

para NE ao longo da borda sul do Altiplano e para SW a nordeste do mesmo. Mais para nordeste, desenvolveram-se amplas discordâncias no arco magmático e no Altiplano. Na Cordilheira Ocidental, de norte a sul do Peru, as camadas do Neocretáceo ocorrem numa faixa de 50 km de largura, dobradas e falhadas, e com vergência para NE. Esta zona expressa significativo encurtamento da crosta continental e de sua cobertura.

A atividade magmática durante o Eoceno foi marcada por diminuição das intrusões plutônicas e aumento de largura do arco magmático. Durante o Meso-Oligoceno, o magmatismo arrefeceu ainda mais, o que foi correlacionado com um período de convergência lenta (Sébrier & Soler[20] *apud* Jaillard *et al.*, 2000). O evento ígneo alcali-potássico que ocorreu entre 30 e 27 Ma, no Altiplano e Cordilheira Oriental, a sul do Peru, é indicativo da ocorrência localizada de um regime extensional.

5) No Neo-Oligoceno (28-26 Ma) ocorreu um dos mais importantes eventos tectônicos durante a evolução dos Andes Centrais e Setentrionais, denominado por Sébrier *et al*[21].*e* Sempere *et al*.[22] *apud* Jaillard *et al.* (2000) de Aymara. Este evento está relacionado à divisão da Placa Oceânica de Farallón nas placas de Cocos e Nazca, que, por sua vez, foi acompanhada por mudança na direção de convergência (Pilger[23], Pardo-Casas & Molnar[24] *apud* Jaillard *et al.* (2000). Segundo Noblet *et al*.[25] *apud* Jaillard *et al*.(*op.cit.*), a convergência tornou-se aproximadamente E-W, a partir de rotação progressiva do *strain* de NNE-SSW durante o Neo-Oligoceno, para E-W no final do Mioceno.

6) Neo-Oligoceno / Eomioceno - na passagem do Neo-Oligoceno para o Eomioceno ocorreu a principal reorganização da dinâmica do movimento das placas. Isto provocou a retomada da atividade tectônica, acompanhada de alta taxa de encurtamento e soerguimento dos

---

[20] SÉBRIER, M. & SOLER, P. 1991. Tectonics and magmatis in the Peruvian Andes from the late Oligocene time to the present. In : Andean magmatism and its tectonic setting. Harmon, R. S. and Rapela, C. W. (eds.). *Geological Society of American Bulletin Special Paper,* v. 265, p. 259-278.

[21] SÉBRIER. M.; LAVENU, A.; FORNARI, M.; SOULAS, J. P. 1988. Tectonics and uplift in Central Andes (Peru, Bolívia and Northern Chile) from Eocene to present. *Géodynamique, Paris*, v. 3, p. 85-106.

[22] SEMPERE, T.; HÉRAIL, G.; OLLER, J.; BONHOMME, M. 1990. Late oligocene-early Miocene major tectonic crisis and related basins in Bolivia . *Geology*, v. 18, p. 946-949. PILGER, R. H. Jr. 1984. Cenozoic plate kinematics, subduction and magmatism. Journal of the geological Society of London, Special Paper, v.141, p. 793-802.

[23] PILGER, R. H. Jr. 1984. Cenozoic plate kinematics, subduction and magmatism. Journal of the geological Society of London, Special Paper, v.141, p. 793-802.

[24] PARDO-CASAS, F. & MOLNAR, P. 1987. Relative motion of the Nazca (Farallón) and South America plate since late Cretaceous times. *Tectonics*, v. 6, p. 233-248.

[25] NOBLET, C. ; LAVENU, A.; SCHNEIDER, F. 1988. Étude géodynamique d'un basin intramontagneux tertiaire sur décrochements dans les Andes du Sud de l'Équateur: l'exemple du basin de Cuenca. *Géodynamique, Paris*, v.3 (1-2), p. 117-138.

Andes, e favoreceu a deposição de espessas seqüências continentais nas bacias intermontanas e *retro-arc foreland*. O magmatismo que ocorreu neste período levou à geração de rochas, cuja composição química sugere que houve contaminação por parte da fusão parcial de crosta continental, que para Boily *et al*.[26] *apud* Jaillard *et al.* (2000), é indicativo do início do encurtamento e aumento de espessura crustal. Na Cordilheira Oriental, ao sul do Peru, ocorreu magmatismo de caráter peraluminoso, que segundo Sébrier & Soler[27] *apud* Jaillard *et al.* (2000), indica, também, fusão de material da crosta continental. Para Carlier *et al*.[28] *apud* Jaillard *et al.* (2000), isto reflete o aumento de espessura da litosfera devido ao incipiente cavalgamento para NE do Altiplano sobre o escudo brasileiro.

7) Mesomioceno / Recente – neste período é que se estabeleceu a forma atual da Cordilheira Andina, tendo sido marcado pelos pulsos tectônicos mais expressivos do Cenozóico, que se desenvolveram durante o Neógeno. A principal fase tectônica da Orogenia Andina, que se estendeu do Mesomioceno ao Plioceno, foi denominada de fase *Quechua* por Steinmann [29] *apud* Oliveira (1994). Mais recentemente, esta fase foi subdividida em em três eventos: *Quechua 1, Quechua 2 e Quechua 3* (McKee & Noble[30] e Mégard[31] *apud* Oliveira, 1994a), sendo o último, o de maior intensidade, e o único que afetou a região sub Andina.

Durante o evento *Quechua 1* (17–15 Ma), a região dos Andes Centrais e Setentrionais foi afetada por um regime de deformação, de caráter extensional, que segundo Noble *et al*.[32] *apud* Jaillard *et al.* (2000), governou a criação das bacias intermontanas do Peru. Este evento foi acompanhado da abertura do Golfo de Guayaquil. Na região central do Peru, as estruturas mais antigas foram reativadas por compressão, que gerou dobras nos *red beds* do Neocretáceo. Ao sul,

---

[26] BOILY, M.; LUDDEN, J. N.; BROOKS, C. 1990.Geochemical constraints on the magmatic evolution of the pre- and post-Oligocene volcanic suitesof southern Peru: Implications for the tectonic evolution of the Central Volcanic Zone. *Geological Society of America Bulletin*, v.102, p. 1565-1579.

[27] SÉBRIER, M. & SOLER, P. 1991. Tectonics and magmatis in the Peruvian Andes from the late Oligocene time to the present. In : Andean magmatism and its tectonic setting. Harmon, R. S. and Rapela, C. W. (eds.). *Geological Society of American Bulletin Special Paper,* v. 265, p. 259-278.

[28] CARLIER, G.; LORAND, J. P.; BONHOMME, M.; CARLOTTO, V. 1996.A reappraisal of the Cenozoic inner arc magmatism in Southern Peru; consequences for the evolution of the Central Andes for the past 50 Ma. *3rd Int. Symp. And. Geodyn. IASG*, Saint-Malo, Orstom publ., Paris, 551-554.

[29] STEINMANN, G. 1929. Geologie von Peru. Karl Winter (ed.) Heidelberg, 448 p.

[30] McKEE, E. H. & NOBLE, D. C. 1983. Miocene volcanism and deformation in the western Cordillera and high plateus south-central Peru. Geol. Soc. Am. Bull.v.93, p.657-662.

[31] MÉGARD, F. 1984. The Andean orogenic period and its major structures in central and northern Peru. J. Soc. London. v. 141, p. 893-900.

[32] NOBLE, D. C.; WISE, J. M.; VIDAL, C. E. 1999. Episodes of Cenozoic extension in the Andean orogen of Peru and their relation to compression, magmatic activity and mineralization. *Sociedade geológica del Perú*, Lima, vol. Jubilar,5, p. 45-66.

ele foi responsável por dobras monoclinais e falhas reversas, incisões em larga escala, devido à retomada de intensa erosão provocada por um pulso de soerguimento. Este, na opinião de Sébrier *et al*.[33] *apud* Jaillard *et al.* (2000), foi de 400m. Exceto no Equador, houve reincidência de manifestação vulcânica nas zonas do arco magmático.

O evento *Quechua 2* (9 – 8 Ma) foi um momento decisivo na evolução da região do norte dos Andes Centrais, pois correspondeu à mudança de um período predominantemente extensional, caracterizado pela deposição de espessas seqüências de sedimentos, para um período onde dominou compressão e soerguimentos, com erosão significativa associada. Isto é interpretado como o resultado do início do cavalgamento da cadeia Andina pretérita, quase como um todo sobre os escudos das Guianas e Brasileiro, o que resultou no espessamento crustal e altas taxas de soerguimento, e na transferência da deformação ativa para os cinturões de dobras e cavalgamentos sub-Andinos. No Equador, estimou-se a média da taxa de soerguimento, desde o Neomioceno, em 0.7 mm/ano. Segundo Mégard[5] *apud* Jaillard *et al.*(2000), na região central do Peru, uma fase de encurtamento N-S, induziu, principalmente, um sistema de falhas transcorrentes dextrais, com direção NW-SE. A partir do Neomioceno, a maior parte da deformação e encurtamento foi acomodada pela região a leste.

O último evento e o mais importante da Orogenia Andina foi o *Quechua 3*, que ocorreu na passagem do Mioceno para o Plioceno (7 – 5 Ma). Destaca-se no quadro evolutivo da Cordilheira dos Andes, pois, nesta época, deu-se início o desenvolvimento dos cinturões sub-Andinos de dobras e cavalgamentos, os quais acomodaram a maior parte do encurtamento, que se deu segundo a direção E-W, na Cadeia Andina durante o Plioceno. Ao cinturão de dobras e cavalgamentos, Mégard[34] *apud* Oliveira (1994a), denominou *Subandean Thrust and Fold Belt* – STFB. Oliveira (*op. cit*.) citou que o referido evento tectônico foi responsável pela formação da Serra do Moa, na Bacia do Acre, o que, segundo ele, foi a manifestação topográfica mais afastada, da tectônica Andina na América do Sul.

Todos os segmentos dos Andes foram afetados pelo maior e rápido soerguimento que já ocorreu durante sua evolução tectônica. Na área ao sul do Peru, o soerguimento do Neomioceno foi estimado em 1.300 m, dos quais 200 a 300 m teriam ocorrido no Quaternário.

---

[33] SÉBRIER. M.; LAVENU, A.; FORNARI, M.; SOULAS, J. P. 1988. Tectonics and uplift in Central Andes (Peru, Bolívia and Northern Chile) from Eocene to present. *Géodynamique, Paris*, v. 3, p. 85-106.

[34] MÉGARD, F. 1984. The Andean orogenic period and its major structures in central and northern Peru. *J. Soc. London*. v. 141, p. 893-900.

No Golfo de Guayquil, ocorreu subsidência acentuada, devido a movimentos transtensionais que permitiram a deposição de enormes volumes de sedimentos clásticos, principalmente durante o Pleistoceno.

A presença de rochas alcalinas, peraluminosas e shoshoníticas ao longo dos principais sistemas de falhas, no sul do Peru, indicam, segundo Carlier *et al*.[35] *apud* Jaillard *et al.* (2000), que um regime extensional prevaleceu entre 6 – 5 Ma.

Em síntese, foi durante o Plioceno que a Cordilheira dos Andes experimentou a mais intensa orogenia, a qual ainda está ativa.

2.2.4 – Tectônica ativa

Com base no trabalho de Jaillard *et al.* (2000), as principais feições da Cordilheira Andina foram desenvolvidas durante o Mioceno e poucas mudanças ocorreram desde então. No entanto, modificações importantes da topografia são produzidas por deformações neotectônicas. Durante este período, as bacias de altiplano foram formadas; as cadeias assísmicas de Nazca e Carnegie são introduzidas na zona de subducção; a zona costeira é soerguida e as depressões de Maranõn e Beni são individualizadas, dando origem ao Rio Amazonas.

A evolução da paisagem dos Andes é melhor entendida considerando três diferentes métodos e estudos neotectônicos. O primeiro determina o estado de *stress*, deduzido a partir da análise de falhas (Figura 9). Quando se analisa as áreas de terrenos quaternários, pode-se fazer comparação com o estado atual de *stress,* a segunda, diz respeito aos movimentos verticais ao longo da região costeira, estabelecidos a partir do estudo de terraços marinhos; e a terceira está relacionada à análise do controle tectônico dos rios, nas áreas das bacias *foreland.*

O mecanismo de subducção tem forte controle no desenvolvimento da geometria da cadeia de montanhas. O vetor de convergência é obliquo, em relação aos limites das placas, fazendo com que a acomodação da deformação, entre as placas Sul Americana e de Nazca, seja bastante complexa. A zona costeira, por estar localizada no domínio da placa que desce, geralmente fica submetida à tectônica extensional. Mas, dependendo da natureza do segmento da

[35] CARLIER, G.; LORAND, J. P.; BONHOMME, M.; CARLOTTO, V. 1996.A reappraisal of the Cenozoic inner arc magmatism in Southern Peru; consequences for the evolution of the Central Andes for the past 50 Ma. *3rd Int. Symp. And. Geodyn. IASG*, Saint-Malo, Orstom publ., Paris, 551-554.

cadeia de montanhas, a direção da extensão é variável. Por exemplo, onde a distância entre a fossa e a Cordilheira Ocidental é grande e o vetor de convergência é obliquo, a direção da extensão é N-S, ortogonal à direção da placa convergente (Equador e Sul do Peru). Por outro lado, no Chile, onde o cinturão é mais estreito, entre a fossa e a Cordilheira Principal, a extensão é ortogonal à margem, ou seja E-W, e estaria relacionada a efeitos gravitacionais, posteriores aos eventos sísmicos (Figura 9).

Na região costeira do Equador, o padrão de *stress* é dominada por extensão N-S, devido ao escape geral, para norte, do Bloco Andino (*Andean Block*) e, mais localmente, devido ao aumento de obliqüidade, também em direção ao norte, do vetor de convergência, a partir do Golfo de Guayaquil para a Colômbia (Figura 10). O bloco Andino, em forma de triângulo, acomoda a deformação na junção tríplice entre as placas Sul Americana, Caribe e Nazca.

Na Cordilheira Ocidental, deformações recentes vinculam-se a um sistema extensional de direção N-S. Enquanto que na Cordilheira Oriental, os abalos sísmicos e falhas transcorrentes são decorrentes tanto do sistema extensional N-S, quanto de um sistema compressional E-W, responsável pelo desenvolvimento de falhas reversas nas regiões subandinas. Próximo à fossa, no contato entre as placas de Nazca e Sul Americana, mecanismos focais de terremotos evidenciam a atuação de compressão E-W, mais ou menos paralela à convergência entre essas duas placas.

Para Jaillard *et al.* (2000), a partição da energia através do limite entre as placas mostra que o regime tectônico do Quaternário é mais complexo do que previamente reconhecido. Durante a colisão das placas, tanto no sul dos Andes (Chile) quanto no norte (Equador), uma parte da energia da Placa de Nazca, transmitida para a Placa Sul Americana, é absorvida pelo escape tectônico de blocos, paralelamente à margem. Isto ocorre, segundo esses autores, devido aos segmentos da cordilheira estarem justapostos por falhas transcorrentes, portanto, paralelos e sub paralelos à cadeia de montanhas, e devido à alta obliqüidade de convergência entre as placas. Essas partes dos Andes são mais estreitas e não apresentam aumento de espessura de crosta significativo. Por outro lado, nas regiões onde a obliqüidade da convergência entre as placas é baixa, a energia despreendida na colisão entre as placas é absorvida através de movimentos laterais, relacionados às falhas de empurrão, responsáveis pelo alargamento da cadeia de montanhas e aumento de espessura da crosta, que param progressivamente em um anteparo (zona de *buttress*).

Os referidos autores relatam, em suma, que o estudo do estado atual de *stress* dos Andes mostra vários tipos de comportamentos da placa continental ao longo da margem ativa, os quais estão ligados ao ângulo de mergulho da placa de Nazca; à obliqüidade da convergência entre as placas oceânica e continental; forças que atuam nos blocos tectônicos (*body forces*) e forças que atuam nos limites entre as placas (*boundary forces*); a presença ou ausência de zonas de anteparos na placa Sul Americana e a possibilidade de deslocamento lateral livre de blocos na zona costeira (Figura 10).

Segundo Dewey & Lamb (1992), uma das principais dificuldades para se entender a evolução tectônica dos limites entre as placas de Nazca e Sul Americana é estabelecer a maneira pela qual o vetor deslocamento é particionado e como estes parâmetros relacionam-se com as rotações de blocos da crosta. Esses autores, a partir da análise de deformação ativa em cada segmento dos Andes e considerando a zona de limite de placas homogênea, determinaram o seu campo de velocidade, conforme mostrado na figura 11.

Os cinturões de terremotos e vulcões que ocorrem ao longo dos limites da Placa Sul Americana com as placas de Nazca, Cocos e Caribe são comprovações da tectônica ativa e neotectônica, em resposta ao movimento e interação entre as mesmas (Figura 12).

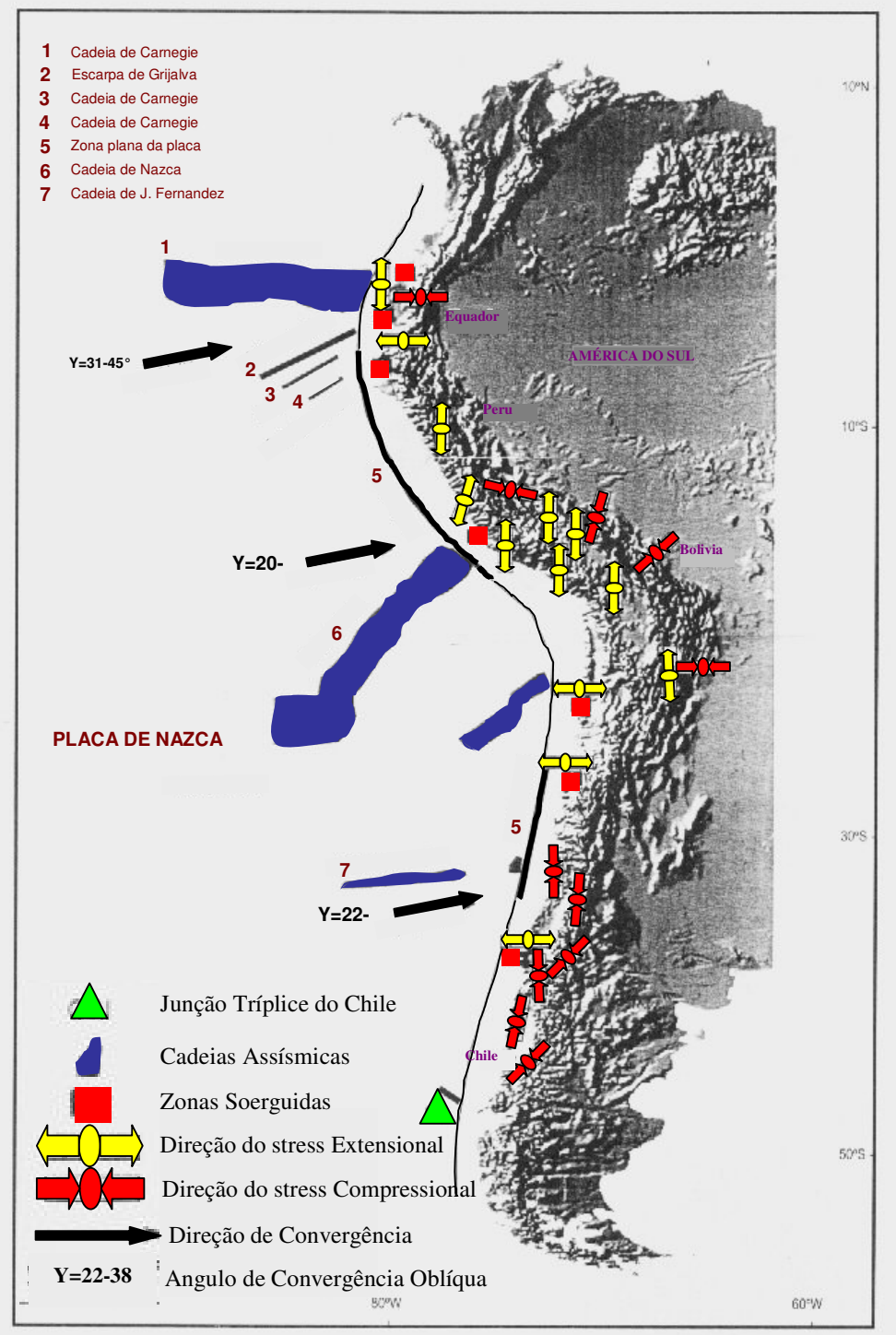


Figura 9 – Direções principais de *stress* deduzidas a partir de análise estrutural de falhas ativas. (Jaillard *et. al*., 2000).

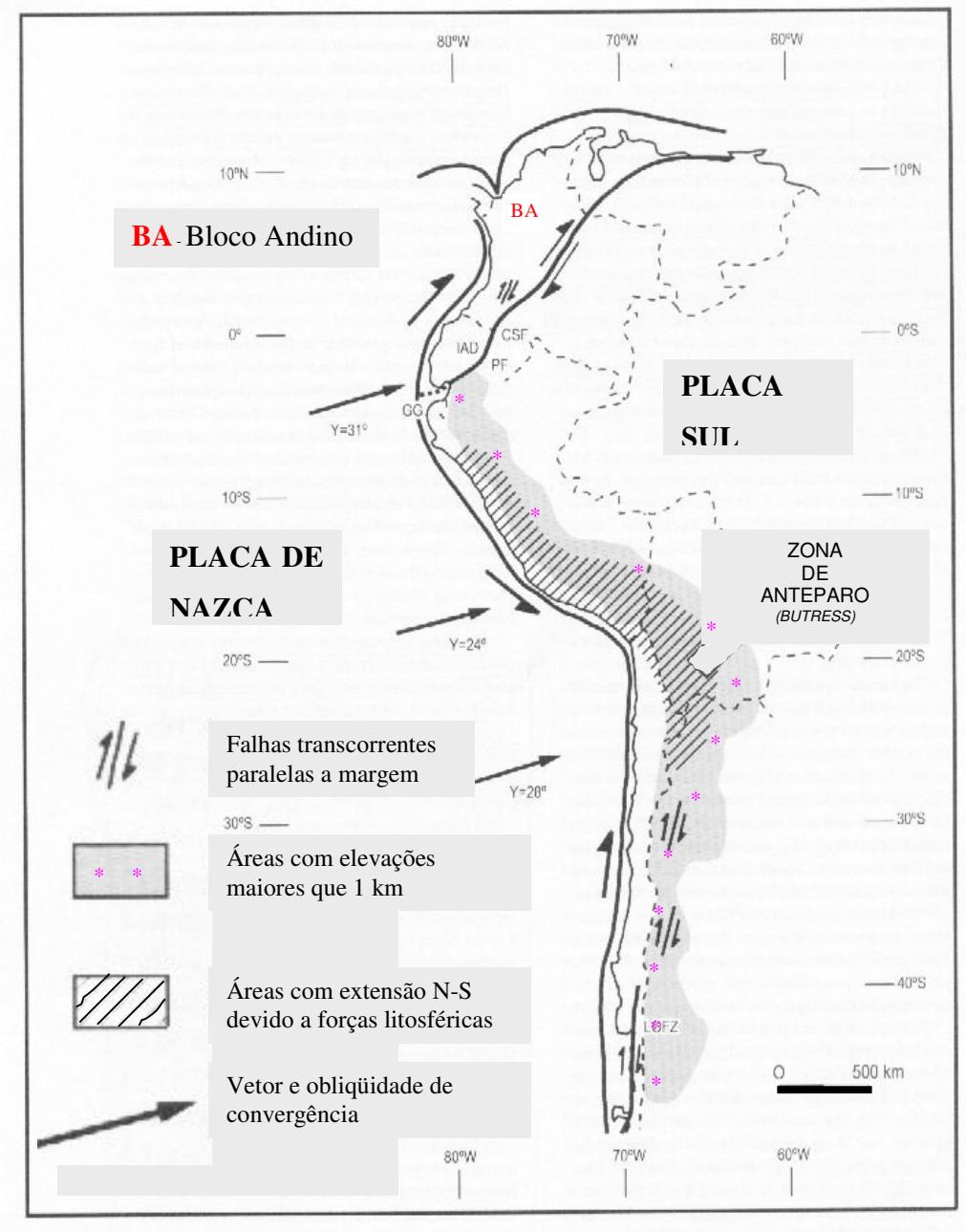
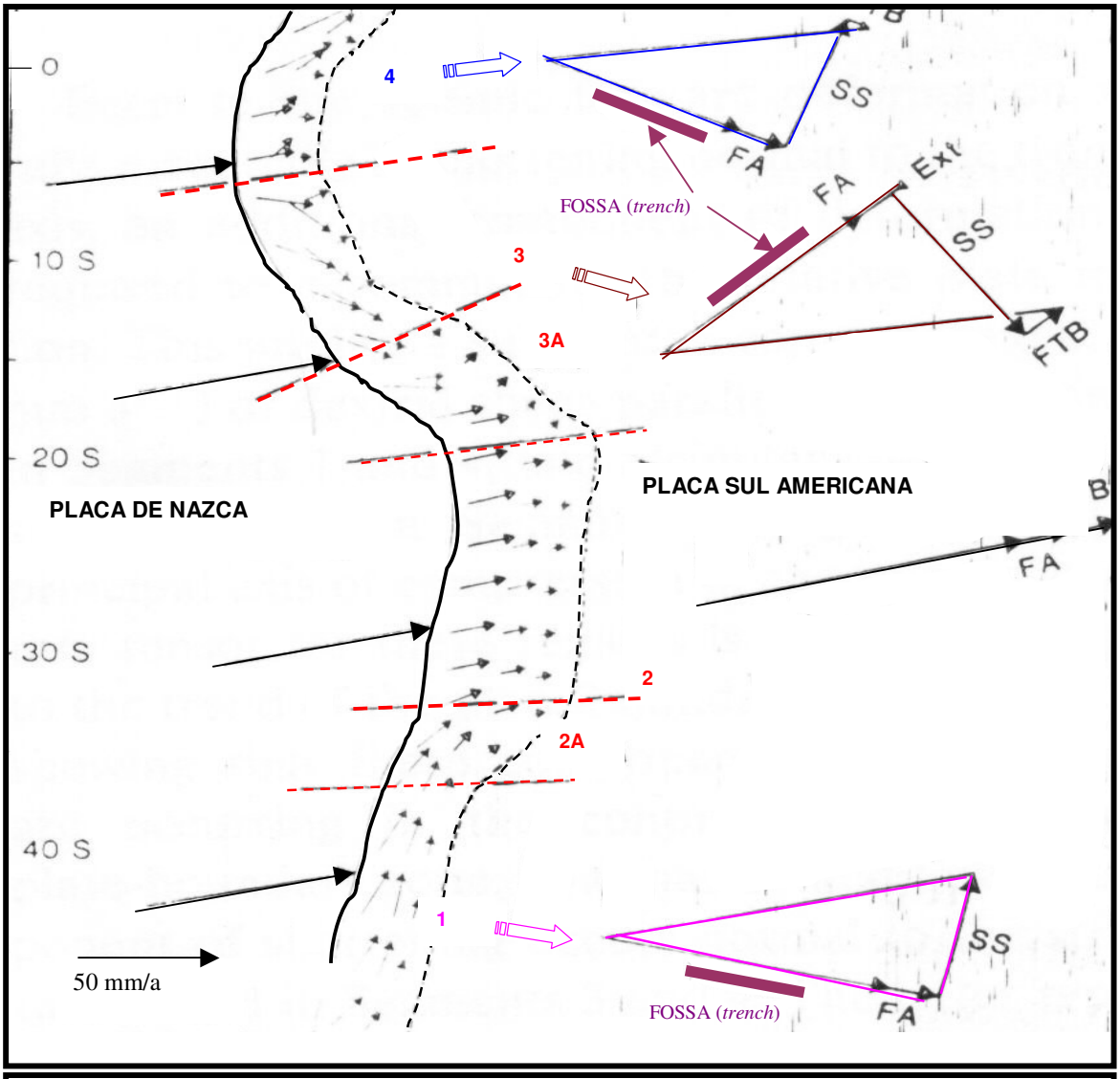


Figura 10 – Feições geodinâmicas e relacionamento entre as zonas de convergência oblíqua e a Cordilheira Andina. AB- Bloco Andino; GG- Golfo de Guayaquil; IAD- depressão interandina. (modificado de Ego[36], *apud* Jaillard *et al*. 2000).

[36] EGO, F. 1995. Accomodation de la convergence oblique dans une chaîne de type cordillerain: les Andes d'Equateur. Thésis, Univ. Paris-Sud-Orsay, 209 p. (unplubished).



Trench = Fossa; FA = Região de *fore-arc*; FTP = dobras na região de *foreland* e encurtamento no cinturão de dobramento e cavalgamento; Ext. = Extensão nas regiões mais elevadas (*high Andes*); SS = Transcorrência.

Figura 11 – Campos de velocidade nas zonas de limites de placas dos Andes. Baseado no azimute do tensor *strain rate* calculado a partir dos tensores de momento somados, estudos de campo e supondo que não existe gradiente de velocidade angular ao longo da margem da placa (modificado de Dewey & Lamb, 1992).

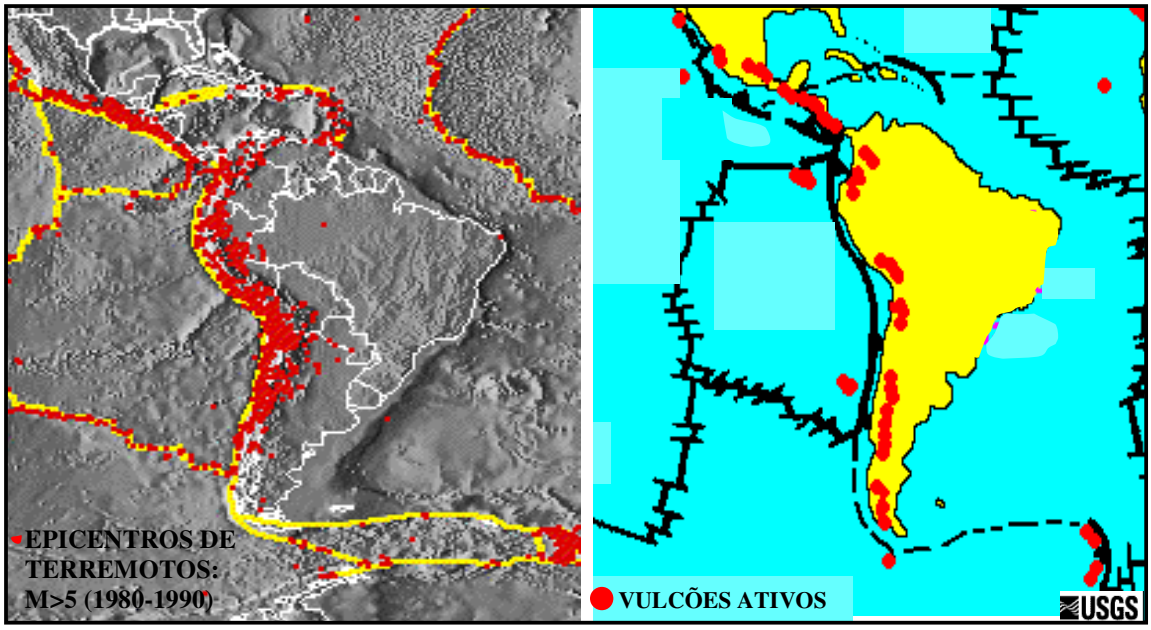


Figura 12 – Epicentros de terremotos e vulcões ativos (imagens obtidas do *site* da USGS).

2.3 - A REGIÃO DO CARIBE

2.3.1 – Aspectos tectônicos regionais

A região do Caribe é reconhecida como uma área clássica para estudar processos transcorrentes ativos e processos de subducção em condições dominantemente marinhas. As estruturas geológicas que separam a Placa do Caribe da Placa Norte Americana consistem em uma série de extensas falhas transcorrentes, que alcançam extensão de até 2000km e conectam a Fossa das Antilhas Menores (*Lesser Antilles*) no leste à Fossa da América Central. O movimento que ocorre através destas falhas parece ser predominantemente sinistral, com alguma, possível, convergência N-S. O limite da placa situado à oeste da Calha de Cayman é bem definido e contínuo, exceto na América Central onde há complexidades associadas com sua passagem através de cinturões orogênicos mais antigos e sua interseção com a Fossa da América Central. Por outro lado, o limite da placa situado à leste da Calha de Cayman é mais complexo e consiste

de dois conjuntos de falhas sub-paralelas ao limite da placa, e numerosas falhas que segmentam o arco (Figura 13).

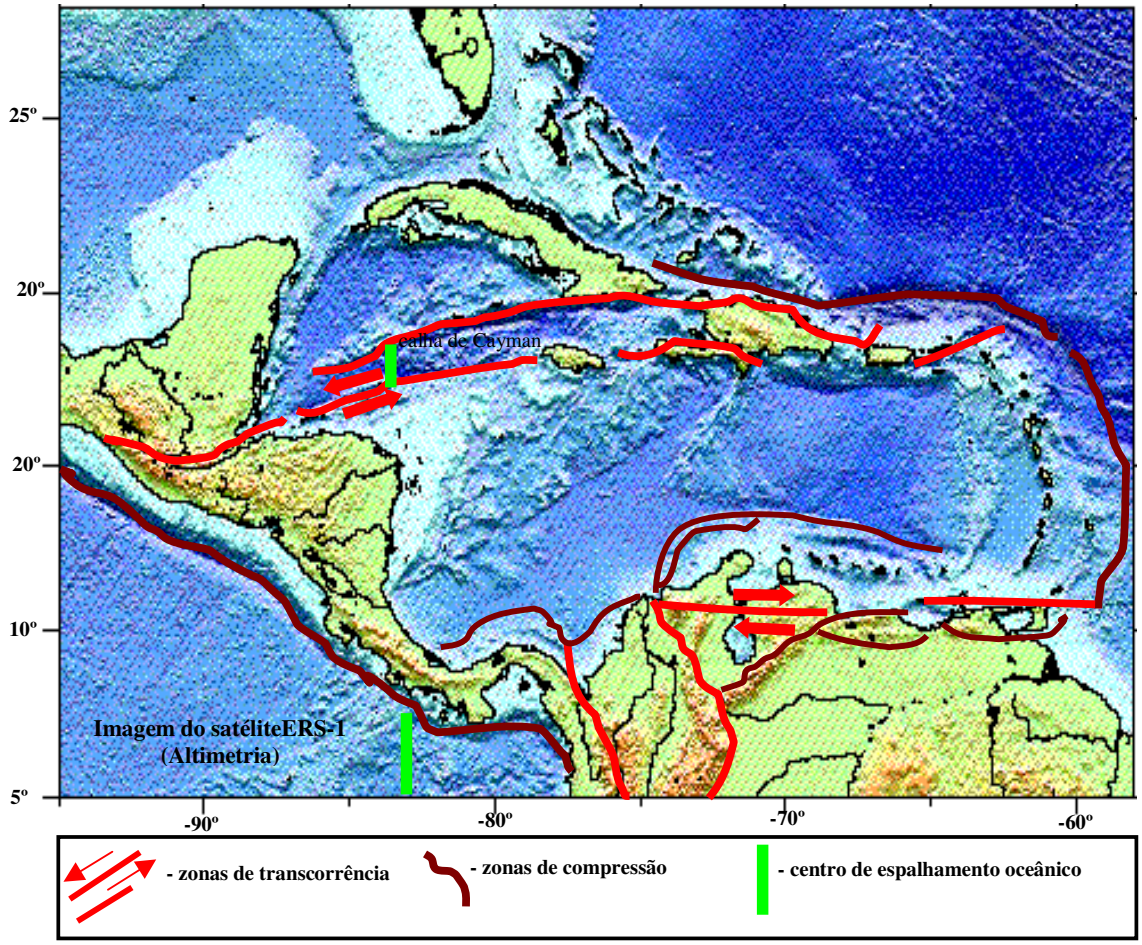


Figura 13 – Região do Caribe (modificada a partir do *site www.fiu.edu/orgs/caribgeol*).

2.3.2 – Evolução tectônico-cenozóica.

A evolução tectônica da Placa do Caribe é de difícil entendimento, pois na área não existe crosta oceânica formada durante a separação inicial da África e América do Sul da América do Norte, ocorrendo apenas fatias (ofiólitos) remanescentes em prismas de acresção. Desta maneira, os padrões de anomalias magnética típicos de zona de espalhamento de fundo oceânico existem apenas localmente. A maior parte do fundo oceânico atual da região do Caribe foi derivado do

Pacífico e tomou o lugar da crosta oceânica original que foi subductada e obductada nos limites convergentes no Mesozóico Superior (Burke *et al.*, 1984). Segundo Duncan & Hargraves (1984), presume-se que isto esteja relacionado, de alguma maneira, ao excesso de espessura da crosta oceânica, que segundo informações de refração sísmica, varia de 10 a 15 km.

Houstz & Ludwig[37] *apud* Duncan & Hargraves (*op. cit*.). enfatizaram que a crosta oceânica na região do Caribe não apresenta espessura uniforme, resultando em regiões deprimidas e elevadas que corresponderiam, respectivamente, a áreas de crosta oceânica normal e de crosta espessada por erupções vulcânicas mais tardias, caracterizadas por ampla ocorrência de soleiras e derrames de basaltos sobrepostos por sedimentos do Cretáceo Superior (Coniaciano ao Campaniano). Sob esses basaltos ocorrem sedimentos e crosta oceânica de idade presumivelmente cretácea ou mais antiga. Essas rochas vulcânicas compõem seqüências com espessuras entre 1 a 2,5 km, e em seções sísmicas através da região central do Caribe, correspondem ao que se denomina "*refletor B*". A pequena diferença de idade dessas rochas, 85 a 75 Ma, sugere que este grande episódio de erupções vulcânicas terminou abruptamente.

Existem duas hipóteses sobre a posição paleogeográfica do fundo oceânico do Caribe. A primeira afirma que o vulcanismo responsável pelo aumento de espessura da Placa do Caribe incidiu essencialmente nela, com formação da crosta entre o Jurássico e Eocretáceo através de espalhamento de fundo oceânico entre a América do Sul e América do Norte. A segunda, e preferida por muitos autores, é de que a atual Placa do Caribe teria sido formada numa região do Pacífico, e por deriva chegou à região atual.

A Placa do Caribe limita-se a oeste e a leste por zonas de subducção ativa, correspondentes, respectivamente, às fossas da América Central e das Antilhas Menores (*Lesser Antilles*) (Figura 13). Os limites norte e sul mostram evidências de subducção prévia, mas o regime tectônico atual é de trancorrência devido ao movimento para leste da referida placa em relação às placas da América do Norte e do Sul.

Os movimentos relativos da Placa do Caribe (Figura 14) para os últimos 5 millhões de anos foram calculados por Mattson (1984), que tomou como base os pólos de rotação e velocidades angulares relativas segundo Minster & Jordan[38] e Sykes *et. al*.[39] (1982) *apud*

[37] HOUSTZ, R. & LUDWIG, W. J. 1977. Structure of the Colombia basin, caribbean Sea, fro profile sonobuoy measurements. *Journal of Geophysical Research.* v. 82, 4861-4867

[38]MINSTER, J. B. & JORDAN, T. H. 1978. Present day plate motions. *Journal of Geophysical Research*,v.83, p. 5331-5354.

Mattson (1984). Onde o movimento é oblíquo às margens da placa, como ao longo da parte oeste da margem sul (entre 69º e 77º W) o *stress* de compressão causa subducção da Placa do Caribe sob a Placa Sul Americana, forçando esta para cima e fragmentando-a em um mosaico de blocos falhados. O padrão estrutural complicado no norte da América do Sul é devido à esta convergência superimposta aos sistemas convergentes do Cretáceo e Paleoceno, formados quando a América do Sul se moveu contra as placas do Caribe e de Nazca.

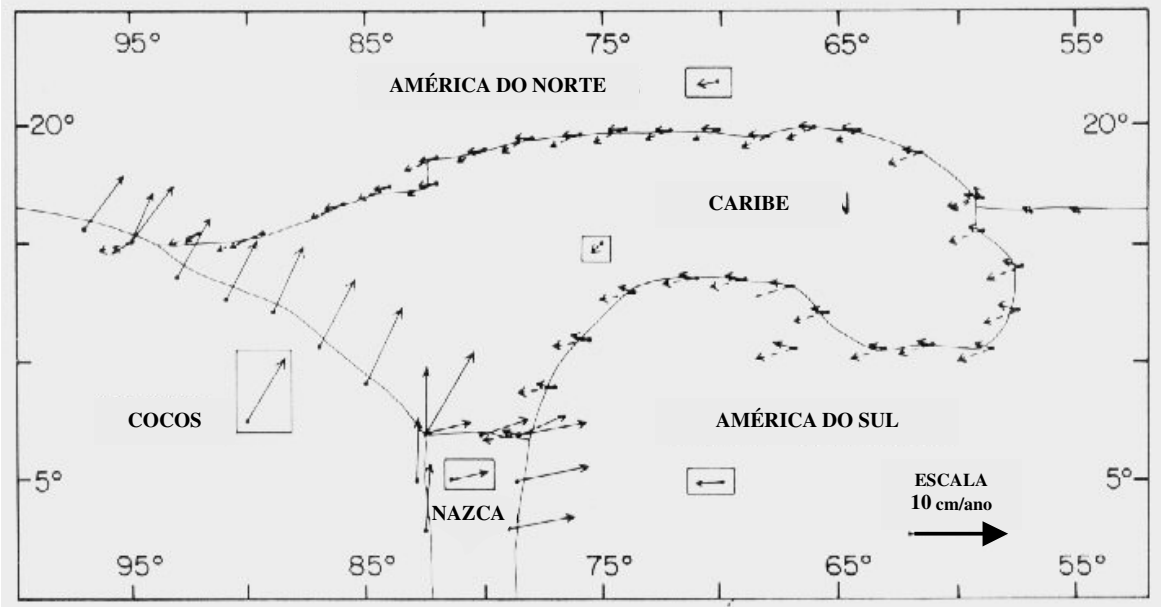


Figura 14 – Movimentos absoluto e relativo da placa do Caribe e placas adjacentes, para os últimos 5 Ma (Mattson, 1984).

Pindel & Dewey[40] *apud* Duncan & Hargraves (1984) descreveram que a separação entre a América do Norte e a América do Sul ocorreu através do Jurássico ao Cretáceo e teria gerado, além de litosfera oceânica, um espaço bastante grande entre esses continentes, pois assim tornou-se possível a acomodação, por colisão, de blocos oceânicos "exóticos" provenientes de oeste.

Segundo Burke *et al.* (1984), a forma da Placa do Caribe não variou muito desde sua criação, exceto há mais ou menos 65 Ma, quando Cuba foi separada da Placa do Caribe e

[39] SYKES, L. R.; McCANN,W.R.; KAFKA, A. L. 1982. Motion of Caribbean Plate during last 7 millionyears and implications for earlier Cenozoic movements. *Journal of Geophysical Research*, v. 87, p. 10, 656-10,676.
[40] PINDEL, J. & DEWEY, J. F. 1982. Permo-Triassic reconstruction of western Pangea and the evolution of he Gulf of Mexico/Caribbean region. *Tectonophysics*. v. 1, p. 179-211.

suturada na Placa Norte Americana; neste momento a Bacia de Yucatan deu início à sua abertura, como um pequeno centro de espalhamento oceânico e a Placa do Caribe, por sua vez, começou a movimentar-se para leste. Esses autores relataram também que os complexos ofiolíticos na costa pacífica da América Central e norte da América do Sul são evidências da passagem de um fundo (crosta) oceânico espesso que se movimentava do Pacífico para o Caribe. Na costa norte da América do Sul têm sido reconhecidos, segundo esses autores, fatias de ofiólitos em um prisma de acresção na península de Guajira. Para eles os fragmentos de ofiólitos encontrados ao longo do sistema de falhas de El Pilar, talvez represente partes da bacia marginal que está melhor preservada no Nappe de Villa de Cura.

Os modelos de restauração da formação e movimentação da Placa do Caribe e que dizem respeito à sua própria evolução tectônica e de suas margens limítrofes com outras placas, têm sido amplamente divulgados e discutidos no seio da comunidade científica que tem pesquisado a região do Caribe, merecendo destaque os trabalhos de Pindell & Dewey (1982), Duncan & Hargraves (1984), Mattson (1984) e outros.

As figuras figuras 15 a 18 resumem o quadro evolutivo tectônico-cenozóico da região do Caribe. Tais figuras foram obtidas do *site www.fiu.edu/orgs/caribegeol/Caribetec*[41],. Neste *site* estão as referências bibliográficas consultadas pelo referido autor.

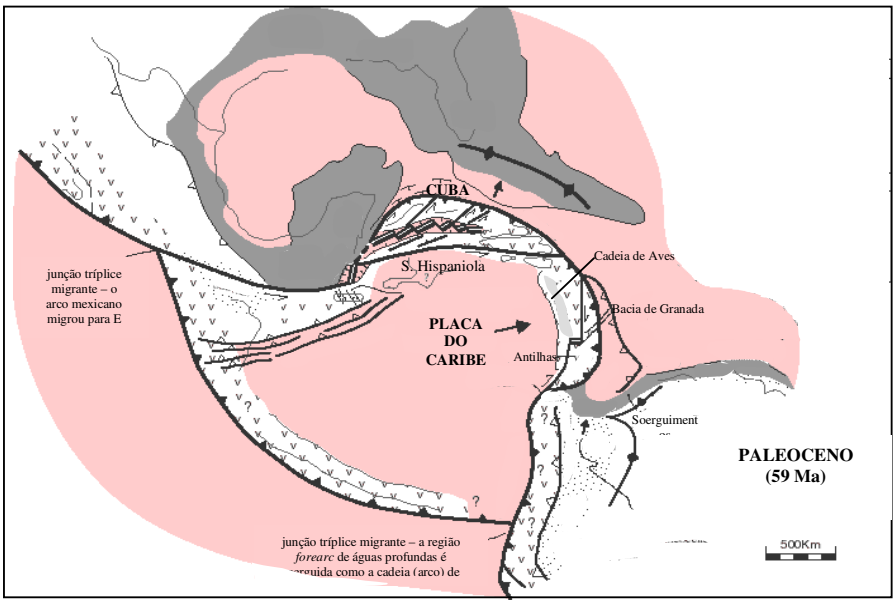


Figura 15 – Quadro evolutivo há 59 Ma (Paleoceno).

---

[41] www.fiu.edu/orgs/caribegeol/Caribetec . Acesso em: 17 maio 2001.

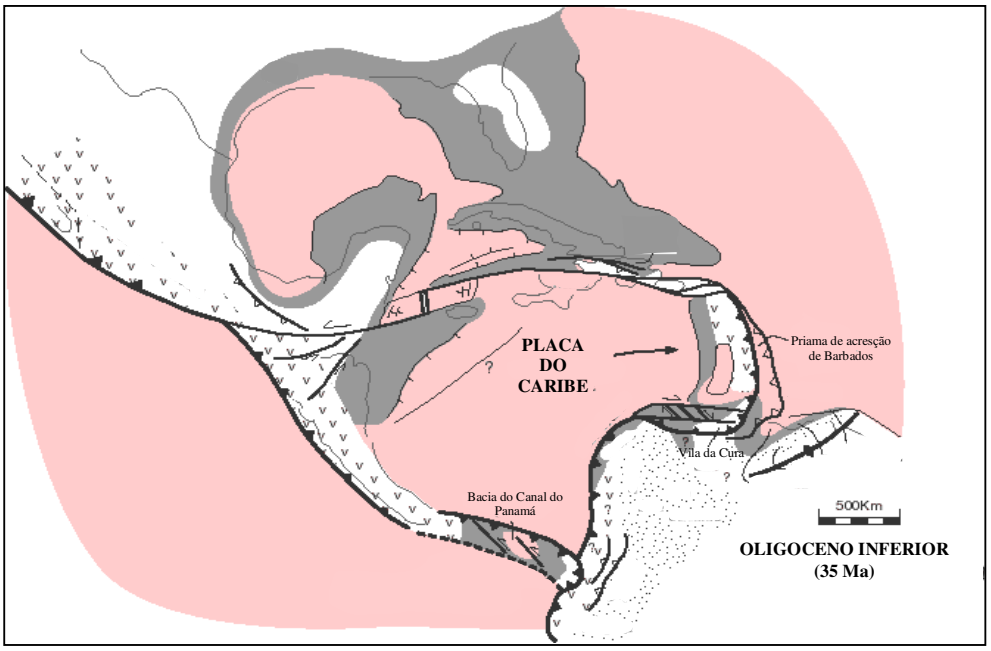


Figura 16 – Quadro evolutivo há 35 Ma (Oligoceno Inferior).

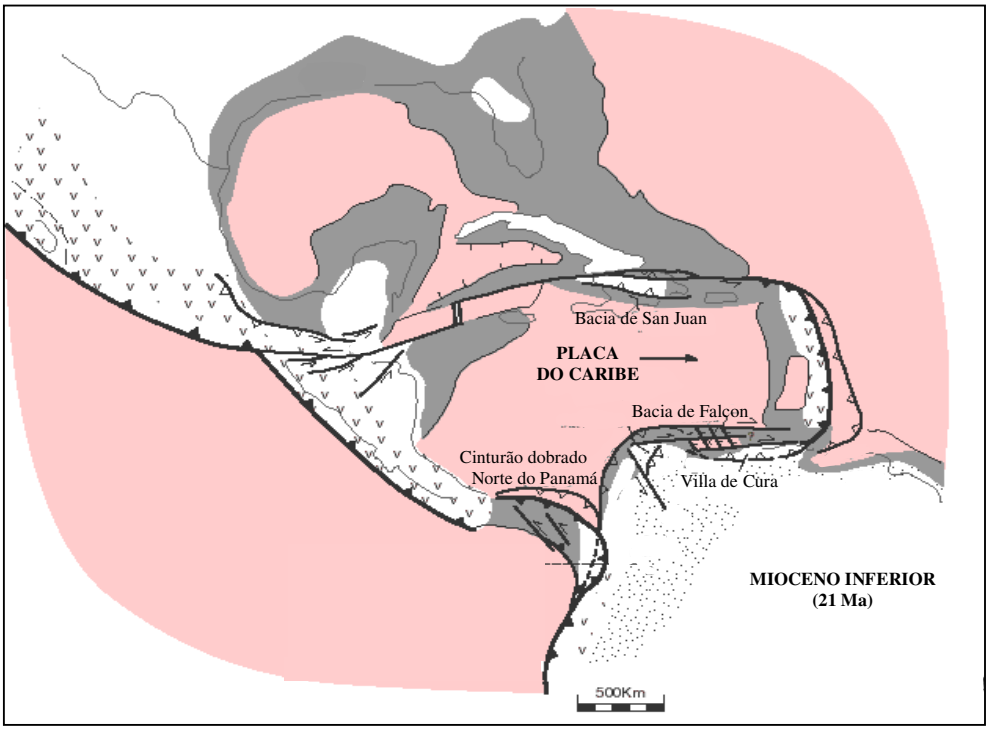


Figura 17 – Quadro evolutivo há 21 Ma (Mioceno Inferior).

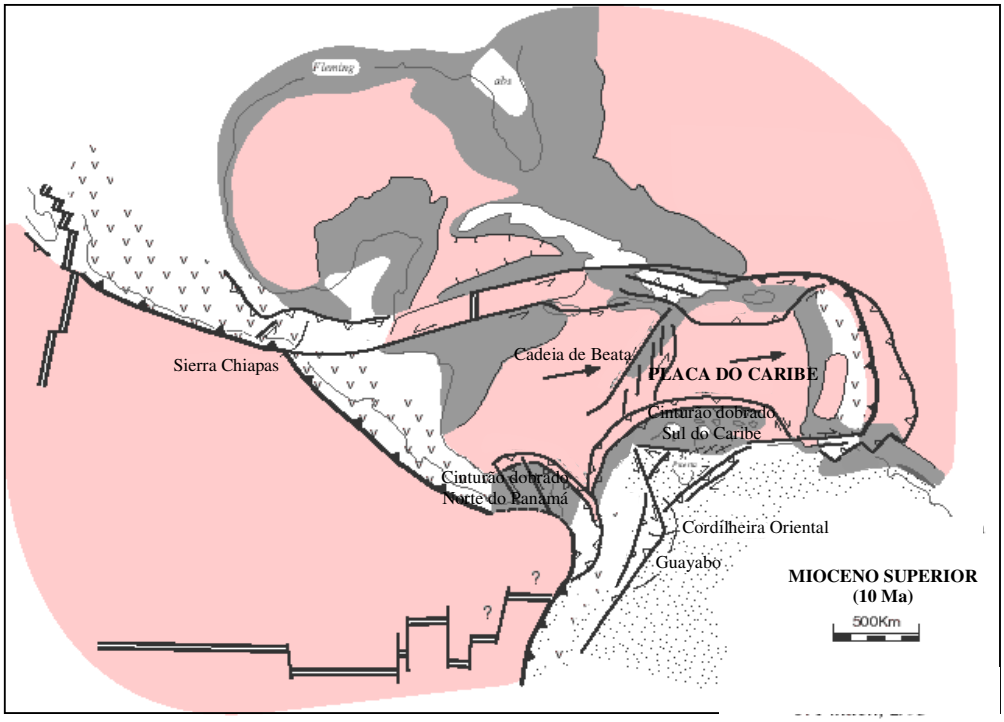


Figura 18 – Quadro evolutivo há 10 Ma (Mioceno Superior).

Duncan & Hargraves (1984), a partir de um referencial de *hotspots* e de anomalias magnéticas identificadas na Placa do Pacífico, reconstituíram o movimento da Placa do Pacífico e a posição da cadeia de espalhamento de assoalho oceânico entre as placas do Pacífico e de Farallon, desde 140 Ma até o Presente. Mas foi no Cenozóico que ocorreram os fenômenos tectônicos mais significativos da região do Caribe, marcados por uma dinâmica ativa de interação e movimentação das placas envolvidas.

No Mesopaleoceno, há 60 Ma, o platô de basaltos oceânicos já estava inserido no domínio da região do Caribe, o que ocorreu entre o Neocretáceo e o Paleoceno. Registrou-se, a partir daí, a história geológica da região delimitada ao sul do Caribe, como: Curaçao, Aruba, Bonaire e as Montanhas Caribenhas da Venezuela. O Arco das Antilhas Maiores (*Greater Antilles*) desloca-se continuamente para nordeste. O fundo oceânico, de idade mesozóica, do Caribe é subductado sob ele. Este movimento cessa quando a zona de subducção colide com a Plataforma das Bahamas (Burke *et al.*[42]; Dickinson & Coney[43] *apud* Duncan & Hargraves, *op.*

[42] BURKE, K.; FOX, P. J.; SENGOR, A. M. C. 1977. Buoyant ocean floor and the evolution of the Caribbean. *Journal of Geophysical Research*. v. 83, p. 3949-3954.

cit.). É sugerido que o movimento para nordeste do referido arco tenha sido causado pela colisão de uma crosta, de idade juro-cretácea, espessada com o platô basáltico oceânico, produzido pelo *hotspot* de Galápagos entre 100 e 75 Ma. Esta crosta mais espessa apresentava dificuldades físicas de subducção na zona da fossa do Arco das Antilhas Maiores (*Greater Antilles*), empurrando-o assim, para nordeste através da região do Caribe até as Bahamas. Simultaneamente ao deslocamento, a placa sofria rotações no sentido anti-horário (Figura 19).

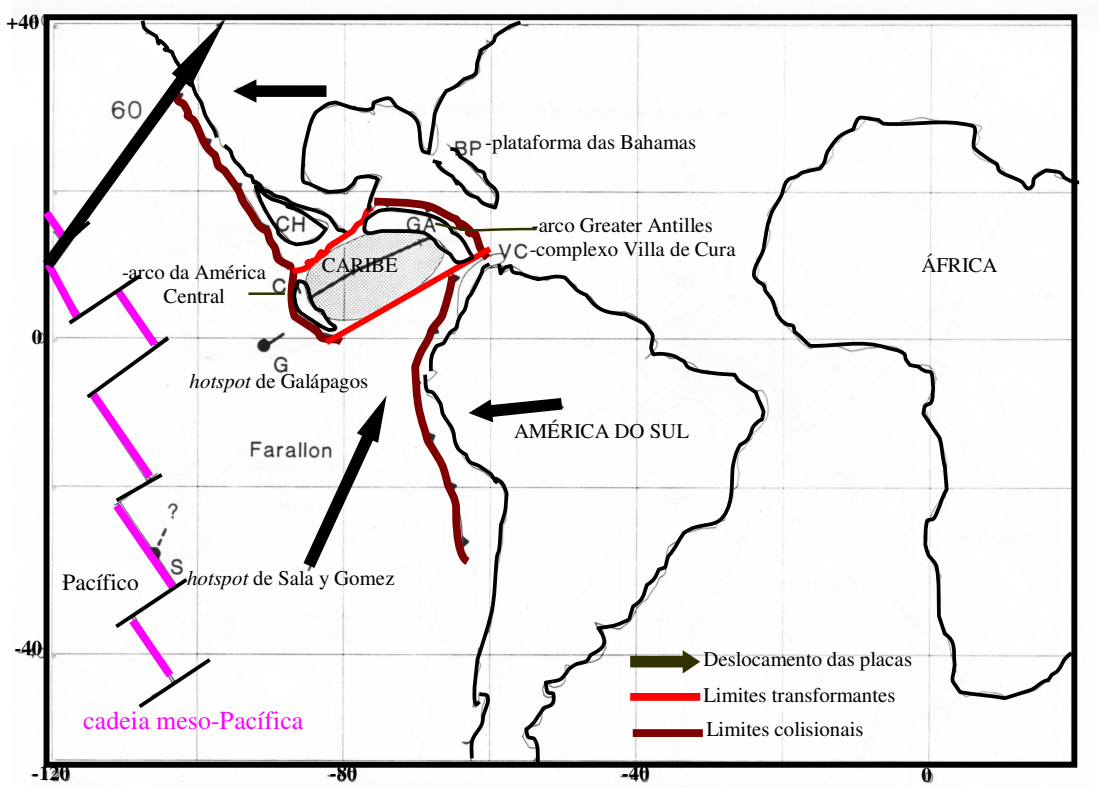


Figura –19- Posições das placas há 60 Ma (Mesopaleoceno) em relação ao sistema de referência de *hotspots*: Galápagos (G) e Sala y Gómez (S), (modificado de Duncan & Hargraves, 1984).

No final do Eoceno, há 38 Ma, o platô oceânico, ao atingir a plataforma das Bahamas, cessou seu movimento. Em contra partida, na extremidade oeste, a Placa de Farallon sofria subducção sob o platô oceânico formando o Arco da América Central (CA). Um fato que merece

[43] DICKINSON, W. R. & CONEY, P. J. 1980. Plate tectonic constraints on the origin of the Gulf of Mexico. In: The origin of the Gulf of Mexico and early opening of the central North Atlantic Ocean. PILGER, R. H. (ed.). Houston Geological Society Continuing Education Series, School of Geocience, Lousiana State University, Baton Rouge, La., p.27-36.

destaque é que neste tempo os limites tranformantes, norte e sul, da placa do Caribe começam a se desenvolver. Forma-se a cadeia assímica de Nazca, entre 60 e 38 Ma, quando a Placa de Farallon se afasta do *hotspot* de Sala (G) y Gómez (G) (Figura 20).

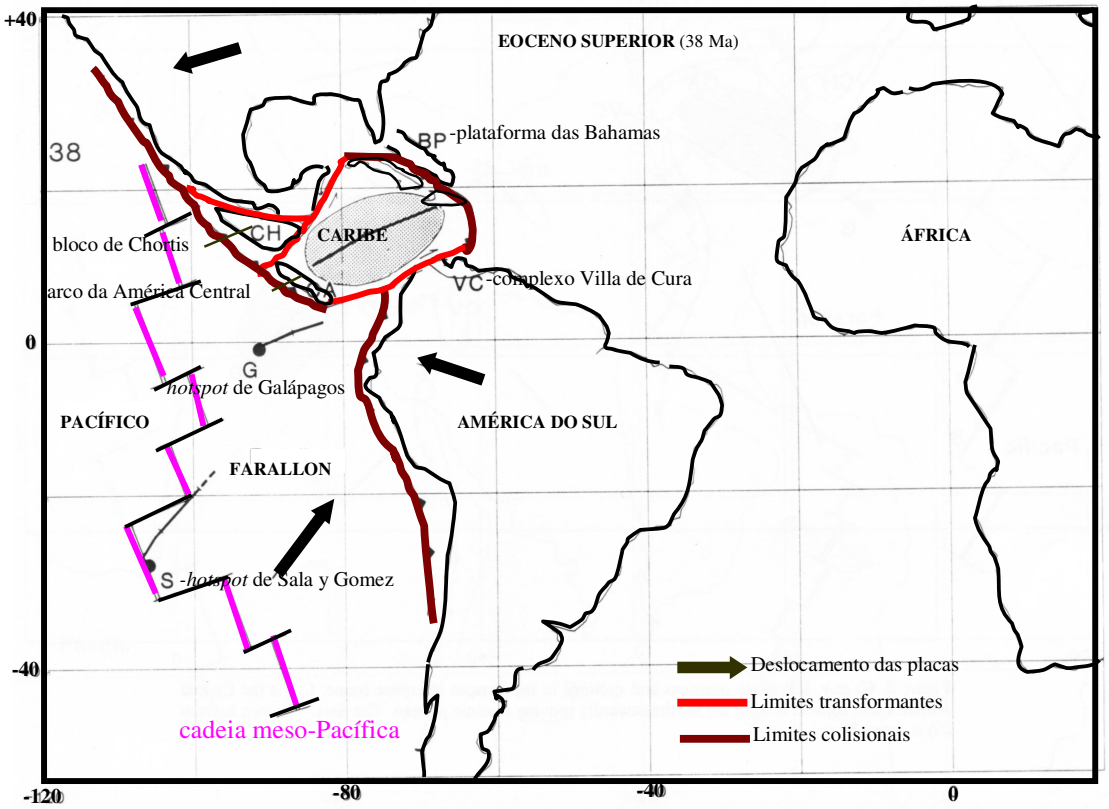


Figura –20- Posições das placas há 38 Ma (Neoeoceno Superior) em relação ao sistema de referência de *hotspots:* Galápagos (G) e Sala y Gómez (S), (modificado de Duncan & Hargraves, 1984).

Para Burke *et al*. (1984), o movimento para oeste da Placa da América do Sul em relação à Placa da América do Norte, acompanhada de uma pequena componente de rotação horária, teve início no final do Eoceno, mas o movimento da Placa do Caribe para leste em relação à América do Norte e à América do Sul tornou-se muito mais importante no desenvolvimento estrutural dos seus limites. Este movimento foi acomodado nos grandes sistemas de falhas transcorrentes que caracterizam as amplas zonas dos limites norte e sul da Placa do Caribe e resultou na convergência ao longo do arco das Antilhas Menores (*Lesser Antilles*). A estimativa do deslocamento mínimo para leste é possível de ser feita devido à existência da cadeia de espalhamento de fundo oceânico de Cayman, para qual os citados autores sugerem o início de

seu desenvolvimento em torno de 38 Ma atrás e teria acomodado cerca de 1.400 km de movimento.

Burke *et al*. (1984) afirmaram que os movimentos transcorrentes oligocênicos e mais novos, na borda sul da Placa do Caribe, foram mais notáveis do que na borda norte, visto que o deslocamento da Placa Sul Americana para oeste em relação à Placa Norte Americana de poucas centenas de quilômetros deve ser adicionado a quantidade de movimento para leste da Placa do Caribe em relação a América do Norte, que foi de aproximadamente 1400 km. A maior parte deste movimento se distribuiu na zona *offshore* da Venezuela e apenas pequenos rejeitos têm sido mapeados na zona costeira. O exemplo mais espetacular deste movimento foi o transporte tectônico de 1500 km da Ilha de Barbados para leste, com seu prisma acrescionário do Eoceno formado pela colisão da Placa Sul Americana na região de Guajira, para a sua isolada posição atual (Dickey[44] *apud* Burke *et. al*.,1984).

De acordo com Burke *et al*. (*op cit*.), desde que a Placa do Caribe começou a se mover para leste, em relação as placas das Américas do Norte e do Sul em torno de 38 Ma atrás, as suas zonas de borda passaram a desenvolver-se sob um regime complexo de movimentos transcorrentes, responsáveis pela formação de 33 bacias sedimentares e que estão ativos no presente (Figura 21).

No início do Mioceno, há 21 Ma, o movimento para leste da Placa do Caribe passa a ser acomodado ao longo do seu limite norte, através de transcorrências sinistrais que produziram deslocamentos de aproximadamente 1200 km ao longo da zona de falha Montagua-Polochic e da zona tranformante de Cayman. No limite sul, os movimentos transcorrentes distribuíram-se em uma área bem maior. Na região oriental da placa, em reposta ao movimento para leste, continuava a subducção de crosta oceânica do Atântico Norte formando assim o Arco das Antilhas Menores (*Lesser Antilles*). É importante destacar entre o intervalo de tempo do Neo-Oligoceno e o Eomioceno, há 25 Ma, que houve a partição da Placa de Farallon em duas, a de Cocos e a de Nazca. Isto ocorreu quando a cadeia meso-oceânica do Pacífico-Farallon transpôs a zona elevada do *hot spot* de Galápagos, o qual deu origem aos lineamentos vulcânicos correspondentes às cadeias assísmicas de Cocos e Nazca (Figura 22).

[44] DICKEY, P. 1980. Barbados as a fragment of South America ripped off continental drift. *Transaction of the Caribbean Geological Conference, 9th* , Santo Domingo, p. 51-52.

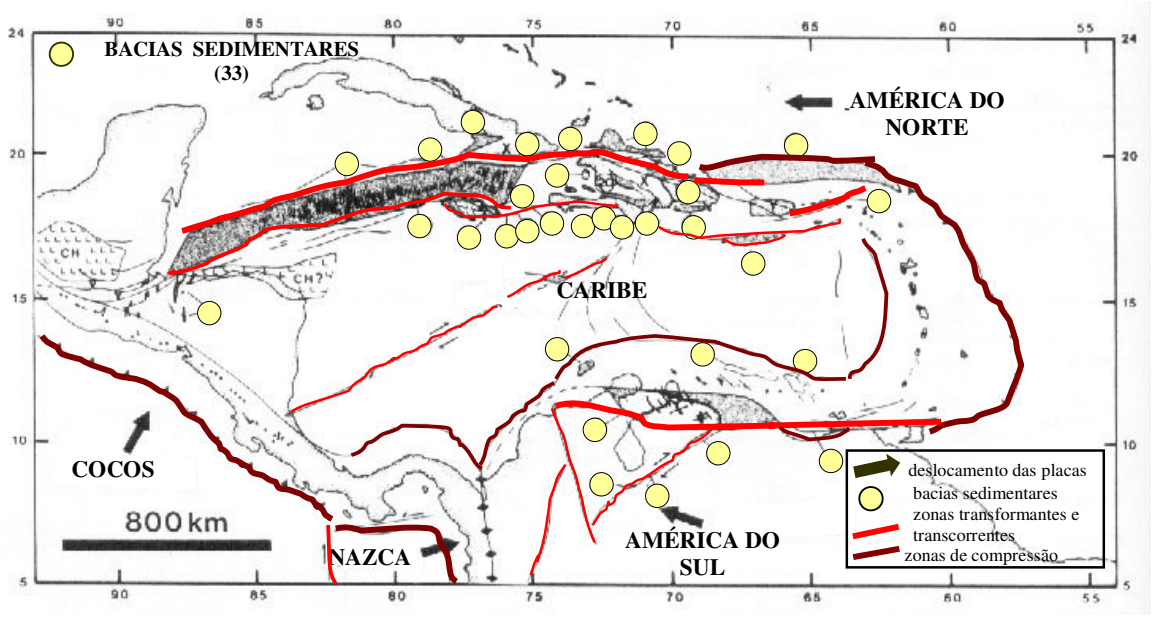


Figura – 21- Localização das 33 bacias sedimentares formadas durante o movimento da Placa do Caribe para leste após o Eoceno. A maior parte são do tipo *pull apart,* desenvolvidas ao longo dos limites norte (sinistral) e sul (dextral) da Placa do Caribe, (modificado de Burke *et al*., 1984).

Segundo Burke *et al*. (1984), o movimento transcorrente ao longo do sistema de falhas de Montagua carreou o bloco tectônico de Chortis, originalmente posicionado ao sul da costa do México, para sua posição atual. Estudos paleomagnéticos (Gose & Swartz[45] *apud* Burke *et al*., 1984) indicam que este bloco ao se deslocar sofreu rotações complexas.

Do Quaternário ao Presente, o limite da Placa do Caribe com as placas da América do Norte e da América do Sul se faz através de zonas transformantes. A zona de falhas transcorrentes é mais ampla e mais desenvolvida ao longo da borda sul da placa. O movimento da placa, em relação ao sistema de referência de *hotspot,* atualmente é lento, e foi estimado em 1cm/ano. No entanto, é significativo o seu movimento em relação às placas Norte Americana, Sul Americana e de Cocos (Figura 23).

[45] GOSE, W. A. & SWARTZ, D. K. 1977. Paleomagnetic results from Cretaceous sediments in Honduras: Tectonic implications. *Geology*. v. 5, p. 505-508.

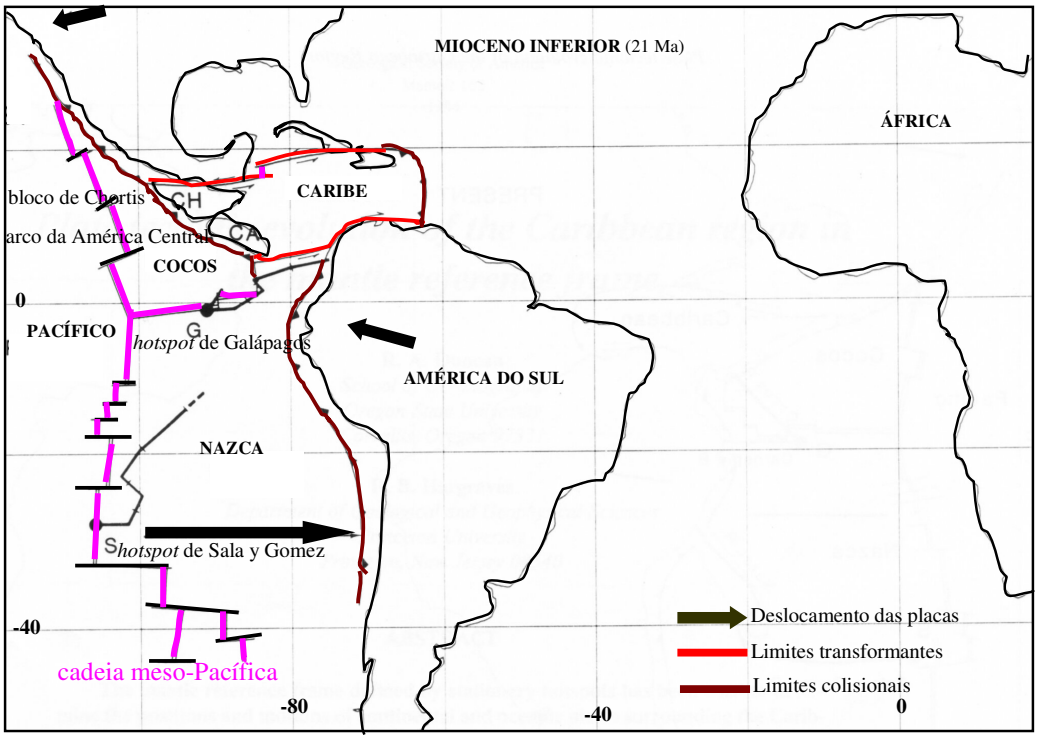


Figura –22- Posições das placas há 21 Ma (Eomioceno) em relação ao sistema de referência de *hotspots:* Galápagos (G) e Sala y Gómez (S), (modificado Duncan & Hargraves, 1984).

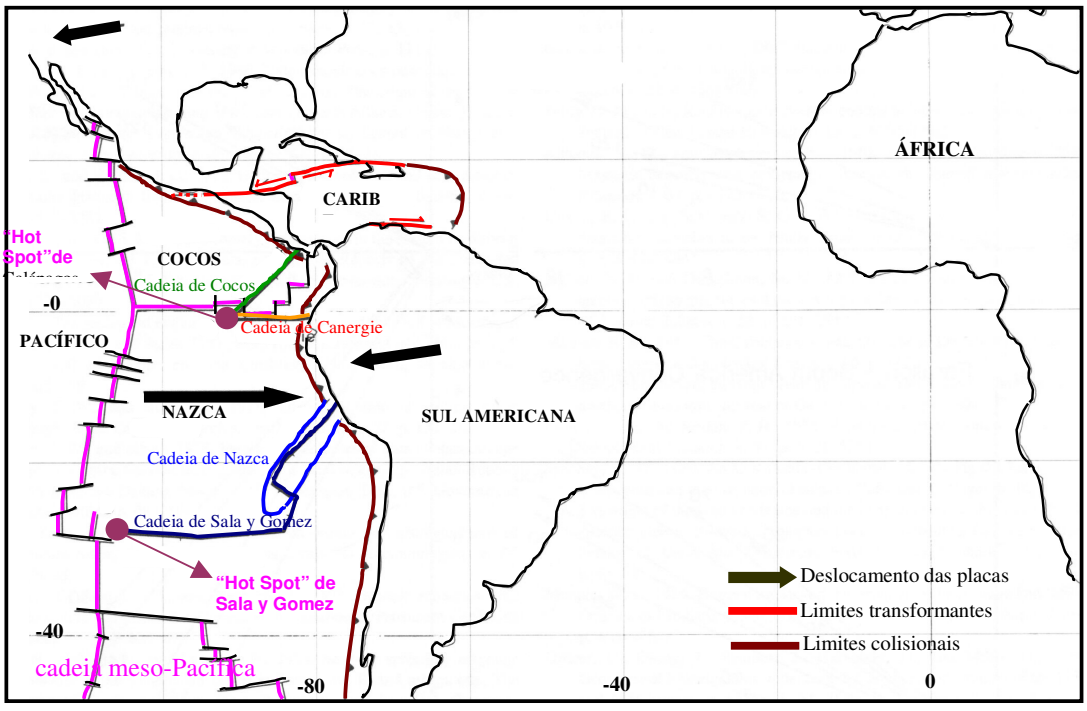


Figura –23- Posições das placas no Presente, em relação ao sistema de referência de *hotspots:* Galápagos (G) e Sala y Gómez (S), (modificado de Duncan & Hargraves, 1984).

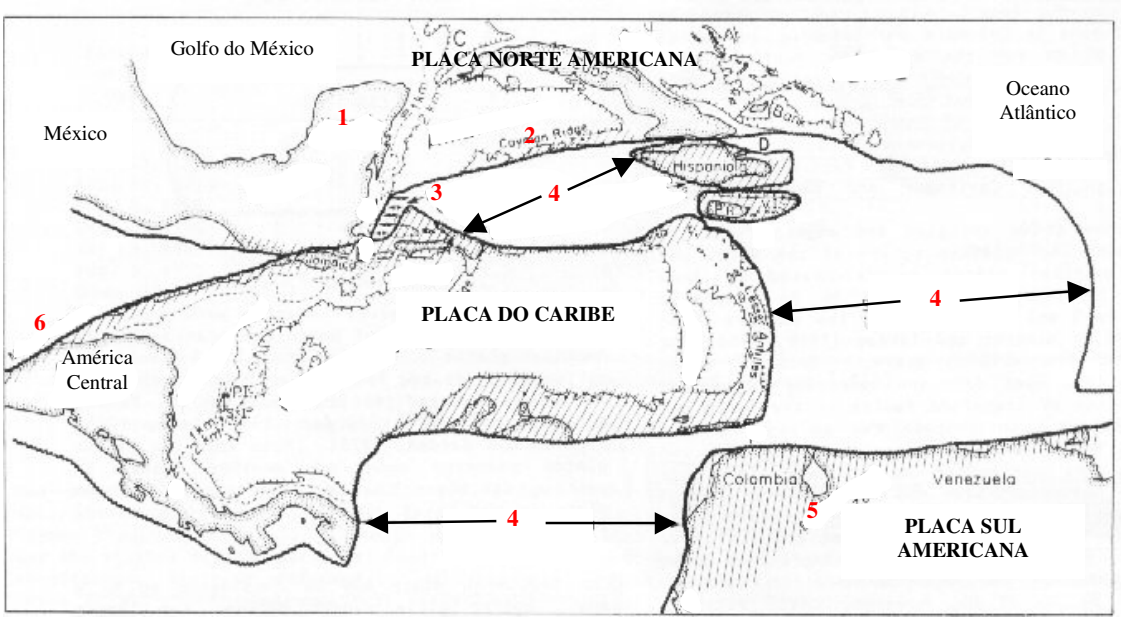
2.3.3 - Tectônica ativa

O regime tectônico atual da região do Caribe resulta da interação entre as pequenas placas do Caribe e de Cocos com as placas de dimensões continentais da América do Sul e América do Norte. Syke *et al*., (1982) concluíram que o movimento da Placa do Caribe para leste em relação às Américas tem sido de 3,7 cm / ano, pelo menos nos últimos 7 Ma. visto que o movimento das Américas do Norte e do Sul tem sido aproximadamente constante desde 38 Ma atrás, e a distribuição dos elementos tectônicos ao longo dos limites da Placa do Caribe não tem variado significativamente durante este intervalo de tempo. Portanto, segundo esses autores, a taxa de movimentação do Caribe em relação às placas vizinhas, desde o Neoeoceno, se mantém praticamente uniforme.

A partir do pressuposto de que a taxa de movimentação de 3,7 cm/ano da Placa do Caribe para leste não experimentou variação significativa, no intervalo de 38 Ma até o presente, Sykes *et al*. (*op cit.*), extrapolaram que o Caribe teria estado a 1400 km a oeste de sua posição atual em relação à América do Norte (Figura 24). Este valor de deslocamento acumulado não é discrepante quando comparado com o valor de 1200 km calculado por Pindel & Dewey (1982).

Uma conseqüência dessa taxa relativamente alta de movimento para leste foi o consumo de 1.400 km de litosfera sob a Cadeia das Antilhas Menores (*Lesser Antilles*). Além disso, uma convergência de 150 a 400 km entre a América do Norte e a América do Sul, resultou em encurtamento da crosta e possivelmente alguma subducção ao longo da costa norte da Venezuela e Colômbia.

A junção tríplice entre as placas de Nazca, Caribe e Sul Americana é extremamente complicada. A América do Sul está se movendo para oeste em relação às placas de Nazca e do Caribe, formando o mosaico de blocos montanhosos e bacias do norte dos Andes. A convexidade do Istmo do Panamá pode ser devido à esse movimento, que leva à compressão do canto sudoeste da Placa do Caribe entre as placas Sul Americana e Cocos. A continuação deste movimento fez com que este istmo colidisse com a Colômbia (Mattson, 1984).



1-Península de Yucatan; 2-Cadeia de Cayman; 3-Fossa de Cayman; 4 Fundo do mar subductado nos últimos 38 Ma; 5-Zona de falha de Bocaina; 6-Falha de Motagua

Figura 24 – Reconstituição para o Eoceno Superior (38 Ma.) da posição das placas do Caribe, da América do Norte e da América do Sul A Placa do Caribe moveu-se 1.400 km segundo a direção WSW em relação à América do Norte, (modificado de Sykes *et al*.,1982).

Molnar & Sykes[46] *apud* Burke *et al*. (1984), a partir do registro de eventos sísmicos, identificaram a região do Caribe como sendo uma placa litosférica rígida. Entretanto, existem significativas partições de rigidez em relação ao comportamento reológico da placa, refletidas nas deformações ativas de suas zonas nos limites norte e sul e no seu interior (Figura 25). As deformações internas da Placa do Caribe têm sido interpretadas como uma resposta progressiva à convergência no Neoterciário. O soerguimento do Neógeno Superior e o início do movimento das falhas transcorrentes (Case & Holcombe[47] *apud* Mattson, 1984) coincidem aproximadamente com o fechamento da ligação que existia entre o Mar do Caribe e o Oceano Pacífico e, segundo Mattson (1884) isto sugere que a colisão do Arco do Panamá com a Colômbia conduziu o

[46] MOLNAR, P. & SIKES, L. R. 1969. Tectonics of the Caribbean and Middle America regions from focal mechanisms and seismicity. *Geol. Soc. Am. Bull*. v. 80 p. 1639-1684.
[47] CASE, J. E. & HOLOCOMBE, T. L. 1980. Geologic-tectonic map of the Caribbean region. *U. S. Geological Survey Miscellaneous Investigation Map I-110*, scale 1:2,500,000.

movimento do bloco de Bonaire, cuja tectônica é complexa, em direção a norte para o interior da região do Caribe (Figura 25).

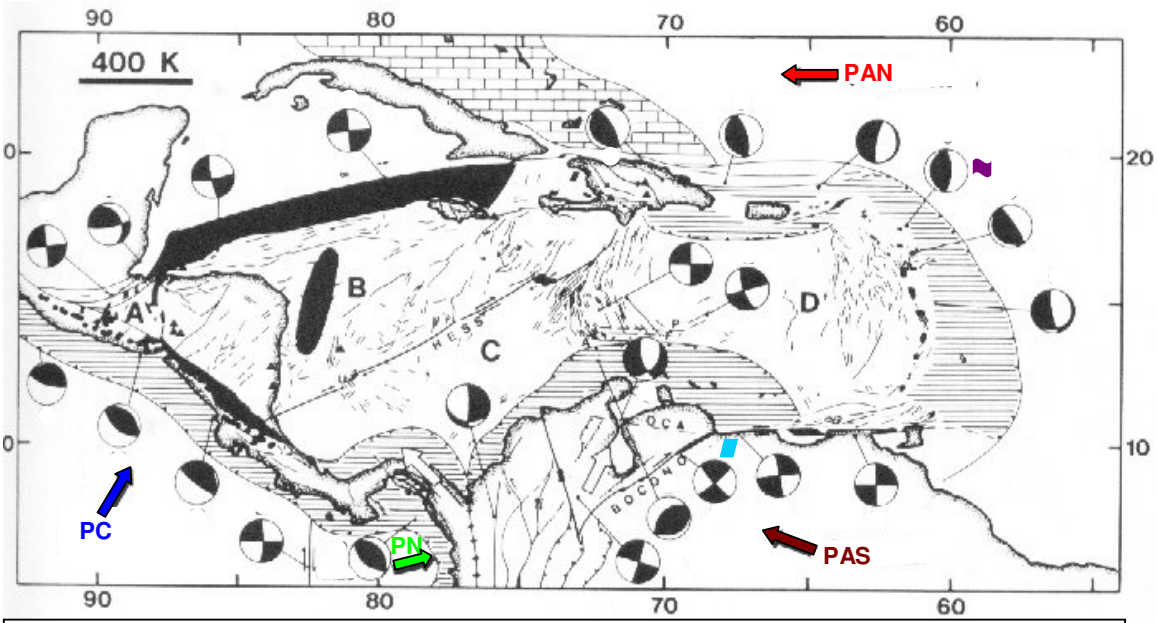
Para Burke *et al*. (1984), as falhas transcorrentes mais antigas, como a Falha de Oca, têm acomodado movimento relativo leste-oeste entre as placas do Caribe e da América do Sul. No entanto, por uns poucos milhões de anos estiveram inativas devido ao movimento do bloco de Bonaire para norte, ao longo da falha dextral de Boconó e sinistral de Santa Marta (Figura 25). Com base no tipo de deformação interna da placa, desenvolvida desde a colisão do Arco de Panamá com Colômbia, esses autores subdividiram-na em quatro zonas neotectônicas, assinaladas como A, B, C e D na figura 25. Nesta figura, os referidos autores plotaram as soluções de mecanismo focal de alguns terremotos obtidos de fontes publicadas, e consideram os resultados compatíveis com outras informações, não sismológicas, da evolução tectônica dos últimos 5 milhões de anos.

Segundo Mora-Paez (1995), as taxas de deformação da crosta na zona de limite entre as placas do Caribe e América do Sul foram derivadas a partir de medidas de GPS e sugerem uma colisão contínua da microplaca do Panamá com a região noroeste da Colômbia (7-23 mm/ano). Devido à esta colisão, deixou de existir a ligação entre os oceanos Atlântico e Pacífico, formando-se o Istmo do Panamá, uma "ponte de terra" entre a América do Sul e do Norte. O encurtamento de mais de 150 km de extensão com significativo aumento de espessura da crosta foram responsáveis pela formação da Cordilheira Oriental da Colômbia.

A taxa de subducção da Placa de Nazca na Fossa Colombiana, segundo o referido autor, é de aproximadamente 50 mm/ano. Mecanismos focais de terremotos, deslocamentos por falhas transcorrentes de depósitos glaciais e falhas de cavalgamento quaternárias sugerem que a convergência oblíqua entre as placas de Nazca e América do Sul ao longo da margem da Colômbia e Equador está particionada em movimentos transcorrentes dextrais e movimentos compressivos, respectivamente, paralelos e ortogonais à margem.

As medidas de GPS evidenciam também que o Bloco Andino do Norte (*North Andean*) (ver figura 11) está se movendo para noroeste, com uma velocidade de 6 mm/ano, em relação ao restante da América do Sul. Este deslocamento é acomodado ao longo de falhas transcorrentes dextrais com direção nordeste. Falhas essas, responsáveis pela formação do Golfo de Guayaquil. A subducção da Placa do Caribe, lenta e desprovida de atividade magmática, sob a porção norte

dos Andes, inferida pelos dobramentos ativos no cinturão deformado do sul do Caribe, é suportada por medidas de GPS, e está em torno de 8 mm/ano.



PAN-Placa da América do Norte; **PAS**-Placa da América do Sul; PC-Placa de Cocos; PN-Placa de Nazca; ▰ (Transcorrência); ⚑ (Compressão), a partir de solução de mecanismo focal de terremoto

Figura 25 – Deformação ativa da placa do Caribe. As áreas com hachuras horizontais correspondem aos prismas de acresção, incluindo àqueles do interior da placa, relacionados a movimento direcional; pequenos círculos pretos são vulcões ativos; linhas finas dentro da placa representam falhas ativas. A zona de sutura, no extremo sul do mapa na longitude de 77° W marca a colisão do Arco do Panamá com a América do Sul, um evento crítico na instalação e desenvolvimento das zonas neotectônicas A, B, C e D da placa e no movimento do Bloco Bonaire em direção ao Caribe. Os círculos maiores representam a solução de mecanismos focais de terremotos, (modificado de Burke *et al*.,1984).

O mapa de anomalias gravimétricas de ar livre (*free air*), derivado a partir dos dados dos sensores remotos Geosat e ERS-1, obtidos na *internet* através do *site http://www.fiu.edu/orgs/caribgeol*[48], mostra a atual configuração das placas tectônicas na região do Caribe, com destaque para as zonas de colisão, marcadas por fortes anomalias negativas e as zonas de transcorrências que marcam os limites norte e sul da Placa do Caribe (Figura 26). A

[48] http://www.fiu.edu/orgs/caribgeol. Acesso em: 24 jun 2001

intensa atividade de terremotos e de vulcões na região do Caribe (Figura 27) é reflexo direto da interação complexa entre as placas.

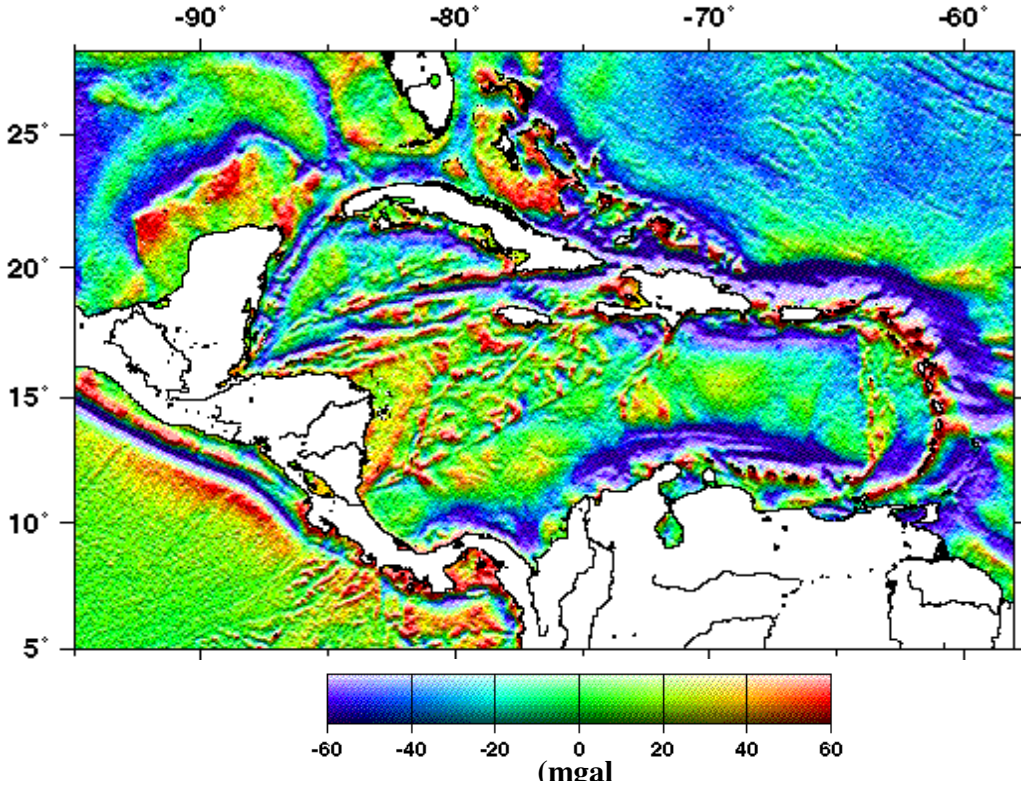


Figura 26 – Mapa gravimétrico (*free air*) derivado dos sensores remotos Geosat e ERS-1.

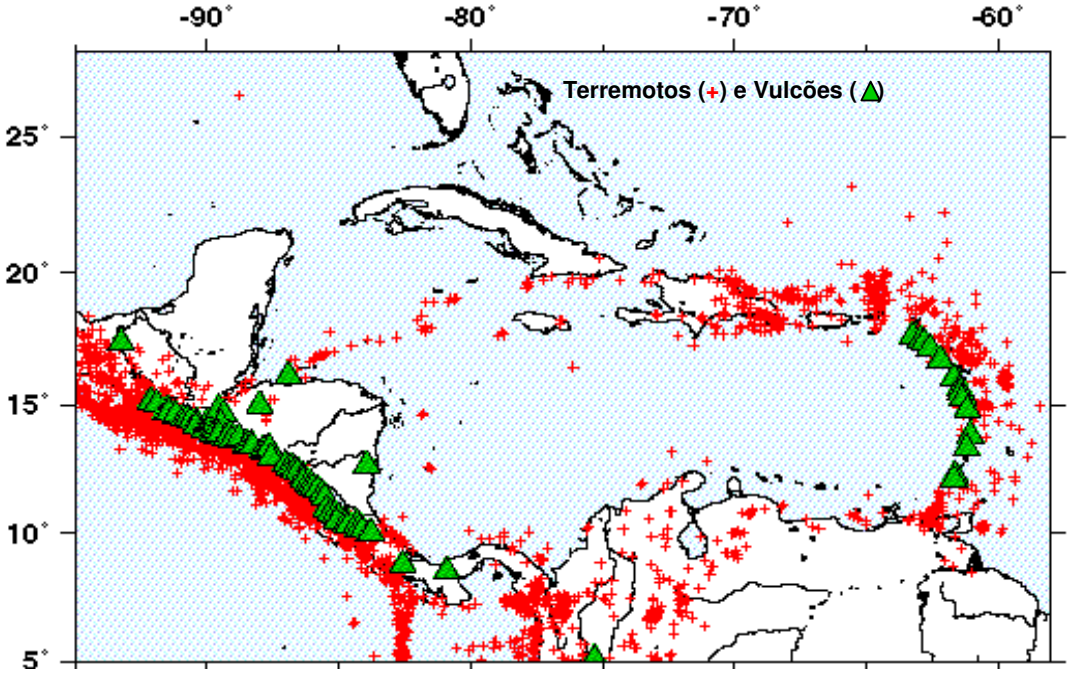


Figura 27 – Terremotos (+) e vulcões ativos (▲) ao longo das zonas de limites das placas.

2.4 - NEOTECTÔNICA E O REGIME DE ESFORÇOS INTRAPLACA.

2.4.1 – Aspectos conceituais da neotectônica

O termo Neotectônica foi originalmente proposto por Obruchev[49] *apud* Bemerguy (1997) como designação ao ramo das geociências que trata dos movimentos da crosta terrestre que ocorreram durante o Neoterciário (Mioceno e Plioceno) e tiveram significativa importância no desenvolvimento da paisagem atual. Segundo Bemerguy (*op. cit*.), alguns pesquisadores, por um lado, limitam o termo Neotectônica aos movimentos tectônicos do Quaternário ou Plioceno-Quaternário, outros ampliam esse conceito e atribuem ao estágio neotectônico todos os movimentos atuantes quando da formação da topografia contemporânea, ainda que alguns elementos principais da topografia tenham sido formados no início do Terciário e/ou no Mesozóico (Mescherikov[50] *apud* Bemerguy ,1997).

Mörner[51] *apud* Bemerguy (*op. cit*.) descreveu que a INQUA, com o intuito de uniformizar o uso do termo neotectônica, definiu-a como "qualquer movimento da Terra ou deformação do nível geodésico de referência, seus mecanismos, sua origem geológica (embora possam ser antigas), suas implicações em vários propósitos práticos e suas extrapolações futuras". No que diz respeito a escala de tempo, os movimentos, quanto a sua duração, podem ser instantâneos (sísmicos), 10 a 10^2 anos (geodésicos), 10^2 a 10^4 anos (estudos holocênicos), 10^4 a 10^6 anos (estudos pleistocênicos), e acima de 10^7 anos, afim de que se entenda as origens e ou registro dos movimentos.

Hasui (1990), considerando a questão em epígrafe, apresentou como alternativas: "à inclusão de todos os processos que culminaram com a abertura do Atlântico até a situação atual, neste caso remontando ao Triássico (ou mesmo ao Permiano); ou à inclusão apenas dos processos relacionados com a deriva do continente sul americano, neste caso remontando aos meados do Terciário". Para ele, esta última alternativa deve ser privilegiada pois diz respeito à movimentação ainda vigente (que é, por definição o objeto da Neotectônica) com manifestações de ambiente intraplaca.

---

[49] OBRUCHEV, V. A. 1948. Osnovnyje certy kinetiki i plastik neotectoniki. *Izv. Akad. Nauk SSSR* (Ser. Geol.,5).
[50] MESCHERIKOV, Y. A. 1968. Neotectonics. In: *Encyclopedia of geomorphology* (Ed. Fairbridge, R. W.), p. 768-772.
[51] MÖRNER, N. A. 1989. Neotectonics. Sweden, INQUA, N. C, 104 p. (Bull. ,12).

Stewart & Hancock (1994) enfocaram o estudo da Neotectônica como a parte da tectônica voltada para os movimentos atuais da Terra, cujas estruturas e paisagens estão relacionadas a falhas recentes. Enfatizaram aspectos do campo de *stress* contemporâneo e, particularmente os métodos que permitem inferências sobre a orientação dos eixos do elipsóide de *stress*. Esses autores apresentaram definições para as disciplinas relacionadas com a neotectônica (sismotectônica, sismologia, arquessismologia, paleossismologia, morfotectônica e tectonogeomorfologia), e conceitos de aplicação geral na neotectônica, como aqueles relacionados à sismicidade, e os relacionados à identificação de estruturas ativas (falhas ativas, inativas ou extintas, falhas potencialmente ativas, intervalo de recorrência e tempo de repetição).

Para os referidos autores, relêvo tectônico refere-se a um conjunto de feições topográficas, indicativas do estilo, magnitude e taxa ou *timing* de movimentos tectônicos. Diferenciaram o relevo tectônico primário do secundário. O primeiro, sendo formado diretamente pelo deslocamento de superfície enquanto que o relvo secundário é resultante de um conjunto de fenômenos geomorfológicos e é afetado após sua formação e preservado em atividade tectônica subseqüente. Estas duas classes de relevo, ainda que não sejam facilmente distinguíveis, ambas podem preservar valiosas informações de atividades tectônicas de uma determinada região.

Segundo Mescherikov *apud*[52] Bemerguy (1997) nas regiões de plataforma continental, a amplitude da deformação neotectônica (soerguimento ou depressão) é normalmente medida em dezenas ou poucas centenas de metros (como na Planície do leste Europeu), com um valor máximo de 1 a 1,5 km (Platô do Colorado, Platô do leste Siberiano, Platôs Africanos); nas regiões orogênicas de continentes, amplitudes de movimentos neotectônicos são medidas em quilômetros, com valores máximos de 5 a 8 km (Alpes, Himalaias, Andes); em áreas de oceanos e mares interiores, as amplitudes de movimentos neotectônicos (subsidências) podem variar de 1 a 3 km em regiões de plataforma relativamente estável (quase cratônicas), e em fossas ativas as amplitudes variam de 8 a 10 km. As regiões orogênicas diferem daquelas plataformais, não apenas nas maiores amplitudes de seus movimentos neotectônicos, mas também em seus mais altos gradientes e mais altos graus de movimento diferencial. Em comparação com os

[52] MESCHERIKOV, Y. A. 1968. Neotectonics. In: *Encyclopedia of geomorphology* (Ed. Fairbridge, R. W.), p. 768-772.

movimentos verticais do tempo Neógeno Quaternário, os movimentos horizontais como um todo têm sido estudados".

A investigação neotectônica pode ser realizada tanto através de instrumentos sofisticados (geodésicos, geofísicos e sensores remotos), quanto pela observação e análise do registro dos fenômenos naturais, através do levantamento de dados históricos, arqueológicos e geológicos, os quais são investigados em amplitudes de tempo bastante diferentes. Por exemplo, 10.000 a 1.000.000 de anos para os dados geológicos e, no máximo 100 anos para os sismológicos. As datações e o estabelecimento da cronologia dos eventos neotectônicos são obtidas através dos métodos de radiometria (Carbono-14), radiologia (termoluminescência e ressonância "*spin*" eletrônica), geocronologia com aminoácidos e dos experimentos com morfometria de escarpas de falhas (Stewart & Hancock, 1994).

2.4.2 – Os esforços intraplaca na América do Sul

O estado de *stress* intraplaca decorre da ação de forças locais e regionais na litosfera. Concentrações localizadas são devidas a heterogeneidades estruturais, aumento e diminuição de carga crustal e anomalias termais astenosféricas. As forças regionais são mais uniformes e estão diretamente relacionadas à tectônica de placas (*driving forces*), como: a força decorrente da expansão do assoalho oceânico (*ridge-push*), flutuação negativa da placa subductada e forças de cisalhamento viscoso no limite litosfera-astenosfera, conforme descrito por Assumpção (1992). Segundo este autor, em nenhuma outra parte do mundo uma grande placa oceânica subducta sob uma, também extensa, placa continental ao longo de uma fossa de 6000 km de comprimento. Isto faz com que a América do Sul ocupe uma posição ímpar em relação ao mecanismo de movimentação das placas tectônicas.

Devido à grande extensão e caráter relativamente uniforme do tectonismo Andino (comparado com outras zonas de subducção), deveria ser esperado que o campo de *stress* regional no continente Sul Americano fosse mais uniforme que nas outras placas menores adjacentes, onde heterogeneidades litosféricas, tais como em arcos de ilhas, podem mascarar o efeito das forças decorrentes do movimento das placas. Por esta razão, os esforços litosféricos regionais na parte continental da margem da placa Sul Americana podem ser úteis para inferir a

importância relativa de alguma das forças relacionadas à tectônica de placas que causam o movimento das mesmas.

Na margem oeste da América do Sul, terremotos rasos na parte mais superior da placa comumente estão associados a mecanismos de cavalgamentos com eixos P orientados aproximadamente E-W, quase paralelos à direção da subducção da Placa de Nazca. A colisão da Placa de Nazca tem sido uma explicação natural para qualquer compressão horizontal na margem oeste da América do Sul, ainda que possam, também, estar relacionadas à outras forças, como aquelas atuantes no limite litosfera-astenosfera, porque o movimento absoluto da placa é aproximadamente E-W, em acordo com o que foi mostrado por Zoback *et al*.[53] *apud* Assumpção (1992), que relatou que o *stress* máximo horizontal (SH_{Max}) tem a mesma orientação desse movimento.

Na parte centro-leste da América do Sul são poucos os dados disponíveis. Em razão da sismicidade ser baixa no interior da placa e da baixa densidade de estações sismográficas, nas últimas décadas só foram determinadas 05 (cinco) soluções de mecanismo focal de terremotos; a primeira delas foi obtida por Mendiguren & Richter[54] *apud* Assumpção (1992), tendo mostrado consistência com um campo de *stress* horizontal uniforme orientado aproximadamente NW-SE. Assumpção (*op. cit*.) destacou que, embora a quantidade de dados não seja suficiente para melhor definir os padrões de *stress* intraplaca, eles apontam para uma condição de não uniformidade para o campo de stress no interior da placa, em conseqüência da importância da participação de fontes locais comparadas com as forças regionais.

Os dados de *stress* intraplaca para a América do Sul (Figura 28) foram obtidos principalmente a partir de mecanismo focal de terremotos (43%) e de dados geológicos (50%). São raros os dados provenientes de medidas *in situ* (fraturamento hidráulico) e de *breakouts* (elongações tectônicas observadas durante a perfuração de poços profundos, causadas por fraturas de cisalhamento das paredes dos poços). Estes dados são representados em mapa pelo eixo do *stress* horizontal máximo (SH_{Max}), pois facilitam a definição do padrão de *stress* regional, e correpondem à direção de *stress* principal máximo para os regimes tectônicos de

[53] ZOBACK, M. L. *et al.*1989. Global patterns of tectonics stress. *Nature*, v.341, p. 291-298.

[54] MENDIGUREN, J. A. & RICHTER, F. M. 1978. On the origin of compressional intraplate stresses in South America. *Phys. Earth Planet. Inter*. v. 16, p. 318-326.

cavalgamentos e de transcorrências e à direção de *stress* principal intermediário para regimes de falhamentos normais.

Ao longo da região Andina, entre os paralelos 3ºN e 40ºS, o SH_{Max} tem direção predominantemente E-W. O limite sul da placa do Caribe na região do Panamá, Colômbia e Venezuela é por ampla zona de deformação interna (Pennington[55]; Kafka & Weidner[56] *apud* Assumpção, 1992), denominada de bloco Andino (*Andean block*) (ver figura 10). Nesta região, a deformação é acomodadada principalmente através de diversas e variadas falhas transcorrentes. Neste bloco, apesar da quantidade de dados ser pequena para a descrição detalhada do campo de *stress*, pode-se observar que a orientação média para o SH_{Max}, varia entre E-W e SE-NW, o que estaria consistente com o movimento da placa do Caribe para ESE em relação à placa Sul Americana.

Nas partes mais elevadas dos Andes (*High Andes*), com altitudes superiores a 3.000 metros, prevalece a tectônica de falhamento com extensão normalmente na direção N-S, resultando, também, em um SH_{Max} E-W, que tem sido interpretado como o resultado da sobrecarga topográfica dessas partes mais elevadas, dentro do regime compressivo regional E-W. Nos platôs dos Andes é possível que se desenvolvam esforços extensionais ortogonais aos seus eixos, e por conseguinte com SH_{Max} paralelo. Isto é ocasionado pelo efeito combinado da topografia elevada e da compensação da raiz da crosta por flutuação (*bouyance*) (Fleitout & Froidevaux, 1982). O regime tectônico resultante depende do balanço entre os esforços induzidos pelos platôs e os esforços compressionais decorrentes da convergência da placa. Bonot *et al*.[57] e Mercier *et al*.[58] *apud* Assumpção (1992) mostraram que tal balanço tem variado desde o Plioceno nos Andes Peruanos e Bolivianos. Nesta época prevaleceu, nas regiões elevadas, esforços extensionais (E-W a NE-SW) decorrentes dos efeitos topográficos sobre a compressão horizontal, interpretado como produto da baixa taxa de convergência da placa de Nazca. No Eoquaternário a deformação compressional E-W, observada nos Andes como um todo, foi mais

---

[55] PENNINGTON, W. D. 1981. Subduction of the Eastern Panama Basin and seismotectonic of northwestern South America. *Journal of Geophysical Research.* v. 86, p. 10,753-10,770.

[56] KAFKA, A. L. & WEIDNER, D. J. 1981. Earthquake focal mechanisms and tectonics processes along the southern boundary of the Caribbean plate. *Journal of Geophysical Research.* v. 86, p. 2877-2888.

[57] BONOT, D. M.; SÉBRIER, M.; MERCIER, J. L. 1988. Evolution geodynamique Plio-Quaternaire du basin intra-cordillerain du Callejon de Huyalas et de la région de la Cordillère Blanche, Pérou. *Geodynamique*. v. 3, p. 57-83.

[58] MERCIER, J. L.; SÉBRIER, M.; LAVENU, A.; CABRERA, J.; BELIER, O.; DUMONT, J. F.;MACHARÉ, J. 1992. Changes in the tectonic regime above a subduction zone of Andean type: The Andes of Peru and Bolivia during the Pliocene-Pleistocene. *Journal Geophysical Research.* v. 97, n. B8, p.

importante devido às forças de contato entre as placas (alta taxa de convergência da placa de Nazca). Finalmente, do Mesoquaternário ao Presente, uma situação intermediária resulta em extensão N-S nas partes mais altas e compressão E-W nas regiões sub-Andinas.

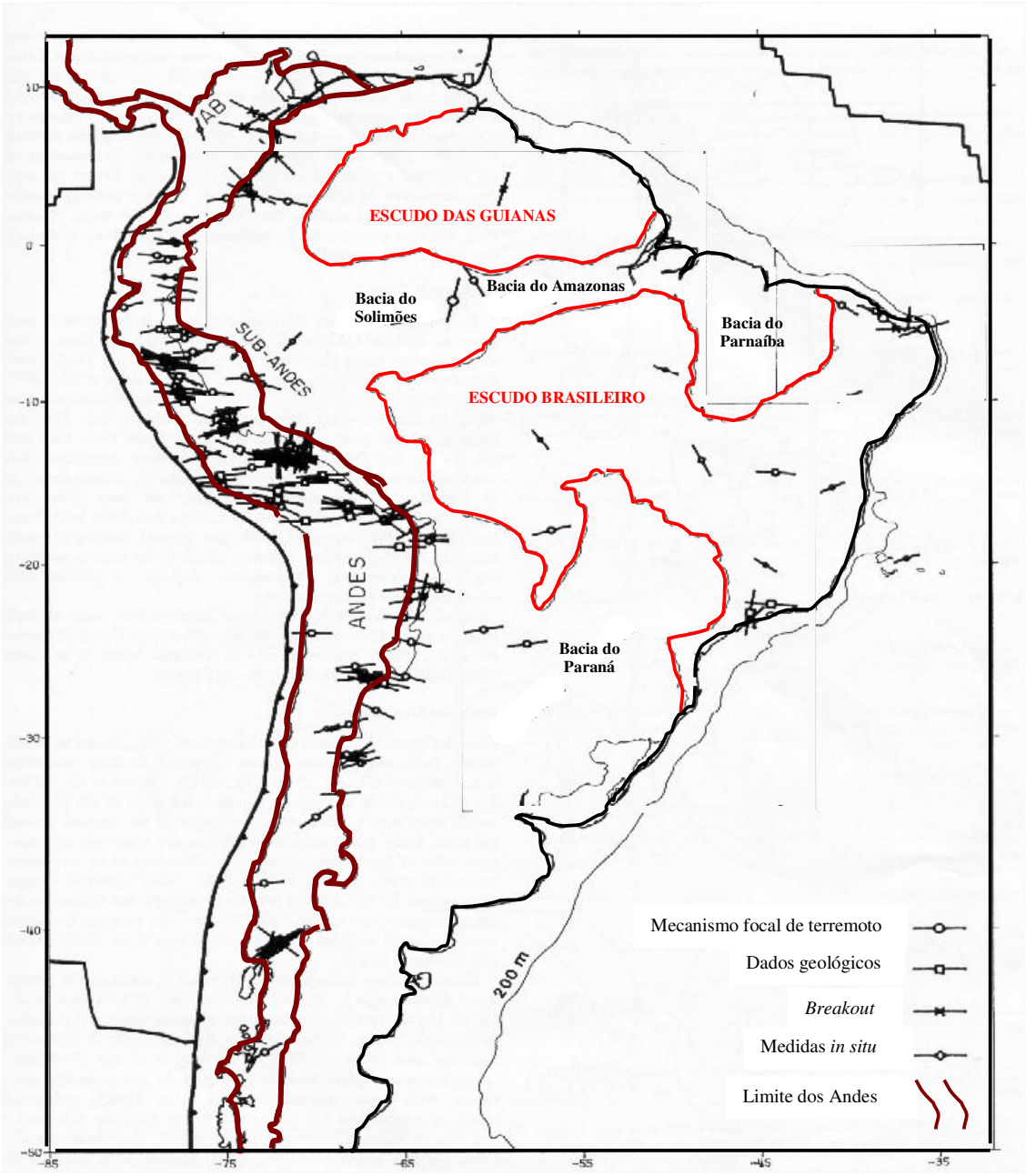


Figura 28 – Orientações do *stress* horizontal máximo (SHmax) na América do Sul, (modificado de Assumpção, 1992).

Devido à existência de heterogeneidades locais (reológicas e/ou estruturais) a orientação dos eixos de SH_{Max} mostram algumas dispersões (Figura 28). Após a aplicação de tratamento estatístico, a direção E-W de SH_{Max}, na região oeste da América do Sul, torna-se evidente (Figura 29). Nota-se na figura 29 que a grande feição encurvada dos Andes (*Bolivian Orocline*) aparentemente não tem efeitos significativos na direção do campo de *stress* regional. Nos segmentos dos Andes onde a subducção da placa se faz de maneira sub-horizontal, evidenciados pelo maior afastamento das linhas de contorno no mapa da figura 29, o padrão do campo de *stress* também não é afetado e a direção marcante é E-W. Existe uma pequena diferença entre as orientações de SH_{Max} e a direção de coonvergência da placa de Nazca, pequena, mas provavelmente com magnitude para que se entenda a dinâmica das placas; desta maneira, siginifica que a colisão da placa de Nazca não é o elemento que contribui para origem dos esforços na Placa Sul Americana. Além das forças decorrentes da região de limites de placa, as heterogeneidades de densidade da litosfera podem também contribuir para a amplificação dos esforços tectônicos. Fleitout & Froidevoux, (1982) mostraram que a raiz litosférica fria e pesada pode induzir a manifestação de esforços compressivos regionais na crosta superior.

O estado de *stress* na litosfera não depende apenas das forças que atuam nas proximidades dos limites das placas, mas também do balanço das forças que atuam por toda a região de borda de placas, a exemplo daquelas decorrentes da variação da densidade litosférica. Ainda não está claro como estas forças produziriam um campo de *stress* regional, aparentemente independente da direção do platô Andino e da placa que subducta.

Na região norte da América do Sul os dados de *stress* intraplaca (Figura 30) ainda são poucos, impossibilitando a melhor caracterização do padrão de esforços regionais ao longo desta vasta extensão territorial, detentora de um contexto geotectônico diversificado, complexo e pouco conhecido.

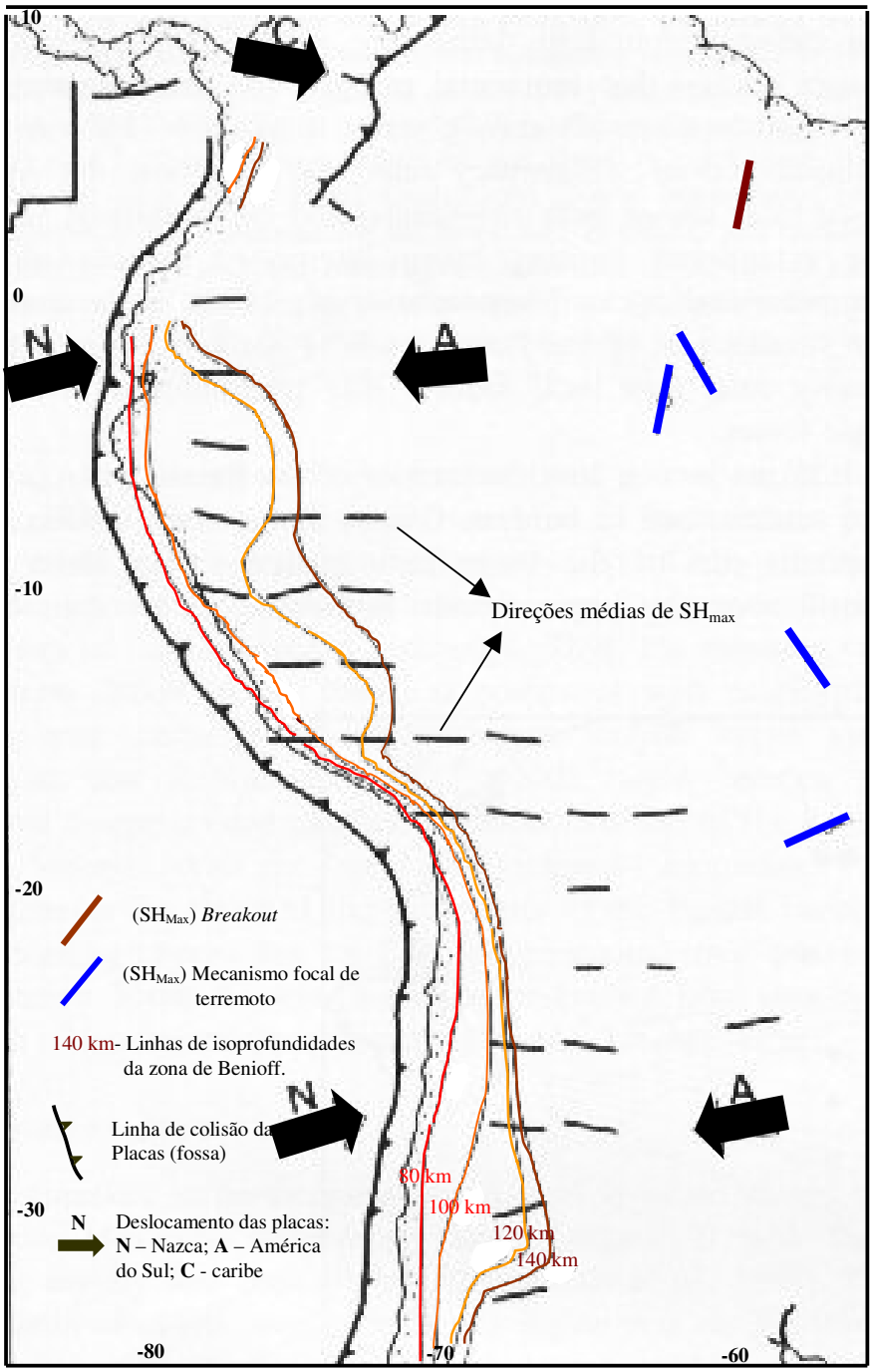


Figura 29 – Direções médias de *stress* horizontal máximo. A zona de Benioff está indicada pelas linhas de contorno de 80 a 140 km. As setas "**N** "e "**C"** indicam as direções de convergência das placas de Nazca e Caribe e as setas "**A"** indicam o movimento absoluto da placa Sul Ameicana, (modificado de Assumpção, 1992).

O campo de *stress* regional, com direção marcante E-W na porção ocidental da América do Sul, atinge aproximadamente a metade do continente, nas proximidades da latitude de 20ºS, mas, por outro lado, na região Amazônica, pela raridade de informações, não é possível determinar com exatidão o limite leste da atuação desse campo de tensão. Para Assumpção (1992), este limite parece coincidir com as regiões de muito baixa incidência de sismicidade do craton Amazônico e da região correspondente à Bacia do Paraná. De acordo com este autor, é possível que este campo de *stress* Andino decresça em magnitude para leste, onde passa a ser substituído por esforços de origens diferentes no meio do continente. No entanto, o maior embasamento desta hipótese ainda carece de um volume maior de dados de *stress* nas regiões mais interiores da Placa Sul Americana.

Assumpção (1992), baseando-se em apenas 02 (dois) dados de mecanismo focal de terremotos da região central da bacia Amazônica e de 1 (um) *breakout* medido na Guiana (Figura 30), cujos eixos de SH_{max} possuem direção em torno de N-S, sugeriu a existência de uma província de *stress* diferente para esta porção centro-norte do Craton Amazônico. Para este autor, a origem desses esforços ainda não é conhecida, embora DeMets *et al*.[59] *apud* Assumpção (*op. cit.*) tenha admitido a existência de uma pequena componente N-S decorrente do movimento relativo entre as placas do Caribe e Sul Americana. A grande distância da borda sul da Placa do Caribe para Amazônia Central , segundo Assumpção (*op.cit*.), é um fator complicador para que o movimento, ao longo da referida borda, seja a principal fonte de esforços no meio da região Amazônica.

De acordo com Zoback (1992), cargas sobre a litosfera elástica ou dentro dela causam deflexão e induzem à formação de esforços flexurais de grande amplitude (centenas de megapascals), que, a depender da extensão lateral da carga, atingem comprimentos de onda de 1000 km. Estes esforços, de segunda ordem, superimpõem-se ao campo de *stress* regional provocando mudanças na direção dos eixos de SH_{Max}. A sobrecarga causada por sedimentação, particularmente ao longo das margens continentais, o alívio de carga por degelo glacial e sobrecarga de montanhas submarinhas são fontes potenciais de esforços flexurais.

Como já mencionado anteriormente, para os platôs Andinos, os efeitos da topografia e suas compensações em profundidade (Fleitout & Froidevaux, 1982) podem gerar esforços de

[59] DeMETS, C.; GORDON, R. G.; ARGUS, D. F.; STEIN, S. 1990. Currente plate motions. *Geophysics. J. Int*. v. 101, p. 425-478.

magnitude considerável capazes de influenciar o campo de *stress* regional, que globalmente em várias ocasiões mostram-se afetados por padrões de *stress* relacionados a anomalias laterais de densidade da litosfera, que, por seu turno, muitas vezes correspondem à compensação da topografia em profundidade. A anomalia de densidade negativa decorrente de espessamento da crosta ou afinamento da litosfera produz esforços extensionais e a positiva associada a afinamento da crosta ou espessamento litosférico produz esforços compressionais (Zoback, 1992).

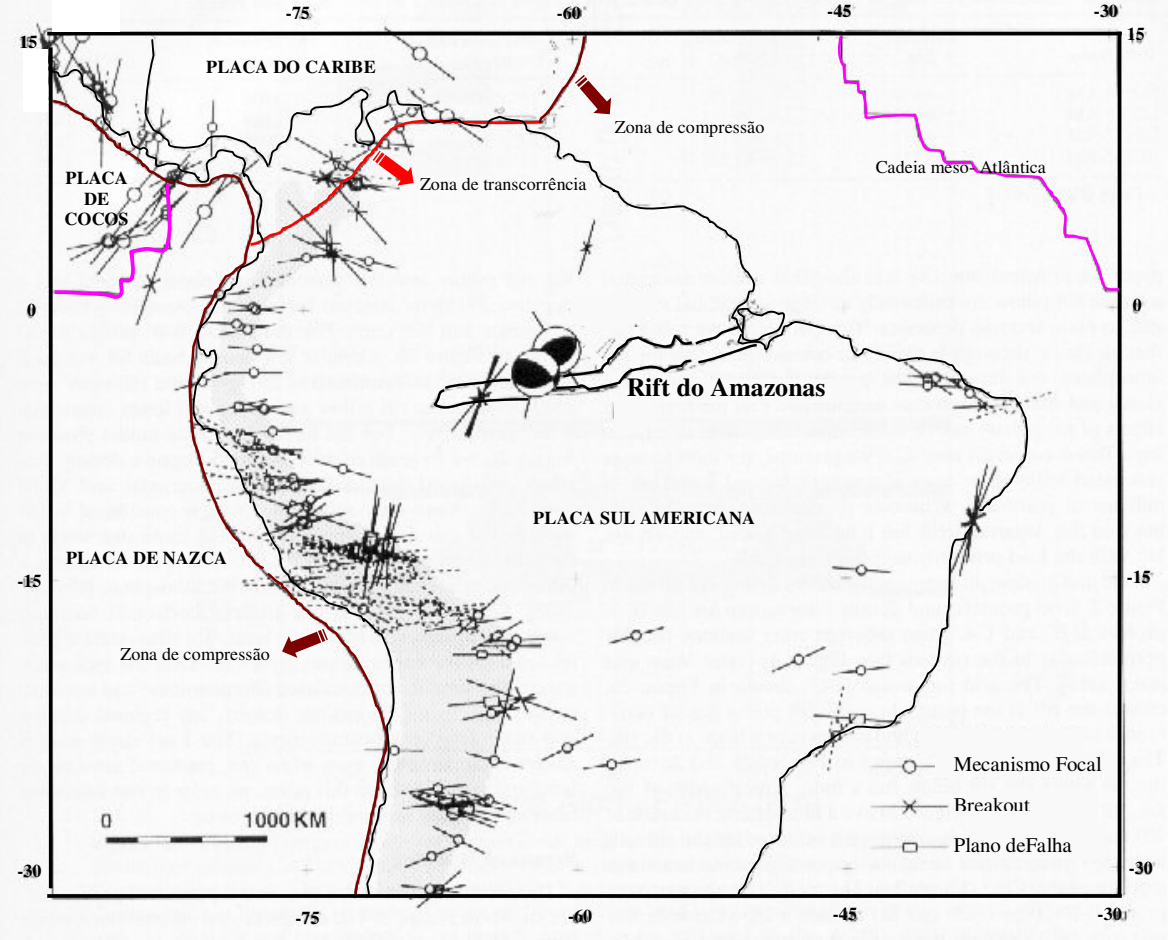


Figura 30 – Orientações do *stress* máximo horizontal na região norte da América do Sul e na porção sul-sudeste do Caribe, (modificado de Zoback & Richardson, 1996).

A ocorrência de campos de *stress* com magnitudes reduzidas e aumentadas, pode ser visto, segundo Zoback (1992), de forma simples, como decorrente de heterogeneidades na litosfera, que se exemplifica pela variação espacial das propriedades elásticas da mesma, situação esta aceita pela maioria dos geofísicos e geólogos. Se a magnitude média do *stress* na litosfera,

derivada das forças relacionadas ao movimento das placas, for mais baixa, por exemplo em áreas de escudo, então poderia ser esperado que os efeitos locais predominassem. Isto pode causar espalhamento no padrão de orientações de SH_{Max}, a exemplo do que ocorre na Austrália. Por outro lado, tem-se notado, em outras regiões, como no Escudo Báltico e parte leste dos Estados Unidos, que as orientações de *stress* parecem que não foram perturbadas por efeitos locais relacionados a zonas de suturas e limites entre províncias pré-cambrianas. Desta maneira, Zoback (1992) concluiu que o campo de *stress* com sua uniformidade regional em domínio de litosfera anisotrópica, heterogênea e enormemente complexa, parece ser uma observação fundamental, com forte evidência de que o estado de *stress* litosférico é fortemente dependente das forças contemporâneas que atuam ao longo dos limites das placas. Concluiu também que esforços residuais decorrentes de eventos orogênicos passados parecem não contribuir de forma substancial para o campo de *stress* atual. Entretanto, Zoback & Richardson (1996) relataram que "o *rift* paleozóico do Amazonas parece ser um exemplo de *rift* antigo que está modificando significativamente o campo de *stress* regional atual, causando rotação próxima a 90º dos esforços horizontais".

De acordo com os referidos autores, o campo de *stress* local, com direção aproximadamente N-S, parece ter gerado dois terremotos, anormalmente profundos quando se trata de sismicidade intraplaca, com amplitudes moderadas, cujos mecanismos focais indicaram a origem relacionadas a falhas reversas (Figura 30). Eles modelaram o *rift* do Amazonas com intuito de estabelecer que as zonas densas (alinhamento de anomalias gravimétricas com altos valores Bouguer) sob a bacia pode ter atuado como uma fonte importante de esforços ("*rift pillow stress*"), perpendiculares ao eixo do *rift*. A superposição dessas fontes locais de esforços no campo de *stress* regional pode ser um fator importante para a rotação da direção de SH_{Max}. Análise de *breakouts* em quatro poços de exploração de petróleo resultou em SH_{Max} também com direções próximas a N-S, o que segundo eles, sugere que estes esforços aproximadamente N-S, ocorreram por toda a crosta da região.

Mioto (1993) desenvolveu um extenso e minucioso estudo sobre a sismicidade no Brasil, onde, a partir do uso intensivo de informações geológicas e geofísicas, identificou 26 (vinte e seis) zonas sismogênicas, definidas como "áreas dotadas de instabilidade crustal na intraplaca brasileira". Ele definiu como Zona Sismogênica de Manaus, uma área entre os paralelos 0° e 6° S e meridianos 56° e 62° W, na qual está situado o Arco de Purus. Estes limites "envolvem uma

área de convergência de segmentos de suturas do Arqueano/Proterozóico Inferior orientados a NW-SE (Rio Negro, Médio Tapajós) e SW-NE (Madeira, desfeita em sua continuidade)". Ressalta que, "é, praticamente, na altura de Manaus, que ocorre a complexa articulação dos blocos Japurá-Juruena-Maecuru-Araguacema, coincidentemente, o lugar geométrico da zona sismogênica" de Manaus.

O regime tectônico compressivo da Placa Sul-Americana foi estudado por Lima (1999), a partir da análise de *brekouts* de 541 poços em bacias sedimentares do Brasil, resultando, segundo ele, em "136 novos indicadores confiáveis de tensão intraplaca" (Figura 31), os quais integrados aos de mecanismos focais e análise de magnitudes de tensões (fraturamento hidráulico e testes de *leak-off*) mostram, conforme o autor, que "a intraplaca sul-americana encontra-se sob compressão generalizada", refletida em importantes encurtamentos das linhas de base do sistema geodésico espacial francês, DORIS (Détermination d'Orbite et Radio-positionnement Intégrés par Satellite) (Figura 32). O pesquisador supracitado concluiu que "as bacias continentais encontram-se em inversão nascente: as bordas estão sendo soerguidas e erodidas; seus eixos, ao longo dos quais, correm grandes rios (*e.g*, Paraná e o Amazonas) estão em subsidência e recebem sedimentação". Por último, ele propôs que, em conseqüência à compressão, a litosfera ou apenas a crosta sofrem tendência ao dobramento relacionado aos movimentos de materiais mantélicos profundos em direção às antiformas em formação, com maior expressão durante o ápice das orogenias Andinas.

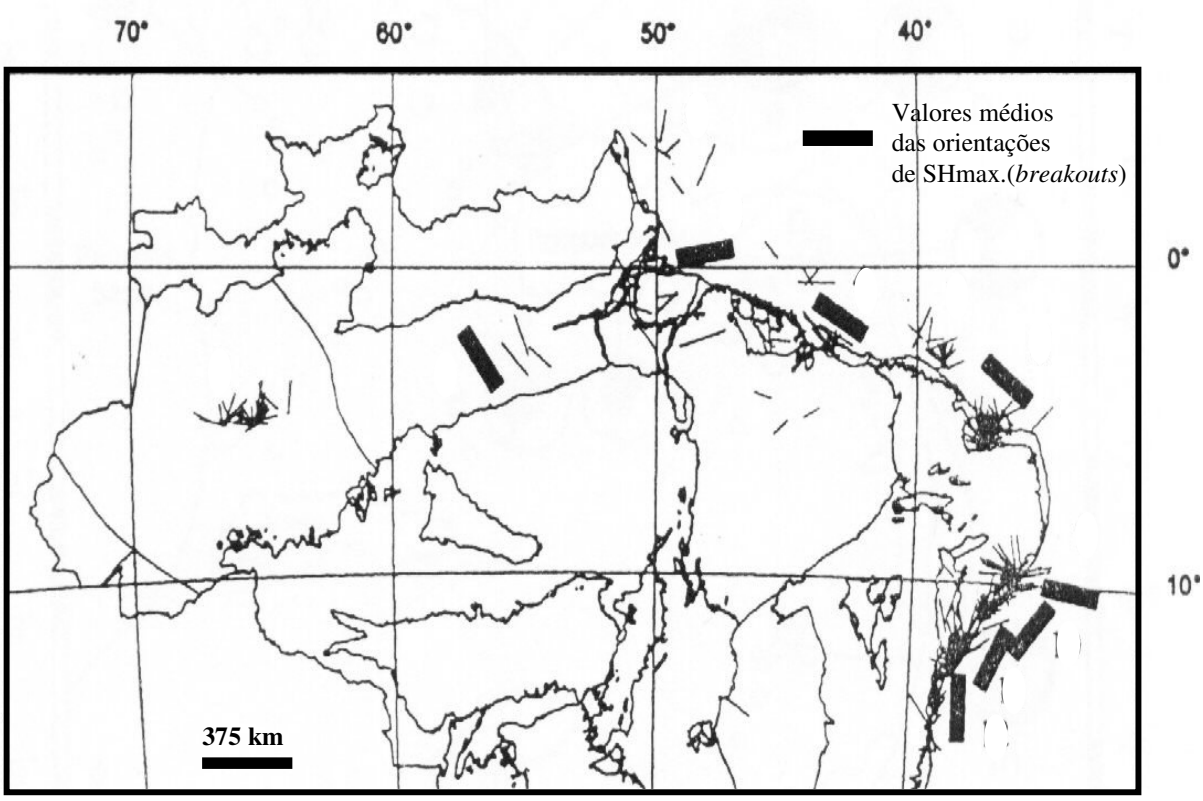


Figura 31 – Orientações de *SHmax* obtidos a partir da análise de *breakouts* em poços nas bacias sedimentares do norte do Brasil, (modificado de Lima, 1999).

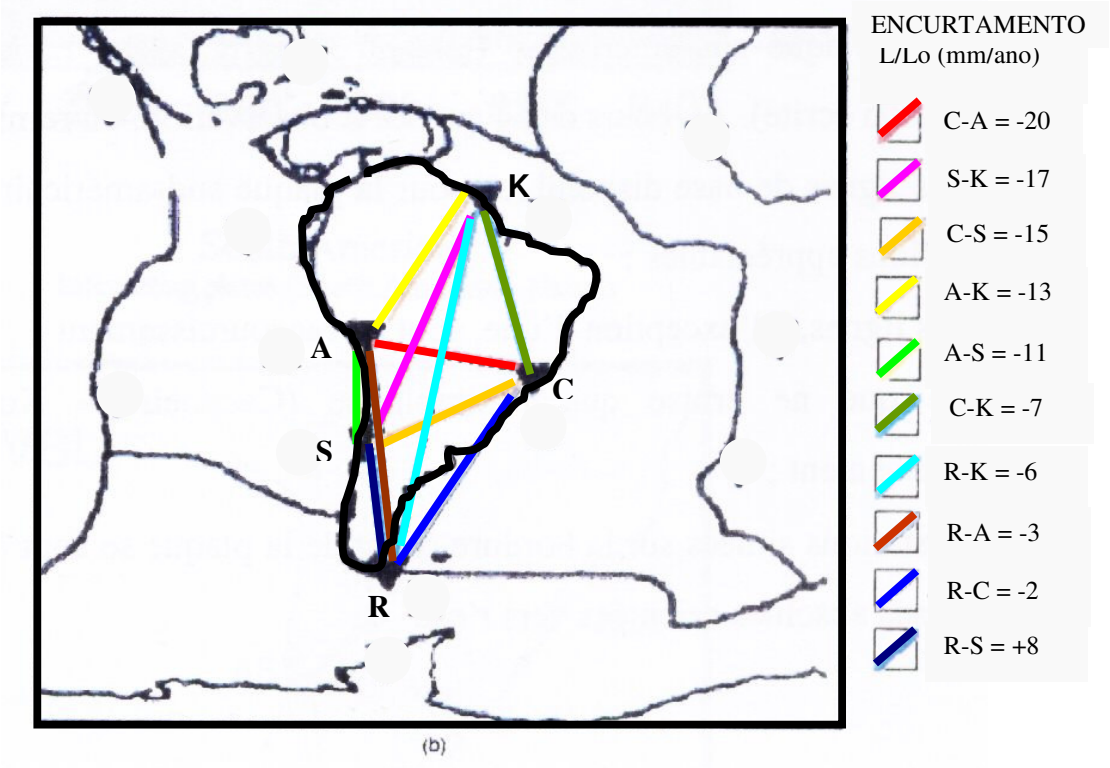


Figura 32 - Linhas de base do sistema geodésico espacial francês DORIS, (modificado de Lima, 1999).

3 - A BACIA DO AMAZONAS.

3.1 INTRODUÇÃO

A Bacia do Amazonas situa-se entre os escudos pré-cambrianos das Guianas (ao norte) e Brasileiro (ao sul). Limita-se a oeste pelo Arco de Purus, que a separa da Bacia do Solimões e a leste pelo Arco de Gurupá, que a separa da Bacia de Marajó. Ocupa uma área de 480.000 Km^2 (Figura 33), estando preenchida principalmente por rochas paleozóicas e secundariamente cretáceas–terciárias, as quais apresentam, respectivamente, espessuras preservadas superiores a 4.000m e 1.000m.

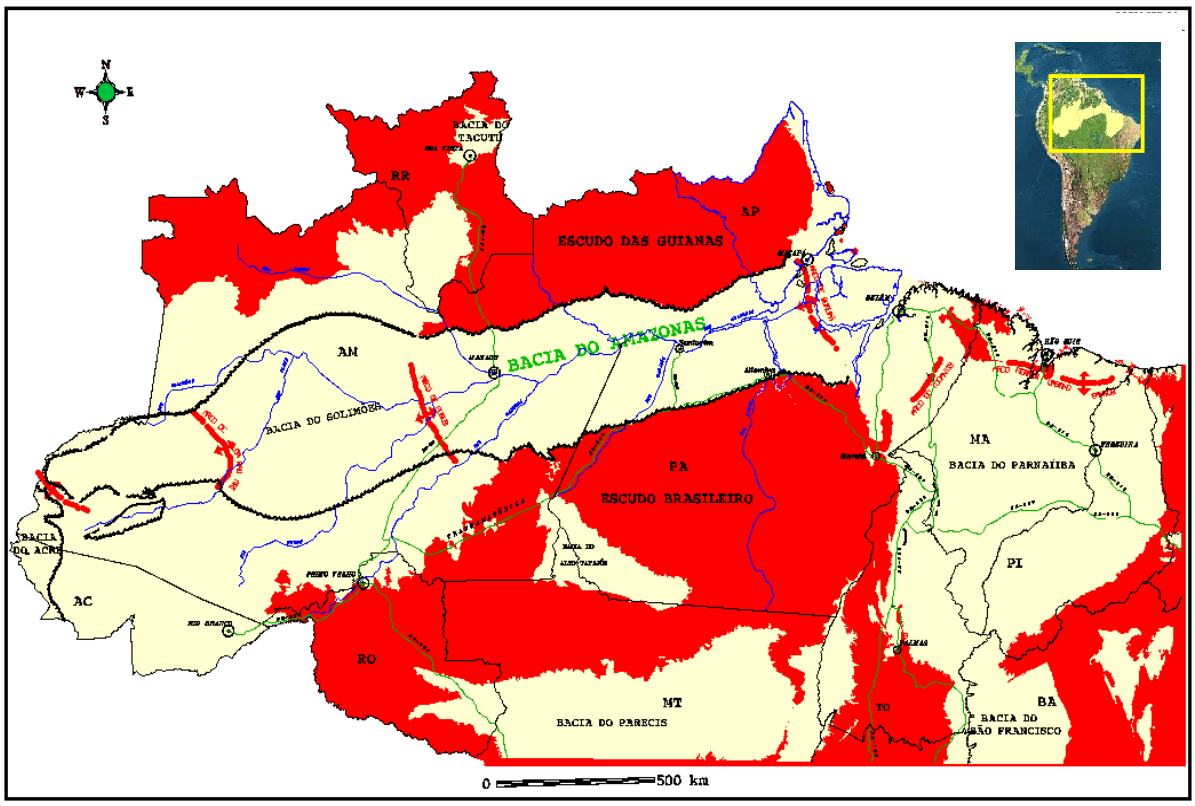


Figura 33 – Mapa de localização da Bacia do Amazonas.

3.2 O EMBASAMENTO

A Bacia do Amazonas instalou-se sobre os compartimentos lito-estruturais, geocronológicos e geotectônicos, que constituem o Craton Amazônico, que segundo Almeida, (1967) é formado por complexos gnáissico-migmatíticos polideformados, sobre o qual se instalaram as unidades sedimentares e vulcânicas do Proterozóico Médio, que são cortadas por suítes de granitos anorogênicos e por complexos máfico-ultramáficos. Este segmento crustal, na opinião do referido autor, teria permanecido estável durante o evento termo-tectônico Brasiliano As proposições originais de evolução geológica para o Craton baseavam-se nos conceitos tectônicos verticalistas.

Os trabalhos de mapeamento geológico básico executados pelo Projeto Radam e pela CPRM, nos anos 70, foram, em parte, tomados como referência por Almeida *et al*. (1977) na diferenciação do Craton Amazônico em províncias e sub províncias estruturais (Figura 34).

O embasamento cristalino da Amazônia passou a ser descrito como terrenos granito-greenstone a partir da verificação da ocorrência de *greenstone belts* com granitóides asssociados, como aqueles do sudoeste do Pará (Hirata *et al*., 1982). Cinturões metamórficos de alto grau (granulíticos), que já haviam sido reconhecidos pelos geólogos do Projeto Radam, foram mapeados pelos citados autores naquela região do Estado do Pará.

Schobbenhaus *et al*. (1982) sintetizaram as informações tectônicas e lito-estruturais no Mapa Tectônico do Brasil na escala de 1:2.500.000.

Quando se faz referência ao embasamento da Bacia do Amazonas é comum a citação do modelo, baseado em dados geocronológicos, apresentado por Cordani *et al.* (1984). O modelo contempla um núcleo de idade arqueana, ao qual chamaram de Província Amazônia Central, envolvido por cinturões móveis, denominados de: Maroni-Itacaiúnas, Rio Negro-Juruena e Rondoniano, que evoluíram durante o paleo e mesoproterozóico. (Figura 35).

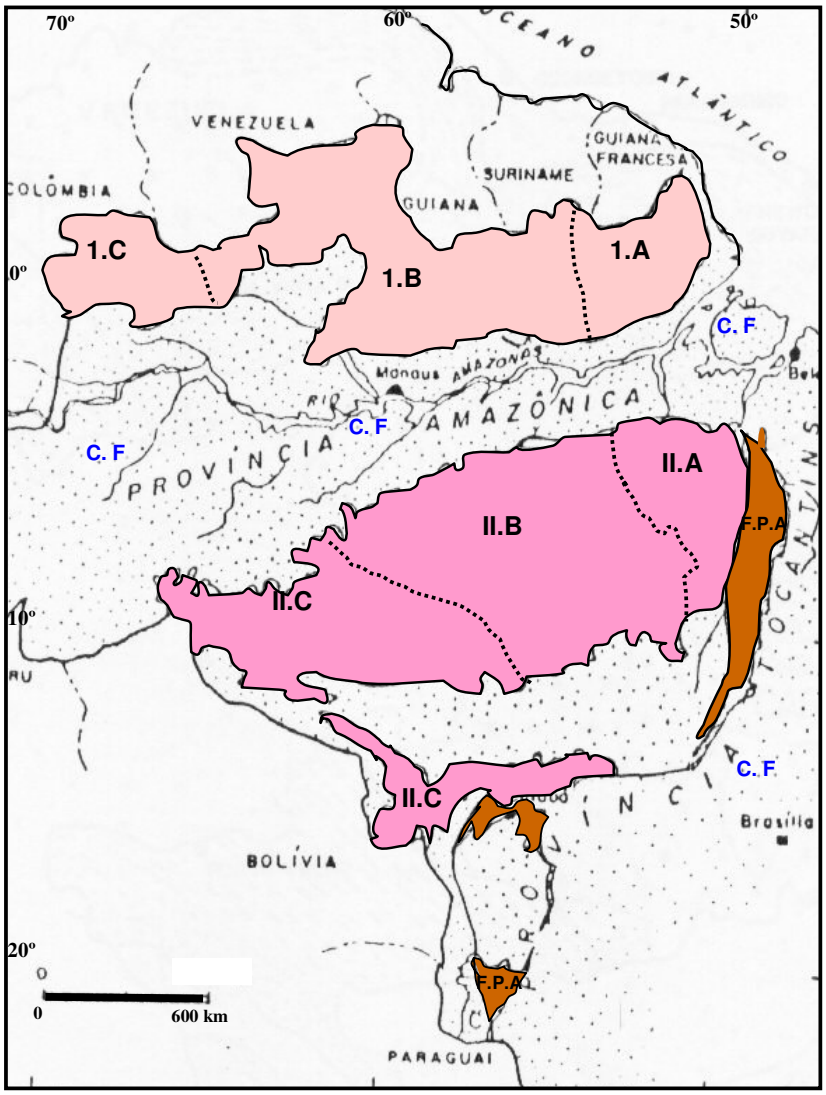


Figura 34 –Províncias e sub províncias do craton amazônico, (modificado de Almeida *et. al*. 1977).

I – PROVÍNCIA RIO BRANCO : **I.A-** Sub província Amapá **I.B**– Sub província Roraima; **I.C-** Sub província Rio Negro.

II – PROVÍNCIA TAPAJÓS: II.A- Sub província Carajás; **II.B-** Sub província Xingu; **II.C-** Sub província Madeira

C.F- Coberturas fanerozóicas

-Faixa Paraguai-Araguaia

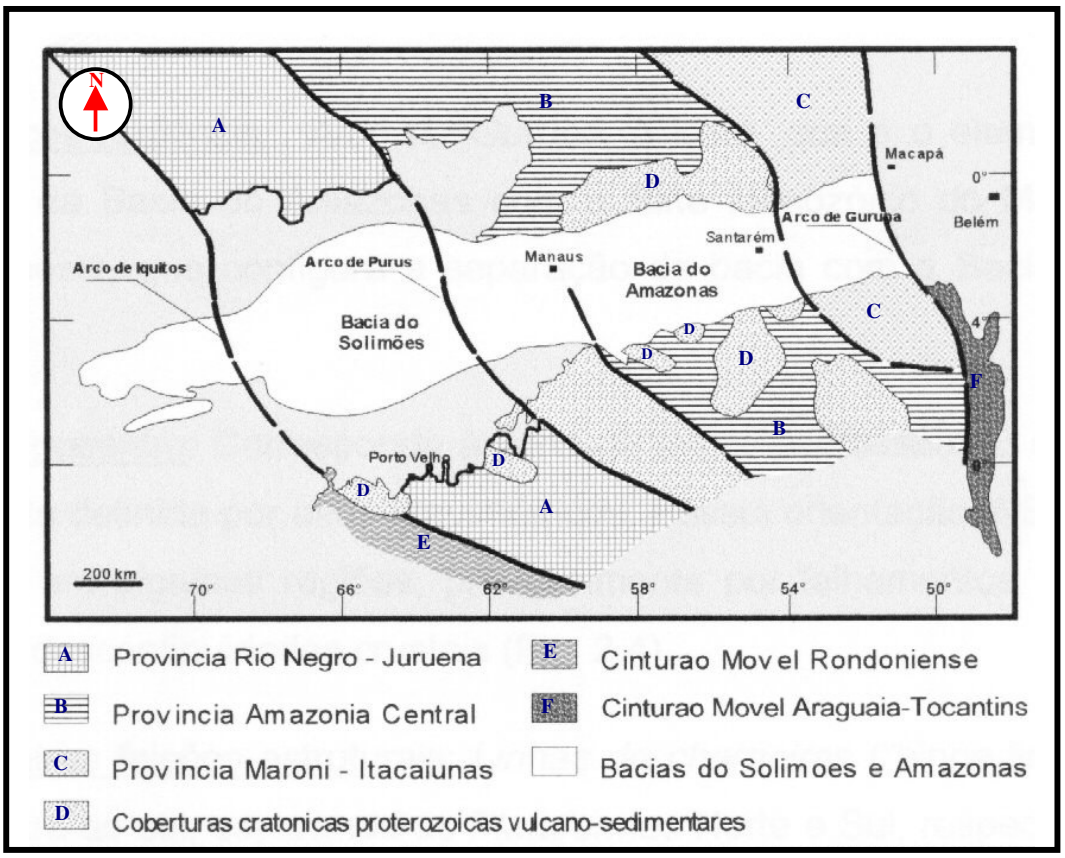


Figura 35 – Domínios geotectônicos (geocronológicos) da Amazônia segundo Cordani *et. al*. (1984), (modificado de Cunha, 2000).

Por outro lado, Hasui *et. al*. (1984) e Hasui (1990), a partir da análise dos dados lito-estruturais, gravimétricos e magnetométricos da Amazônia, propuseram um modelo geotectônico para o embasamento da Bacia do Amazonas completamente diferente daquele proposto por Cordani *et. al*. (1984). Neste modelo, vários blocos crustais de idade atribuída ao Arqueano, teriam se articulado através de zonas de cisalhamento oblíquas, correspondentes a zonas de suturas cratônicas, cujas cicatrizes estão evidenciadas pela ocorrência de expressivas anomalias gravimétricas e magnetométricas, que refletem a ocorrência dos cinturões granulíticos, alguns aflorantes e outros em subsuperfície, como no caso da Bacia do Amazonas (Figura 36).

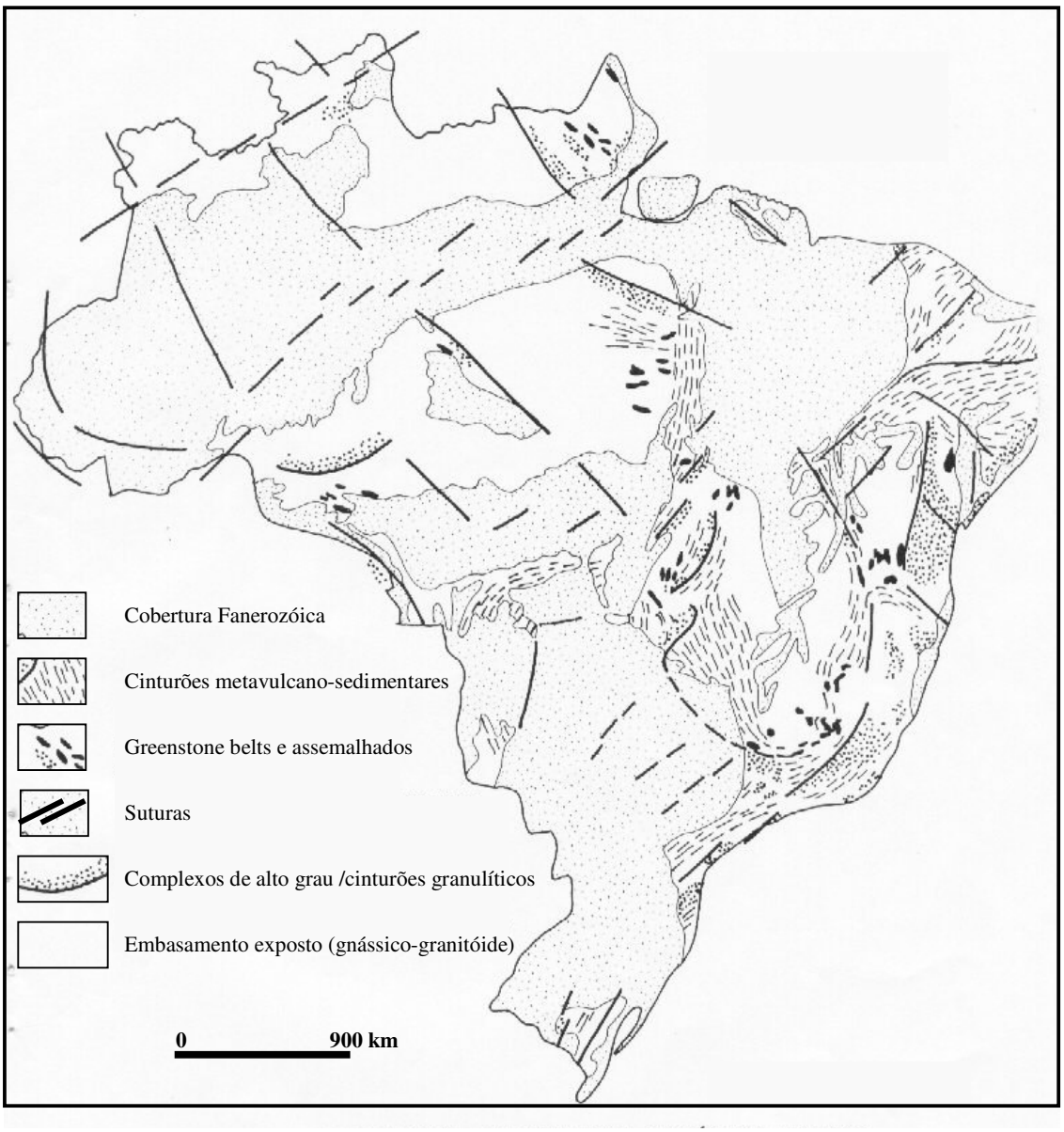


Figura 36 – Blocos crustais identificados através de dados geológicos e geofísicos, de acordo com Hasui *et. al*. (1984) e Hasui (1990), (modificado de Hasui, 1990).

A evolução do Proterozóico foi discutida por Costa & Hasui (1991), Costa *et al*. (1991c), Costa *et al*. (1991b), no âmbito da tectônica extensional responsável pelo desenvolvimento de várias bacias preenchidas por rochas vulcânicas e sedimentares e com corpos graníticos e máficos-ultramáficos associados (Figura 37). Devido às diferenças no quadro estrutural do Proterozóico Médio, esses autores dividiram a Região Amazônica em dois domínios ou segmentos extensionais localizados nas porções ocidental e oriental, respectivamente.

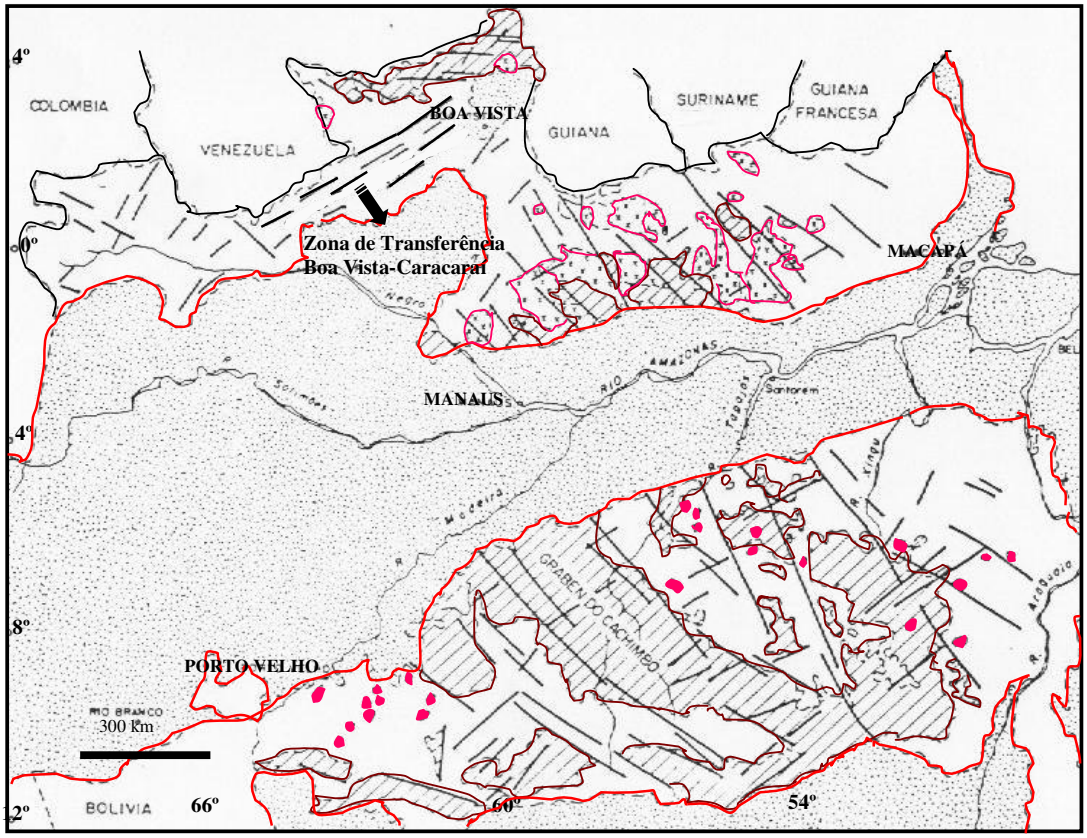


Figura 37 –Contexto estrutural do Proterozóico Médio da Amazônia, segundo Costa et al. (1991), (modificado de Costa *et al*. (1991).

Unidades arqueanas

Coberturas fanerozóicas

Unidades vulcânicas e sedimentares do Proterozóico

Granitos anorogênicos

Lineamentos proterozóicos

O compartimento Ocidental é caracterizado por falhas normais com direção E-W relacionadas a um eixo extensional N-S, ao qual está associado a formação das bacias de Surumu e Roraima, que por sua vez foram reativadas como cavalgamentos no Neoproterozóico.

O compartimento Oriental ocupa as áreas dos Estados do Pará, Amazonas e Amapá e é marcado por falhas normais orientadas NW-SE e falhas de transferência NE-SW relacionados a uma extensão com eixo segundo a direção NE-SW, responsável pelo desenvolvimento

dominante de bacias assimétricas tipo hemigrabens preenchidos por rochas vulcano-sedimentares do Grupo Uatumã. É feita uma exceção ao Graben do Cachimbo que constitui a única feição simétrica composta de blocos basculados falhados para NE e SW e seccionados por falhas transcorrentes NE-SW e ENE-WSW (Costa *et al.* 1991b).

Os dois compartimentos extensionais do Mesoproterozóico se articularam através da Zona de Transferência Boa Vista-Caracaraí, caracterizada por um feixe de zonas transcorrentes NE-SW, correspondentes a uma zona compartimental que evoluiu a partir da reativação das estruturas que compõem o Cinturão Guiana Central.

No Eopaleozóico, um regime inicialmente extensional gerou falhas normais NE-SW e ENE-WSW, responsáveis pela instalação das bacias sedimentares do Solimões e Amazonas. Este evento também condicionou a geração de falhas transcorrentes com direção NW-SE, que foram interpretadas por Wanderley Filho (1991) como falhas de transferência que, por sua vez, representam a reativação das falhas normais do Mesoproterozóico, a exemplo do Arco de Purus, considerado como uma zona compartimental separando as bacias do Amazonas do Solimões.

Uma feição que se destaca ao se analisar o embasamento da Bacia do Amazonas é o expressivo alinhamento das anomalias Bouguer (40 a 60 mgal) ao longo do seu depocentro (Figura 38), associada à presença de corpos densos na base da crosta. Este *trend* gravimétrico, segundo alguns autores (Linsser, 1958; Bahia & Abreu, 1985 e Coutinho & Gonzaga, 1994), tem sua origem relacionada ao estiramento crustal decorrente de um movimento extensional responsável pelos primeiros estágios evolutivos da bacia. Por outro lado, outros pesquisadores (Hasui *et al*., 1984 e Hasui, 1990) associam estas anomalias gravimétricas à ocorrência de suturas arqueanas, reativadas no Proterozóico através de cavalgamentos oblíquos de baixo ângulo, responsáveis pelo soerguimento de rochas granulíticas da base da crosta , originando, desta maneira as anomalias de densidade. Convém descrever as principais idéias dos trabalhos desses autores:

Linsser (1958) foi o pioneiro a descrever e modelar as anomalias gravimétricas que acompanham o eixo deposicional da Bacia do Amazonas, tendo proposto que a mesma teria sido originada a partir de um *rift*.

Caputo *et al.*(1983) e Caputo (1984) sugeriram que a Bacia do Amazonas surgiu pelo fechamento do “Oceando Goiás” durante a Orogenia Brasiliana no Cinturão Paraguai-Araguaia.

Os esforços compressivos E-W geraram distensão N-S com a formação do rifte precursor da Bacia do Amazonas no início do Paleozóico.

Bahia & Abreu (1985) concluíram que as anomalias gravimétricas são devido à intrusão de rochas ultrabásicas associadas ao intumescimento e fraturamento da crosta decorrente da ação de um *hotspot* originado em condições de manto anômalo quando da formação da Bacia do Amazonas.

Nunn & Aires (1985) propuseram que a Bacia do Amazonas teria se originado através de um rifteamento polifásico com três fases distensivas com estiramentos da litosfera.

Coutinho & Gonzaga (1994) também associaram a origem da bacia a um rifteamento polifásico, onde as megasseqüências sedimentares do Ordoviciano, Devoniano e Carbonífero representariam o registro sedimentar de três fases de distensão. Identificaram, a partir da comparação com riftes intracratônicos africanos, feições morfológicas representativas de plataformas estruturais, meio grabens e zonas de acomodação

No mapa de anomalias Bouger da Bacia do Amazonas (Figura 38), as linhas pretas com indicação de falha normal marcam uma quebra significativa de gradiente das isolinhas Bouguer das regiões de bordas (Plataformas de Manaus e Abacaxis-Mamuru) para o domínio da calha central da bacia. As linhas tracejadas correspondem ao eixo das anomalias Bouguer positivas de altas amplitudes (40 a 60 mgals) que seguem o eixo de maior profundidade da bacia.

Na parte central do mapa estão interpretados três lineamentos que podem corresponder à zonas de cisalhamento do embasamento da bacia. O deslocamento do eixo das anomalias Bouguer sugere uma movimentação sinistral. Este sistema de falhas, aqui denominado de *Sistema de Falhas Transcorrentes de Urucará,* certamente foi reativado ao longo da evolução tectônico-estratigráfica da bacia. No Cenozóico, a cinemática da movimentação, como sugere o deslocamento para sul do leito do Rio Amazonas, foi dextral. Os referidos lineamentos são caracterizados no mapa por uma mudança abrupta na disposição das isolinhas, pricinpalmente no trecho da calha central. Tanto na Plataforma de Mamuru-Abacaxis quanto na Plataforma de Manaus, o comportamento das curvas Bouguer varia abruptamente quando os lineamentos lhes atravessam.

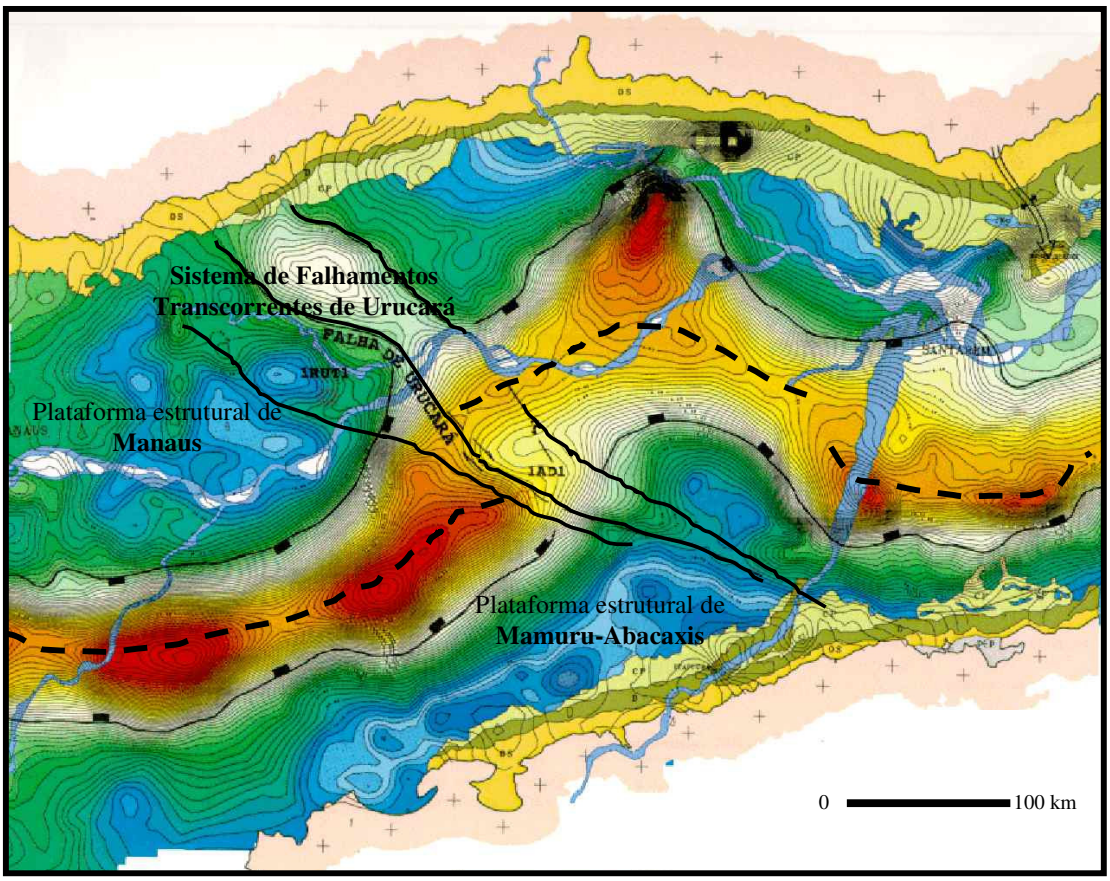
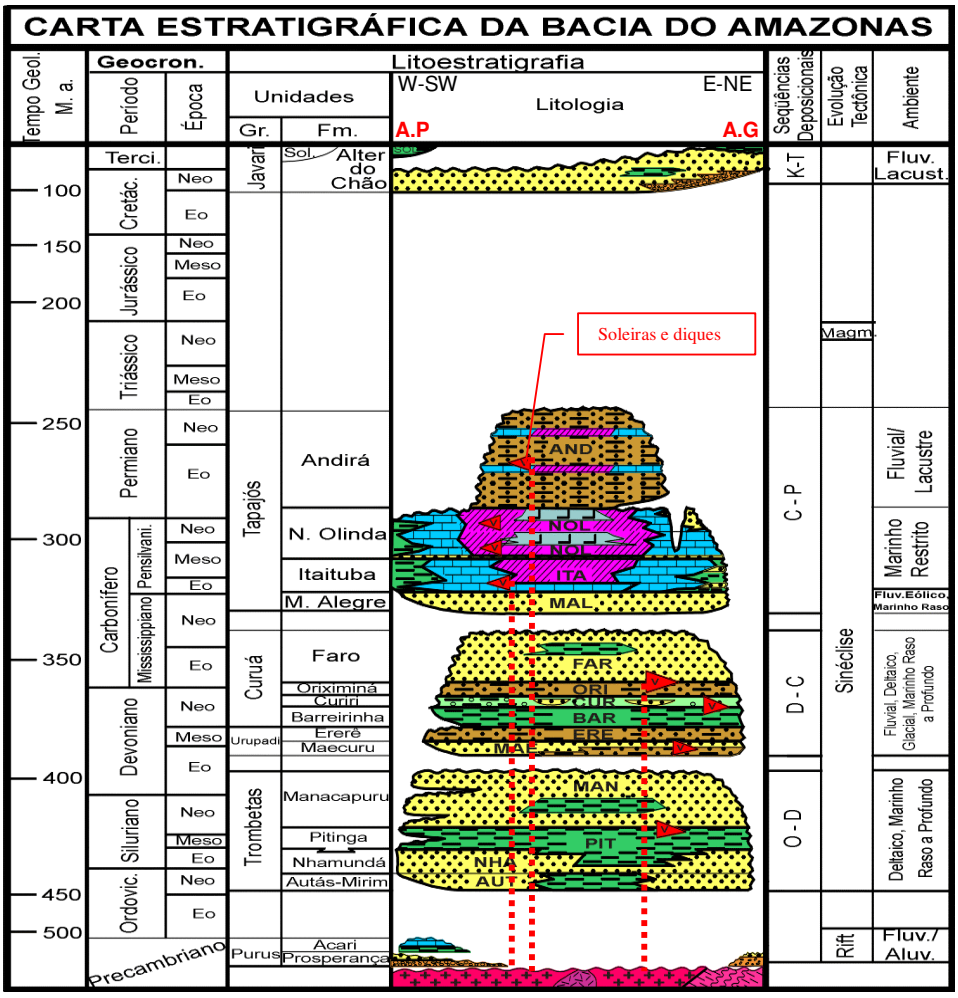


Figura 38 – Mapa de anomalias Bouger da Bacia do Amazonas. As linhas pretas com símbolos de falha normal marcam quebra significativa de gradiente das isolinhas Bouguer das regiões de bordas (Plataformas de Manaus e Mamuru-Abacaxis) para o domínio da calha central da bacia. As linhas tacejadas correspondem ao eixo das anomalias Bouguer positivas de altas amplitudes (40 a 60 mgals) que seguem o eixo de maior profundidade da bacia. Na parte central do mapa estão interpretados três lineamentos que podem corresponder a zonas de cisalhamento do embasamento da bacia.

3.3 O PREENCHIMENTO SEDIMENTAR

O registro sedimentar e ígneo da Bacia do Amazonas reflete os eventos tectônicos paleozóicos ocorrentes na borda oeste da pretérita Placa Gondwânica e da tafrogenia mesozóica do Atlântico Sul. Estes eventos tectônicos provocaram movimentações epirogênicas intraplaca, resultando na formação de arcos de grande porte e discordâncias regionais, além de controlarem as ingressões marinhas que influenciaram os ambientes deposicionais (Cunha *et. al*. 1994).

Duas seqüências de primeira ordem podem ser reconhecidas nos 5.000 metros do preenchimento sedimentar da Bacia do Amazonas: uma paleozóica, cortada por diques e soleiras de diabásio e uma mesozóico-cenozóica (Figura 39).



A. P.- Arco de Purus; **A. G. – Arco de Gurupá**

Figura 39 –Carta estratigráfica da Bacia do Amazonas proposta por Cunha et al. (1994), (modificada de Cunha *et al*., 1994).

O primeiro estágio de deposição na Bacia do Amazonas foi caracterizado por uma alternância de sedimentos glaciais e marinhos com ingressões marinhas, de leste para oeste, em *onlap* sobre o Arco de Purus, que impedia sua conexão com a Bacia do Solimões. As rochas sedimentares deste estágio estão reunidas no **Grupo Trombetas** (Cunha *et al.,* 1994 e Caputo, 1984a), constituído pelas formações Autás-Mirim, Nhamundá, Pitinga e Manacapuru (**Seqüência Ordoviciana-Devoniana**)

O segundo estágio, de natureza transgressivo-regressiva, instalou-se sobre uma discordância relacionada à orogenia Caledoniana, pertencente aos grupos Urupadi e Curuá**.** Nesta fase ocorreu também sedimentação marinha com incursões glaciais, com extensão às bacias africanas e sem conexão com a Bacia do Solimões. O **Grupo Urupadi** é constituído pelas formações Maecuru e Ererê e o **Grupo Curuá** (Cunha *et al.* 1994 e Caputo, 1984a) é representado por quatro formações, quais sejam: Barreirinha, Curiri, Oriximiná e Faro (**Seqüência Devoniana-Carbonífera**).

Após a deposição da Formação Faro, a bacia sofreu extenso processo erosivo, em consequência da Orogenia Eoherciniana. Um novo ciclo transgressivo-regressivo incidiu na bacia entre o Neocarbonifero e o Neopermiano, acompanhado de mudança de clima frio para quente e árido. Esta fase de deposição é constituída pelo **Grupo Tapajós** (Santos[60] *et al. apud* Cunha *et al*. 1994), que iniciou com a Formação Monte Alegre, seguida das formações Itaituba e Nova Olinda e encerrada com a Formação Andirá (**Seqüência Permo-Carbonífera**).

Em decorrência dos eventos tectônicos e magmáticos do Juro-Triássico houve soerguimento generalizado da bacia, instalando-se uma ampla discordância erosiva e sobre a qual encontram-se depositados os sedimentos clásticos continentais do Grupo Javari (Eiras *et al*.[61] *apud* Cunha *et al*. 1994), que é representado pelas formações Alter do Chão e Solimões (**Seqüência Cretáceo-Terciária**).

As seqüências do Permo-Carbonífero e Cretáceo-Terciário são de importância maior para esta dissertação. Esta, por ter em si os registros deformacionais dos pulsos tectônicos e halotectônicos que ocorreram no Cenozóico e aquela por conter as camadas de sal (halita)

[60] SANTOS, D.B.; FERNANDES P. C. C. A.; DREHER, A. M.;CUNHA, F. M. B.; BASEI, M. A. S.; TEIXEIRA, J. B. G. 1975. Geologia. Rio de Janeiro, DNPM. Projeto Radam, Folha SB. 21-Tapajós, p. 15-99.
[61] EIRAS, J. F.; BECKER, C. R.; SOUZA, E. M.; GONZAGA, F. G.; SILVA, J.G.F.; DANIEL, L. M.; MATSUDA, N. S.;FEIJÓ, F.J. 1994. Bacia do Solimões. B. Geoci. PETROBRAS, Rio de Janeiro, jan/mar 8(11):17-45.

pertencentes à seqüência evaporítica e movimentadas preferencialmente durante os eventos tectônicos. Por isso, essas duas seqüências serão descritas em maior detalhe nos itens seguintes.

3.3.1 - A Seqüência Evaporítica

3.3.1.1 - Generalidades

A seqüência evaporítica da Bacia do Amazonas tem papel fundamental no entendimento das deformações que afetaram a seqüência cretácea-terciária durante o Cenozóico, pelo fato da mesma conter camadas de halita, as quais são extremamente instáveis (densidade inferior a das rochas encaixantes) e de grande mobilidade. Isto facilitou a propagação da deformação com amplificação e aumento de complexidade das estruturas. Desta maneira, apresentar-se-á, a seguir, aspectos gerais sobre evaporitos e algumas características da seqüência evaporítica que ocorre na Formação Nova Olinda da referida bacia (Figura 39).

Evaporitos são sedimentos químicos precipitados a partir de salmouras e ocorrem nos lugares onde exista grande deficiência no balanço hídrico decorrente da evaporação. Acredita-se que a água do mar seja a principal fonte de evaporitos, embora ocorram evaporitos formados a partir de águas subterrâneas. A presença de carbonatos intercalados com os sais mais solúveis é comum (Kendall[62] *apud* Becker, 1997).

Os tipos de evaporitos são função da composição e do grau de concentração da salmoura e da hidrologia e clima do sítio deposicional. A relação entre clima e as taxas de evaporação produz efeitos importantes dentro das bacias evaporíticas, controlando a mineralogia dos sais e o potencial de preservação (Becker, 1997).

O conceito básico sobre evaporação de salmouras é a precipitação de minerais evaporíticos controlada por suas solubilidades relativas, sendo que o mineral menos solúvel é o que precipita primeiro. Alguns dos sais mais solúveis só são depositados em condições de extrema aridez. A halita, por exemplo, deposita-se apenas quando a umidade relativa do ar cai abaixo de 76%, sais de potássio requerem umidades do ar de 67%, ou menor, o que só ocorre em regiões distantes do oceano. (Becker, 1997).

[62] KENDALL, A. C.1992. Evaporites. In: WALKER, R. G.; JAMES N. P. (eds.). Facies Models: Response to Sea Level Change. Ontario: Geological Association of Canada, p. 375-409.

A formação de evaporitos depende de condições hidrológicas muito específicas para gerar grandes quantidades de sais. Tais condições incluem a passagem de imensos volumes de água do mar; isolamento e/ou restrição da bacia em relação ao mar aberto; alimentação através de infiltração (*seepage*) e refluxo de salmouras. A diminuição do volume da salmoura faz com que seu nível na bacia abaixe, dando lugar ao que se chama de rebaixamento evaporítico (Kendall[1] *apud* Becker, 1997).

3.3.1.2 - Caracterização na Bacia do Amazonas

Szatmari *et al*. (1975) denominaram de "Seqüência Evaporítica" os sedimentos das formações Itaituba, Nova Olinda e parte da Formação Andirá, abrangendo terrígenos, além das fácies evaporíticas propriamente ditas, depositadas durante o Permo-Carbonífero. De acordo com esses autores, esta seqüência depositou-se num período de calma tectônica entre dois eventos orogênicos mundiais, em condições de clima árido, em uma "bacia intracontinental faminta", parcialmente isolada do Oceano Pacífico pelas cadeias hercinianas. Os primeiros evaporitos da Amazônia foram depositados na Bacia do Solimões, mais precisamente na sub Bacia do Juruá e seguido da deposição na Bacia do Amazonas, em sua porção ocidental, ao mesmo tempo em que carbonatos marinhos depositavam-se naquela sub bacia.

O desenvolvimento da seqüência evaporítica ocorreu em uma bacia marinha interior com períodos sucessivos de conexão e isolamento do mar aberto situado a oeste (paleo Pacífico). Szatmari *et al*. (1975.) subdividiram-na em 11 (onze) ciclos, alguns divididos em sub ciclos. Cada ciclo é composto de uma seqüência de sedimentos clásticos na base (folhelhos e/ou arenitos) e outra, superior, de sedimentos químicos, que inicia com carbonato, seguido de anidrita, e termina com halita no topo, no caso de regressão marinha. Se as fácies estiverem em ordem inversa, depositaram-se em condições transgressivas. A base de cada ciclo evaporítico é marcada por uma camada de folhelho, coincidente como as linhas de tempo e constitui-se em excelente marco litológico, mapeável por longas distâncias.

O padrão faciológico regional, segundo Szatmari *et al*. (*op cit*.), é típico de uma bacia evaporítica normal, comparável ao modelo clássico da Bacia de Zechestein com predominância de carbonatos a oeste, próximo à área de influxo marinho, que grada para anidritas e halitas nas áreas mais afastadas e restritas. No lado leste dessa bacia, a diluição causada por águas

continentais controlaram a deposição de anidritas e carbonatos intercalados com arenitos, dando ao modelo global um aspecto concêntrico com os carbonatos nas porções mais externas da bacia e halita e raramente silvinita, no centro.

No que diz respeito aos sais mais solúveis, os referidos autores caracterizaram as seguintes fácies: halita gosseira-zonada; halita arenosa e silvinita; halita recristalizada em água marinha e halita redepositada por águas continentais. Silva (1996) por sua vez definiu três fácies principais de halita, quais sejam: fácies de halita bandeada (Szatmari *et al*., *op. cit*.); fácies rítmica argilosa e fácies de halita cristaloblástica.

As camadas de halita ocorrem somente na parte basal da Fomação Nova Olinda, cuja soma total das espessuras (isólitas) atinge mais de 450 metros no depocentro da bacia. Cabe mencionar que as soleiras de diabásio estão posicionadas preferencialmente na seqüência evaporítica, em especial junto as camadas de halita e folhelho (Figura 40).

A sedimentação durante o Pensilvaniano da Bacia do Amazonas foi bastante variada, do ponto de vista litológico, englobando siliciclásticos, carbonatos e evaporitos distribuídos em proporções variadas, mas sempre ocupando posição definida dentro do que Silva (*op. cit*.), denominou de ciclo fundamental ou ciclotema, quando analisou esse período de tempo utilizando-se do conceito de estratigrafia de seqüências (Figura 41). Este termo foi utilizado para definir a menor unidade cíclica das seqüências do Pensilvaniano da América do Norte e do Namuriano do noroeste da Europa. Os ciclos de ciclotemas são denominados de megaciclotemas (Silva, *op. cit*.). Este autor definiu 11 megaciclotemas na bacia do Amazonas, parcialmente mostrados na figura 42. Estes termos são comuns na estratigrafia de seqüência de eventos cíclicos.

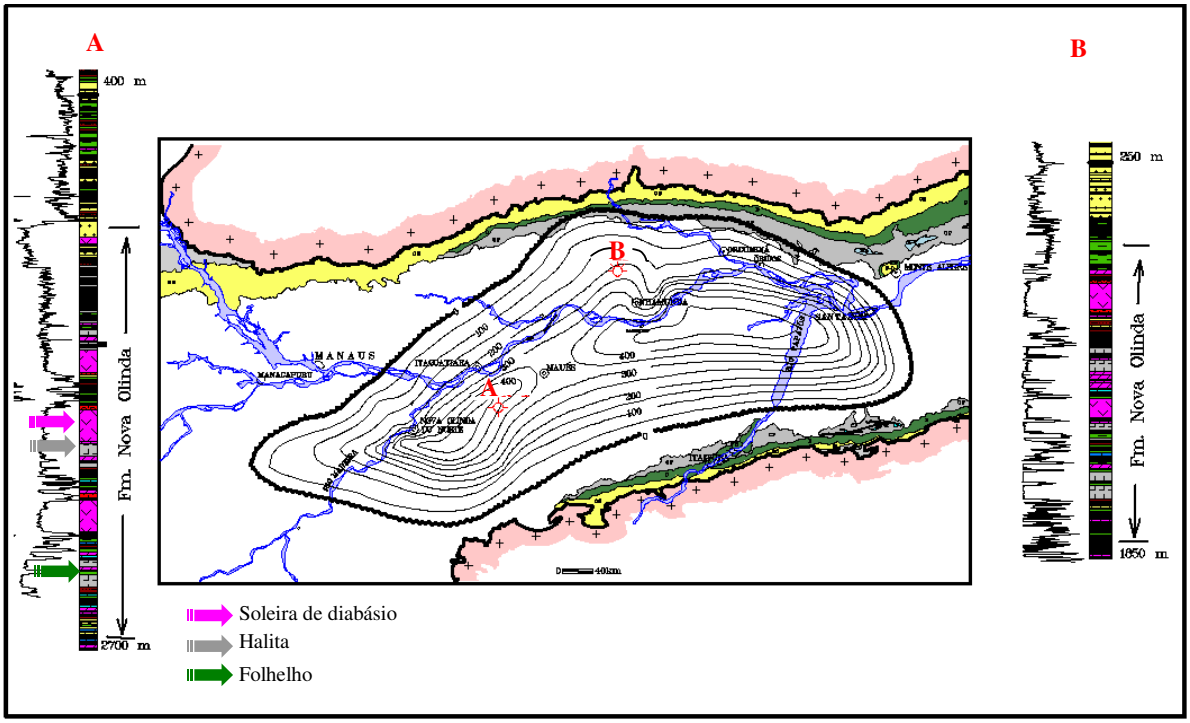


Figura 40 – Mapa de isólitas de halita (total) da Formação Nova Olinda com perfis litológicos e de raios gama, de dois poços de referência, do intervalo equivalente a Formação Nova Olinda. Notar a associação preferencial das soleiras de diabásio com os níveis de halita e folhelho.

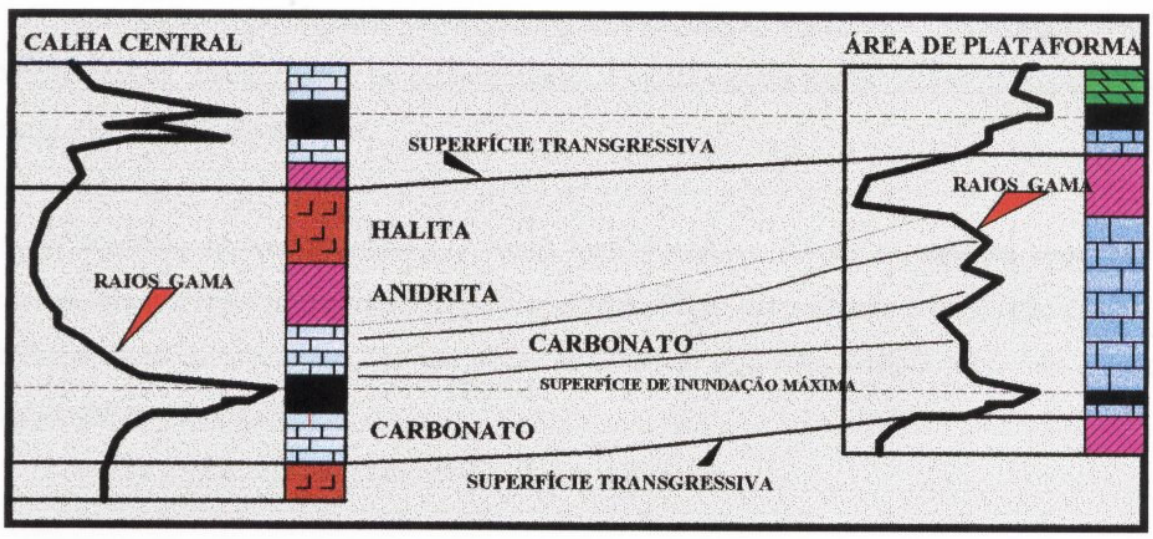


Figura 41 – Variação faciológica ocorrente entre as áreas de plataforma e da calha central da Bacia do Amazonas, (Silva, 1996).

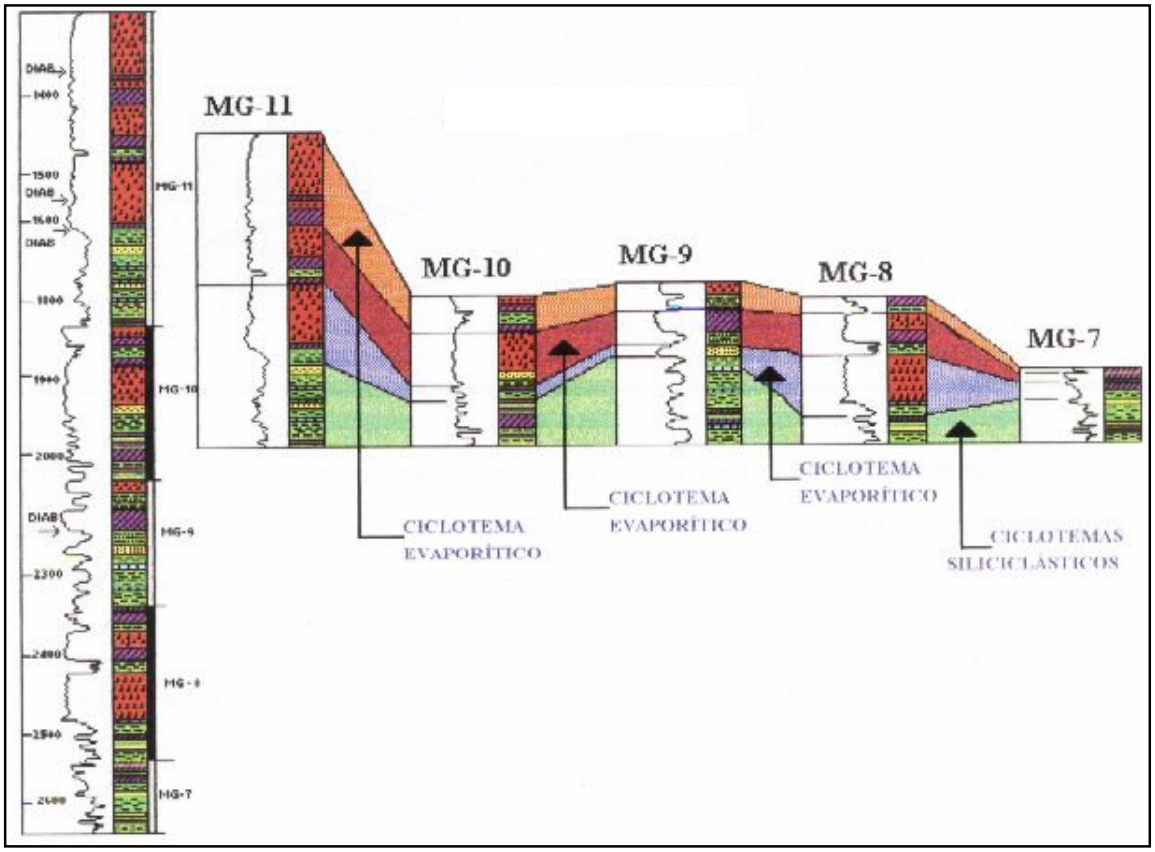


Figura 42 –Megaciclotemas (MG-7 a MG-11) de um poço situado no depocentro atual da Bacia do Amazonas. (Silva, 1996).

Um aspecto que merece destaque é a estreita relação entre as soleiras de diabásio e a seqüência evaporítica. As intrusões ocorreram preferencialmente próximo ou nos níveis de halita e nas camadas de folhelhos (Figura 40). Szatmari *et al*. (1975) relataram que os ciclos com halita foram afetados pelo calor das intrusões (termo-matamorfismo), descrevendo o fenômeno da seguinte maneira: "as halitas e silvinitas caracterizam-se por alta termo-condutividade, permitindo que espessas camadas (até 50 m) atinjam temperaturas aproximadas às apresentadas pelas soleiras intrusivas. Esta temperatura (800 a 1.000 °C) é acima do ponto de fusão da halita. Conseqüentemente a halita aquecida derrrete-se nas proximidades dos diabásios, torna-se plástica em distâncias relativamente grandes (dezenas de metros) ensejando a formação de estruturas de fluxo".

Quanto à caracterização sísmica da seqüência evaporítica, as intercalações de camadas de carbonato, anidrita, halita e folhelho, associadas com as soleiras de diabásio, resultam em fortes contrastes de impedância acústica refletidos nas seções sísmicas em refletores contínuos com

altas amplitudes. Este conjunto de camadas possui os mais altos valores de velocidades intervalares da bacia, que a depender da espessura das soleiras atinge valor de 5.500 m/s. A seção sedimentar subjacente à referida seqüência é marcada por refletores mais fracos, pelo fato de grande parte da energia sísmica ser dissipada nela devido ao seu alto índice de refletividade.

Grande parte dos problemas relativos à confiabilidade das estruturas mapeadas, através de sísmica de reflexão na Bacia do Amazonas, é decorrente da variação lateral de velocidades sísmicas ocasionadas pela alteração brusca de espessura das soleiras de diabásio e/ou das almofadas de sal.

3.3.2 - A Seqüência Cretáceo–Terciária

Desta seqüência fazem parte as formações Alter do Chão e Solimões constituintes do Grupo Javari (Eiras *et al*. 1994) (Figura 39). Esta seqüência foi depositada sobre uma discordância erosiva regional que se estende por todas as bacias intracratônicas do norte do país.

3.3.2.1 - Cretáceo - Formação Alter do Chão

A Formação Alter do Chão teve seu desenvolvimento associado a um sistema fluvial de alta energia que se prolongava até as bacias sub-Andinas. Sua composição litológica é marcada por arenitos quartzosos de granulação grossa a média localmente conglomeráticos, avermelhados a variegados, caulínicos, mal selecionados e com baixa consolidação. Subordinados ocorrem argilitos e siltitos avermelhados.

Na porção ocidental da Bacia do Amazonas, área de enfoque desta dissertação, a Formação Alter do Chão atinge espessura máxima de 500m na região da calha deposicional (Figura 43). Na Bacia do Solimões a maior espessura constatada foi 496m. Estima-se, a partir de dados sísmicos, que em direção a oeste essa unidade pode atingir 1.000m, enquanto que nas bacias sub-Andinas do Peru pode alcançar 3.000m.

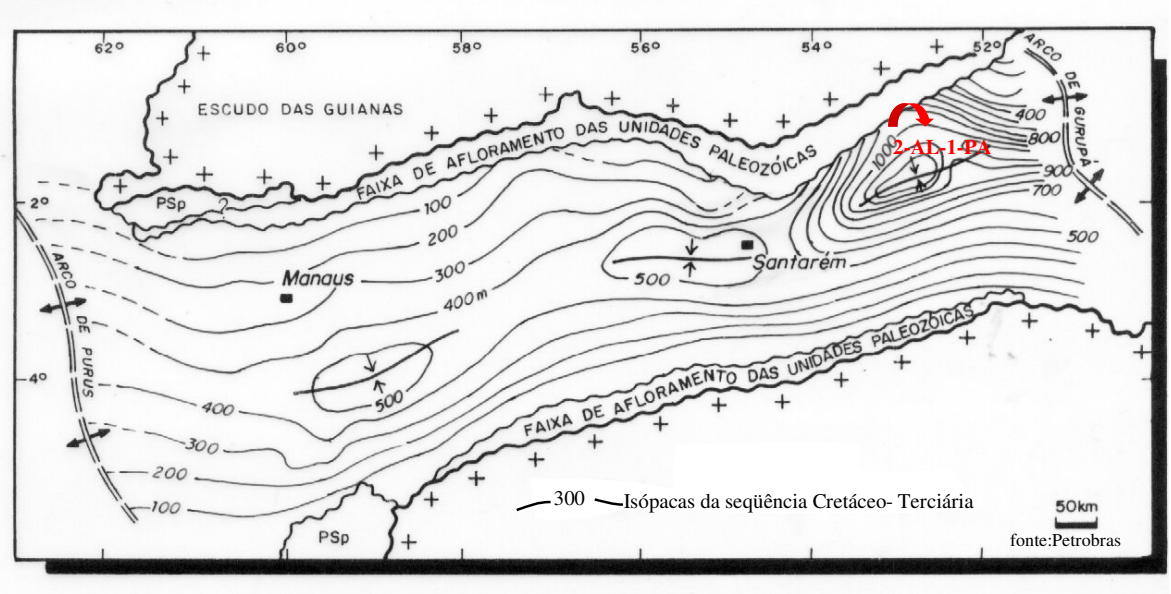


Figura 43– Mapa de isópacas da seqüência Cretáceo- Terciária.

Originalmente, Price[63] *apud* Caputo (1984b) atribuiu a idade neocretácea para a parte superior da Formação Alter do Chão a partir da identificação de um dente do dinossauro *Therapoda* em uma amostra do poço Nova Olinda nº1 (1-NO-1-AM). Caputo (*op. cit*.) descreveu que esta unidade é relativamente pobre em fósseis, representados por plantas dicotiledôneas na região de Monte Alegre e vértebras e dentes de dinossauros.

Daemon & Contreiras (1971) realizaram datações palinológicas nos sedimentos da Formação Alter do Chão e atribuíram idade cenomaniana inferior a maestrichtiana. As análises palinológicas permitiram que eles propusessem que a porção basal dessa formação é do Meso-Albiano a Cenomaniano Inferior; enquanto que a porção média é do Cenomaniano Superior a Turoniano; ele não apresentou datação conclusiva para a parte superior.

Segundo Dino *et al*. (2000), nas bacias intracratônicas a litologia dominantemente siliciclástica e a deposição em condições de paleoclimas quentes com semi-aridez dominante, naturalmente restringiam a biota sobrevivente e não ofereciam condições adequadas de preservação fossílifera. Isto tem dificultado sobremaneira o estabelecimento de um arcabouço

[63] PRICE, L. I. 1960. Dentes de therapoda num testemunho de sonda no estado do Amazonas. Anais, Acad. Brás. Ciênc., Rio de Janeiro, vol. 32 (1):79-84

cronológico para os eventos cretáceos nessas bacias, da forma como está estabelecido para as bacias marginais.

A Formação Alter do Chão está inserida no contexto da dissertação anterior, o que se traduz em raríssimas datações ao longo de sua imensa área de ocorrência. Até o momento ainda não foi datada qualquer amostra dessa unidade na Bacia do Solimões.

O estudo bioestratigráfico mais recente foi realizado por Dino *et al*. (2000) a partir de amostragem adensada em intervalos continuamente testemunhados dos poços 1-NO-1-AM (Nova Olinda) e 9-FZ-28-AM (Fazendinha). Estes autores reconheceram, a partir da análise integrada de dados sísmicos, perfis elétricos, sedimentológicos e palinoestratigráficos, duas seqüências distintas: Seqüência 1 (Inferior) caracterizada por influxo de terrígenos associados a ciclos de sistemas fluviais meandrantes que evoluem para anastomosados, com retrabalhamento eólico; Seqüência 2 (Superior) composta de ciclos progradacionais flúvio-deltáicos-lacustre. A datação palinológica resultou em idades para estas seqüências, respectivamente, do Alagoas (Aptiano) Superior – Albiano e do Cenomaniano Superior.

Antes do trabalho de Dino *et al*. (2000), a Formação Alter do Chão vinha sendo considerada como tendo sua sedimentação ocorrida entre o Albiano Médio e o Turoniano. No entanto, esses autores identificaram, pela primeira vez, na Formação Alter do Chão, as palinozonas P-270/P-280 e P-380 que definem, respectivamente, que a deposição desta formação se deu entre o Aptiano Superior e Cenomaniano. Desta maneira, o intervalo de tempo (hiato) em que se instalou a extensa discordância, sobre a qual se assentam os sedimentos da base da Formação Alter do Chão foi menor.

O contato entre a Formação Alter do Chão e as unidades paleozóicas se faz, como já foi referido, através de expressiva discordância erosiva. A grande diferença entre as velocidades intervalares dessa formação (V= 2.000 a 2.500 m/s) comparadas com aquelas das rochas paleozóicas e soleiras de diabásio (3.000 a 6.000 m/s), resulta em forte contraste de impedância acústica, o que em seção sísmica se traduz na presença de um refletor com amplitude de excelente qualidade marcando esta superfície discordante (Figura 44). Na borda norte da bacia, alguns quilômetros ao norte do Rio Amazonas, entre as cidades de Manaus e Urucará, foram caracterizadas, em seções sísmicas, feições evidentes de corte e preenchimento de canais na base dessa formação. Eles estão orientados na direção NW-SE, sugerindo que o Escudo das Guianas atuou, na época, como fonte de sedimentos (Figura 45).

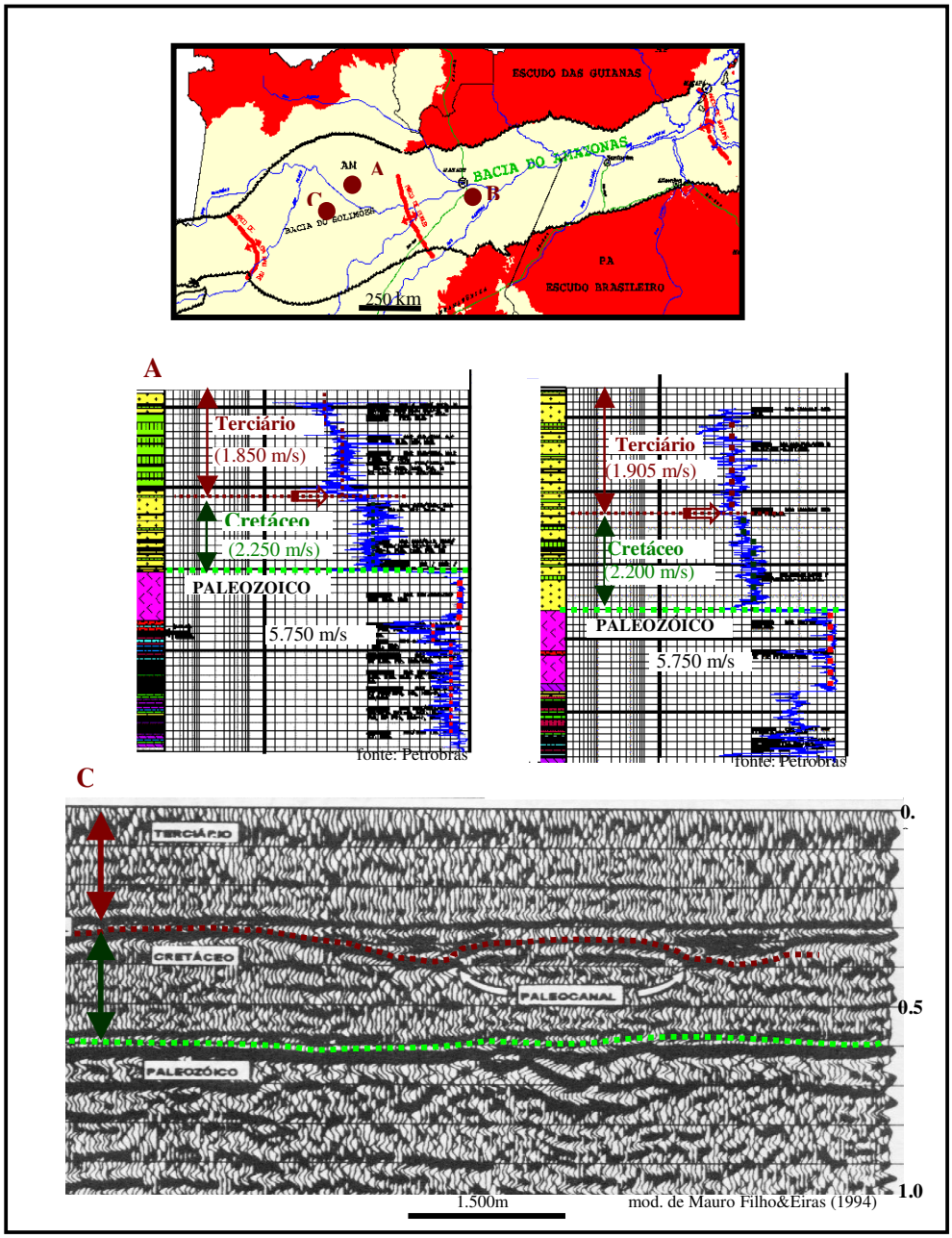
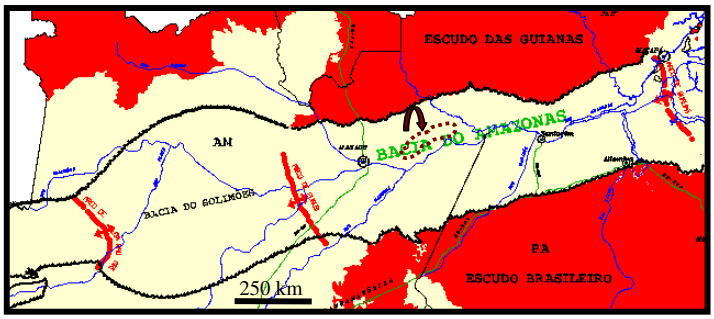
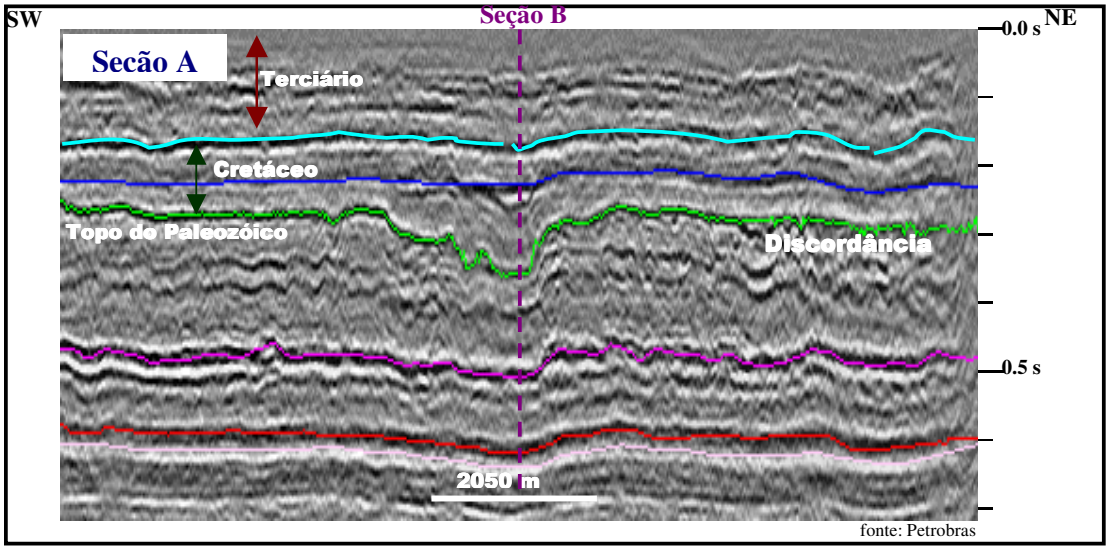


Figura 44 – Perfis sônicos da parte rasa de dois poços (**A**-Solimões e **B-**Amazonas) mostrando o grande contraste de velocidades intervalares entre as seções cretáceo terciária e paleozóica, o qual responde pela excelente refletor que marca o topo da seqüência paleozóica (seção sísmica **C-** Bacia do Solimões). A localização dos perfis é mostrada no mapa inserido na parte superior da figura.





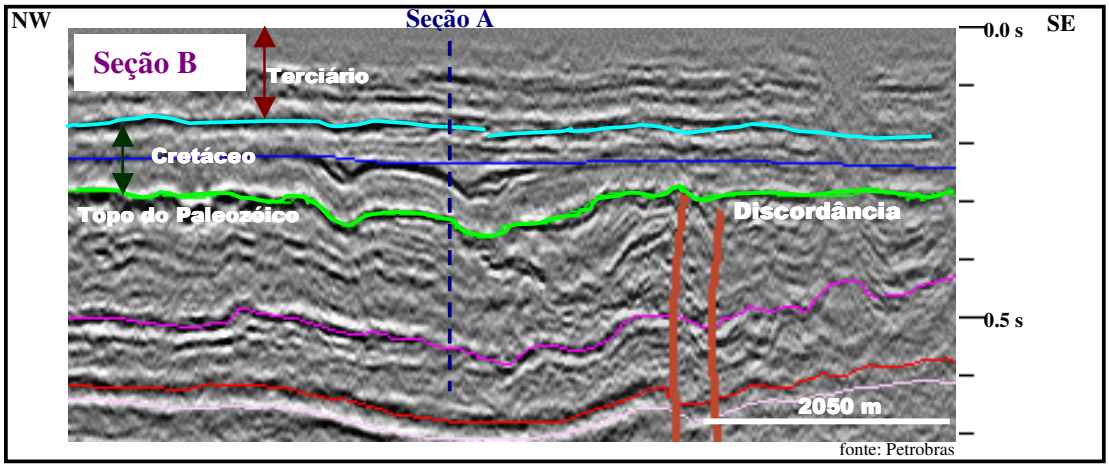


Figura 45 – Feições de corte e preenchimento de canais que ocorrem na borda norte da Bacia do Amazonas, entre as cidades de Manaus e Urucará. A seta curva no mapa indica a região onde estão localizadas as seções sísmicas A e B.

3.3.2.2 - Terciário – Formação Solimões

Na carta estratigráfica da Bacia do Amazonas (Figura 39) proposta por Cunha *et al*. (1994) nota-se que o registro sedimentar equivalente ao Terciário, representado pela Formação Solimões, de ampla distribuição na Bacia do Solimões, não ultrapassa o flanco oeste do Arco de Purus; e a seqüência Cretáceo-Terciária é representada, como um todo, pela Formação Alter do Chão. Na porção leste da bacia, na região do baixo Amazonas, representada na referida carta estratigráfica como Arco de Gurupá, ocorre apenas a Formação Alter do Chão, com idade se estendendo do Cretáceo ao Terciário.

Por outro lado, Caputo (1984b) propôs a denominação de Formação Almeirim para designar uma espessa seção (1.250 m) de idade terciária, composta de arenitos e siltitos pouco consolidados e argilitos avermelhados que foram atravessados pelo poço 2-AL-1 (Almeirim estratigráfico, n°1), na região do baixo Amazonas, na parte leste da bacia. Segundo o autor, os sedimentos da Formação Almeirim são similares aos da Formação Alter do Chão, mas estão separados por discordância. Ele justificou que a individualização dessa unidade se deve ao seu significado paleogeográfico e paleotectônico.

Para Caputo (*op. cit*.) o limite da Formação Almeirim com a Formação Alter do Chão não é claro e, com base em seções sísmicas sugeriu a possibilidade da sedimentação dessa formação ter sido controlada por falhas. O autor concluiu que no Terciário, enquanto a porção leste da bacia do Amazonas estava em subsidência, o lado oeste estava sofrendo soerguimento, o qual pode ser caracterizado, segundo ele, pelos platôs elevados de sedimentos da Formação Alter, com elevações de até 250m, que ocorrem na área do Rio Tapajós.

Na carta estratigráfica da Bacia do Amazonas apresentada por Caputo (*op. cit*.) pode-se constatar a presença de registro sedimentar terciário ao longo de toda a bacia, sendo representado, na parte oeste pela Formação Solimões e no lado leste pela Formação Almeirim.

Pouco tem sido feito em busca da caracterização e datação dos sedimentos terciários na Bacia do Amazonas, pois, além das informações de Caputo (1984b), não se encontra outros dados na literatura a respeito. Neste sentido, é oportuna a comunicação verbal de Caputo, quando da elaboração desta dissertação, que datações palinológicas realizadas em amostras da seção pós-paleozóica do poço 1-AC-1-PA (Alter do Chão, nº 1) resultaram em idades do Terciário para a porção superior.

Daemon & Contreiras (1971) apresentaram uma seção bioestratigráfica onde se constata a presença de 1250 m de sedimentos do Terciário no poço Almeirim (2-AL-1-PA), no baixo Amazonas. Segundo esses autores não há indícios de Terciário na região comprendida entre o poço Nova Olinda (1-NO-1-AM) ao poço Monte Alegre (1-MA-1-PA).

Costa (1993) definiu em seção sísmica, a norte da cidade de Itacoatiara, com base na diferença de caráter dos refletores, duas seqüências sedimentares, tendo correlacionado a superior com a Formação Solimões.

É oportuna a discussão sobre a idade e extensão da Formação Solimões na Bacia do Amazonas para que se possa ter melhor posicionamento cronológico dos eventos tectônicos cenozóicos. Desta maneira, durante o desenvolvimento desta pesquisa tentou-se alcançar esse objetivo, no entanto, não foi possível a obtenção de amostras com qualidades adequadas para a preparação das lâminas palinológicas.

Em vista da dificuldade de se datar a seqüência mais superior do registro sedimentar da Bacia do Amazonas e certo da possibilidade da ocorrência de um pacote de idade terciária ao longo de sua extensão, como foi proposto por Caputo (1984b), optou-se pela busca da caracterização a partir de dados geofísicos (perfis sônicos e seção sísmica). Foi analisado o comportamento acústico e determinadas as velocidades intervalares médias das seqüências sedimentares pós-paleozóicas, como mostrado para os poços A e B da figura 44. Nota-se que a mais superior, em ambos os poços, possui velocidade intervalar menor (1.850 m/s, em A e 1.905 m/s, em B) que a seção basal (2.250 m/s, em A e 2.200 m/s, em B). Verifica-se que no poço A, situado no flanco norte da Bacia do Solimões, onde a passagem do Terciário para o Cretáceo, faz-se através de discordância erosiva, as vezes com estabelecimento de feições de corte e preenchimento de canais, como foi mostrado por Mauro Filho & Eiras (1994) (seção sísmica da figura 44), o contraste de velocidades intervalares entre as formações Solimões e Alter do Chão é marcante. No poço B localizado na borda norte da Bacia do Amazonas, existe também o contraste de velocidades entre duas seqüências, que pode, marcar o contato entre os sedimentos terciários e cretáceos.

Esta observação, ainda que restrita a constatação da variação das velocidades intervalares em perfis sônicos de poucos poços da bacia, é corroborada pela ocorrência em algumas seções sísmicas da área, entre os rios Urubu e Uatumã, de uma discordância erosiva entre duas seqüências sísmicas, interpretadas aqui como equivalentes às formações Solimões e Alter do

Chão. Verifica-se localmente a presença de canais (Figura 46) que, guardando-se as proporções, podem ser correlacionados àqueles mapeados por Mauro Filho & Eiras (*op. cit.*) na passagem do Terciário para o Cretáceo na Bacia do Solimões.

A Formação Solimões tem ampla distribuição na Bacia do Solimões, é constituída de argilitos e arenitos flúvio-lacustres, que atingem 450m de espessura (Caputo 1984b). Segundo este autor, a Formação Solimões corresponde à molassa distal dos Andes que ultrapassou os arcos de Jutaí e Purus, cobrindo por inteiro a Bacia do Solimões e a margem oeste da Bacia do Amazonas, sobreposta à Formação Alter do Chão em discordância erosional. Para ele, a parte mais superior dessa formação deve ser do Pleistoceno ou Holoceno.

Cruz (1984) estabeleceu três zonas palinológicas correspondentes aos intervalos bioestratigráficos do Mioceno, passagem do Mioceno/Plioceno e Plioceno.

Hoorn (1993), com base na análise palinológica do poço 1AS-4 -AM (CPRM), localizado em torno de 80 km a oeste da cidade de Benjamin Constant, estabeleceu a idade da Formação Solimões como Mioceno, distinguindo 05 (cinco) zonas, as quais foram correlacionadas com os zoneamentos existentes para a porção norte da América do Sul. Concluiu que durante o Mioceno Inferior a principal fonte de sedimentos para a região noroeste da Amazônia foi o Escudo das Guianas, a partir de informações de paleo direções de correntes e da mudança de composição dos sedimentos. Na passagem do Mioceno Inferior para o Mioceno Médio, a área fonte principal foi os Andes devido ao soerguimento da Cordilheira Oriental.

É de conhecimento geral que o amplo sitio de deposição dos sedimentos terciários na Bacia do Solimões e nas bacias sub-Andinas foi criado pela subsidência flexural da região cratônica em resposta ao intenso soerguimento da Cadeia Andina, quando da formação da Cordilheira Oriental, no Mioceno, época em que o sistema de drenagem do Rio Amazonas passou a fluir em direção à Fossa do Marajó .

Nota-se pelo traçado aproximado do limite da distribuição das formações Solimões e Pebas, na região sub-Andina (Figura 47), apresentado por Hoorn (1993), sobre a parte norte do mapa geológico da América do Sul (Shobbenhaus *et al*., 2000), que a sedimentação terciária se estendeu além do Arco de Purus. Talvez o efeito flexural, decorrente da subida dos Andes, tenha sido mais intenso até essa área, mas pode ter afetado também a região da Bacia do Amazonas, criando-se, assim, espaço deposicional para os sedimentos do Terciário.

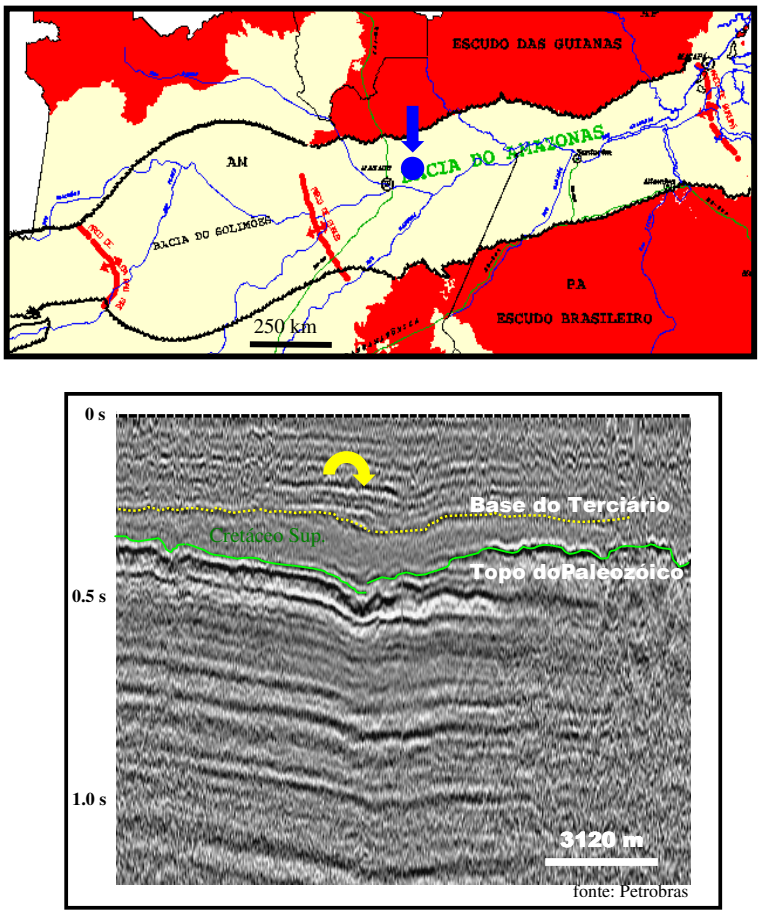


Figura 46 – Feição de corte e preenchimento de canal da seqüência sísmica que está sendo proposta como sendo de idade Terciária. No mapa acima está indicada a localização da seção sísmica.



Figura 47 - Limite da distribuição das formações Solimões e Pebas (bacias sub-Andinas), segundo Hoorn, 1994 (modificado de Shobbenhaus *et al*. 2000).

3.3 TECTÔNICA

3.4.1 Aspectos regionais e o evento tectônico Juruá

No mapa de arcabouço tectônico da Bacia do Amazonas (Figura 48) destacam-se as estruturas associadas à sua evolução, representadas pelas linhas de charneiras Norte e Sul, e pelos arcos regionais de Purus e Gurupá. As linhas de charneira refletem o sistema de falhas extensionais relacionados à evolução extensional paleozóica da bacia. Em seções sísmicas são marcadas por significativa quebra de mergulho nos refletores, o que denota a passagem de uma região de plataforma para uma área mais profunda da bacia. Os arcos regionais são amplas feições que delimitam a Bacia do Amazonas e que durante sua evolução foram ativos do ponto de vista tectônico, controlando a sedimentação de algumas seqüências paleozóicas.

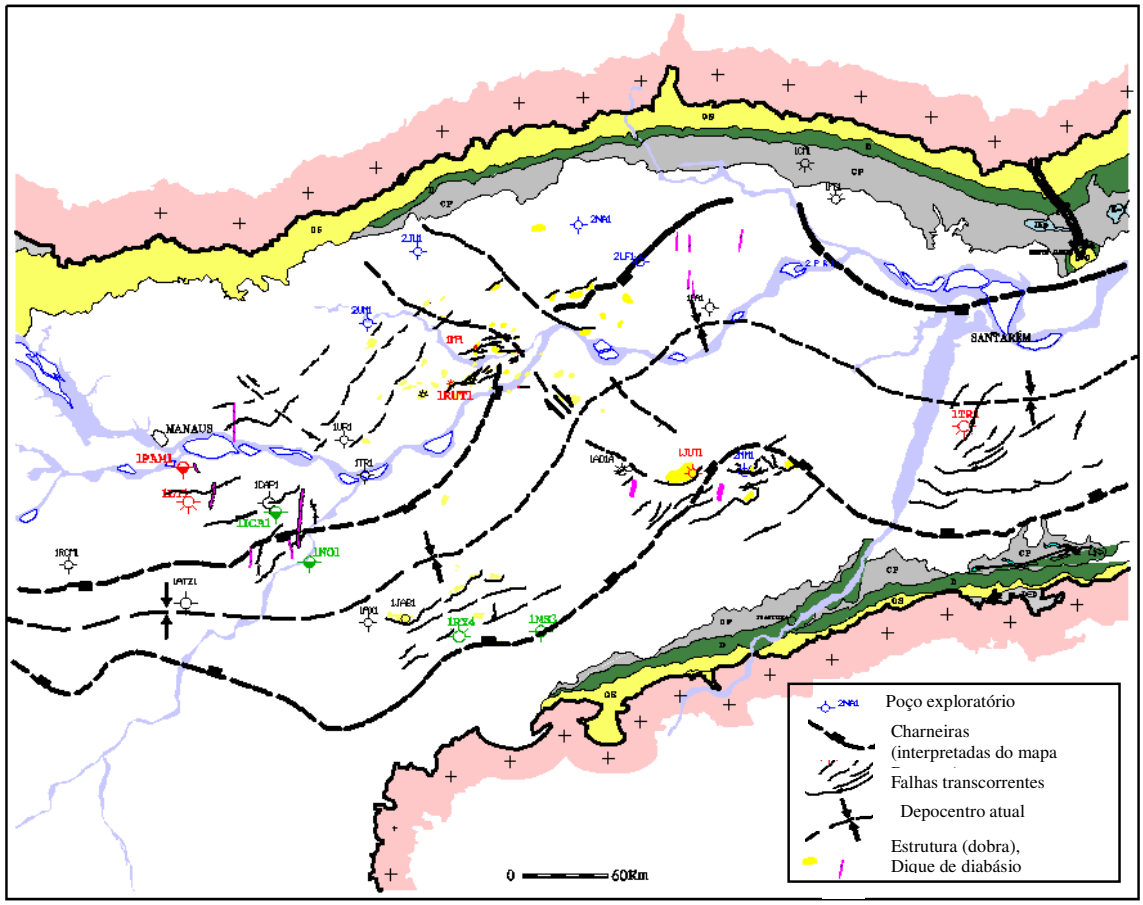


Figura 48 – Mapa de arcabouço estrutural da Bacia do Amazonas, (fonte: Petrobrás).

Destacam-se os lineamentos que atravessam a bacia com direção NW-SE, que foram inicialmente referidos por Oliveira & Castro (1971) a partir de dados gravimétricos. Araújo (1972) interpretou, com base no mapa estrutural sísmico de refração do embasamento, um conjunto de falhas transcorrentes dextrais transversais à bacia (Figura 49). Rezende & Brito (1973) apoiados na interpretação de Araújo (1972.) mostraram que essas falhas coincidem com os principais lineamentos do embasamento e propuseram que os mesmos influíram fortemente na geração das referidas falhas que atravessam a bacia quando do evento denominado por eles de *Tectônica Cratônica de Cisalhamento*. Wanderley Filho (1991) denominou de falhas de transferência quatro desses lineamentos transversais, como: Jari-Pacajaí, Paru-Anapu, Faro-Juruti e Manacapuru-Rio Negro (Figura 50). Segundo ele, os depocentros de quase todas as unidades litológicas e o eixo das anomalias gravimétricas positivas são deslocados por essas falhas, "impondo à bacia a forma *dog-leg*". Essas falhas, na opinião do autor, permaneceram ativas pelo menos até o Terciário em contraposição à interpretação de Andrade & Cunha (1971) que postularam que a movimentação desse sistema de falhas ocorreu até o Carbonífero.

Na Bacia do Amazonas, assim como na Bacia do Solimões, os dados sísmicos não têm revelado de maneira conspícua a presença de estruturas formadas durante o Paleozóico. No entanto, em algumas seções sísmicas é possível a caracterização de falhas paleozóicas, normalmente reativadas no Mesozóico. A dificuldade em se caracterizar essas falhas decorre do fato delas, na maioria das vezes, não desenvolverem grandes rejeitos, o que dificulta sobremaneira a visualização em seção sísmica, e também porque foram obliteradas pelas estruturas geradas durante o tectonismo mesozóico e cenozóico.

A geologia estrutural das bacias paleozóicas brasileiras ganhou grande impulso a partir dos levantamentos sísmicos de reflexão. Na Bacia do Solimões a aquisição sísmica realizada nos anos 70 revelou a existência de um alinhamento de dobras associadas a falhas reversas de idade mesozóica. A continuidade da prospecção sísmica e a descoberta do campo de gás do Juruá, em 1978, motivou os exploradores da bacia, os quais empenharam-se em investigar mais detalhadamente os aspectos estruturais da mesma. Isto resultou na elaboração de diversas hipóteses e modelos abordando a origem e cinemática dos esforços que geraram as estruturas, do que se definiu como evento tectônico Juruá. Este foi o mais relevante dos eventos que afetaram as bacias paleozóicas do Solimões e Amazonas. As estruturas geradas neste episódio são aquelas

que se têm revelado como portadoras de petróleo nas referidas bacias, principalmente na Bacia do Solimões.

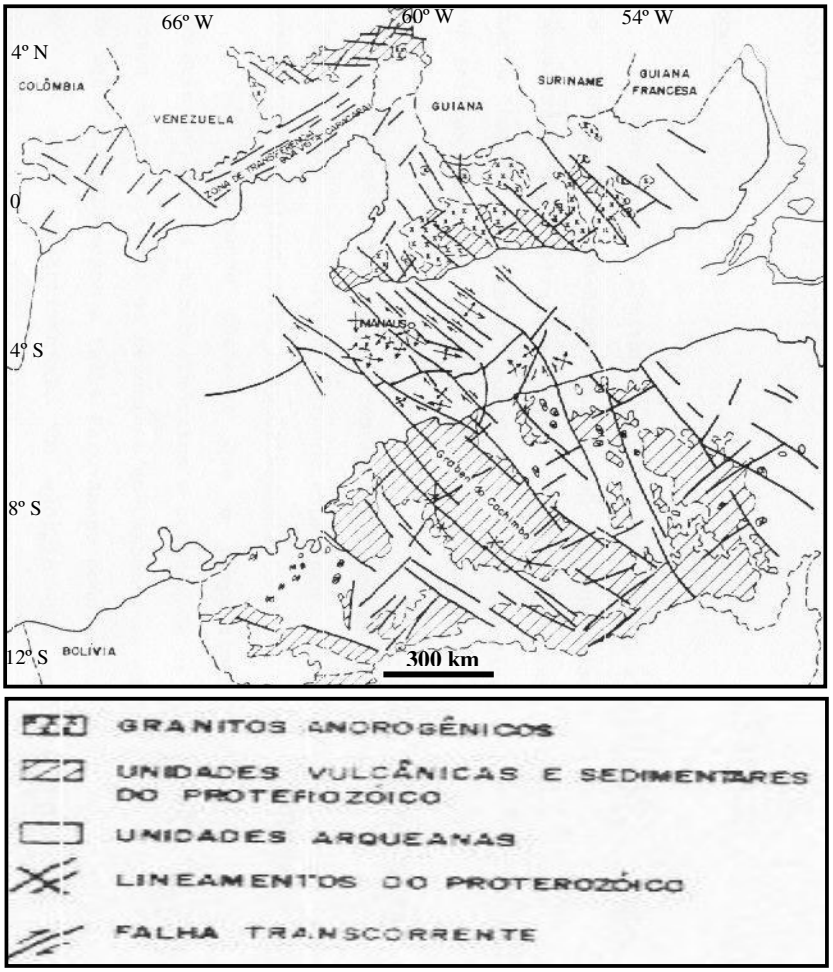


Figura 49 – Mapa da região Amazônica onde se vê as falhas transcorrentes na Bacia do Amazonas mapeadas por Araújo (1972) e os principais elementos estruturais do Proterozóico Superior interpretados por Costa *et. al*. (1991).

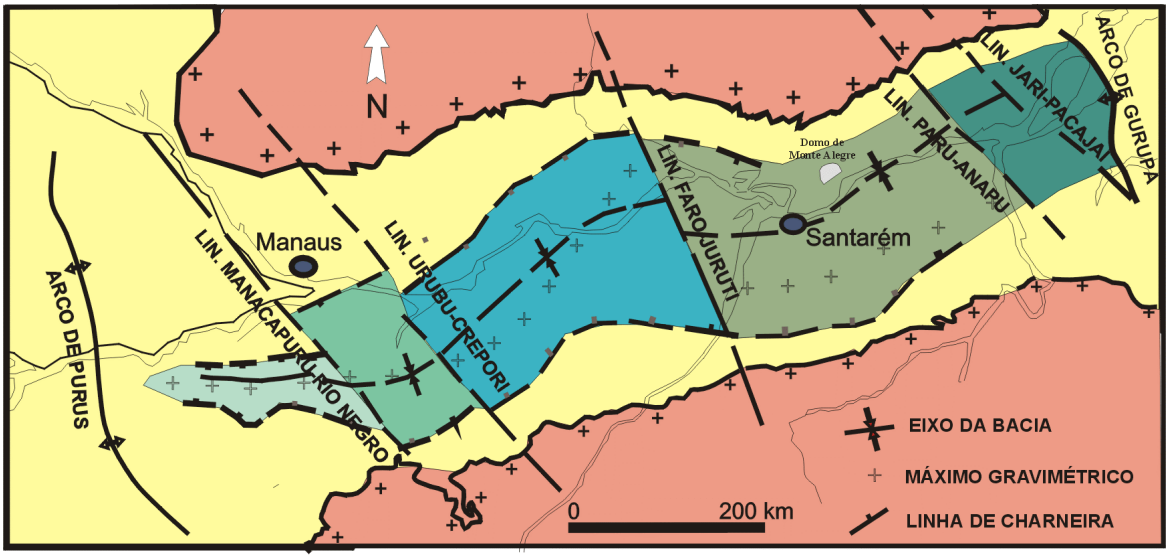


Figura 50 – Lineamentos NW-SE, transversais à bacia, interpretados como falhas de trasferências por Wanderley Filho (1991).

Ainda que a presente dissertação tenha como objetivo central a análise e caracterização das deformações de idade cenozóica da Bacia do Amazonas, faz-se oportuno apresentar aqui o estado de conhecimento do evento tectônico Juruá, como subsídio para a compreensão desta pesquisa. Este evento está mais desenvolvido na Bacia do Solimões, onde foi originalmente identificado e caracterizado e, portanto, a maior parte dos trabalhos dizem respeito à essa bacia, como se pode verificar, a seguir:

Szatmari *et al*. (1975) apontaram para a existência de duas feições estruturais proeminentes na bacia : o Alto do Jutaí e o baixo do Juruá, reflexos da Orogenia Herciniana Tardia (Permiano Médio) cuja atuação foi nítida na faixa Andina, a oeste.

Schneider & Carneiro (1976), no relatório " Reavaliação das possibilidades petrolíferas da Bacia do Alto Amazonas" concluíram que as estruturas "recém-mapeadas na bacia" poderiam ter sido originadas por esforços compressivos relacionados à Orogenia Andina (Cretáceo-Terciário).

Szatmari (1981), com base no estudo das fases orogênicas da evolução da Cordilheira dos Andes, relacionou as estruturas da região de Juruá com a Orogenia Herciniana tardia, atuante no Permo-Carbonífero. Segundo o autor, a estruturação resultou do empurrão para leste do alto granítico raso de Iquitos contra a seqüência paleozóica da calha amazônica.

Esteves[64] *apud* Esteves (1984) atribuiu a estruturação da Bacia do Alto Amazonas aos esforços compressivos atuantes no Juro-Cretáceo, relacionados à movimentação da placa convergente de Nazca em direção à placa divergente Sul Americana.

Szatmari (1983, 1984) propôs que a zona de falhas do Juruá poderia ser parte de um lineamento de direção NE-SW que atravessa o continente Sul Americano desde o *Graben* do Tacutu na fronteira do Brasil com a Guiana Britânica até Pisco na costa Pacífica Peruana (Figura 51). O bloco situado a noroeste desse lineamento, segundo o autor, deslocou-se para sudoeste, durante a abertura do Golfo do México e Oceano Atlântico Norte. Este deslocamento sinistrógiro foi acompanhado por pequena rotação anti-horária que teria ocasionado distensão no *Graben* do Tacutu e compressão na região do Juruá, cuja intensidade seria decrescente de sudoeste para nordeste.

O autor apresentou três possibilidades de idade da estruturação da Faixa de Dobramentos de Juruá, a saber: a) permo-triássica (penecontemporânea à deposição da Formação. Andirá, mas anterior às intrusões de diabásio); b) juro-triássica (aproximadamente contemporânea às intrusões); e c) neocomiana-aptiana (posterior às intrusões). Fez considerações quanto a dificuldade de se dobrar uma seqüência sedimentar que contém mais de 1.000 m de diabásio. Segundo ele, fases de dobramentos alternavam-se desde o início do Triássico, com fases de intrusão, durante a redução temporária dos esforços compressivos.

Esteves (1984) reformulou o modelo de compressão proposto em 1982 e concluiu que os esforços compressivos de direção NE-SW foram atuantes no Jurássico Médio-Superior e Cretáceo Inferior, e originaram os dobramentos do Juruá. Tais esforços resultaram na formação e individualização das placas tectônicas do Caribe, Cocos e Nazca.

Caputo (1984a) propôs a substituição do nome Bacia do Alto Amazonas por Bacia do Solimões em virtude de suas peculiaridades tectônica e estratigráfica em relação ao restante da Bacia do Amazonas. Neste trabalho o autor discute os modelos tectônicos, até então propostos, no qual destaca que Szatimari *et al*. (1975) salientaram que a Bacia do Solimões sofreu esforços de compressão resultante da subducção da Placa de Nazca durante a orogenia herciniana e que as estruturas com gás de Juruá estariam localizadas na interseção de um *trend* reativado de direção E-W com outro de direção NNE-SSW.

---

[64] ESTEVES, F.R.. 1982. Exploração na área do Juruá. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE PETRÓLEO, 2, Rio de Janeiro. *Anais*...Rio de Janeiro. CNP, 23, 46p.

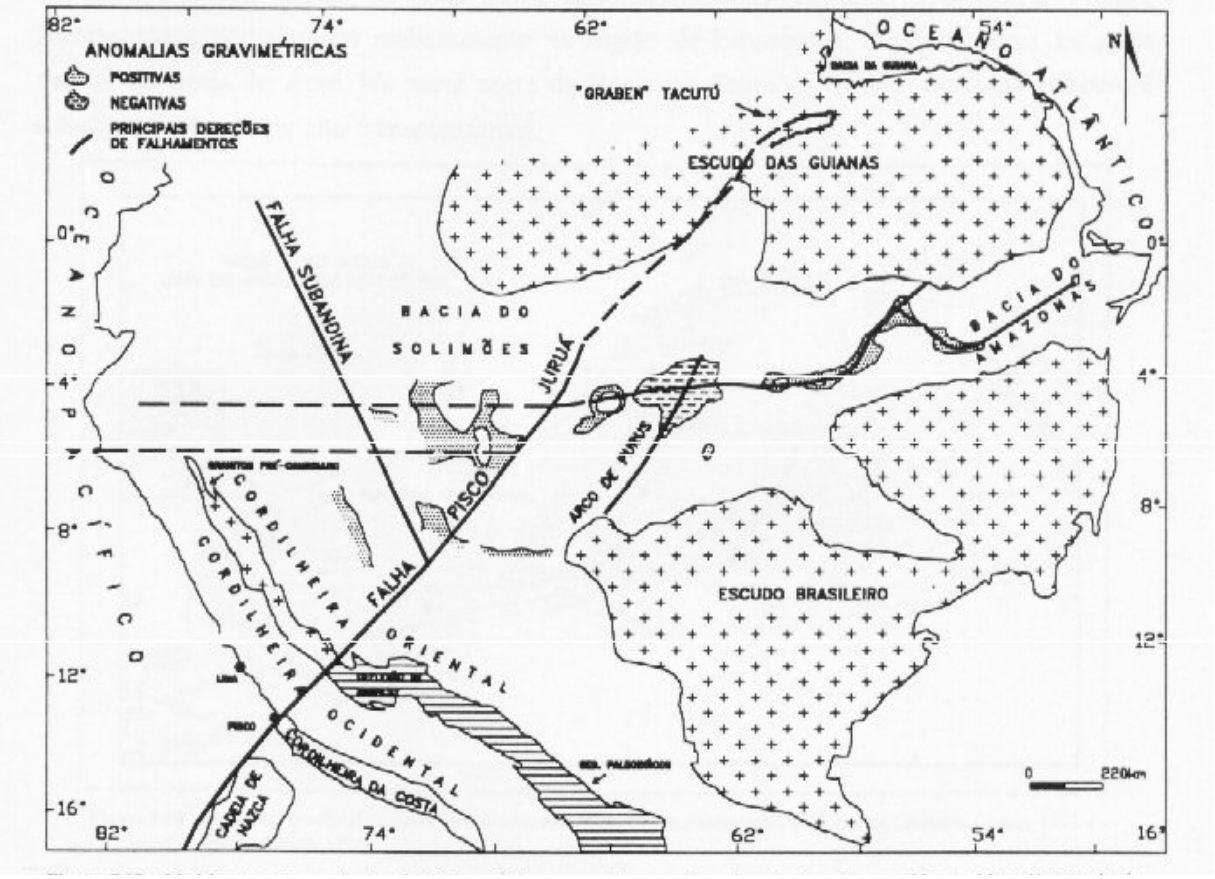


Figura 51 – Modelo proposto por Szatmari (1983 e 1984) referente à origem das estruturas do Mesozóico nas bacias do Solimões, Tacutu e subandinas (Oliveira ,1994a, modificado de Porsche, 1985).

Dentre outras evidências que, se contrapõem ao modelo de transcorrência sinistral proposto por Szatmari (1983) apresentam-se duas, a seguir:

1) “A presença de sedimentos juro-triássicos no Atlântico Norte e Golfo do México mostra que havia um oceano jurássico e, portanto, a América do Norte já estava desligada da América do Sul e não poderia ao mesmo tempo se deslocar para sudoeste ao longo da falha de Juruá”

2) “A sedimentação juro-triássica ocorrida no Golfo do México e Atlântico Norte indica que ambos abriram simultaneamente com o deslocamento da América do Norte para o quadrante NW. Todas as restituições da abertura do Atlântico Norte e Golfo do México mostram falhas

transformantes com direção NW-SE, isto é, com direção perpendicular a da falha do Juruá e centros de expansão (dorsais) do assoalho oceânico com direção NE-SW".

Na síntese de Caputo (1984a) foi ressaltado que os dados levantados suportam apenas que incidiram esforços compressivos, com dobras, falhas inversas e falhas de rejeito direcional perpendiculares à zona estruturada do Juruá decorrentes do encurtamento crustal ocorrido na área devido à compressão. Não suportam, portanto, a existência de uma falha transcorrente que se estenderia desde a Guiana Britânica até Pisco no Peru (Figura 51).

Caputo (1985) analisou as estruturas que ocorrem na região do Juruá e propôs a atuação de esforços compressivos de direção NW-SE (Figura 52) que geraram um sistema de falhas transcorrentes de direção geral N 75° E, com largura de 60 a 80 km e extensão de cerca de 650 km; e que, segundo o autor, mostra um padrão semelhante ao estabelecido por Moody (1973), em sua análise de grandes falhas no globo terrestre, no qual mostra que a orientação de esforços primários e secundários originara estruturas ao longo de uma zona de transcorrência.

Concluiu que "as estruturas que compõem o sistema de falhas Juruá se enquadram em uma tectônica transpressiva com movimento dextrógiro ("*right-lateral*"), ao longo do alinhamento Juruá, com direção geral N 75° E. Concluiu também que "uma vez que as soleiras de diabásio foram falhadas e deslocadas e submetidas a esforços compressivos, é evidente que o evento Juruá ocorreu posteriormente à atividade magmática (Neojurássico). Outrossim, a Formação Alter do Chão, de idade pré-aptiana, não foi afetada pelos falhamentos; apenas em certos locais a seção acima da discordância mostra efeitos de compactação diferencial. Tanto a seção paleozóica e as soleiras quanto as dobras e as falhas foram truncadas pela discordância pré-Alter do Chão (pré-aptiana) indicando que a estruturação se deu no fim do Jurássico e antes do Aptiano".

Sugeriu que no início do Cretáceo, com a abertura do Oceano Atlântico Sul, a região noroeste da América do Sul ficou submetida a esforços compressivos horizontais de grande magnitude, originando a zona de transcorrência de Juruá. Por fim destacou que a presença, na Colômbia de ofiolitos metamorfizados há 126 Ma (Restrepo & Toussaint[65] *apud* Caputo, 1985) sugere convergência e colisão da porção NW da placa Sul Americana com um arco de ilhas, no início do Cretáceo.

[65] RESTREPO, J. J. & TOUSSSAINT, J. F. 1975. Idades radiométricas de algumas rochas da Antioquia, Colômbia, Midellin. *Publ. Espc. Geol*. 6, p. 1-24

Porsche (1985) foi o primeiro a fazer um estudo mais detalhado da zona de dobramentos do Juruá. A partir da análise estrutural das dobras e falhas, e resultados de modelagem física, estabeleceu que o desenvolvimento dessa zona de dobramentos foi a partir de uma zona de transcorrência dextral originada pelo deslocamento oblíquo dos blocos crustais adjacentes em escala regional, com forte componente transpressional. Sua interpretação para as várias direções de falhas existentes configura um conjunto de relações angulares coerentes com os observados na teoria (Figura 53)

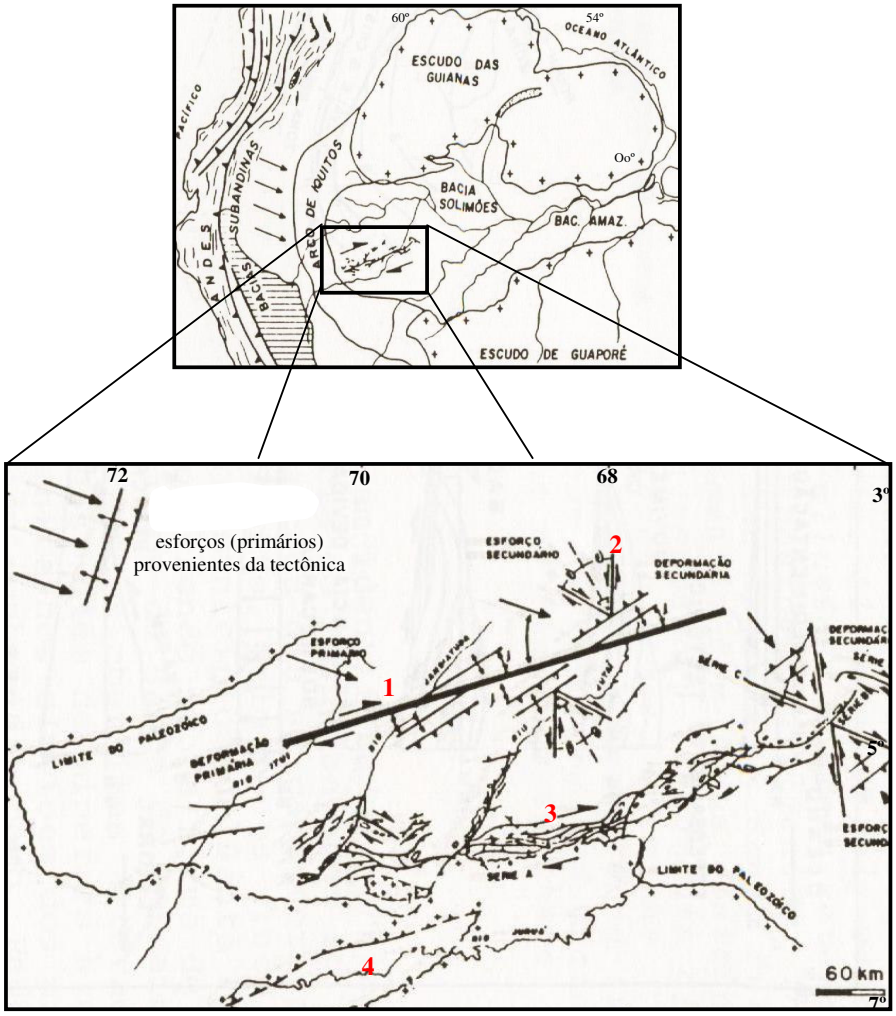


Figura 52 – Modelo proposto por Caputo (1985), baseado na proposição de Moody (1973), para origem das estruturas da região do Juruá, bacia do Solimões; **1** e **2-** zona de transcorrência principal (deformação primária) e dobras e falhas reversas (deformação secundária); **3-** sistema de falhas transcorrentes com dobras e falhas reversas associadas que configuram os trends estruturais portadores de petróleo, com padrão semelhante ao de Moody (1973) e **4**- baixo de Eirunepé.

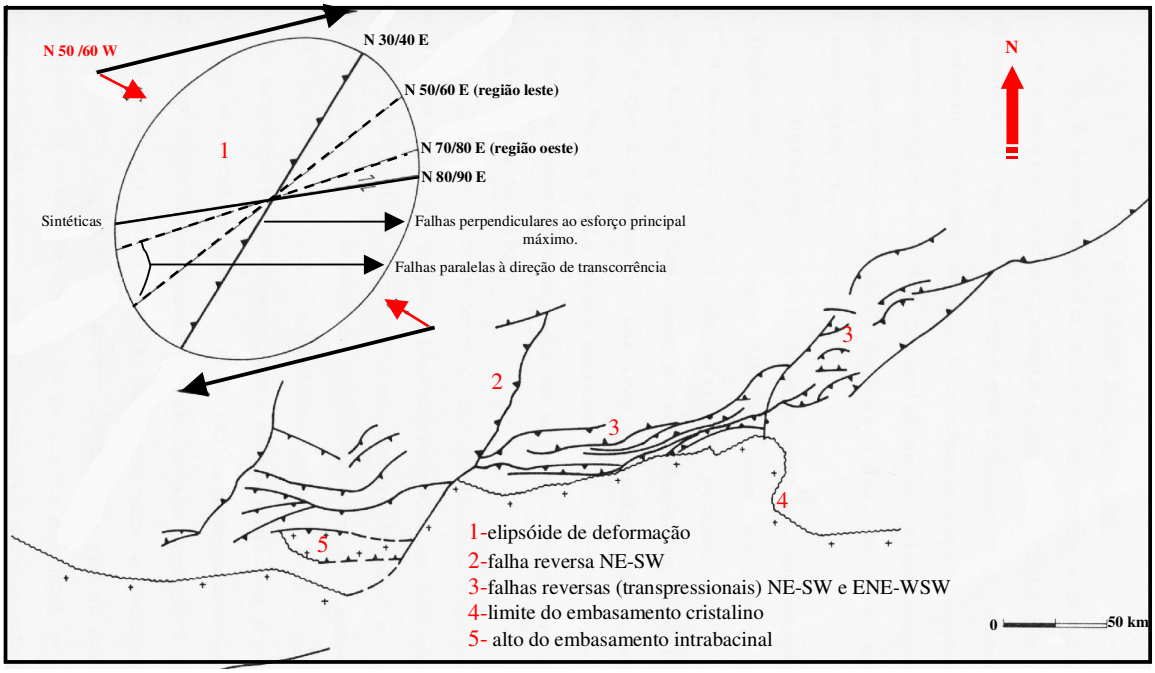


Figura 53 – Elipsóide de deformações da área do Juruá com os tipos de falhas identificados (modificado de Porsche, 1985).

Quanto à origem dos esforços, estabeleceu três possibilidades: a) um choque da porção NW da América do Sul com um Arco de Ilha, como apresentado por Caputo (1985); b) uma subducção oblíqua, dependente do ângulo de convergência entre as placas e associada, nos Andes, às deflexões nas margens continetais da América do Sul; c) uma diferente inclinação da zona de Benioff, do tipo que ocorre atualmente nos Andes. Contudo, ressaltou que "somente um estudo mais aprofundado poderá vir a fornecer uma luz sobre qual das situações realmente foi a responsável pela estruturação".

Segundo o autor, o aumento gradativo da deformação, de leste para oeste, é, a primeira vista, um ponto problemático para aplicação de um modelo de transcorrência dextral, e isto teria levado Szatmari (1983, 1984) a propor o modelo de rotação anti-horária ao longo da Falha Pisco-Juruá, já que em suas modelagens experimentais foi observado que a maior deformação ocorria na parte leste.

Como o deslocamento ao longo da zona de falha diminui para leste, o autor sugeriu que parte do deslocamento pode ter sido dissipado através de encurtamentos crustais ao longo das dobras, e dissipação mais significativa talvez tenha sido devido à crosta não se comportar como um corpo perfeitamente rígido. Foi sugerido, a partir da medida em seções sísmicas na porção

leste da zona de dobramentos e ortogonais a ela, de encurtamento crustal (aproximadamente 1 quilômetro), que o deslocamento lateral ao longo da faixa de dobramentos do Juruá teria sido da ordem de um a dois quilômetros, na parte leste e da ordem de dezenas de quilômetros, na parte oeste.

Porsche (1985) ressaltou que a estruturação do Juruá não pode ser datada com precisão, em vista dela ter ocorrido durante um amplo hiato no registro sedimentar da bacia desde o Permiano Superior ao Cretáceo Inferior; sendo as idades das soleiras de diabásio, para ele, os pontos de referência mais precisos. E com base nessas idades concluiu que a estruturação foi posterior às intrusões de diabásio e antecedeu a deposição dos sedimentos aptianos da base da Formação Alter do Chão, tendo ocorrido, portanto, entre o Jurássico Inferior e o Aptiano.

Campos & Teixeira (1988a, 1988b), a partir da integração de dados de aeromagnetometria, gravimetria, morfo-estrutural e sísmica, identificaram na região entre os rios Tapajós e Xingú, um alinhamento de estruturas de caráter compressional com direção N 65 E, e aparentemente, segundo eles, teriam a mesma idade das estruturas compressivas que ocorrem na região do Alto Amazonas, na Bacia do Solimões. Os esforços responsáveis pelo desenvolvimento do referido alinhamento estrutural, de idade pré-eocretácea, teriam direção ENE-WSW, relacionados à evolução do *Rift* do Marajó e abertura do Atlântico Equatorial, a leste, e da zona de subducção Andina, à oeste. Para esses autores, nessa época, houve inversão tectônica da bacia, provocando soerguimento generalizado da mesma.

Caputo & Silva (1990) atualizaram o modelo de Caputo (1985) acrescentando alguns dados obtidos no decorrer dos estudos de prospecção de hidrocarbonetos na bacia. Denominaram a zona principal de falhas de Megacisalhamento do Solimões que se estende por cerca de 1.300 km (Figura 54), com largura de 70 a 100 km. Nesta faixa eles incluíram o alto tranpressional central ao norte de Eirunepé, onde o embasamento está sob a cobertura cretáceo-terciária. Eles admitiram que a megazona de cisalhamento se estendeu, para sudoeste, além dos limites da bacia e para nordeste além do Arco de Purus, tendo afetado inclusive a Bacia do Amazonas. Definiram três conjuntos principais de falhas (A, B e C) ao longo do megacisalhamento. Ao conjunto B estão associadas as estruturas *en échelon*, portadoras de petróleo da bacia, repressentadas de oeste para leste pelos *trends* escalonados de Jandiatuba, Jutaí, Ipixuna, Juruá e Urucu

(Apoluceno Neto & Tsubone[66] *apud* Caputo, 1990). Para os autores, a orientação destes *trends* permitiu que concluíssem que "o alinhamento estrutural, sem dúvida alguma, resultou de movimento dextrógiro."

Destacaram que, em certas situações, o embasamento e a seção estratigráfica basal mostram-se falhados, e a seção superior está apenas dobrada, acomodando-se sobre o traço de falha, indicando que os esforços foram transmitidos à seção sedimentar por movimentação do embasamento.

Barros & Carneiro (1990, 1991) estabeleceram dois sistemas tectono-sedimentares para a evolução das bacias subandinas: Sistema Pré-Andino (Ordoviciano–Eopermiano) e Sistema Andino (Neopermiano–Terciário). Denominaram o evento tectônico que ocasionou uma forte inversão tectônica, logo após um período extensional, nas bacias de Marañon, Ucayali, Acre e Solimões, de Orogenia Juruá. Esta fase teria promovido forte deformação na região *foreland* da Cordilheira Andina, caracterizada por amplas estruturas em flor, dobras e falhas inversas. A partir da interpretação de seções sísmicas regionais, inferiram uma idade do Mesotriássico para este evento tectônico, uma vez que, na Bacia de Marañon, a seqüência sísmica correspondente aos sedimentos do intervalo Neotriássico/Neojurássico (Formações Pucará e Sarayquillo) não estão afetados por este evento e os seus refletores estão em *onlap* com a seqüência sísmica inferior, de idade paleozóica/triássica inferior, que se apresenta intensamente deformada (Figura 55). Segundo eles, a Zona de Deflexão de Huancabamba poderia estar relacionada a grandes sistemas de falhas transcorrentes de direção E-W, que se propagam da sutura andina para a região cratônica.

[66] APOLUCENO NETO, A. F. & TSUBONE, K. 1988. A descoberta de petróleo do Rio Urucu, Bacia do Solimões. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 35, Belém, 1988. *Anais*... Belém. SBG: 6, p. 2.416-2.427.

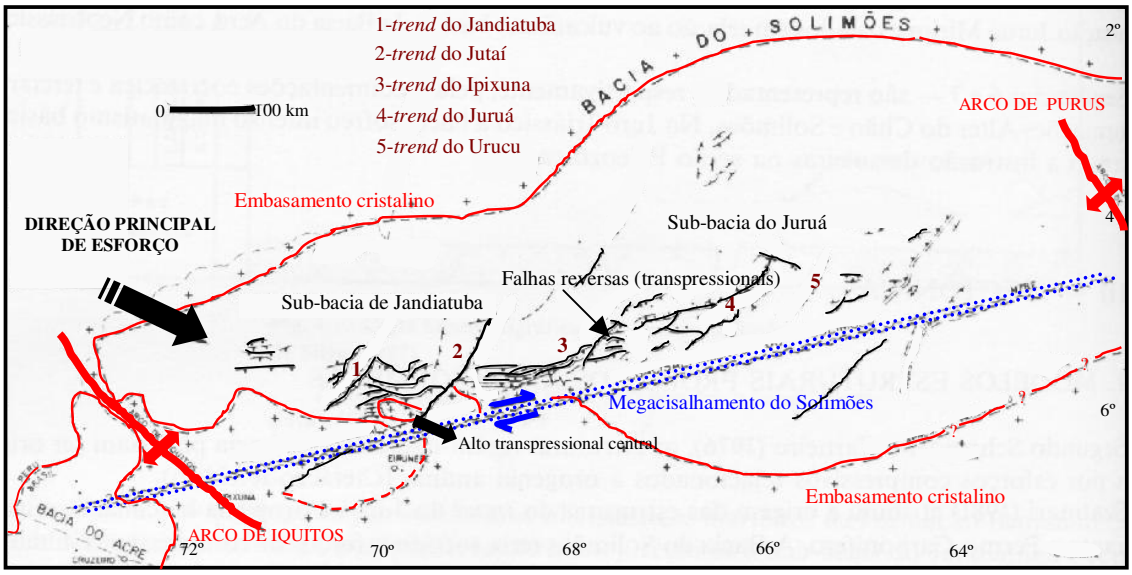


Figura 54 – Modelo proposto por Caputo e Silva (1990) para o desenvolvimento das estruturas observadas na Bacia do Solimões, relacionadas ao desenvolvimento de um megacisalhamento, (modificado de Caputo & Silva, 1990).

Campos *et al*. (1991) relataram que a Orogenia Juruá, definida por Barros & Carneiro (1990, 1991) corresponde, em tempo, à Orogenia Eo-Kimeriana, ocorrida no Meso/Neotriássico. As soleiras de diabásio, de idade eotriássica e formadas durante um evento distensivo anterior, foram dobradas e falhadas pelos esforços decorrentes do tectonismo Juruá. Referiram-se quanto à possibilidade de intrusões mais recentes terem ocorrido como resultado das reativações por basculamento posteriores ao evento compressional. Para eles, os pulsos orogênicos terciários, que reativaram falhas mais antigas na Bacia do Acre e originaram a faixa de falha de Batã, aparentemente não afetaram os sedimentos cretáceos e terciários da Bacia do Solimões, "possivelmente devido ao anteparo dos escudos pré-cambrianos e arcos regionais que limitavam a bacia". Apresenta-se a partir deste trabalho duas seções sísmicas regionais que atravessam as sub-bacias de Jandiatuba e de Juruá (Figura 56) e o mapa de arcabouço estrutural da Bacia do Solimões (Figura 57).

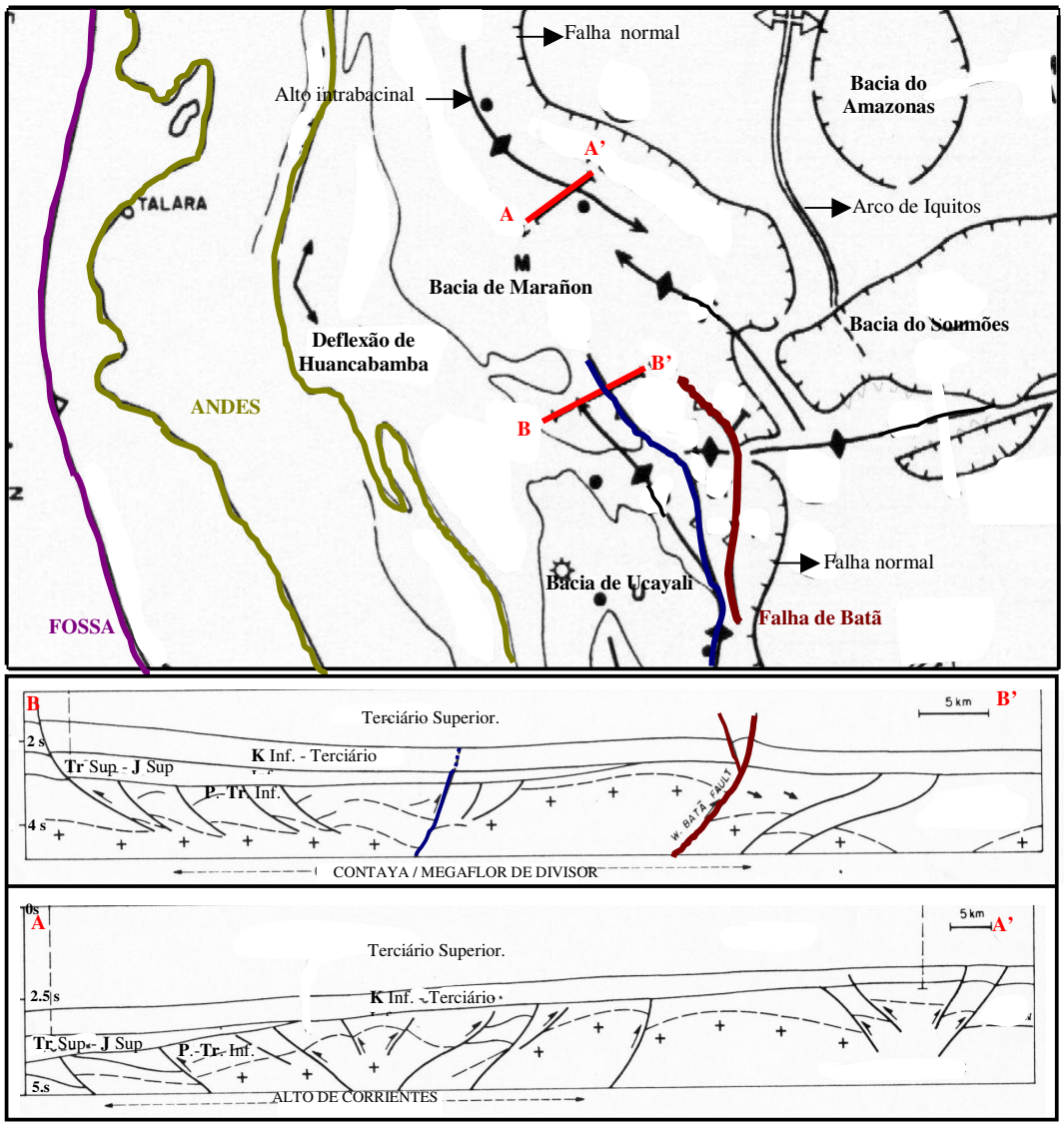


Figura 55 – Mapa da região Andina e sub Andina do Peru com destaque para as seções sísmicas A-A' e B-B' e esboço da interpretação das seções por Barros & Carneiro (1990), (modificado de Barros & Carneiro, 1990).

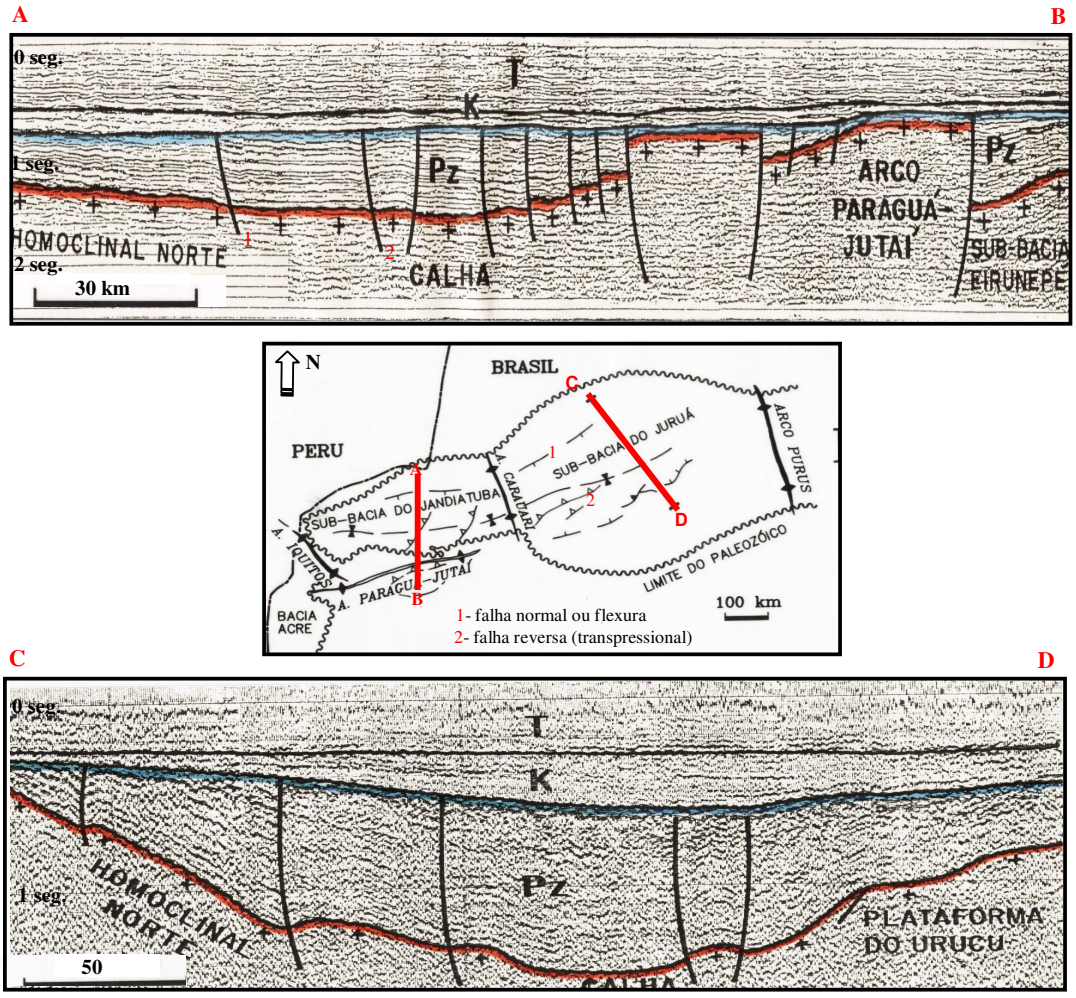


Figura 56 – Perfis sísmicos da Bacia do Solimões, através das sub-bacias de Jandiatuba e Juruá, (modificado de Campos *et. al*. 1991).

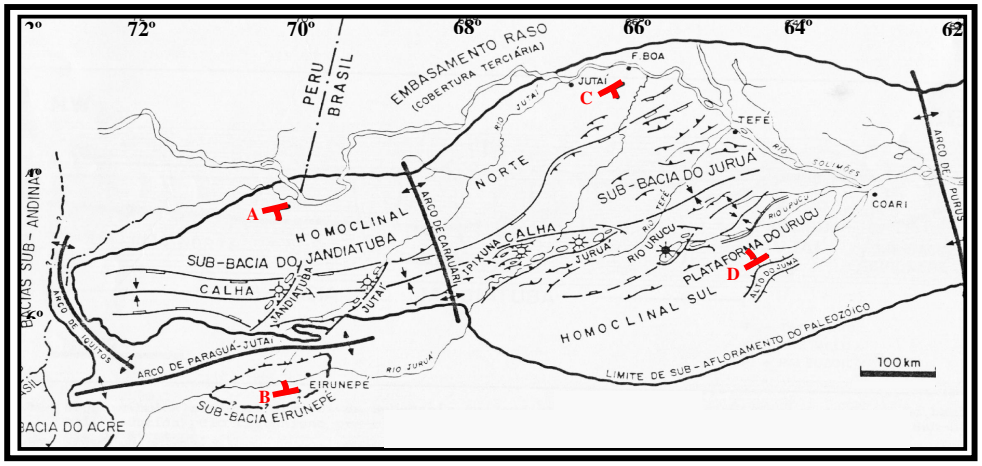


Figura 57 – Mapa de arcabouço estrutural da Bacia do Solimões. Notar a posição dos perfis sísmicos regionais da figura anterior, (modificado de Campos *et. al*. 1991)

Affonso (1991), a partir da análise qualitativa e quantitativa das feições lineares observadas nos dados aeromagnetométricos da Bacia do Solimões, concluiu que as anomalias de alta freqüência estariam diretamente relacionadas aos dobramentos e falhamentos das soleiras de diabásio. Concluiu também que o arranjo geométrico, em mapa, dessas feições magnéticas é "altamente correlacionável com o padrão de feições estruturais, implantadas através da evolução e desenvolvimento de zonas de cisalhamento direcionais (*strike slip shear zones*) ou transcorrentes". O autor destaca em seu trabalho: "podemos afirmar que, de um modo geral, o padrão estabelecido pela configuração estrutural observada é correlacionável ao estabelecimento de um regime predominantemente transpressivo, se levarmos em consideração o binário cisalhante no sentido dextral". Especulou que estes esforços cisalhantes podem ter associações com esforços semelhantes, contemporâneos, na Bacia do Acre; e afirmou que eles são correlacionáveis com eventos, de mesma idade, que afetaram as bacias do Médio e Baixo Amazonas, baseado nos tipos de estruturas descritas em Campos & Teixeira (1988b) e Travassos & Barbosa Filho (1990).

Segundo E. Liandrat (informação verbal, 1999) as anomalias magnéticas são ocasionadas principalmente pelo espessamento das soleiras mais rasas de diabásio. Para ele, o desnível estrutural causado por dobramentos e falhamentos não originariam tais amomalias.

Apesar do autor ter feito referência às dobras e falhas descritas em Porsche (1985), de idade mesozóica, como responsáveis pela origem das feições lineares de alta freqüência, admite também que tais anomalias magnéticas são correlacionáveis àquelas que ocorrem na Bacia do Amazonas e que foram geradas durante o evento tectônico terciário, como proposto por Campos & Teixeira (1988b) e Travassos & Barbosa Filho (1990).

Wanderley Filho (1991) considerou como precário o conhecimento da tectônica do Cretáceo Inferior, tanto na Bacia do Amazonas como na do Solimões. Segundo ele, as idéias existentes em relação à movimentação das falhas transcorrentes na Bacia do Solimões são conflitantes e poucos trabalhos dão ênfase às estruturas do Cretáceo, no caso da Bacia do Amazonas. Para as dobras e falhas reversas do Eojurássico/Neocretáceo, argumentou que estão intimamente associadas com as linhas de charneiras de direção NE-SW e ocorrem em faixas lineares que passam gradualmente para zonas deformadas no Terciário. Por fim, ele concluiu que a movimentação tectônica do Eocretáceo se manifestou como compressiva em um segmento da

bacia e distensiva, em outro; e que a maior dificuldade em separar o evento transcorrente do Cretáceo é devido à reduzida qualidade dos dados sísmicos.

Fortes (1993) propôs um modelo de evolução tectono-sedimentar abrangendo tanto a Bacia do Solimões quanto a do Amazonas, em que um amplo sistema de megacisalhamento sinistral responderia direta ou indiretamente pelo desenvolvimento tectônico e estratigráfico do Pré-Cambriano ao Cenozóico. A partir da base cartográfica do Mapa Tectônico da América do Sul (DNPM/CGMW/UNESCO, 1978), desenhou o modelo (Figura 58) proposto por ele (Fortes 1993a, 1993b) e compilou os dados estruturais que já haviam sido reunidos por Rod[67]; Case[68]; Scheidegger & Schubert[69] *apud* Fortes (1993).

Este autor, a partir da divisão da margem continental em quatro províncias (Heyes[70] *apud* Fortes, 1993) feita com base na morfologia da fossa, na sismicidade, no vulcanismo, nas anomalias gravimétricas, nos sedimentos e na geologia continental, verificou "a ausência de vulcões ativos entre os paralelos 5º S e 15º S, exatamente a porção da margem pacífica abrangida pela extensão das linhas cisalhantes principais da Bacia do Amazonas" (Figura 58).

Fortes (1993), baseado no Mapa estrutural simplificado do noroeste da América do Sul, publicado em um artigo sobre a Bacia de Talara, no Peru, por Carozzi & Palomino (1993), correlacionou os cisalhamentos sinistrais, mostrados no citado mapa, com o sistema de mega cisalhamento sinistral, segundo ele, responsável pela evolução tectono-estrutural da Bacia do Solimões e Amazonas, a qual chamou apenas de Bacia do Amazonas (Figura 58).

Oliveira (1994b), a partir da verificação das formas geométricas das linhas de contorno estrutural sísmico e da obliqüidade dos eixos dos anticlinais assímétricos que definem os principais *trends* estruturais de direção NE-SW, portadores de hidrocarbonetos, propôs que os mesmos foram originados a partir de um movimento horizontal de natureza sinistral, como já havia originalmente sugerido, em 1990, para os trends do Rio Urucu (RUC) e Leste do Rio Urucu (LUC). Estabeleceu que essas estruturas estariam "relacionadas possivelmente à rotação horária dos blocos delimitados por esses trendes. Esta rotação horária, resultando o sentido

[67] ROD, E. 1965. Strike- slip faults of Northern Venezuela. *Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol*., v. 40, p. 457-476.
[68] CASE, J. E. 1974. major basins along the continental margin of Northern South America. In: The geology of continental margins. Spring-Verlag, New York, p. 733-741.
[69] SCHEIDEGGER, A. E. & SCHUBERT, C. 1989. Neotectonic provinces and joints orientations of Northern South America. *Journal South American Earth Sciences*. v. 27, n. 4, p. 331-341. Great Britain.
[70] HAYES, D. E. 1974. Continental margin of Western South America. The Geology of continental margins. Spring-Verlag, New York, p 581-590.

sinistral para os trendes analisados, teria como agente promotor um cisalhamento regional direcionado, atualmente, leste-oeste, de movimentação dextral envolvendo a região considerada." (Figura 59). O autor não fez qualquer referência à origem do binário regional dextral E-W.

Costa *et al*. (1995) concluíram que o arcabouço tectônico mesozóico da região da calha do Rio Amazonas pode ter sido delineado a partir dos elementos estruturais decorrentes do Evento Sul- Atlantiano, o qual se expressa através de ativação das bacias do Amazonas e Marajó.

O evento tectônico mesozóico, denominado por alguns de Tectônica Juruá e por outros de Orogenia Juruá, com notável distribuição na Bacia do Solimões, onde é caracterizado por alinhamentos de anticlinais assimétricos (Figura 60), não se apresenta de maneira conspícua na Bacia do Amazonas. Nesta bacia, o tectonismo de idade mesozóica resultou na formação de trendes estruturais relativamente pequenos e isolados, de natureza predominantemente transcorrente, orientados nas direções NE-SW e ENE-WSW. As estruturas também são menores e de estilos diferentes (Figura 61) daquelas que ocorrem nas regiões de Juruá e Urucu na Bacia do Solimões. Nessas bacias, a tectônica mesozóica causou soerguimento expressivo possibilitando a erosão de considerável porção das formações do Paleozóico Superior (Andirá e Nova Olinda) e das soleiras de diabásio, resultando em uma ampla superfície de discordância.

Ainda que Caputo & Silva (1990) tenham considerado que o megacisalhamento Solimões se estenderia até a Bacia do Amazonas, os elementos geométricos e cinemáticos ora estabelecidos são insuficientes para que se considere que as estruturas mapeadas na Bacia do Amazonas tenham a mesma origem daquelas da Bacia do Solimões.

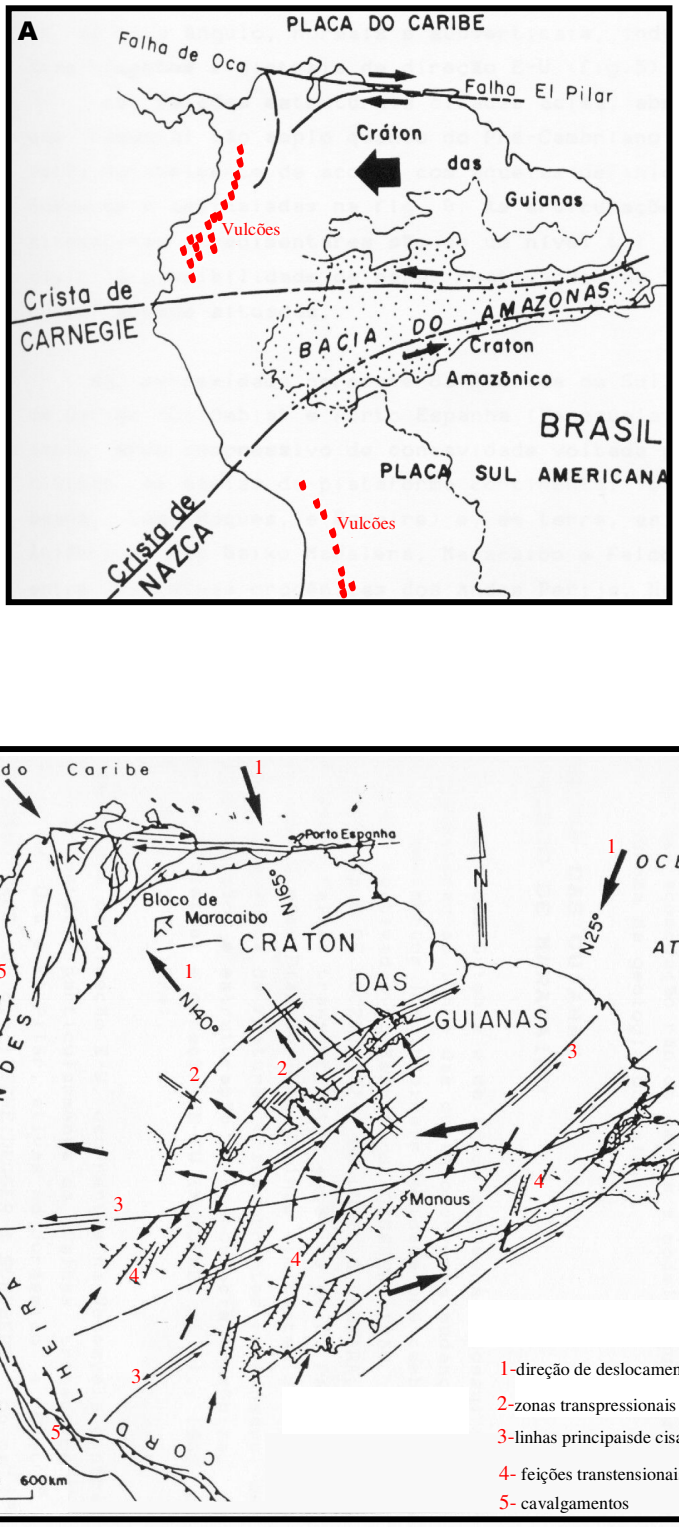


Figura 58 – **A**: mapa mostrando trecho sem vulcanismo dos Andes coincidente com a extensão das linhas cisalhantes principais da Bacia do Amazonas. **B**: modelo cinemático regional, que segundo Fortes (1993), controlou a formação, evolução e deformação das bacias do Amazonas e Solimões, (modificado de Fortes, 1993).

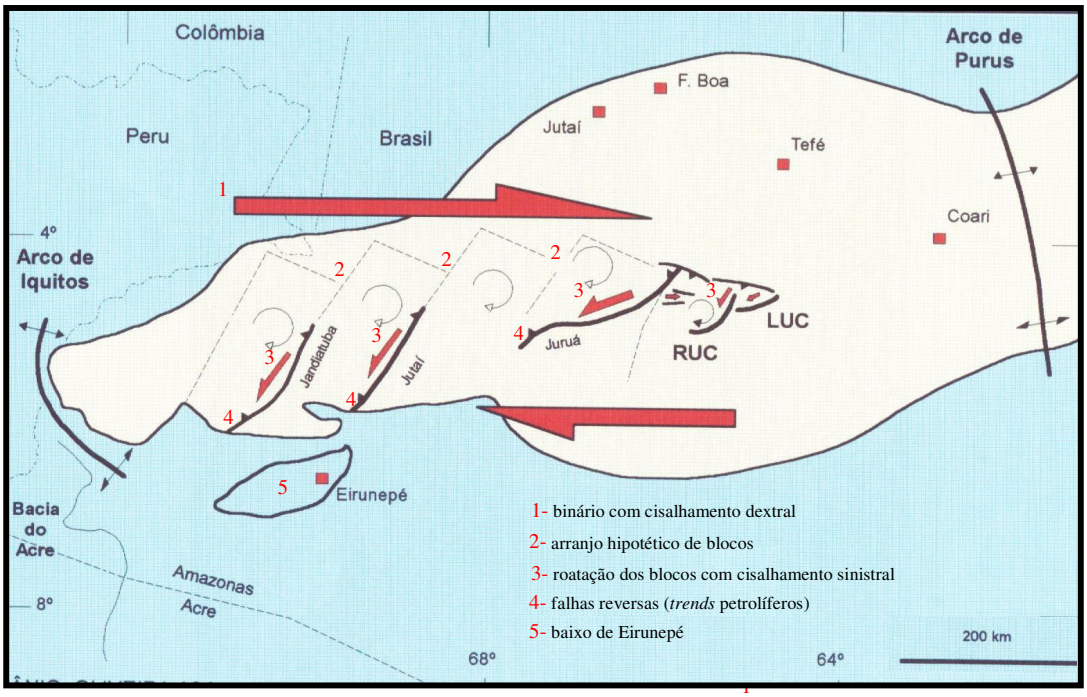
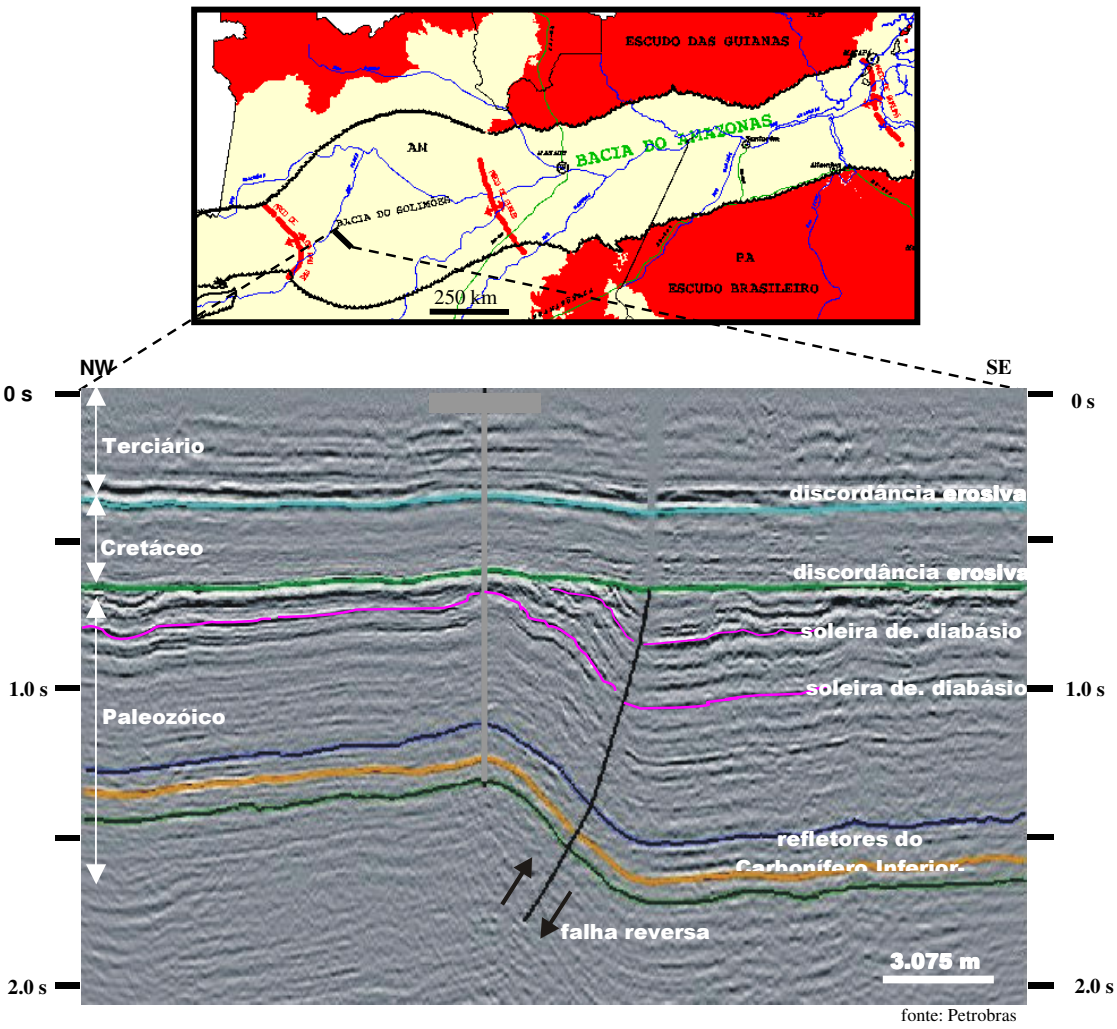


Figura 59 – Modelo cinemático proposto por Oliveira (1994b) para as estruturas mapeadas nas áreas de Jandiatuba, Juruá e Urucu, na Bacia do Solimões.



fonte: Petrobras

Figura 60 – Estrutura de idade mesozóica da Bacia do Solimões resultante do tectonismo Juruá.

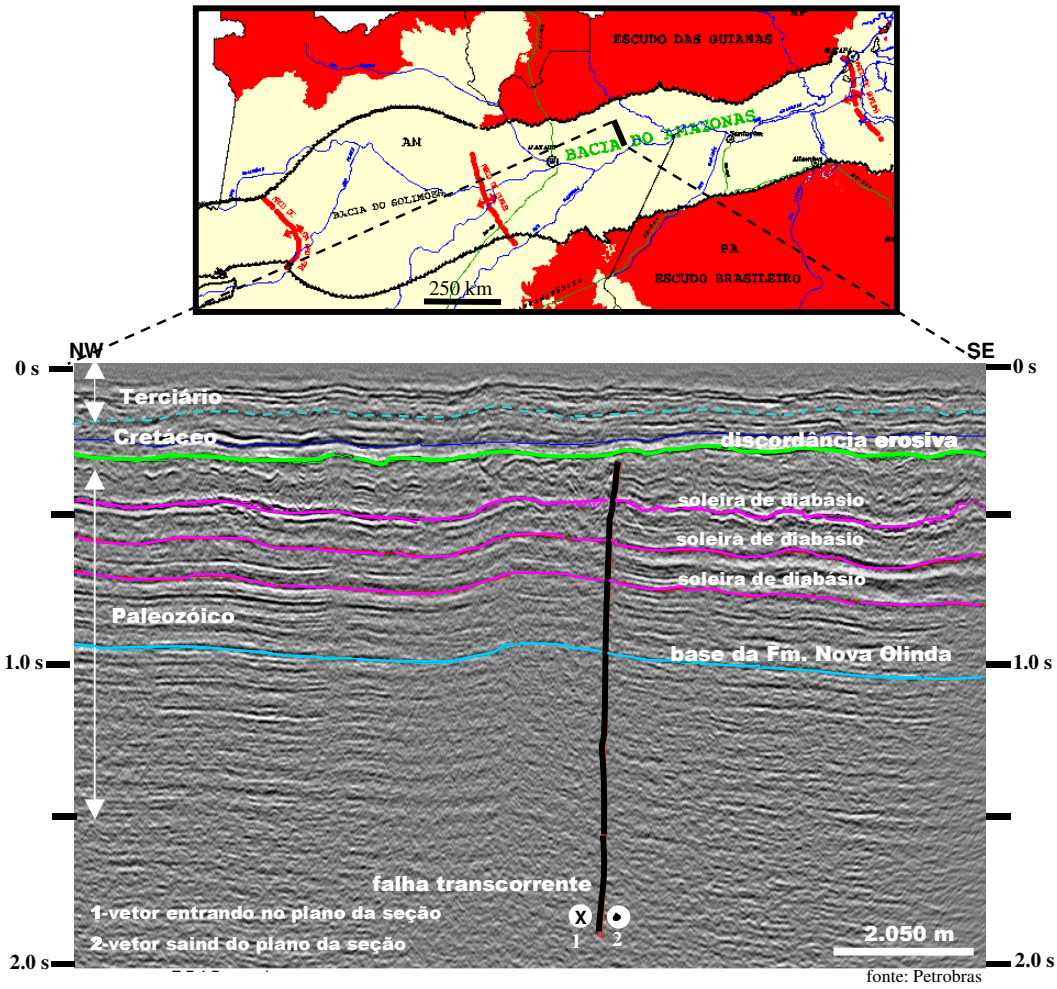


Figura 61 – Estrutura de idade mesozóica na Bacia do Amazonas originada durante o tectonismo Juruá.

3.4.2 Tectônica Cenozóica e movimentação salífera

3.4.2.1 Introdução

As bacias do Amazonas, Solimões, Acre e Tacutu, assim como toda a Placa Sul-Americana, foram submetidas à ação de esforços intraplaca durante o Cenozóico. A partir do estudo da evolução tectônica das regiões dos Andes Setentrionais e do Caribe, incluindo seus reflexos no interior da placa e dos modelos cinemáticos disponíveis na literatura, buscou-se o conhecimento e a integração dos elementos dinâmicos principais que controlaram a origem dos esforços e a cinemática dos eventos deformacionais que afetaram as bacias sedimentares da Amazônia, em especial a porção ocidental da Bacia do Amazonas.

As acumulações petrolíferas em estruturas de idade cenozóica que ocorrem nas bacias sedimentares sub-Andinas e da região do Caribe têm sido a razão da busca contínua do melhor entendimento da dinâmica dos eventos tectônicos que originaram tais estruturas. Por outro lado, no domínio das bacias intracratônicas do Amazonas e Solimões, as jazidas de óleo e gás, descobertas até o momento, estão associadas com estruturas pré-cenozóicas. Isto, de certo modo, tem reduzido o interesse da indústria petrolífera de pesquisar, em maior detalhe, a evolução cenozóica dessa ampla região do planeta, principalmente porque a a migração do petróleo foi anterior à formação das estruturas. Desta maneira, pretende-se, neste capitulo, a partir da interpretação de seções sísmicas, contribuir para o melhor entendimento dessa evolução, através da caracterização dos estilos estruturais, nos diferentes compartimentos da bacia, resultantes da ação dos eventos tectônicos e das deformações halocinéticas que ocorreram durante o Cenozóico

A movimentação salífera tem-se revelado através de estruturas complexas associadas ao tectonismo e a instabilidades gravitacionais, como se observa, em especial, ao longo da Ilha de Tupinambarana e na região entre os rios Abacaxis e Curuá do Sul. Este fenômeno, ao que parece, pode ter controlado o desenvolvimento de algumas feições de relevo e de drenagem.

3.4.2.2 - Estado atual do conhecimento

A evolução do conhecimento sobre o tectonismo cenozóico na Bacia do Amazonas, conforme será demonstrado a seguir, há muito tem-se baseado na interpretação e análise dos

elementos e padrões de drenagens, que freqüentemente coincidem com as direções dos principais lineamentos estruturais da bacia, identificados por outros métodos. Tais lineamentos, muitas vezes têm continuidade com aqueles dos escudos das Guianas e Brasileiro. Com esse enfoque, o Projeto RADAMBRASIL teve papel de destaque para o desenvolvimento científico da geomorfologia e morfotectônica na Amazônia. Antes do advento dos sensores de radar adquiridos no curso deste projeto, os trabalhos de mapeamento de anomalias de drenagens, alinhamentos de fraturas e de outras feições morfo-estruturais estavam restritos à interpretação de fotografias aéreas.

Numa região com densa e extensa cobertura vegetal e com baixíssima densidade de afloramentos, os levantamentos sísmicos realizados pela Petrobrás traduzem-se na única fonte de informação que permite a correlação entre as feições estruturais que ocorrem em sub-superfície, com as formas de relevo caracterizadas em superfície, a partir dos sensores remotos. Por isso , ao longo do desenvolvimento deste capítulo serão enfatizados os dados sísmicos.

Inicialmente, é oportuno mencionar que a bacia hidrográfica amazônica há muito tempo tem sido investigada. Os primeiros trabalhos sobre o Rio Amazonas e sua planície remontam ao século XIX, merecendo destaque, entre outros, os de Wallace[71], Hartt[72], Derby[73] e Smith[74] *apud* Bemerguy (1997).

Os rios, em geral, são bons marcadores do movimento de falhas e podem refletir o arcabouço tectônico regional na medida em que sistemas de rios ajustam-se à tectônica ativa (Stewart & Hancock, 1994). Na Amazônia, Sternberg (1950) foi o primeiro a considerar esta assertiva, quando sugeriu que os vales da planície amazônica poderiam ser tectônicos, a partir dos seguintes fatos, observados por ele, na morfologia da drenagem: "(1) os extensos lanços sensivelmente retilíneos que certos rios possuem são, por vezes, notavelmente paralelos - coteje-se, por exemplo, o rumo dos rios Urubu e Preto da Eva com o daquele do Rio Negro que compreende o arquipélago das Anavilhanas: não há como negar seu paralelismo; (2) os rios – e

[71] WALLACE, A. R. 1853. A narrative of travels on the Amazon and Rio Negro with an account of the native tribes and observations on the climate, geology and natural history of Amazon valley. London, Ward Lock. viii +541p. 8 est. 2 mapas. [Notas sobre a geologia, p. 201, 204, 222, 345, 352-353, 404-428.]
[72] HART, C. F. 1874. Contributions to the Geology and Physical Geography of de Lower Amazonas Bulletin (of the) Bufalo Society of natural Sciences, 1 (4): 201-235. il.
[73] DERBY, O. A. 1877. Contribuições para a Geologia da região do Baixo Amazonas. Archivos do Museu Nacional, Rio de Janeiro, 2: 77-104.
[74] SMITH, H. H. 1879. Geology and physical geography of the Amazon Valley, Brazil, the Amazonas and the coast. New York, Charles Scribner's Sons. Appendix, p. 619-635, il.

suas dilatações lacustres – ocupam amiúde vales que se quebram em ângulo reto, em "joelhos" poderíamos dizer; (3) os pequenos segmentos retos que constituem esses joelhos também formam dois feixes de paralelas" (Figura 62).

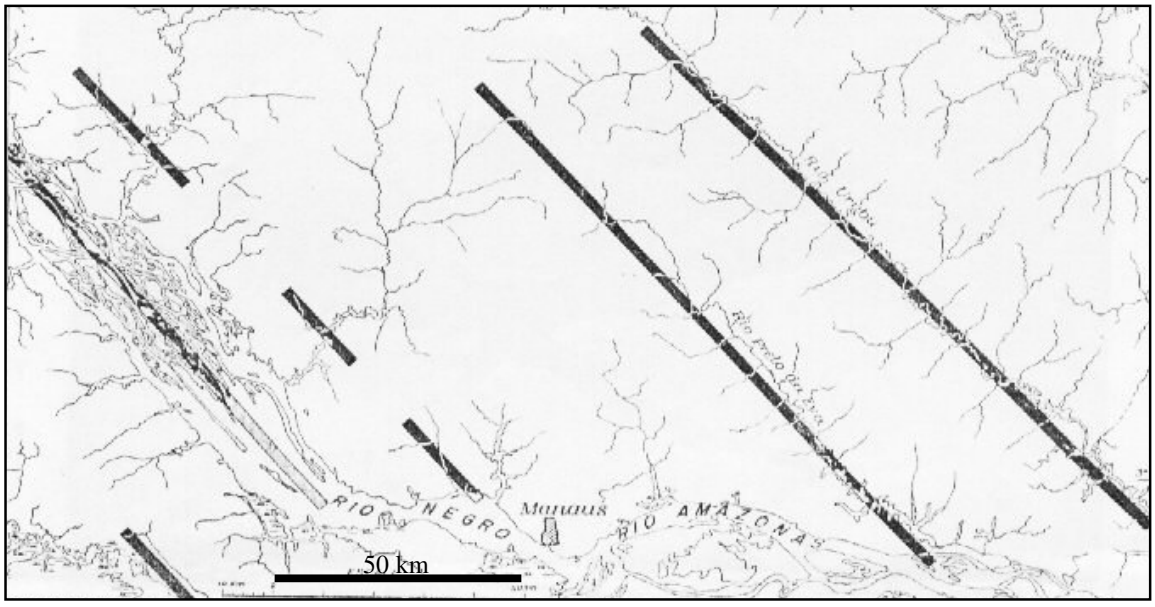


Figura 62 – Rios paralelos e retilíneos (afluentes da margem esquerda do rio Amazonas) que drenam a terra firme na região de Manaus, (modificado de Sternberg, 1950).

Sternberg (1950) notou que a drenagem se orientava segundo duas direções predominantes, NE-SW e NW-SE, tanto em terra firme quanto na várzea. Admitiu "que a causa imediata da padronagem hidrográfica seja um conjugado de fraturas e falhas" e que o fenômeno das "terras caídas" estava relacionado a movimento tectônico ao longo de falhas. Este autor achou "natural supor que os movimentos tectônicos sugeridos tivessem sido, ao menos algumas vezes, acompanhados de sismicidade mais ou menos intensa e mais ou menos localizada".

O sistema de falhas ortogonal observado na região de Manaus, no baixo Rio Negro teria sido decorrente de tensões geradas na crosta por movimentos subsidentes impostos pela sobrecarga de sedimentos depositados na foz do rio Amazonas. No entanto, Sternberg (*op. cit*.) considerou temerária esta hipótese, pois, segundo ele o problema "implica pormenorizado conhecimento da estrutura superficial".

Sternberg (1953) considerou que "fenômenos sísmicos, longe de constituírem raridade na Amazônia Brasileira, podem ser surpreendidos amiúde e por toda a planície", e relatou que o

padrão ortogonal de drenagem, antes caracterizado por ele, próximo à Manaus, pode ser exemplificado ao longo de toda a região da planície amazônica. Mesmo diante da falta de homogeneidade geográfica na coleta dos dados sísmicos, ele considerou os dados existentes suficientes para corroborarem "a idéia de que a padronagem retangular de rede hidrográfica seja condicionada por falhas ou fraturas. Por último, e de maneira enfática, expressou-se assim: "podemos afirmar, já agora sem temor de erro, que o tectonismo, atuando pelos milênios afora, marcou de forma inconfundível a fisionomia do terreno amazônico. Já não é necessário colher as falhas em atividade, nem que ocorram súbitas modificações sob nossos olhos. Pois é patente que a evolução do relevo se processa no jogo da erosão sobre uma estrutura diferenciada pela tectônica". O autor indicou a presença de uma extensa zona de falha ao longo do rio Amazonas (Figura 63), no trecho entre as desembocaduras dos rios Madeira e Uatumã, na região da Ilha de Tupinambarana e fez referência à perfeita correlação dessa zona com às falhas mapeadas em sub-superfície, por técnicos do Conselho Nacional do Petróleo (CNP), a partir de seções sísmicas de refração.

Loczy (1970) fez uma análise geodinâmica regional da América do Sul enfatizando a continuidade das zonas de fraturas da cadeia meso-Atântica, especialmente entre as latitudes 12° N e 4° S, para o interior do continente. Ele destacou que a Bacia do Amazonas coincide com a direção da Zona de Fratura Romanche, e que o escudo das Guianas parece estar deslocado para a esquerda (sinistral) em relação ao escudo Brasileiro. Ele destacou também que as deflexões de Huancabamba e de Pisco nos Andes estão na direção das falhas transcorrentes que passam, respectivamente, ao longo dos limites norte e sul daquela bacia (Figura 64).

No trabalho de Tricart (1977), que trata dos tipos de planícies aluviais e de leitos fluviais, merece destaque o trecho em que ele descreve que "o curso do Amazonas corresponderia a uma geossutura antiga, que alguns especialistas em tectônica relacionam com a tectônica de placas e com a abertura do Atlântico. De qualquer maneira, o espesso entulhamento sedimentar que foi posto em evidência e, em particular as potentes formações de evaporitos que aí se encontram, evidenciam que se trata de uma zona instável. Não é, portanto, para admirar que os movimentos tectônicos tenham continuado a se produzir ali no decorrer do Quaternário".

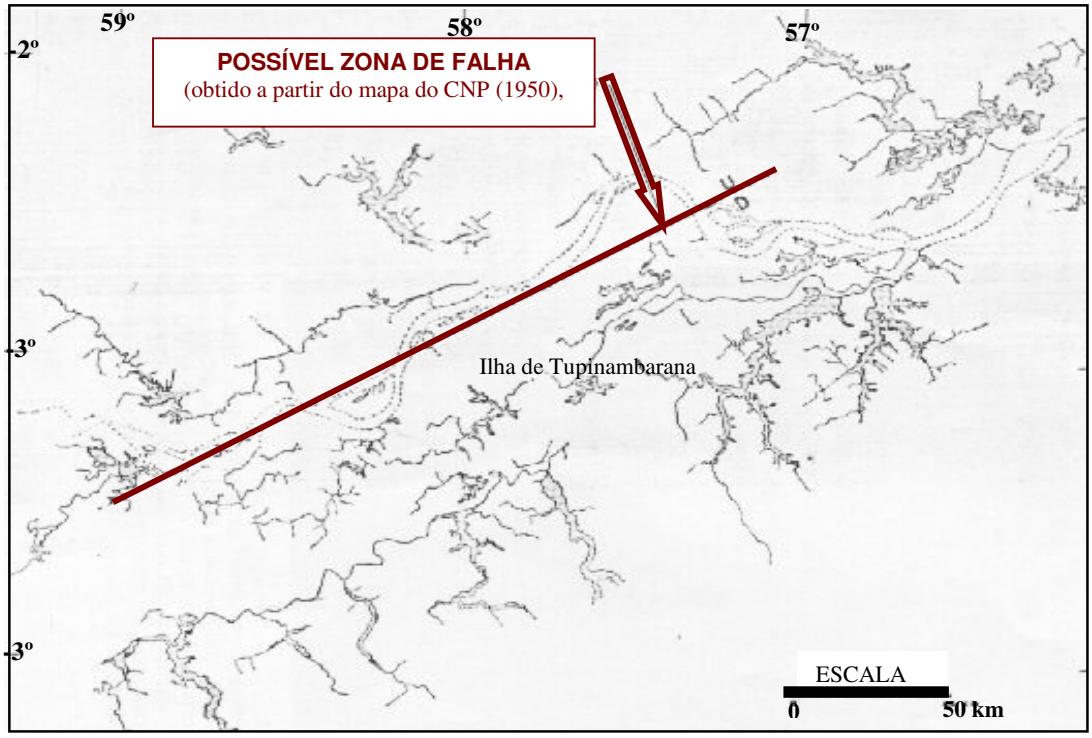


Figura 63 –Região da Ilha de Tupinambarana, (modificado de Sternberg, 1953).

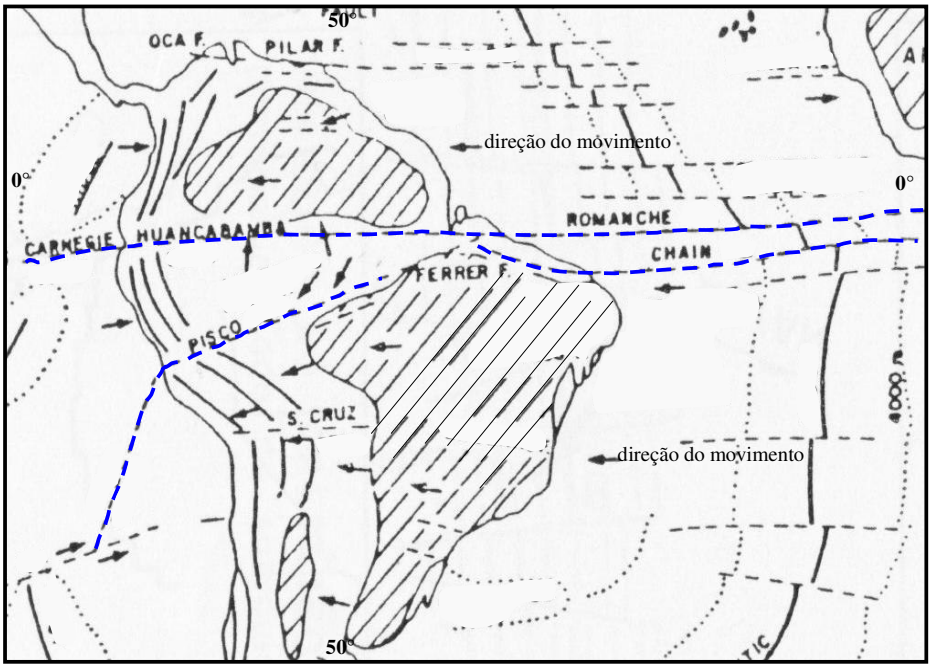


Figura 64 – Continuação das zonas de fraturas meso-Atlânticas para dentro do continente, (modificado de Loczy, 1970).

Rezende & Brito (1973) relataram que “a drenagem, principalmente de ordem alta (grandes afluentes e Rio Amazonas) não só exibe uma marcante linearidade regional, como também (Rio Amazonas), apresenta uma segmentação orientada alternadamente nas direções NW-SE e NE-SW. Este comportamento em si já é bastante significativo, mas o fato de mudar alternadamente de direção em cima das direções das faixas tecto-orogênicas dos escudos o torna mais significativo ainda – parece que a drenagem de ordem alta se encontra controlada pelo sistema estrutural fundamental do embasamento.”

Iriondo & Suguio (1981) propuseram que a planície amazônica foi compartimentada pela ação de eventos neotectônicos que levaram à subsidência, soerguimento e basculamento que inclinaram blocos justapostos, ao longo da calha do rio Amazonas.

Campos *et al*.(1987), com base nos estilos das estruturas presentes nas seções sísmicas da porção mais oriental da Bacia do Amazonas (Baixo Amazonas), propuseram que esta região da bacia “foi submetida a esforços extensionais oblíquos no Terciário, que lhe imprimiram um estilo estrutural caracterizado por blocos rotacionados ao longo de falhamentos transcorrentes relacionados aos sistemas de lineamentos do embasamento”. Ressaltaram que o sistema principal de lineamentos da Província Maroni-Itacaiúnas apresenta uma continuidade morfo-estrutural marcante no interior da bacia (Figura 65). Esses lineamentos correspondem a descontinuidades que, segundo eles, se comportaram como zonas preferenciais de concentração e dispersão de esforços, atuantes desde a formação da bacia e controladores das deformações observadas. Na opinião deles, a origem destes esforços modificadores estaria possivelmente relacionada à evolução tectônica da Placa Caribeana e sua interação com a Placa Sul Americana, iniciada no Eoceno Superior, quando o limite convergente entre as placas Sul Americana e Norte Americana foi substituído há 36 Ma, por falhas transformantes devido ao inicio da migração da Placa do Caribe para leste, que continua até o presente.

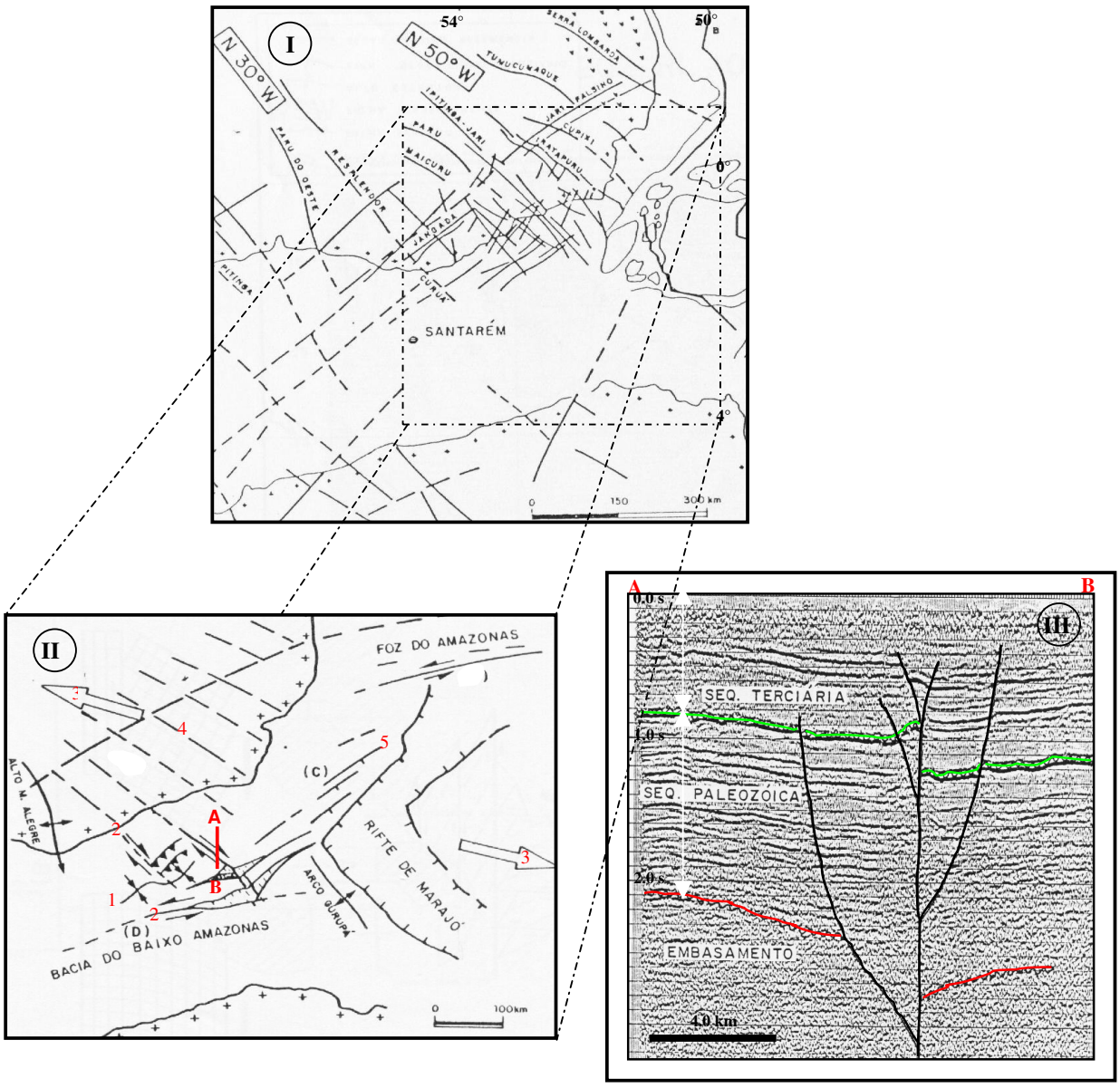


Figura 65- **I**–Mapa mostrando a continuidade dos lineamentos da Província Maroni-Itacaiúnas para o interior da bacia (modificado de Campos *et al*. 1987). **II**– Modelo cinemático para origem do tectonismo de idade terciária da região do Baixo Amazonas proposto por Campos *et al*. (1987), onde: 1-depocentro atual da bacia; 2- falhas transcorrentes controladas pelo lineamentos NW-SE do Escudo das Guianas (mapa **I);** 3- direção de extensão; 4- representação esquemática dos lineamentos NW-SE presentes no Escudo das Guianas; 5- falha normal. **III**– Estilo da falha transcorrente em seção sísmica.

Para Hasui (1990), o quadro geral das manifestações neotectônicas no território brasileiro ainda é impreciso, mas pode ser esboçado a partir da análise das superfícies de erosão reconhecidas. Ele concluiu que os processos de erosão e sedimentação ligados à neotectônica estão relacionados à esculturação do relevo e evolução da rede de drenagem. Sugeriu que o quadro neotectônico na Amazônia é decorrente de uma extensão geral NW-SE, em função da manutenção de um binário E-W, que favoreceu o desenvolvimento de estruturas transcorrentes dextrais e reativação de outras pré-existentes.

Travassos & Barbosa Filho (1990), através de mapeamento sísmico e auxilio de dados de gravimetria e magnetometria, propuseram a existência de uma zona deformada, na borda sul da Bacia do Amazonas, entre os rios Abacaxis e Curuá do Sul, essa zona estaria "afetando sedimentos de idade cretácea superior – terciária" com 540 km de comprimento e 50 a 100 km de largura. Caracterizaram dentro da zona "um notável conjunto de dobras assimétricas, associadas a falhas reversas, dispostas num padrão *en échelon*, seguindo a orientação de lineamentos pré-existentes de direção geral NE" (Figura 66)

Cunha (1991) analisou a influência estrutural no comportamento dos grandes rios da amazônia destacando que movimentações experimentadas pelos grandes compartimentos do embasamento condicionaram áreas com tendências emergentes e subsidentes e tiveram forte influência no desenvolvimento das expressões morfológicas da planície de inundação do rio Amazonas. O movimento subsidente, segundo o autor, favoreceu a formação de sítios deposicionais, como por exemplo a região entre os arcos de Purus e de Jutaí e aquela a oeste do arco de Iquitos. Por outro lado, o soerguimento controlou a instalação de domínios erosivos, como aqueles que ocrrem entre os arcos de Jutaí e Iquitos e entre os arcos de Purus e Gurupá (Figura 67). Tais movimentações têm ocorrido desde o passado recente ao presente, conforme descreveu Iriondo[75] *apud* Cunha (*op. cit*.).

É oportuno salientar que a partir do inicio dos anos 90, um grupo de pesquisadores da UFPA tem realizado uma série de trabalhos (Bemerguy & Costa, 1991; Costa *et al*. 1991, 1993, 1994, 1995, 1996 e 2001 e Bemerguy, 1997) voltados ao estudo da evolução da paisagem amazônica, enfatizando o controle tectônico-estrutural no desenvolvimento da drenagem.

Bemerguy & Costa (1991) apresentaram uma evolução, do Paleozóico ao Cenozóico, para

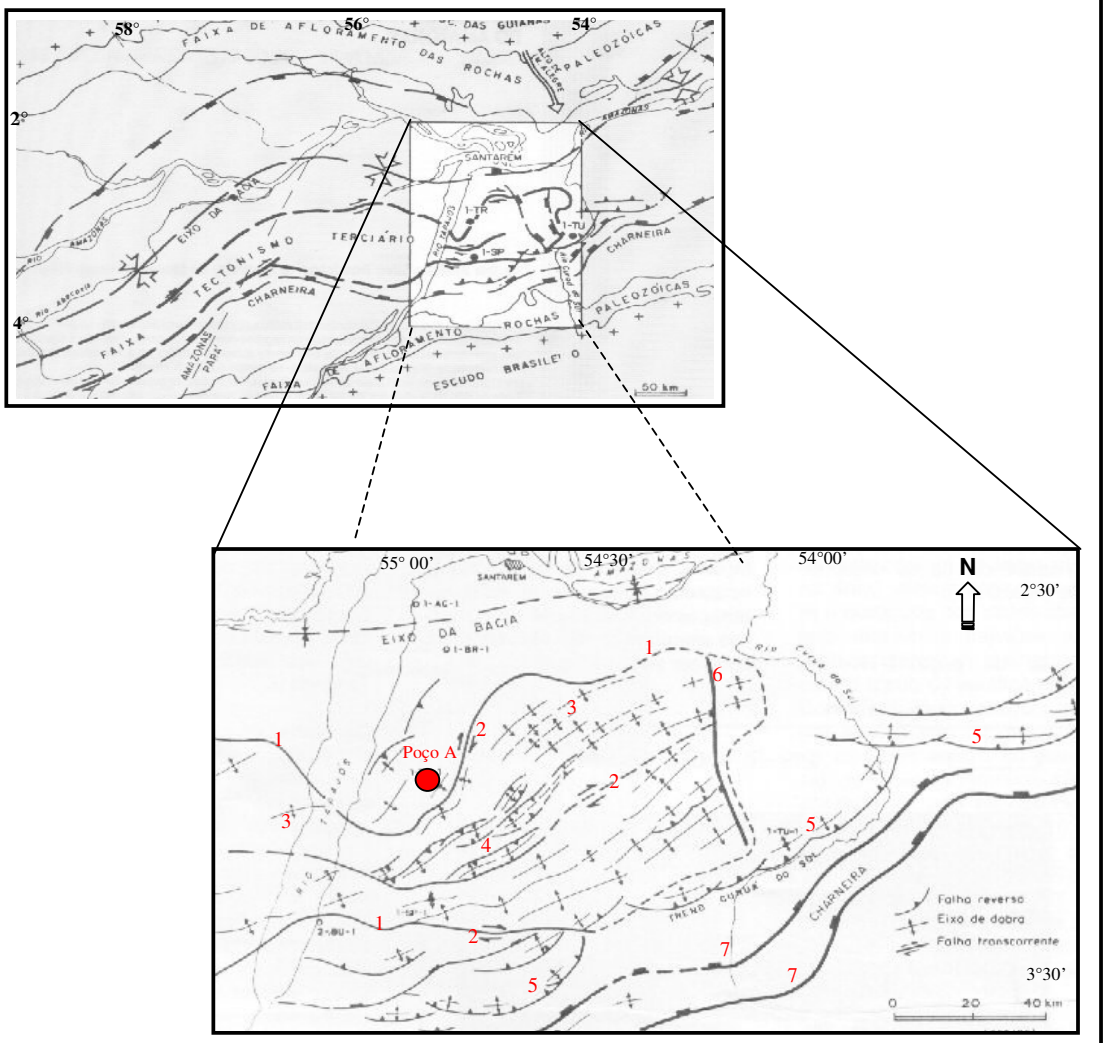
[75] IRIONDO, M. H. 1982. Geomorfologia da planície Amazônica. In: SIMPÓSIO DO QUATERNÁRIO NO BRASIL, 4, Rio de Janeiro, 1982. *Atas*...Rio de Janeiro: SBG. p. 323-348.

o sistema de drenagem do Rio Amazonas, onde concluíram que o Arco de Purus voltou a funcionar como uma zona compartimental no Cretáceo, permanecendo como divisor de paleo-bacias de drenagem provavelmente até o início do Terciário Inferior. Eles admitiram que o paleo-sistema de drenagem, no trecho entre Manaus e Belém, tinha direção de fluxo ENE, desembocando assim na fossa do Marajó. Concluíram também, que a partir do Terciário Inferior-Médio, com a Orogenia Andina, as bacias mesozóicas do extremo oeste da Placa Sul Americana sofreram inversão positiva causando uma uniformização do paleo-sistema de drenagem com fluxo geral em direção ao Oceano Atlântico. Do Terciário Superior ao Recente houve uma reorganização da drenagem em resposta à propagação de "novas falhas transcorrentes", sobretudo na direção E-W, adquirindo um traçado muito semelhante ao atual.

Wanderley Filho (1991) considerou que as falhas de direção NW-SE (Figura 50) que se comportaram como falhas de transferência durante a evolução paleozóica da Bacia do Amazonas foram denominadas de Manacapuru-Rio Negro, Urubu-Crepori, Faro-Juruti, Paru–Anapu e Jarí-Pacajaí, e permaneceram ativas, pelo menos, até o Terciário.

Na opinião de Fortes (1993), apresentada em maior detalhe no item 3.4.1, o tectonismo na região Amazônica evoluiu a partir de um sistema de mega-cisalhamento sinistral, que segundo ele, foi atuante do Pré-Cambriano ao Cenozóico (ver figura 58)

Fortes (1995) apresentou o resultado da Análise Estrutural e Tectônica do Mapa de Fraturas da Região do Rio Solimões (Figura 68). Após a interpretação de 84 mosaicos de radar em escala de 1:250.000, ele destacou a ocorrência de três direções preferenciais de alinhamentos de fraturas: NE-SW, NW-SE e NNE-SSW. Os alinhamentos de direção NE-SW são os mais freqüentes e "fornecem os melhores exemplos de condicionamento do sistema de drenagem. As fraturas NW-SE variam mais acentuadamente de direção, e ocupam o segundo lugar em quantidade, têm distribuição mais irregular do que as orientadas NE-SW e controlam menos vigorosamente as drenagens de ordem iniciais, porém os grandes desvios de rios do porte do Negro, Japurá, Solimões, Madeira e Purus, inclusive a sucessão de abandonos de terraços sub-recentes, foram condicionados por esses alinhamentos de fraturas.O terceiro grupo de fraturas, NNE-SSW, ocorre de forma mais irregular e quando as fraturas são agrupadas "configuram freqüentemente a forma de um "S" espichado inclinado para NE"



1- limite da zona de tectonismo Terciário
2- falhas transcorrentes
3- eixos de dobras (*en énechelon*)
4- estruturas tipo *pop up*
5- dobras associadas à falhas reversas (Mesozóicas)
6- falha normal
7- quebra de mergulho ao nível da seq. Permo-Carbonífera

Figura–66–Mapas com a zona deformada (Faixa de Tectonismo Terciário), e seção sísmica com dobra associada à transcorrência, segundo Travassos & Barbosa Filho (1990).

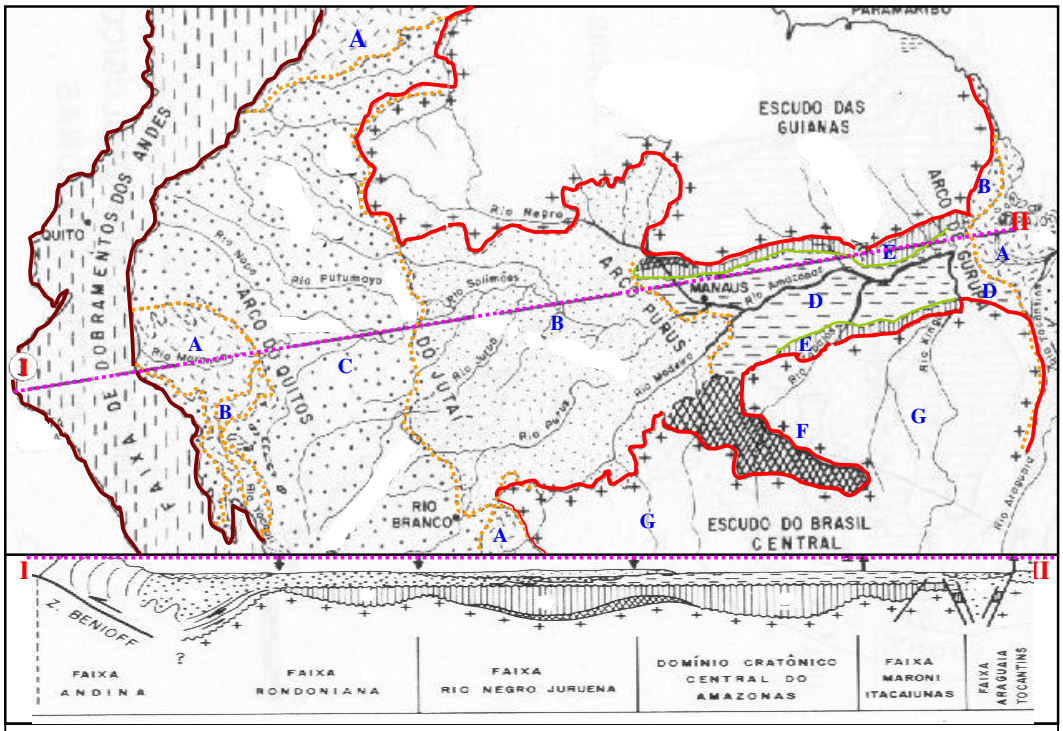


Figura 67- Mapa geológico simplificado da região amazônica, (modificado de Cunha, 1991). **A** - Holoceno-aluviões; **B**– Pleistoceno; **C**– Plioceno **D**–Terciário; **E**– Siluriano/Pensilvaniano; **F**- Cambro-Ordoviciano **G**- Pré-Cambriano.

O fato do conjunto de fraturas NE-SW ter grande regularidade e ser penetrativo por toda a área analisada levou o autor a associar sua origem a um fenômeno crustal. Por outro lado, ele concluiu que a ausência de alinhamentos radargramétricos E-W não deve ser atribuída a direção do vôo, para o imageamento por radar SLAR (*Side-Loking Airbone Radar*), ter sido rigorosamente N-S, que na opinião de outros interpretes, é inadequada para detectar feições lineares orientadas segundo a direção E-W; mas sim por não haver fraturas E-W em quantidade e intensidade suficiente para se expressarem nas imagens de radar.

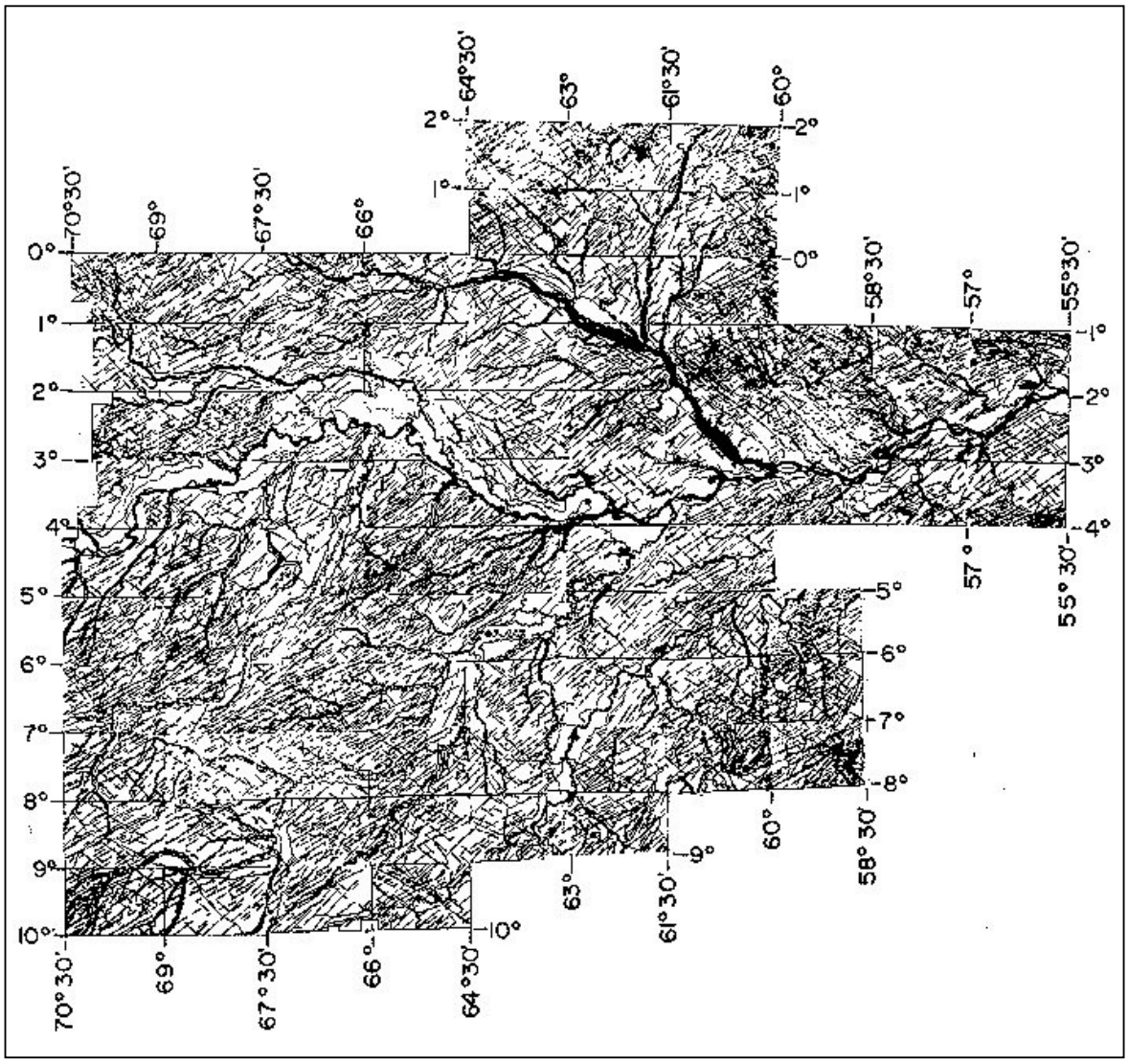


Figura 68- Mapa de fraturas da região do Rio Solimões. Visão geral dos mosaicos interpretados por Fortes (1995).

O mapa da figura 68 dá uma visão geral dos 84 mosáicos de radar interpretados, mas os alinhamentos de fraturas relativos a região NW da Bacia do Amazonas, estão mostrados em detalhe na figura 69.

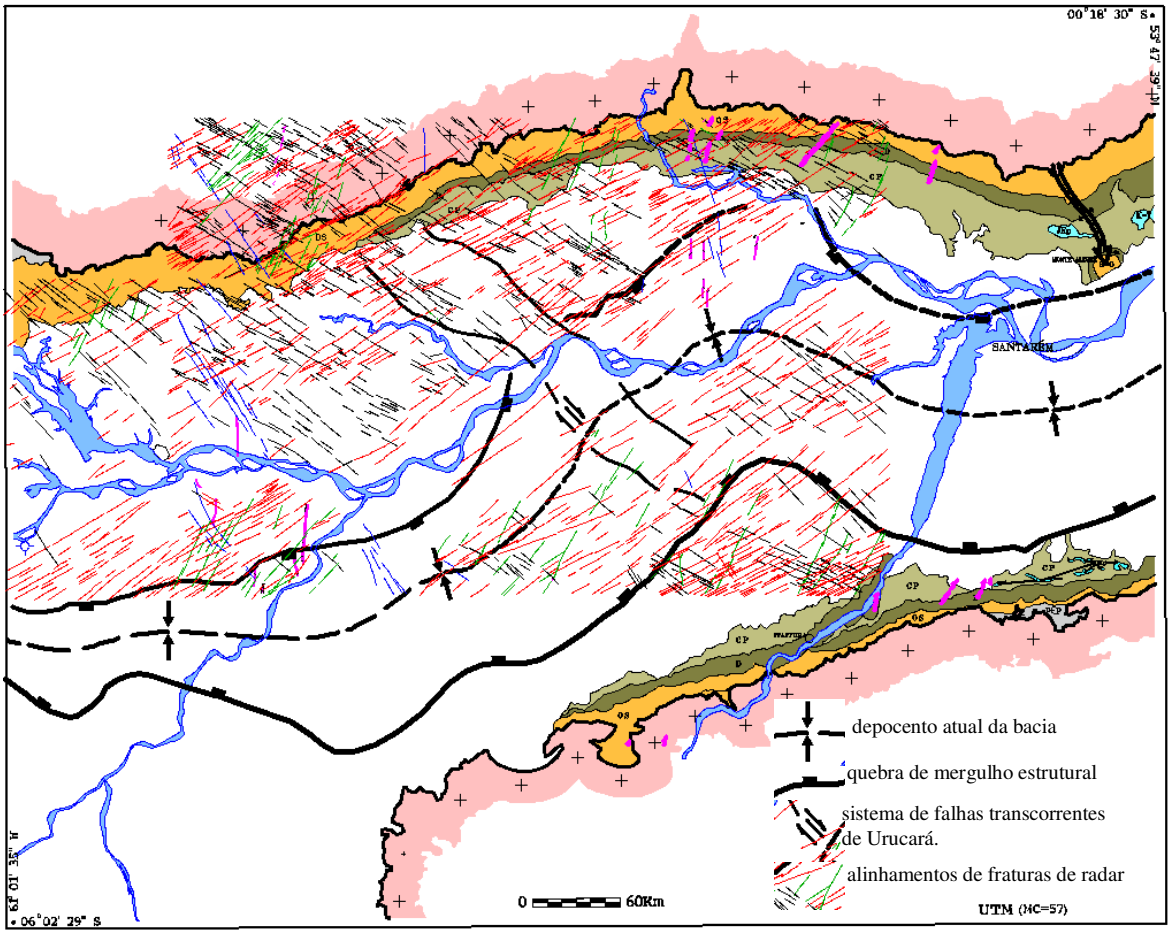


Figura 69 – Alinhamentos de fraturas interpretados a partir de imagens de radar em escala 1:250.0000, por Fortes (1995) da região NW da Bacia do Amazonas, (modificado de Fortes, 1995).

Miranda *et al*. (1994) através do estudo integrado de dados de sensoriamento remoto, aeromagnetometria, topografia, sísmica e de geologia de campo ao longo das rodovias Manaus-Itacoatiara e Manaus-Boa Vista, contribuiram para o melhor entendimento do arcabouço estrutural da região do Rio Uatumã. Neste estudo, eles informaram que a "grande maioria (89%) das estruturas observadas são falhas normais desenvolvidas em sedimentos da Formação Alter do Chão, cortando, por vezes, o colúvio sobrejacente." Segundo eles, as falhas normais estão orientadas preferencialmente segundo direções NNE-SSW e NE-SW, sugerindo a atuação de esforços distensivos WNW-ESE e NW-SE "posteriores à deposição dos sedimentos da Formação Alter do Chão e/ou colúvios." O restante das estruturas observadas (11%) correspondem a falhas reversas com orientação preferencial NNE-SSW e NE-SW sugerindo a atuação de esforços

compressivos WNW-ESE e NW-SE.

Miranda *et al*. (*op. cit*.) destacaram que as descontinuidades do embasamento magnético com orientação NW-SE e coincidentes com o interflúvio Uatumã-Anebá, representam possilvelmente altos e baixos estruturais do substrato cristalino. Essas descontinuidades mostram continuidade para SE em direção ao depocentro da bacia.

Para Costa *et al*. (1995), o quadro neotectônico é marcado por vários tipos de arranjos estruturais do Neoterciário e do Quaternário, os quais foram delineados a partir de investigações de campo e de interpretações do sistema de drenagem com base na análise de diversos produtos de sensores remotos (Figuras 70 e 71). As estruturas do Neoterciário (Mioceno-Plioceno) são observadas nos sedimentos da Formação Alter do Chão e correspondem a falhas inversas, com ou sem dobras associadas, falhas transcorrentes e falhas normais que, respectivamente, definem domínios transpressivos, direcional e distensivo. Com base na natureza e na distribuição dessas estruturas reconheceram 06 (seis) domínios estruturais principais.

Em relação ao quadro estrutural do Quaternário, eles caracterizaram os seguintes elementos: um segmento distensivo situado entre as cidades de Manacapuru e Itacoatiara, um segmento transcorrente na região da Ilha de Tupinambarana e duas junções tríplices denominadas Baixo Tapajós e Marajó-Mexiana (Figura 70). O segmento distensivo é "caracterizado por falhas normais orientadas na direção NW-SE, que controlam o traçado geral dos rios Preto da Eva, Urubu, Uatumã e o baixo curso do Rio Negro, e impõem desnivelamentos de até 30 metros no perfil laterítico desenvolvido no Plioceno-Pleistoceno. Esses autores destacaram o que denominaram de rifte do Rio Negro como sendo a estrutura mais importante associada ao segmento distensivo. O segmento direcional corresponde ao Lineamento Tupinambarana, que controlou expressivas ocorrências de depósitos recentes associados à estrutura *pull-apart.* Por último, concluíram que as componentes das junções tríplices R-R-T (rifte-rifte-transcorrência) do Baixo Tapajós e T-T-R (transcorrência-transcorrência-rifte) de Marajó-Mexiana controlaram a direção de importantes rios, ou trechos de rios amazônicos, a exemplo do forte condicionamento estrutural (transcorrência) que o Rio Amazonas apresenta entre as cidades de Santarém e Gurupá, e principalmente entre Santarém e Monte Alegre.

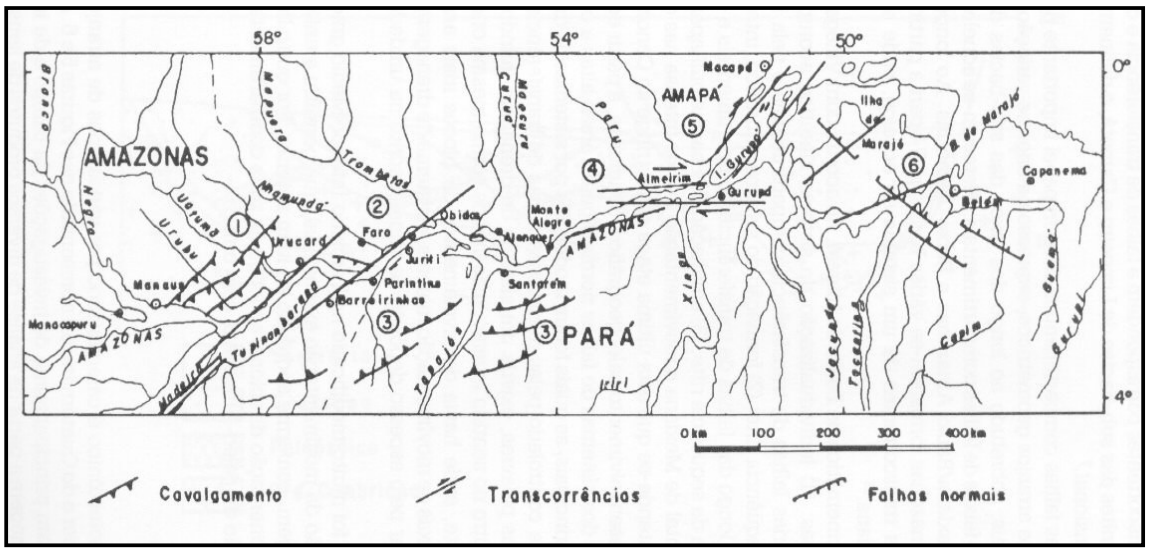


Figura 70 –Mapa estrutural do Neoterciário com os 6 domínios estruturais indicados (Costa *et al*., 1995).

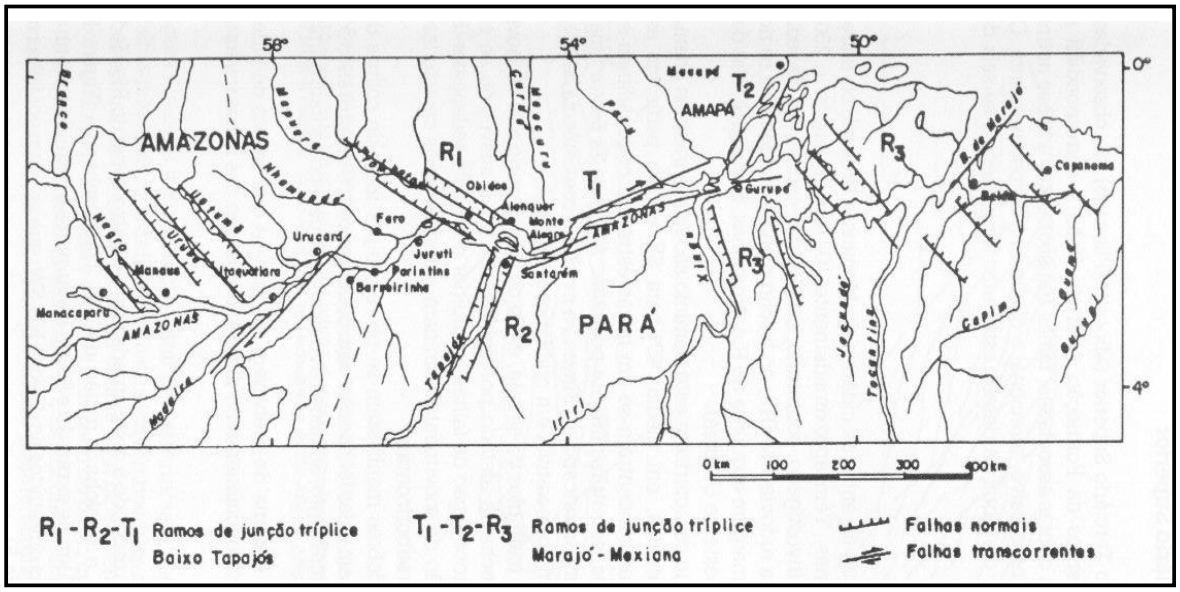


Figura 71 –Mapa estrutural do Quaternário (Costa *et al*., 1995).

Hoorn *et al*. (1995) postularam um modelo paleogeográfico para o Mioceno a partir de dados obtidos das bacias sub-Andinas, sumariado assim: do Neo-Oligoceno ao Eo-Mesomioceno a Cordilheira Central era drenada por um sistema fluvial cujo fluxo era para leste, enquanto a Cordilheira Oriental ainda estava em um estágio embrionário. No noroeste da Amazônia, os sistemas fluviais drenavam o Escudo das Guianas com direção de transporte para noroeste, que

provavelmente formavam os tributários da antiga bacia hidrográfica do Orinoco, que tinha curso para norte, em direção a um delta no lugar do atual Lago Maracaibo. Os Andes Mérida era a região montanhosa mais proeminente no Neo-Oligoceno-Eomioceno. Períodos de elevações globais do nível do mar causaram incursões marinhas conectando o Lago de Maracaibo atual à região de Llanos e noroeste da Amazônia.

Durante o Mesomioceno os primeiros efeitos do soerguimento da Cordilheira Oriental foram notáveis no noroeste da Amazônia com o desenvolvimento do Rio Amazonas. Nesta época, entretanto, não havia conexão com o Oceano Atlântico; o paleo-Rio Amazonas formou um sistema flúvio-lacustre com um caráter estuarino, estando ainda parcialmente conectado ao paleo Rio Orinoco.

Entre o Neomioceno e o Holoceno, os Andes alcançaram sua configuração atual. O Neomioceno marcou o início do paroxismo na elevação do nordeste dos Andes e representa o mais dinâmico dos episódios tectônicos do Mioceno. Durante este período, a Cordilheira Oriental, o maciço Santander e os Andes Mérida sofreram mais soerguimentos resultando no fechamento da conexão entre os sistemas fluviais Amazônico e Caribenho. O Rio Amazonas desenvolveu-se como um sistema de drenagem continental com fluxo para leste, indo cobrir as plataformas carbonáticas do Atlântico.

Costa *et al*. (1996) fizeram uma abordagem mais ampla e integrada do quadro neotectônico do norte do Brasil (Figura 72), da qual é oportuno destacar os seguintes pontos:

1 - O quadro neotectônico é decorrente de deformação intraplaca imposta pela atuação de forças de um par conjugado dextral de direção E-W, gerado pela rotação da Placa Sul-Americana para oeste. Não se caracteriza relação com os movimentos que incidem nas suas bordas oeste e norte; de fato, a partir do Mioceno, passou a operar no interior da placa componentes transtensivas e transpressivas orientadas nas direções NE-SW e NW-SE, respectivamente. A complexidade dos aspectos morfo-lito-estruturais estão em perfeita consonância com as variações geométricas observadas em contextos de regime tectônico direcional.

2 – Quando das movimentações nas bordas oeste e norte da Placa Sul Americana no Eoterciário ainda era vigente o regime extensional no seu interior (Evento Sul-Atlantiano); o forte alçamento morfológico gerado a oeste (Cadeia Orogênica Andina) apenas induziu a uniformização dos principais corredores de drenagem, que tiveram seus cursos desviados para leste (Bemerguy & Costa, 1991).

3 – No Oligoceno os movimentos tectônicos continuaram nas duas bordas, enquanto no interior da placa reinava um importante período de estabilidade marcado pelo desenvolvimento do perfil laterítico maturo; neste quadro de estabilidade generalizada ocorrem apenas algumas exceções, a exemplo da zona transcorrente situada na região do baixo Amazonas, que se manteve ativa ao longo do Cenozóico. Segundo Costa[76] *apud* Costa *et al*. (1996) os lateritos da região amazônica desenvolveram-se em dois períodos bem distintos: no Eoterciário (Eoceno-Oligoceno) formaram-se os perfis mais evoluídos, ditos maturos, profundos, aos quais estão associados a maioria dos depósitos de bauxita da região; no Neoterciário/Pleistoceno desenvolveram-se os lateritos imaturos, pouco evoluídos, menos profundos e desprovidos de horizonte bauxítico ou bauxítico-fosfático. Estes perfis lateríticos servem como referenciais na identificação de deslocamentos neotectônicos, observáveis em desníveis de platôs.

4 – A partir do Mioceno começou a incidir no interior da placa o regime direcional dextral que responde pelo quadro neotectônico e não há mudanças na natureza dos movimentos das bordas da Placa Sul –Americana.

5 – Após o período de estabilidade do Pleistoceno, marcado pelo desenvolvimento do perfil laterítico imaturo, foram retomados os movimentos transcorrentes dextrais. Algumas regiões submetidas à transpressão passaram a experimentar transtensão (Manaus e adjacências, nordeste do Pará, noroeste do Maranhão, baixo Tapajós, baixo Trombetas e Boa Vista e adjacências), umas mantiveram-se sob transtensão (nordeste do Pará, noroeste do Maranhão, leste do Amapá nordeste de Tocantins e sul do Maranhão), e outras continuaram sob transpressão (centro-oeste do Amazonas e Serra do Carajás). Tais condições são comuns em regimes transcorrentes, e as junções tríplices das regiões centro-oeste do e centro-norte do Pará se ajustam a esse quadro, como se representassem reativações de feições preexistentes, talvez mesozóicas.

6 – O quadro neotectônico da Amazônia instalou-se em um segmento crustal fortemente anisotrópico e descontínuo e sua complexidade se deve à participação efetiva das estruturas preexistentes e, como já foi dito, ao próprio caráter do regime direcional. Este quadro não tem relação direta com o desenvolvimento do Cinturão Orogênico Andino e nem com o Cinturão Transcorrente do Caribe.

---

[76] COSTA, J. B. S.; IGREJA, H. L. S.; BORGES, M. S.; HASUI, Y. 1991. O quadro tectônico regional do mesozóico na região Norte do Brasil. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 3, Belém. 1991. *Anais*...Belém: SBG, p. 166-178.

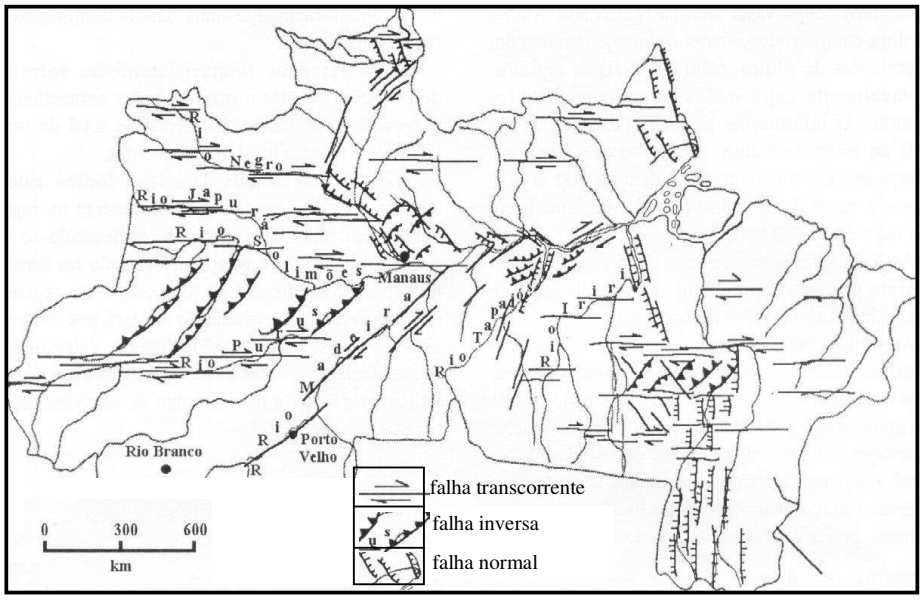


Figura 72 –Arcabouço neotectônico da Região Amazônica mostrando as falhas maiores (modificado de Costa et al. 1996).

No que se refere a evolução da paisagem no Terciário, no âmbito da Bacia do Amazonas, Costa *et al*. (1996) enfatizaram o seguinte: a) ocorreu o soerguimento das regiões do baixo Tapajós, baixo Rio Negro e sudoeste do Amazonas que formaram sistemas de colinas alinhadas na direção NE-SW com altitudes de até 200 metros. Essas regiões eram separadas por áreas abatidas e alongadas na direção NE-SW, a exemplo da região do baixo curso do Rio Madeira; b) delineou-se grande parte da disposição geral verificada atualmente dos principais rios (Amazonas, Branco, Negro, Solimões, Japurá, Juruá, Purus, Tapajós, Xingu, Araguaia e Tocantins). Durante o Quaternário foram destacados por esses autores os pontos: a) formação da Ilha do Marajó e captura do baixo curso do Rio Tocantins para a direção NE-SW; b) instalação dos rios-lagos ou rias interiores do Pará e Amazonas; c) captura dos baixos cursos dos rios Xingu e Tapajós para as direções NNW-SSE e NNE-SSW, respectivamente; c) desnivelamentos no sistema de colinas da região de Manaus e adjacências.

Mertes *et al*. (1996) consideraram que os arcos regionais que atravessam as bacias do Solimões e Amazonas parecem exercer influência primária na dinâmica do sistema canal-planície de inundação do Rio Amazonas, pois ao serem transpassados pelo mesmo, há uma restrição do movimento do canal e estreitamento do vale de aluviões e alargamento gradual do vale no flanco do arco, na direção jusante do fluxo. Eles destacaram que tal influência é mais significativa

quando o Rio Amazonas cruza o Arco de Purus; o vale nesta região estreita para uma largura de 20 km, comparada com uma média de 45 km, o gradiente da superfície da água decresce dramaticamente, grandes quantidades de sedimentos em suspensão são depositados, e mais, a taxa de migração do canal é insignificante. Estimaram, que a planície de inundação moderna do Rio Amazonas poderia ter sido reciclada num intervalo de tempo menor que 5.000 anos, sendo que em taxas mais elevadas nas áreas à montante, o que sugere que durante o Holoceno, o transporte fluvial tem restabelecido o sistema canal-planície de inundação, controlado por feições tectônicas e hidrologia moderna e hidráulica do canal principal.

Bemerguy (1997) fez uma ampla abordagem sobre a evolução do estado de conhecimento da geomorfologia e neotectônica da bacia amazônica. Nesse estudo, ela destacou como componentes da fase inicial de estudo, "os trabalhos de reconhecimento, descrição e hipóteses mais gerais sobre a gênese do relevo", cujas publicações citadas são: Moura (1943), Gouru (1949), Dennis (1927), Ruellan (1945), Soares (1951), Andrade (1956), Guerra (1962), Sioli (1968), Ab'Saber (1967), Méis (1968), Mabessone (1967), Tricart (1977), Dumont (1992), Huber (1943); onde se pode observar que a ênfase maior foi para os elementos morfoclimáticos, pedológicos e oscilações do nível do mar, como principais agentes controladores da morfodinâmica da Amazônia.

Bemerguy (*op. cit*.) descreveu que a segunda fase de pesquisa geomorfológica regional na Amazônia, se desenvolveu a partir da década de 1970, tendo sido estimulada pela Petrobrás e intensificada pelo Projeto Radam através da interpretação e mapeamento das feições estruturais, de relevo e drenagem em sensores remotos de radar correspondentes às folhas Santarém (SA-21), Belém (SA-22) e Macapá (NA-22/NB-22) que foram estudadas e interpretadas, respectivamente, por Nascimento *et al*.[77], Barbosa *et al*.[78] e Boaventura & Narita[79] *apud* Bemerguy (op. cit.).

No que concerne a relação da drenagem com a tectônica, obtida a partir do estudo das referidas folhas, Bemerguy (*op. cit*.) destacou como uma das conclusões de Nascimento *et al*. (*op. cit*.) para a Folha Santarém, que "tanto dentro como fora da Planície Amazônica muitas anomalias de drenagem refletem movimentos estruturais da reativação da Plataforma Brasileira.

[77] NASCIMENTO, D. A.; MAURO, C.A.; GARCIA, M. G. L. 1976. Geomorfologia da Folha SA. 21-Santarém . Proj. Radam Bras. Rio de Janeiro, DNPM, 2: 131-181 (Levantamento de Recursos Naturais, 10).
[78] BARBOSA, G. V.; RENNÓ, C. V.; FRANCO, E.M.S. 1974. Geomorfologia da Folha SA-22-Belém. Proj. Radam Bras., Rio de Janeiro, DNPM, 2:1-36 (Levantamentos de Recursos naturais, 5).
[79] BOAVENTURA, F. M. C. & NARITA, C. 1974. Geomorfologia da Folha NA/NB-22-Macapá. Proj. Radam Bras., Rio de Janeiro, DNPM, 2:1-27 (Levantamentos de Recursos naturais, 6).

Lineamentos de direções NW-SE e NE-SW orientam rios, afogam drenagens extensas e criam basculamentos nas superfícies de aplainamentos. Como as superfícies de aplainamento têm idades conhecidas, sua movimentação tectônica permitiu definir movimentos tardios durante o Holoceno". Para a Folha Belém, está citado por Bemerguy (1997) a seguinte conclusão, dentre outras, de Barbosa *et al*. (1974): "a gênese do relevo deu-se no Cenozóico, apesar de efeitos da reativação Wealdeniana terem se prolongado também durante o Terciário e até mesmo no Quaternário."

Ainda em referência a esse assunto, é oportuno citar que várias anomalias de drenagem foram interpretadas por Howard (1967) na região de Manaus. Cunha (1982), por sua vez, sugeriu que as estruturas recentes ou recentemente reativadas são refletidas nas superfícies terciárias através dos alinhamentos e os elementos anômalos da hidrografia.

Segundo Bemerguy (1997), para se explicar a enorme diversidade de sistemas de relevo e de padrões de drenagem, ao longo da calha do Rio Amazonas "não há como manter os modelos que exploraram as vertentes morfoclimáticas ou glácio-eustáticas, tampouco os modelos que se concentraram no tratamento estatísticos de lineamentos com base nas particularidades da rede de drenagem e dos sistemas de relevo", sem considerar as peculiaridades dos elementos estruturais essenciais do quadro neotectônico intraplaca obtidas a partir da integração multidisciplinar de dados, envolvendo sobretudo Geomorfologia, Geologia Estrutural, Tectônica, Sensoriamento Remoto, Estratigrafia e Sedimentologia.

Para Bemerguy (*op. cit*.), a evolução paleogeográfica da região da calha do Rio Amazonas está intimamente relacionada com os movimentos tectônicos que dominaram no interior da Placa Sul-Americana a partir do Neoterciário, e parcialmente com os movimentos compressivos que edificaram a Cadeia Andina ao longo do Terciário e impuseram uniformização no fluxo da drenagem para leste. O quadro neotectônico é resultado, então, de acomodações ligadas ao campo de *stress* progressivo pelo desenvolvimento de feições particulares associadas à distensão, transcorrência e compressão em 06 (seis) diferentes compartimentos morfotectônicos, nominados por ela assim: Manaus-Nhamundá, Tupinambarana, Baixo-Tapajós, Comandaí, Gurupá e Marajoara.

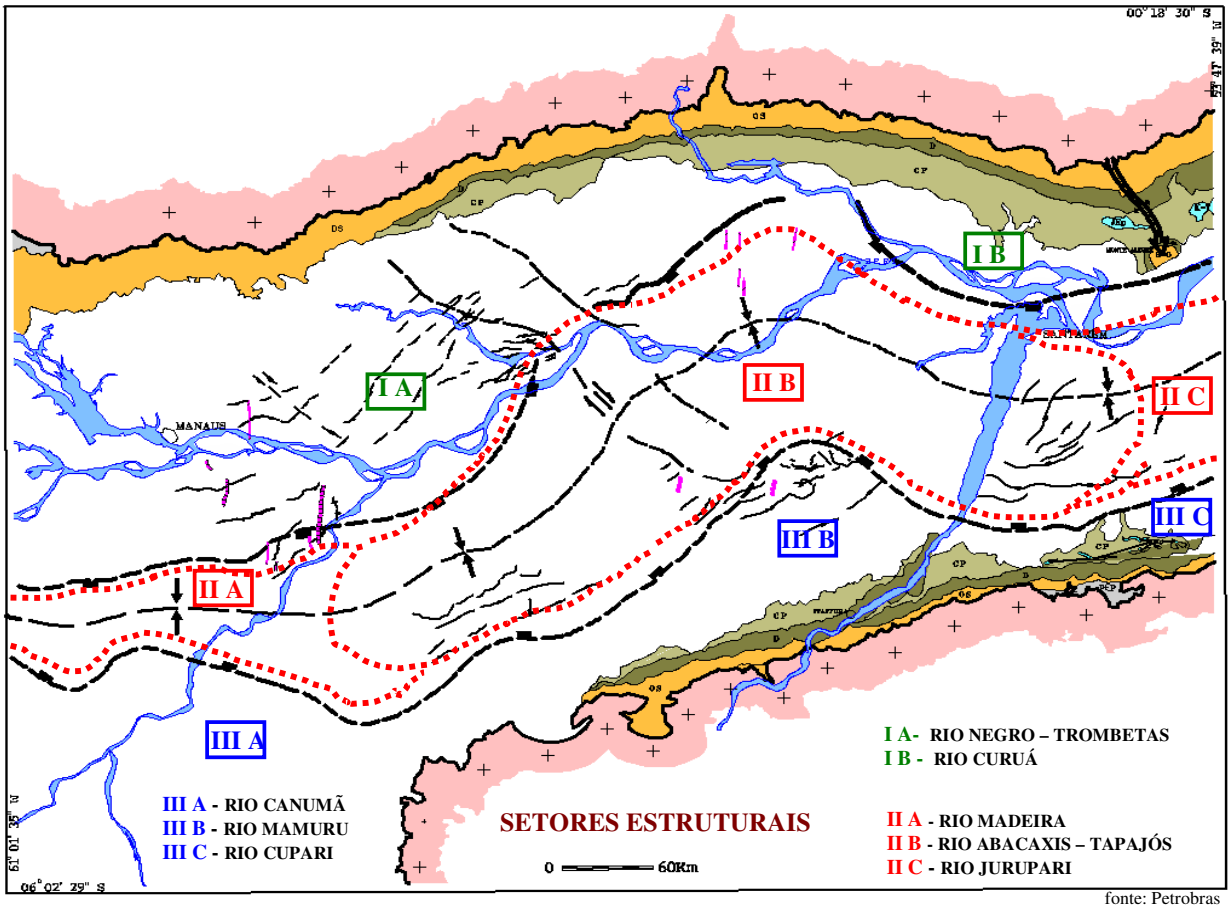
Recentemente, Costa *et al*. (2001) voltaram a enfocar os principais tópicos relacionados ao regime tectônico e paleográfico do Rio Amazonas, onde ressaltam que a evolução neotectônica do Mioceno ao Recente compreende dois grupos de feições geomorfológicas e estruturais.

O conjunto mais antigo de feições (Mioceno-Plioceno) abrange dois domínios transpressivos de direção NE e um domínio transtensivo com orientação NW, os quais estão ligados ao sistema transcorrente dextral E-W e NE-SW. O sistema transpressivo é caracterizado por colinas alinhadas controladas por falhas reversas e dobras, e estão separadas por planícies extensas que se associam, por sua vez, com bacias *pull-apart* ao longo do sistema dextral (Lineamento de Tupinambarana). As estruturas transpressivas e transtensivas introduziram muitas mudanças na paisagem, tais como o bloqueio de importantes rios, os quais evoluíram para rios-lagos; transgressão do mar sobre uma vasta área na região do Marajó e adjacências; e soerguimento de blocos longos e estreitos que são oblíquos à direção do canal principal. O conjunto mais novo (Plioceno-Holoceno) refere-se a dois sistemas de junções tríplices e dois segmentos transtensivos, os quais tem controlado a orientação dos padrões da drenagem atual.

3.4.2.3 - Estilos estruturais

3.4.2.3.1 – Setores estruturais: Interpretação e caracterização sísmica.

Ao se analisar as seções sísmicas da Bacia do Amazonas verifica-se importante variação de estilos das estruturas de região para região. Algumas mostram-se pouco estruturadas, enquanto outras exibem complexidade estrutural significativa. Com base nesse critério, dividiu-se a bacia em três amplos domínios estruturais, representados, pelo flanco Norte, flanco Sul e calha Central, subdivididos em 8 (oito) setores estruturais. O flanco Norte compreende os seguintes setores: Rio Negro – Trombetas e Rio Curuá; o flanco Sul engloba os setores Rio Canumã, Rio Mamuru e Rio Cupari e a calha Central abarca os setores Rio Madeira, Rio Abacaxis – Tapajós e Rio Jurupari. (Figura 73).



fonte: Petrobras

Figura 73 - Domínios estruturais e respectivos setores, propostos para a Bacia do Amazonas (**I** – Borda Norte; **II** – Calha Central e **III** – Borda Sul).

Inicialmente, é importante destacar que a amostragem sísmica varia muito ao longo da bacia; as áreas que contêm malha sísmica de detalhe (2km X 2km), adequadas para uma interpretação estrutural mais consubstanciada, são raras e isoladas. Uma grande parte da Bacia do Amazonas possui cobertura sísmica de reconhecimento regional, com linhas transversais à bacia, espaçadas entre 5 a 40 km. Por outro lado, grandes áreas não possuem qualquer registro sísmico, a exemplo de vários trechos ao longo da calha central da bacia entre os rios Madeira e Tapajós.

Na análise e caracterização sísmica do grau e estilo das deformações cenozóicas, usou-se como referência o comportamento sísmico-estrutural da seqüência cretáceo-terciária, cuja característica marcante é a presença, na sua base, de um refletor contínuo, de amplitude alta, que

corresponde à discordância erosiva que se implantou na bacia entre o Meso-Jurássico e o Albiano. O mapeamento estrutural sísmico dessa superfície resultou no mapa da figura 74. Em relação a este mapa ressalta-se que: a) o intervalo de contorno estrutural sísmico é de 20 milissegundos (aprox. 20 metros); b) as linhas de contorno pouco espaçadas e mais curvilíneas (áreas mais escuras) refletem as regiões onde a discordância está mais deformada; c) em algumas áreas as linhas de contorno estão ausentes devido à inexistência de cobertura sísmica ou pelo fato do refletor equivalente à discordância da base da seqüência cretáceo-terciária não ter sido mapeado, quando, para efeito de composição regional do mapa, incluiu-se linhas de contorno de 50 metros desse horizonte, com base em dados de poços; d) os lineamentos de direção NW-SE na parte central do mapa foram compilados a partir do mapa gravimétrico de anomalias Bouguer (figura 38), pertencentes ao *Sistema de Falhas Transcorrentes de Urucará*.

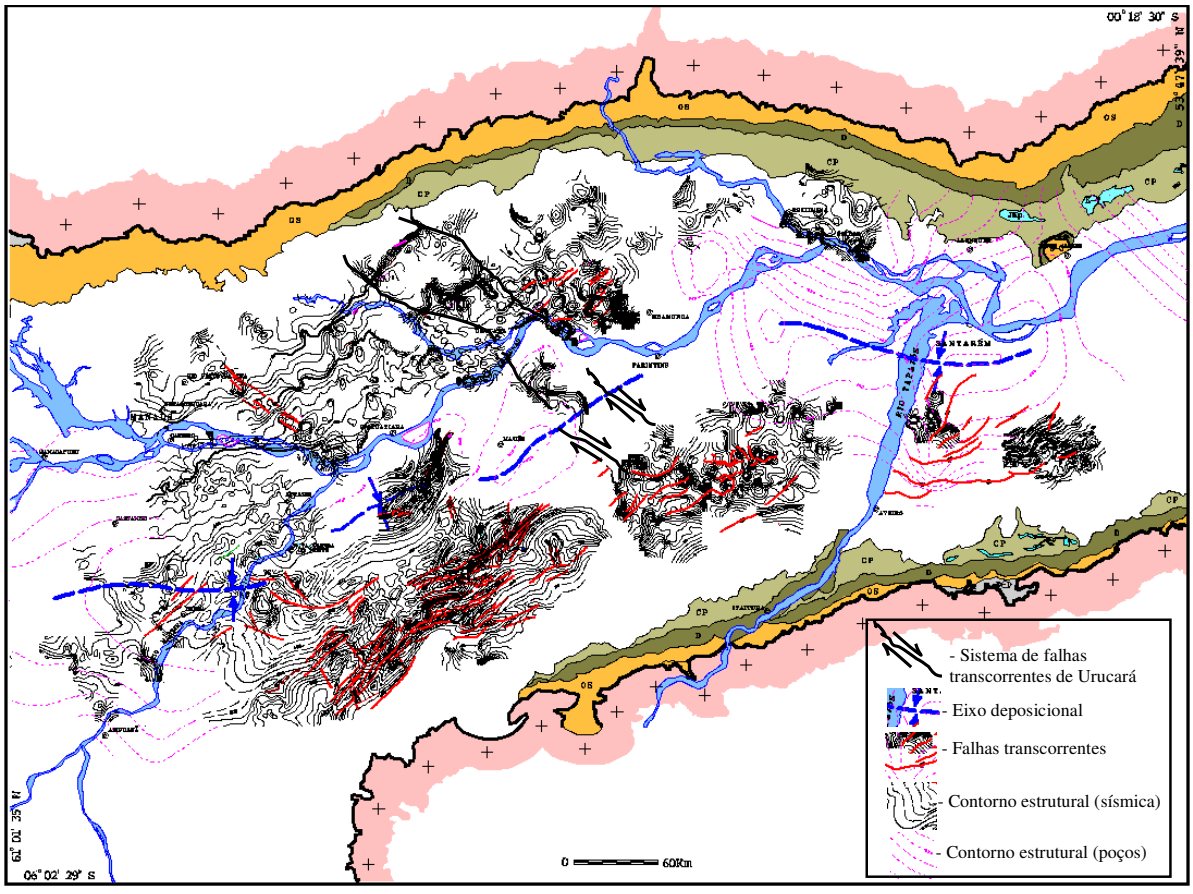


Figura 74 – Mapa de contorno estrutural da discordância pré-albiana (base da Formação Alter do Chão), com base na interpretação de linhas sísmica e poços (fonte: Petrobrás).

O grande espaçamento entre as linhas sísmicas dificulta sobremaneira a interligação das falhas identificadas nas seções interpretadas. Portanto, algumas direções de falhas que constam no mapa da figura 74 podem apresentar algumas variações, dependendo do intérprete.

É oportuno salientar que a grande maioria das linhas sísmicas registradas são transversais à bacia (*dip lines*), com orientações preferenciais NW-SE ou NNW-SSE. As linhas longitudinais (*strike lines*) orientadas NE-SW e ENE-WSW, além de serem menos frequentes, possuem grandes espaçamentos entre si (ordem de dezenas de quilômetros). Isto implica que os elementos estruturais com orientações NE-SW, além de serem naturalmente mais freqüentes em toda bacia, estão mais adequadamente amostrados pela sísmica de reflexão.

Para se exemplificar a diversidade e a complexidade das estruturas cenozóicas que ocorrem na Bacia do Amazonas seria necessário apresentar uma grande quantidade de seções sísmicas. Mas para alcançar os objetivos desta dissertação selecionaram-se algumas seções que melhor representam os estilos estruturais de cada área.

Como passo inicial do procedimento adotado para a caracterização dos estilos estruturais ao longo da bacia, são mostradas partes ampliadas do mapa estrutural sísmico da discordância pré-Albiana (Figura 74) abrangendo os diferentes setores estruturais. Em seguida, descrevem-se as feições originadas pelos eventos deformacionais do Cenozóico, observáveis nas seções sísmicas, conforme a distribuição de pontos da figura 75. Ressalta-se que o maior número de seções a serem descritas estão localizadas nos domínios estruturais do flanco Norte (domínio I) e da calha Central (domínio II).

Em analogia à geologia de superfície feita na região da floresta amazônica, o entendimento do quadro estrutural de uma determinada área se baseia em descrições lito-estruturais de afloramentos isolados; o estudo da geologia estrutural cenozóica de sub-superfície (sísmica) da Bacia do Amazonas também é feita a partir de observações isoladas naqueles pontos da figura 75, onde cada seção sísmica terá seus estilos estruturais caracterizados.

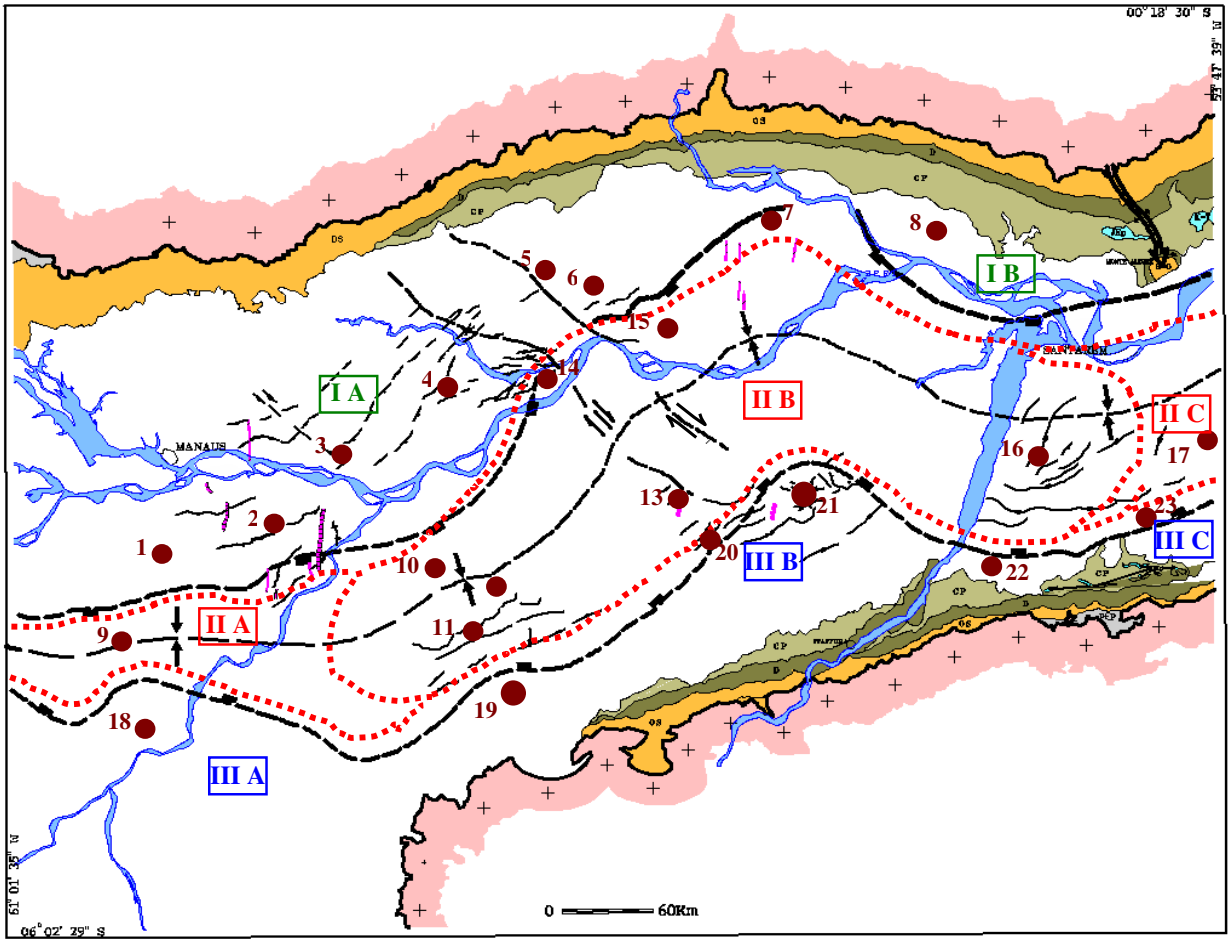


Figura 75 – Mapa de localização das seções sísmicas representativas dos estilos estruturais presentes ao longo dos setores estruturais da Bacia do Amazonas.

Uma seção sísmica de reflexão 2D (bi-dimensional) é um produto resultante do processamento dos dados adquiridos por sensores (geofones) distribuídos ao longo de uma linha (*spread*) no terreno. Estes sensores registram as ondas sísmicas que foram emitidas a partir da detonação de uma carga sísmica e que retornam após serem refletidas nas interfaces entre as camadas rochosas. Então, as seções nada mais são que perfis sísmicos de sub superfície, onde a distância no terreno é expressa em metros ou quilômetros e as profundidades dos refletores são expressas em templo duplo, que corresponde ao tempo de ida até o refletor, e de retorno ao receptor (geofone).

As seções sísmicas podem ser convertidas para profundidade, através de processamento específico que não é o caso das utilizadas no presente estudo. A conversão em profundidade está diretamente relacionada com as velocidades com que as ondas se propagam através das camadas. São lentas ao atravessarem algumas rochas: por exemplo, na Bacia do Amazonas a velocidade sísmica da seqüência cretáceo-terciária é de 2.000 m/s; em outras são mais rápidas, como nas soleiras de diabásio e nas camadas de anidrita, cuja velocidade é de 6.000 m/s. Estas velocidades são medidas nos perfis sônicos registrados quando da perfuração de poços. Desta maneira, o intérprete gera os perfis de velocidade intervalar e média, usados para a verificação das profundidades dos refletores nas seções sísmicas.

Pelo fato do trabalho ser de natureza regional, com vista na caracterização dos estilos estruturais, os refletores foram interpretados sem amarração sísmica a partir de perfis sônicos dos poços como mostrado na figura 76. Nesta figura, além da curva de velocidade sísmica que foi obtida do perfil sônico, estão presentes as curvas em tempo e profundidade das unidades litoestratigráficas atravessadas pelo poço. A apresentação da mesma se faz necessária pois possibilita a verificação das profundidades do topo das formações e a equivalência em tempo.

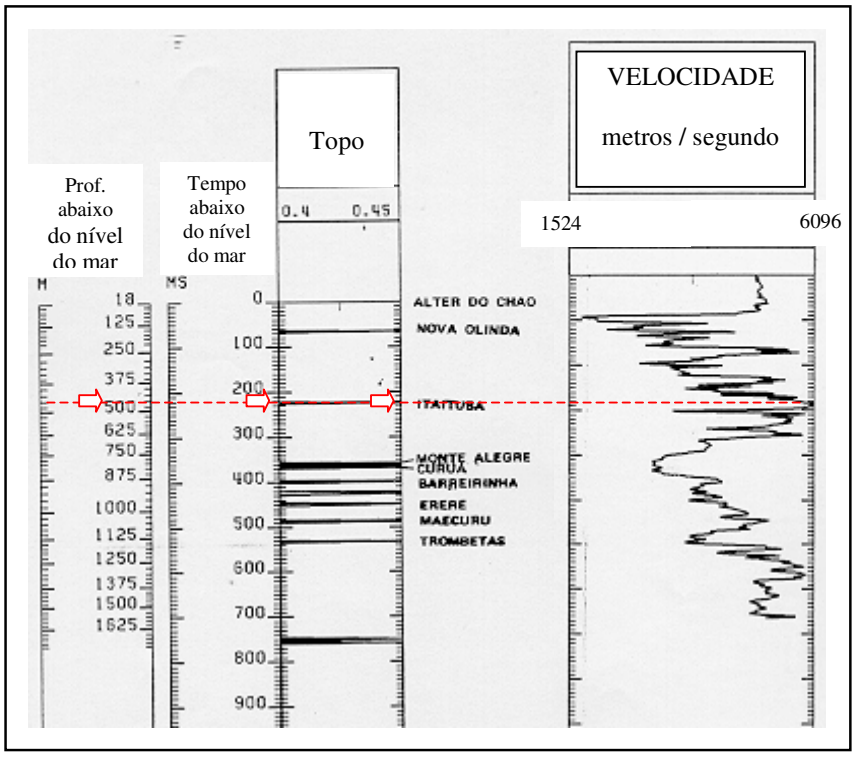


Figura 76- Perfil de velocidade sísmica e colunas de profundidades expressas em metros e milissegundos, de um poço exploratóro localizado na borda norte da Bacia do Amazonas, a alguns quilômetros a norte de Manaus.

Os refletores interpretados foram os seguintes: a discordância erosiva da base da seqüência cretáceo-terciária; um refletor correspondente a uma camada de anidrita da Formação Andirá; refletores próximos às soleiras de diabásio, algumas vezes coincidindo com seus topos e um refletor posicionado mais ou menos na passagem da Formação Nova Olinda para a Formação Itaituba. As camadas de halita são exclusivas à metade inferior da Formação Nova Olinda.

Uma informação oportuna, é que as profundidades (espessuras), em tempo, da seqüência cretáceo-terciária, verificadas nas seções sísmicas, podem ser convertidas com o mesmos valores para metros, pela seguinte razão: a velocidade intervalar média dessa seqüência é 2000 m/s. Por exemplo uma espessura de 300 milissegundos (tempo duplo) equivale a 300 metros; pois V= espaço (metros)/tempo simples (segundos), então 2.000 metros/1.000 milissegundos = profundidade/150 milissegundos, então a profundidade = 150 milissegundos x 2.000 metros / 1.000 milisegundos, com resultado final de 300 metros.

Outro aspecto que merece citação é o fator de redução de escala das seções sísmicas; isto faz com que o ângulo de inclinação dos refletores, falhas e outros elementos presentes sejam aumentados. Portanto quanto mais comprimida na horizontal, estiver uma seção sísmica, maior será a inclinação das camadas e dos elementos estruturais. Isto deve ser sempre lembrado ao se imaginar o modelo geológico proveniente de uma interpretação sísmica. As seções utilizadas neste trabalho estão consideravelmente comprimidas.

I – Flanco Norte

As linhas tracejadas com indicação de mergulho de falha normal (Figura 73), que delimitam os flancos norte e sul da região da calha central da bacia correspondem a linhas que marcam, nas seções sísmicas, uma significativa quebra de mergulho dos refletores da Seqüência Permo-Carbonífera. Essas linhas foram traçadas a partir de uma quebra significativa de gradiente das curvas do mapa de anomalias Bouguer, apresentado na figura 38

O flanco norte é entendido como a região compreendida entre a linha de forte inflexão de mergulho estrutural das camadas e a zona de ocorrência do embasamento cristalino, ao norte, sendo na maior parte representada pelo setor estrutural Rio Negro – Trombetas, a oeste e complementada pelo setor estrutural Rio Curuá, a leste.

Setor I.A – Setor estrutural Rio Negro Trombetas

O setor Rio Negro – Trombetas encerra o compartimento estrutural da bacia que tem sido denominado de Plataforma de Manaus, pelo fato dos refletores equivalentes às unidades estratigráficas paleozóicas apresentarem baixos ângulos de mergulho, como é visto nas seções sísmicas representativas do mesmo.

No que concerne ao estilo estrutural da seqüência cretáceo-terciária, e portanto das deformações cenozóicas presentes na porção leste do setor Rio Negro – Trombetas, ressalta-se que, na maior parte das seções sísmicas, essas deformações não são expressivas em dimensões e quase sempre estão associadas a falhas transcorrentes com direções NE-SW e NW-SE. No mapa estrutural sísmico da base dessa seqüência (Figura 77) as linhas de contorno indicam que a superfície mapeada mergulha suavemente para SE e localmente notam-se algumas ondulações no relevo estrutural.

Para este setor foram interpretadas 06 (seis) seções sísmicas relativas aos pontos de 1 a 6 representados nas figuras 78, 79, 80,81, 82 e 83.

O ponto 1 está localizado aproximadamente 60 km a SSW de Manaus (Figura 78). A Seqüência Cretáceo-Terciária (seq. K-T) apresenta-se pouco modificada espacialmente, com espessura variando entre 250 e 300 m. O comportamento quase planar da discordância pré-Neocretácea (pré-Albiana) indica que esta porção da bacia não experimentou significativas deformações no Cenozóizo. Em poucos locais observa-se que algumas das falhas transcorrentes (transpressionais) de direção NE-SW do Mesozóico foram reativadas no Cenozóico. O afinamento de isópaca sísmica entre a discordância e o refletor seguinte, principalmente nos trechos estruturados, é indicativo de que as falhas e estruturas associadas originaram-se no Mesozóico, quando da incidência do tectonismo Juruá, sobretudo na Bacia do Solimões.

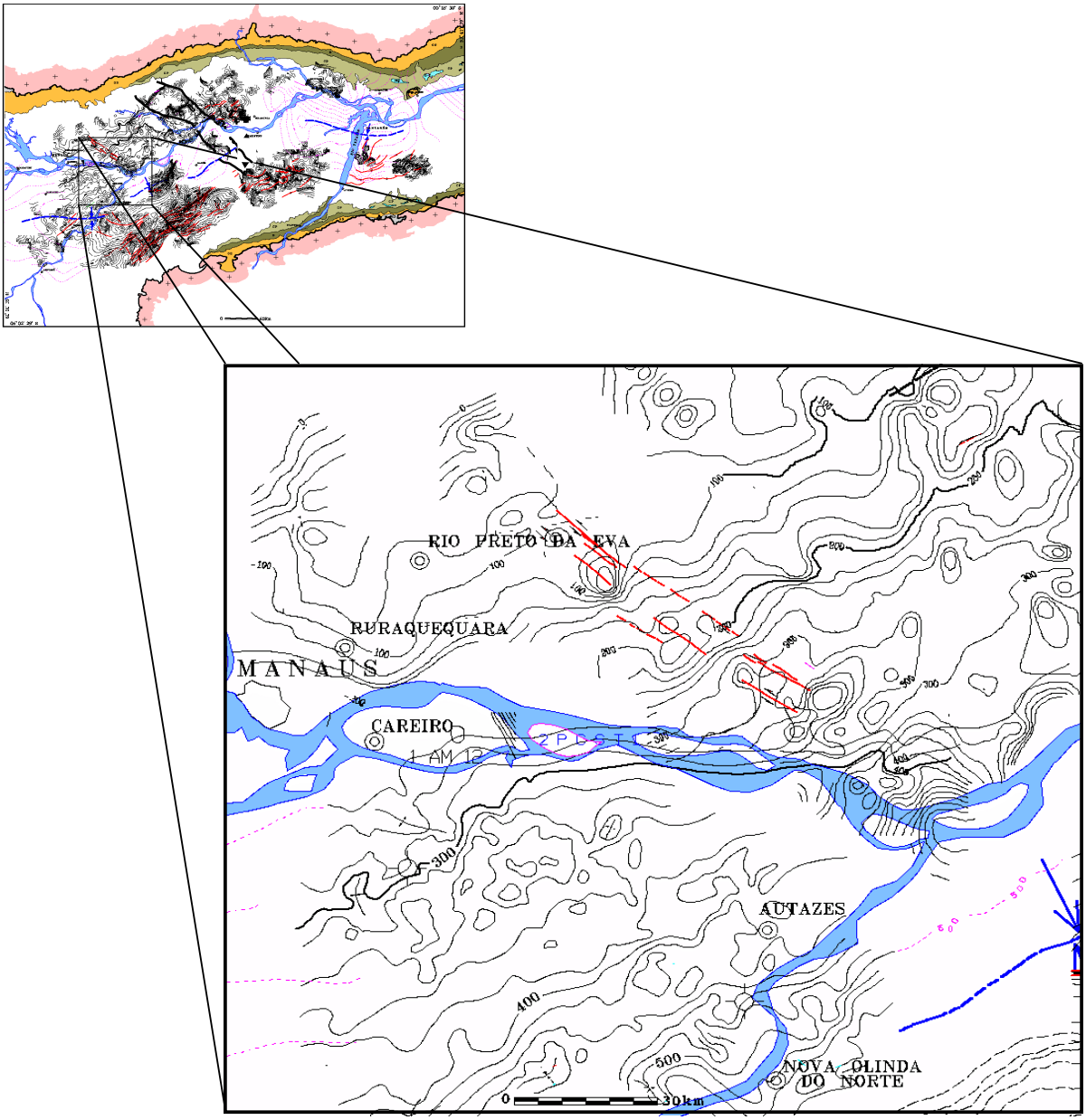


Figura 77 – Mapa estrutural sísmico da discordância pré-albiana abrangendo a parte leste do setor Rio Negro – Trombetas.

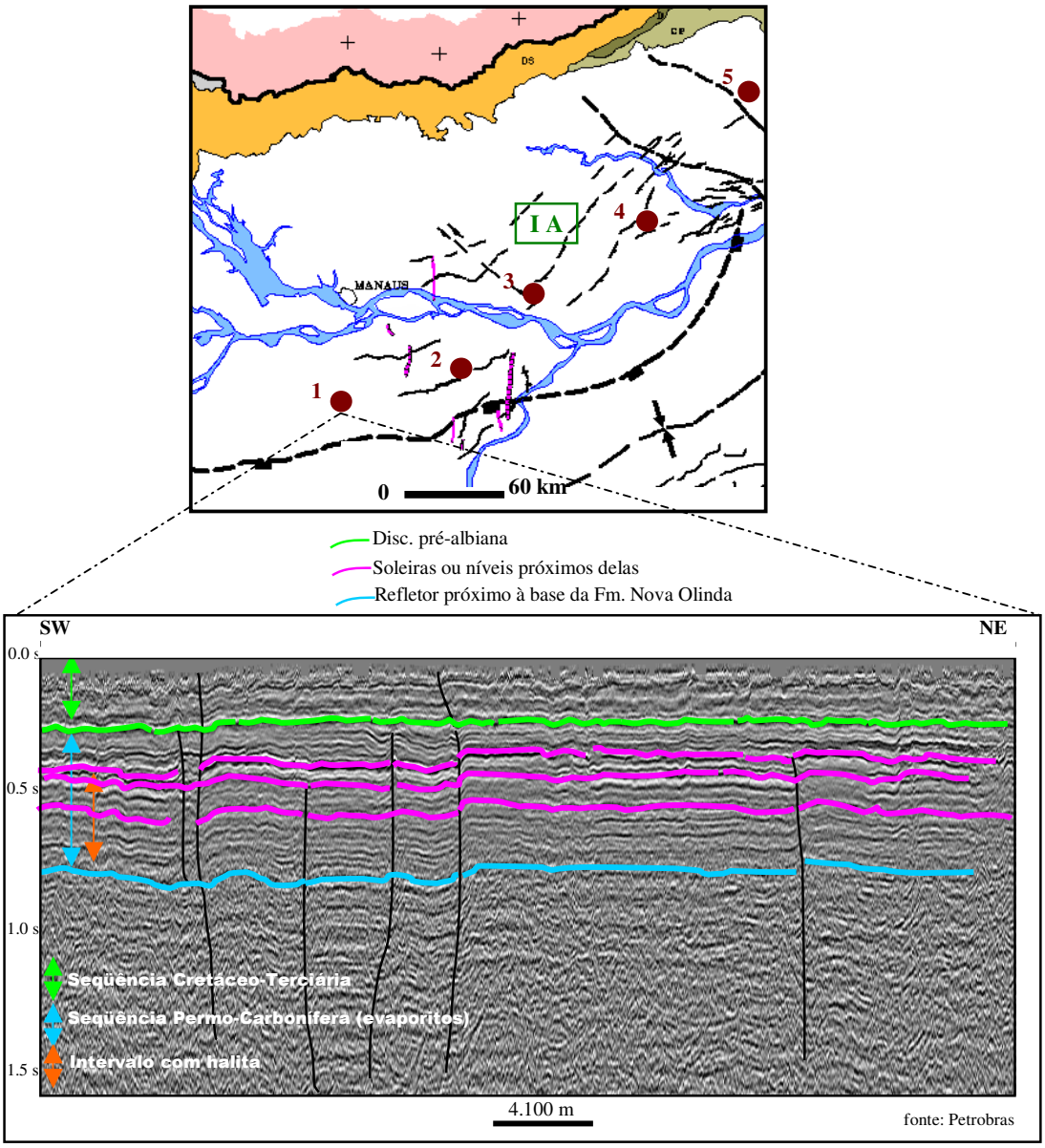


Figura 78 – Caracterização sísmico-estrutural da região da Bacia do Amazonas representada pelo ponto 1.

O ponto 2 está situado em torno de 80 km a SE de Manaus (Figura 79) e, como na seção sísmica anterior, 60 km a SW, a discordância da base da Formação Alter do Chão não mostra evidências de deformação intensa. Contudo no lado SE da seção esta superfície encontra-se falhada. O perfil da falha sugere que a mesma é de natureza transcorrente e provavelmente possui direção NE-SW.

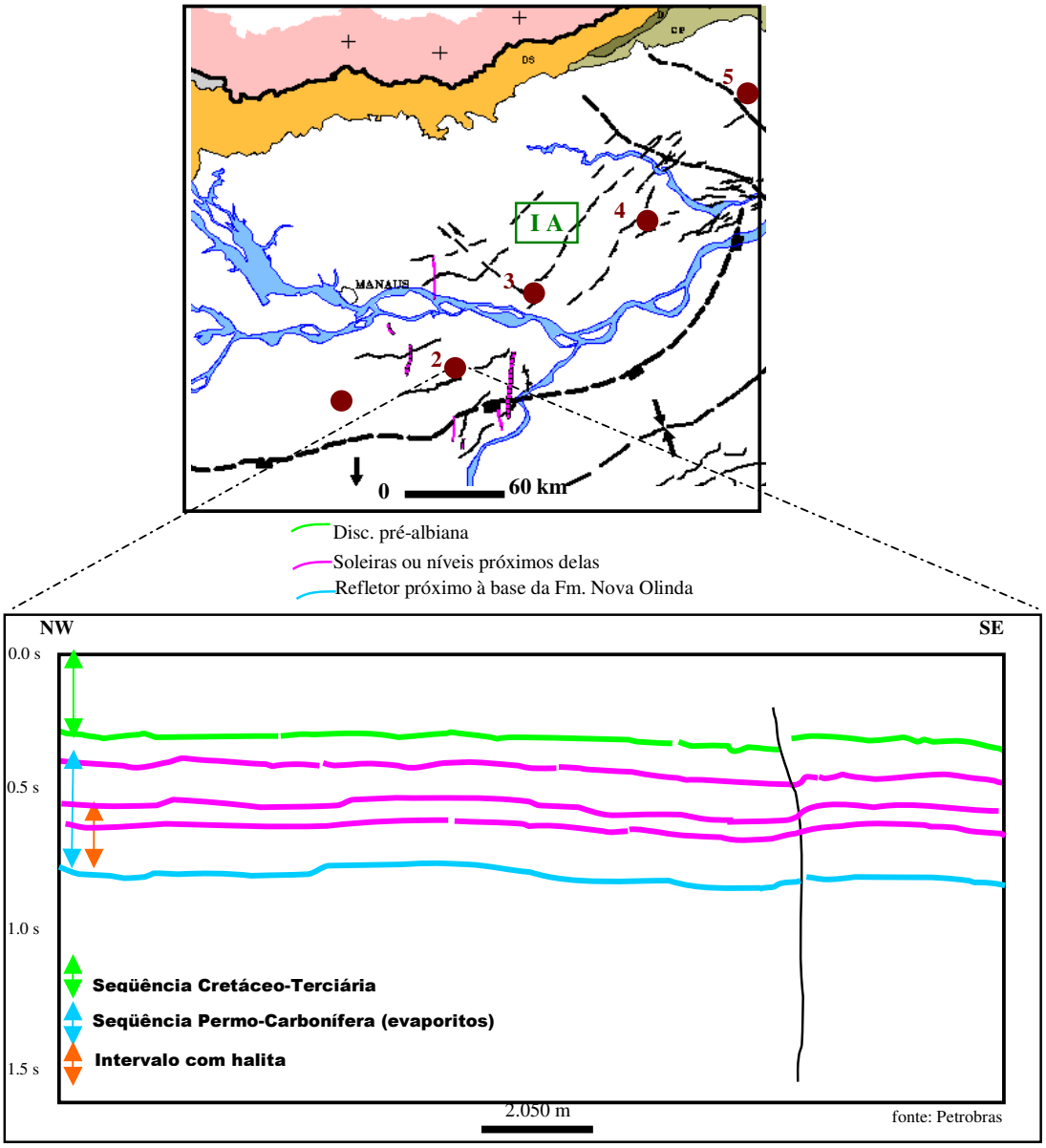


Figura 79 – Caracterização sísmico-estrutural da região da Bacia do Amazonas representada pelo ponto 2.

O ponto 3 localiza-se a 110 km a leste Manaus (Figura 80). Nas adjacências do Rio Urubu, na extremidade NW da seção, há dois planos principais de falhas transcorrentes caracterizados por uma estrutura tipo *pop up*. Essas falhas parecem ter exercido forte controle no desenvolvimento do leito linear do Rio Urubu, e integram um feixe de falhas transcorrentes de direção NW-SE. No extremo SE da seção os refletores da Seqüência Cretáceo-Terciária e a discordância pré-albiana estão deslocados por uma falha transcorrente cuja direção é NE-SW

semelhante àquelas das seções anteriores. O refeletor azul acima da discordância pré-albiana. foi interpretado como uma discordância erosiva na base de uma seqüência supostamente de idade terciária. Próximo ao centro da seção existe uma feição de canal (**C**) nesta superfície. Na Bacia do Solimões é comum a ocorrência de canais na discordância que separa o Cretáceo do Terciário.

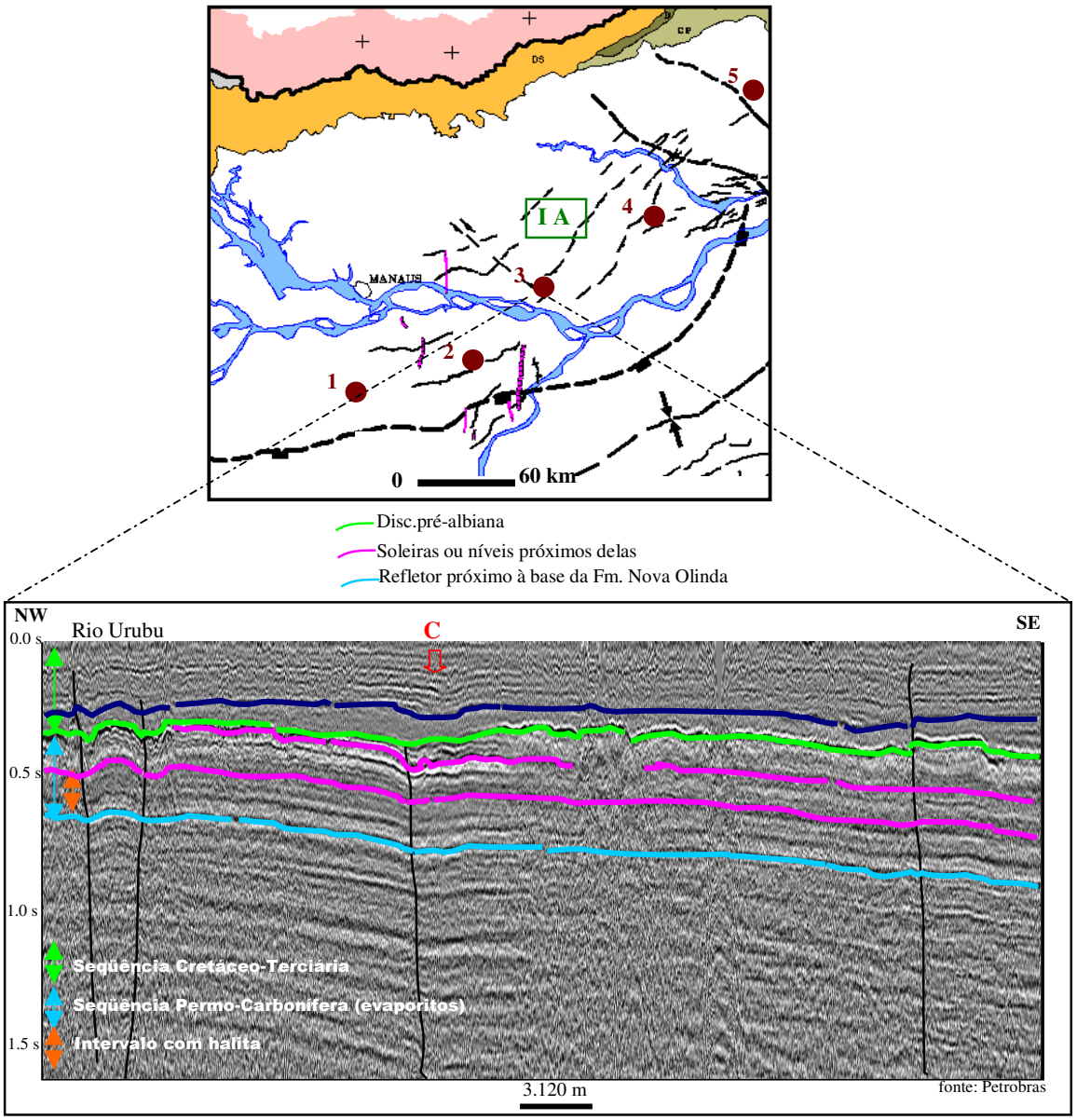


Figura 80 – Caracterização sísmico-estrutural da região da Bacia do Amazonas representada pelo ponto 3.

O ponto 4 está situado na poção central da região denominada Plataforma de Manaus e dista cerca de 30 km da margem direita do Rio Uatumã (Figura 81). A seção sísmica revela a existência de várias falhas transpressionais cenozóicas de direção NE-SW; as ondulações e pequenas dobras, às vezes como *pop up,* dos refletores são feições indicativas de encurtamento. No lado SE da seção observa-se que a discordância pré-albiana está dobrada, enquanto que o refletor azul acima não está deformado. Tal fato sugere que a região experimentou mais de uma evento tectônico durante o Cenozóico; sendo que o mais antigo responde pela origem da referida dobra.

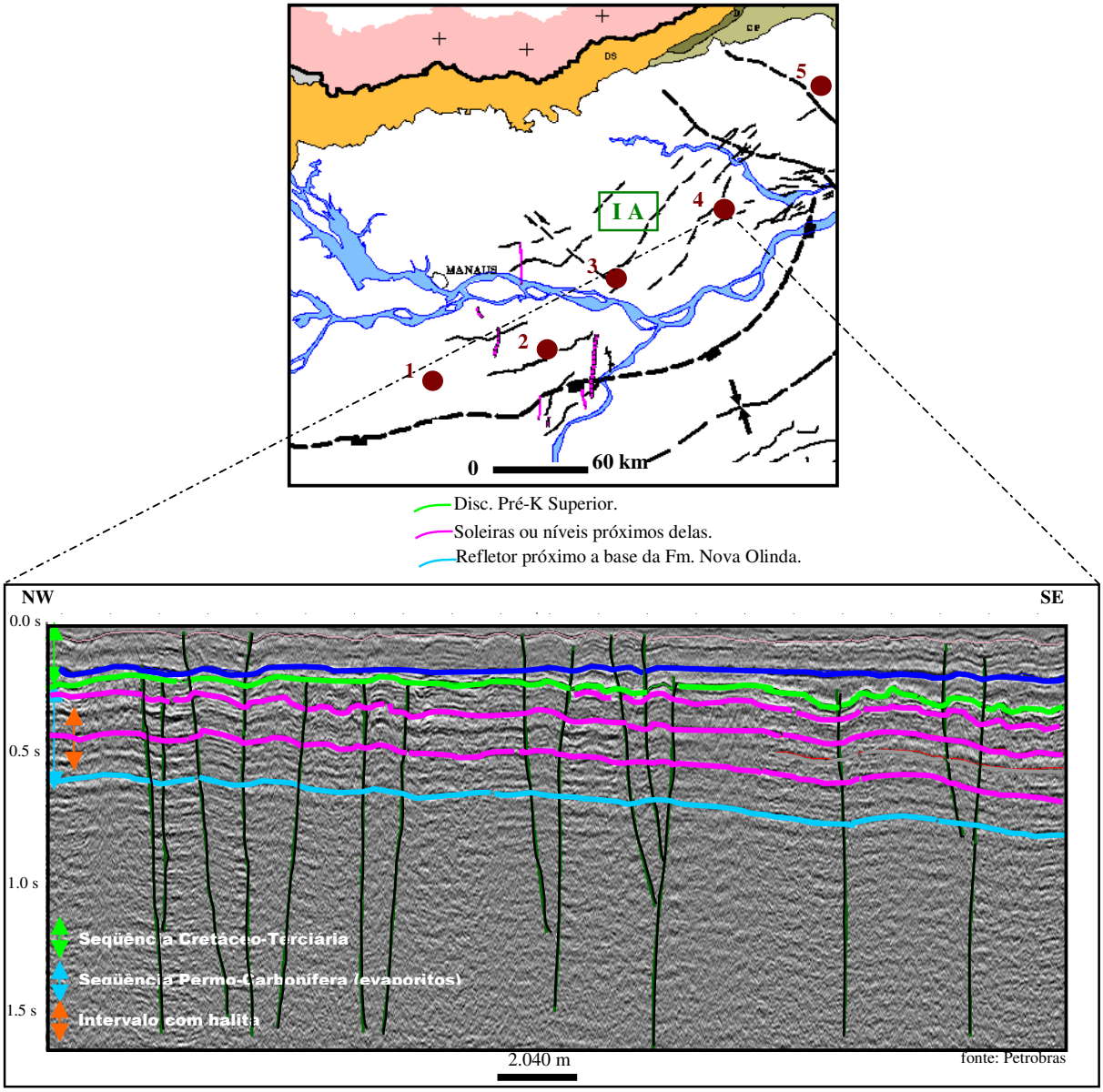


Figura 81 – Caracterização sísmico-estrutural da região da Bacia do Amazonas representada pelo ponto 4.

No ponto 5, situado a cerca de 100 km a NE do ponto 4 (Figura 82), a seção sísmica corresponde a um segmento mais raso da bacia e a discordância pré-albiana na parte SE da seção, atinge profundidade máxima de 200 m. Também na porção SE da seção, a estrutura transcorrente, tipo flor positiva é a feição de idade cenozóica que mais se destaca. Ao lado da estrutura em flor, em direção a NW, as dobras e falhas foram originadas no Mesozóico durante o tectonismo Juruá e experimentaram reativação no Cenozóico. Devido à orientação da linha as falhas com direção NE-SW são realçadas, no entando, é possível que algum traço de falha represente o sistema transcorrente dextral NW-SE, bem desenvolvido na porção central da bacia do Amazonas.

As seções sísmicas correspondentes aos pontos anteriores têm orientações NW-SE, a seção que representa o ponto 6 tem direção SW-NE, portanto, quase ortogonal ao sistema de falhas transcorrentes NW-SE, que atravessa a bacia sobretudo nesta região, e que nos mapas geológicos e geofísicos regionais corresponde a expressivos lineamentos (Figura 83). Admite-se, portanto, que o conjunto de falhas interpretadas, em sua maioria, está associado ao referido sistema. Na parte central da seção, os refletores mais profundos exibem uma ampla dobra, cujo mergulho do flanco SW diminui de valor para os refletores mais rasos, ausente na Seqüência Cretáceo-Terciária. Esse quadro é sugestivo de uma estrutura mais antiga que foi reativada através do sistema de falhas NW-SE no Cenozóico, que levou a formação do baixo estrutural na parte NE da seção.

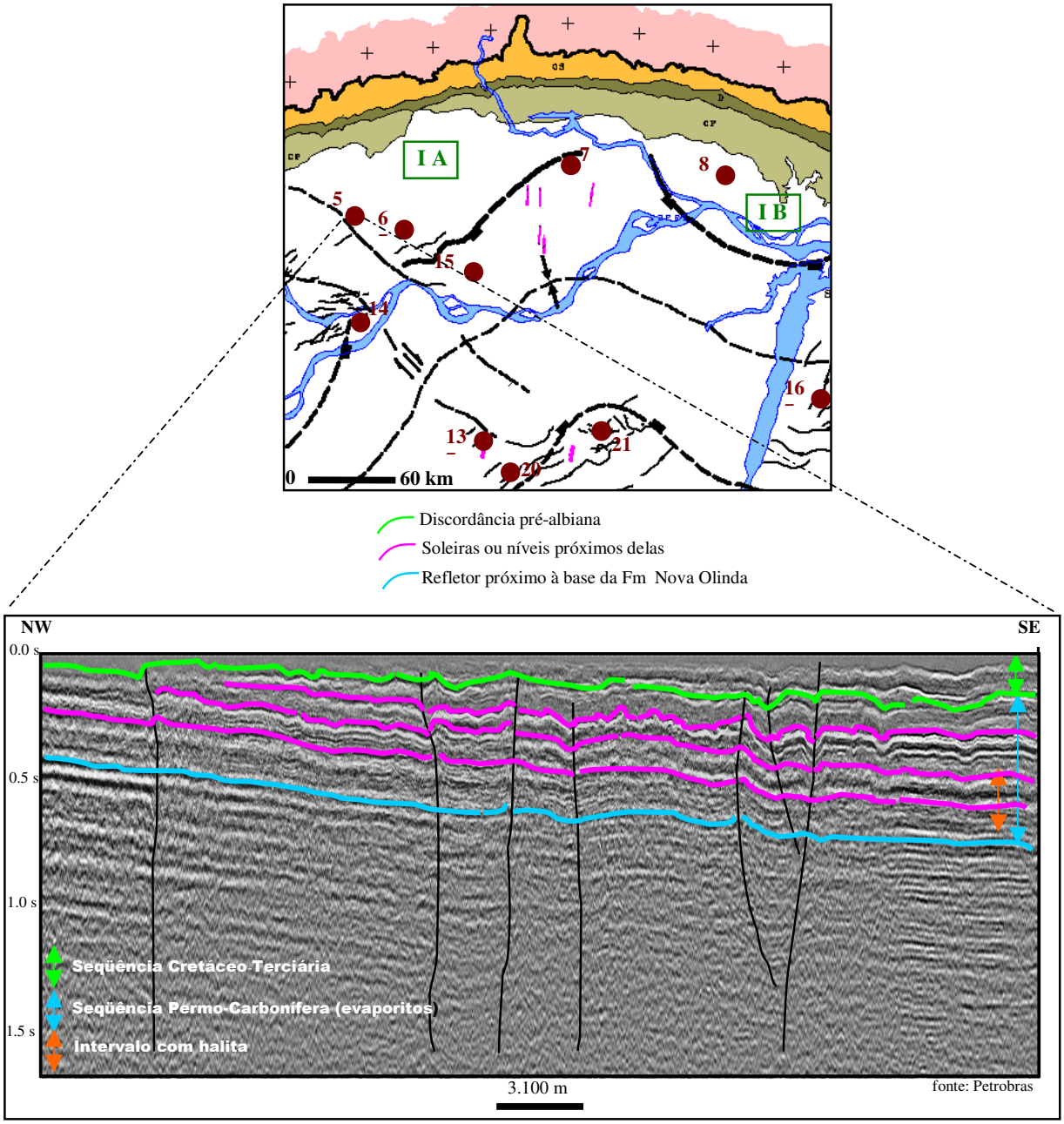


Figura 82 – Caracterização sísmico-estrutural da região da Bacia do Amazonas representada pelo ponto 5.

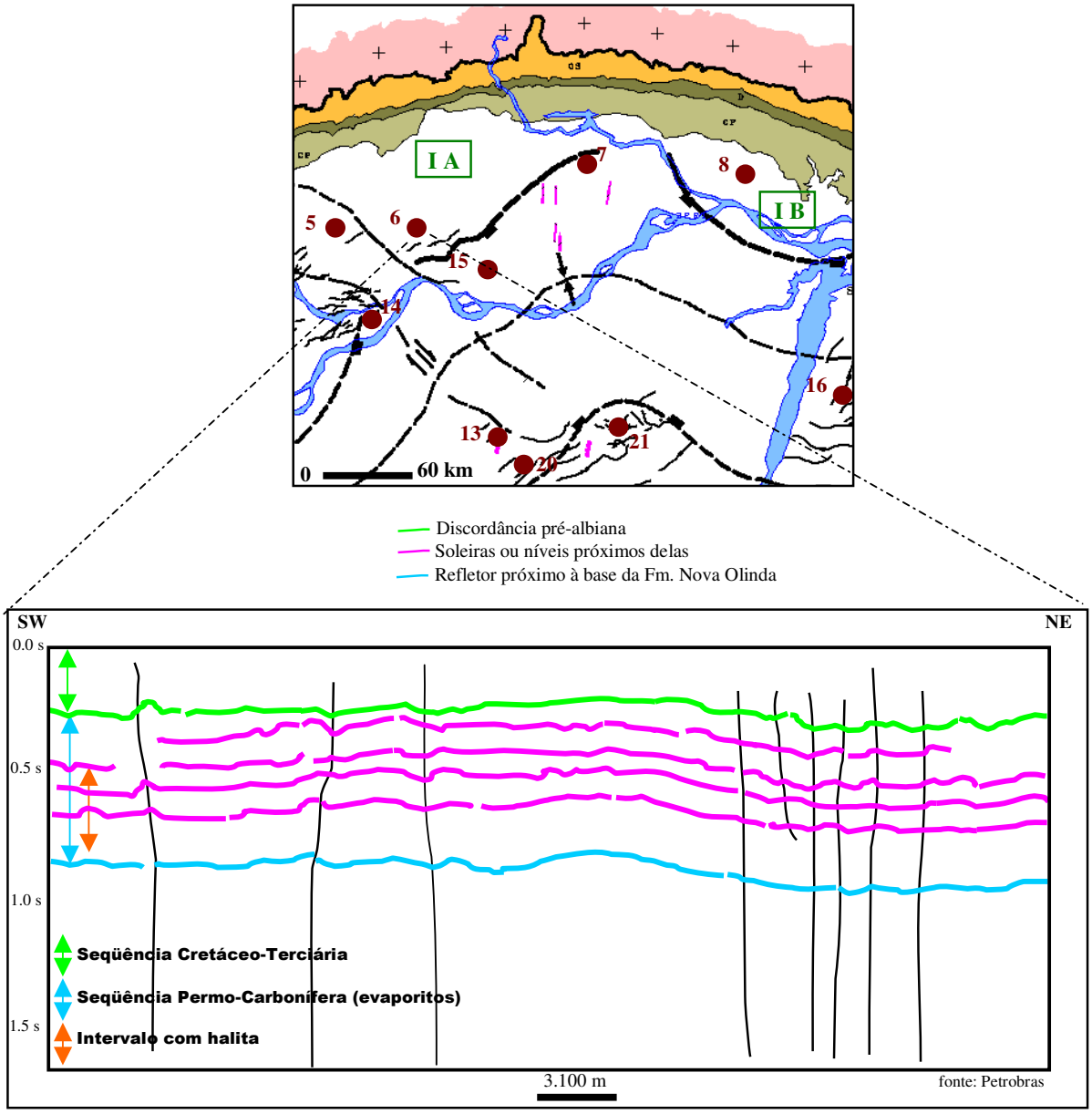


Figura 83 – Caracterização sísmico-estrutural da região da Bacia do Amazonas representada pelo ponto 6.

A seção sísmica do ponto 7, que dista 30 km do Rio Trombetas (Figura 84), está posicionada na região da bacia marcada por uma forte inflexão estrutural, bem delineada no mapa pela linha do depocentro atual da bacia (b) e pelas linhas que delimitam os seus flancos, denominadas de charneiras estruturais norte (a) e sul (c). As feições estruturais cenozóicas mais relevantes são as falhas transcorrentes indicadas pelas letras (A e B). A falha B limita e

provavelmente controla o baixo estrutural (C) a sul da seção, onde a seqüência K-T mostra um significativo aumento de espessura. As falhas de perfil reverso em D, com caimento para S, estão restritas apenas à parte mais superior da seqüência Permo-Carbonífera, e são descoladas (*detachement*) ao longo de uma camada de halita ou folhelho (E).

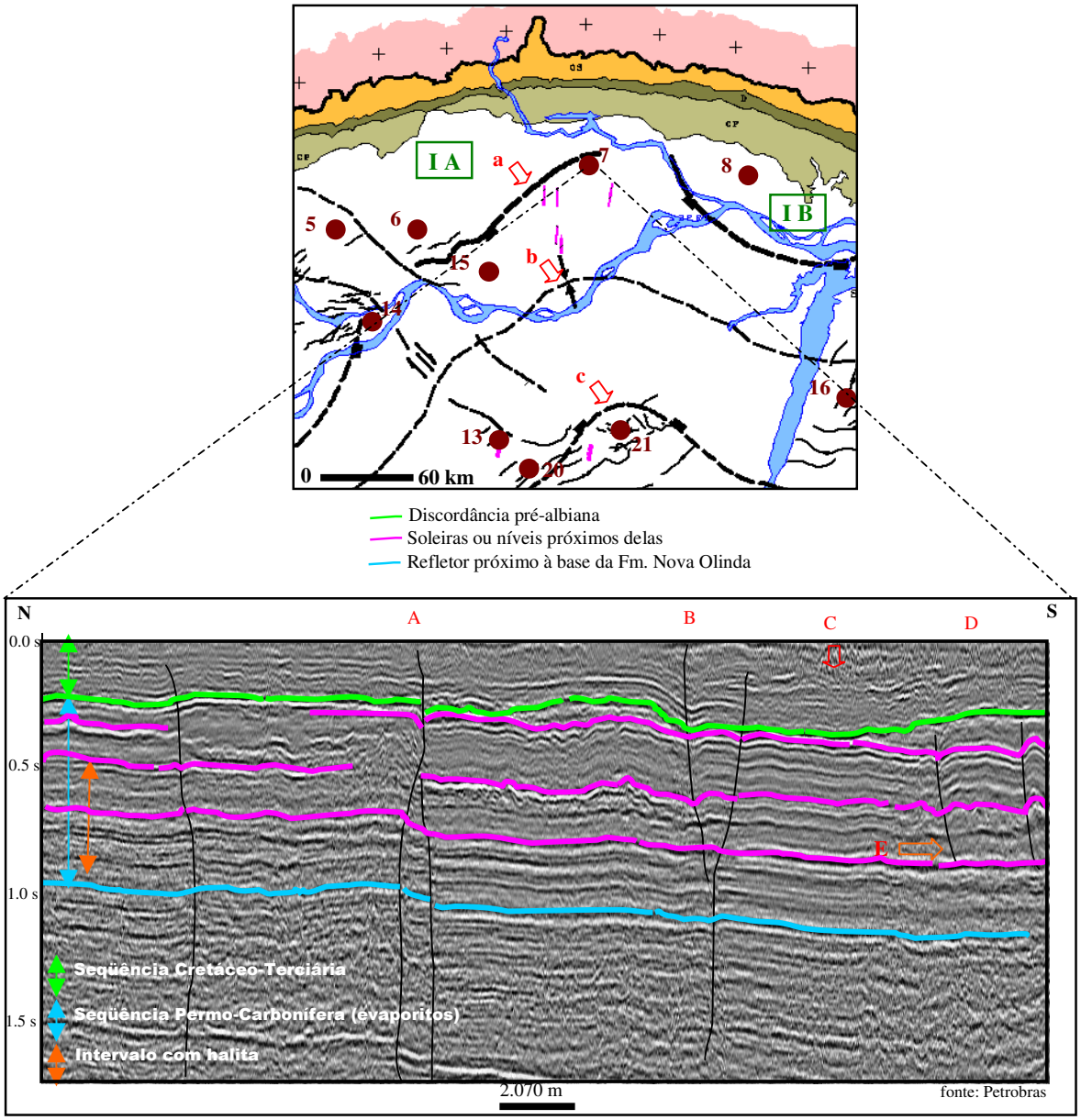


Figura 84 – Caracterização sísmico-estrutural da região da Bacia do Amazonas representada pelo ponto 7.

Setor I B – Setor estrutural Rio Curuá

Este setor corresponde ao segmento mais oriental do flanco norte da bacia, onde se verifica, através da seção sísmica, que a Seqüência Cretáceo-Terciária possui pequena espessura, estando a discordância pré-albiana a profundidades de 50 a 120 metros, não havendo resolução sísmica para a identificação e caracterização de estruturas cenozóicas. É reduzida a quantidade de seções sísmicas nesta região e a que se constitui no único ponto de amostragem deste setor, ponto 8 (Figura 85) possui características estruturais que são extensivas a toda a área, por exemplo: os refletores da seqüência paleozóica apresentam-se com mergulhos mais acentuados quando comparados com aqueles das seções distribuídas ao longo do setor I-A, sobretudo no âmbito da plataforma estrutural de Manaus. O setor Rio Curuá, à época que se instalou a discordância pré-albiana, comportou-se como uma ampla feição homoclinal, o que se justifica pelos mergulhos mais acentuados que resulta em zona mais estreita em mapa.

II – Calha Central

A calha central é a região compreendida entre as linhas que delimitam os flancos norte e sul da bacia, tendo na sua porção central a linha que marca os pontos de maior profundidade atual da bacia (Figura 73). Esta região é de fundamental importância para o estudo e caracterização dos estilos estruturais presentes na bacia, sobretudo aqueles originados no cenozóico, pois a Seqüência Cretáceo-Terciária ocorre com suas maiores espessuras, o que se traduz em uma seqüência sísmica com refletores bem definidos. Outro aspecto significativo é que, ao longo dessa região, observam-se as estruturas cenozóicas decorrentes das deformações mais intensas e complexas decorrentes dos pulsos tectônicos e movimentação e dissolução de sal associados. Uma vasta área desse domínio estrutural, em sua porção central-leste, apresenta-se desprovida de cobertura sísmica. Desta maneira os pontos de amostragem estão mais concentrados no lado oeste (Figura 74). A calha central, apresentada como domínio estrutural II**,** foi subdividida em três setores estruturais, a saber: II-A, II-B e II-C. É no setor central (II B) que se encontra o maior número de seções sísmicas interpretadas, em função da maior diversidade de estruturas presentes. Os setores dos lados extremos, II-A e II-C, são bem menos extensos, e a

Seqüência Cretáceo-Tercária ocorre praticamente sem deformações; nesse caso uma seção em cada setor foi suficiente para a caracterização estrutural.

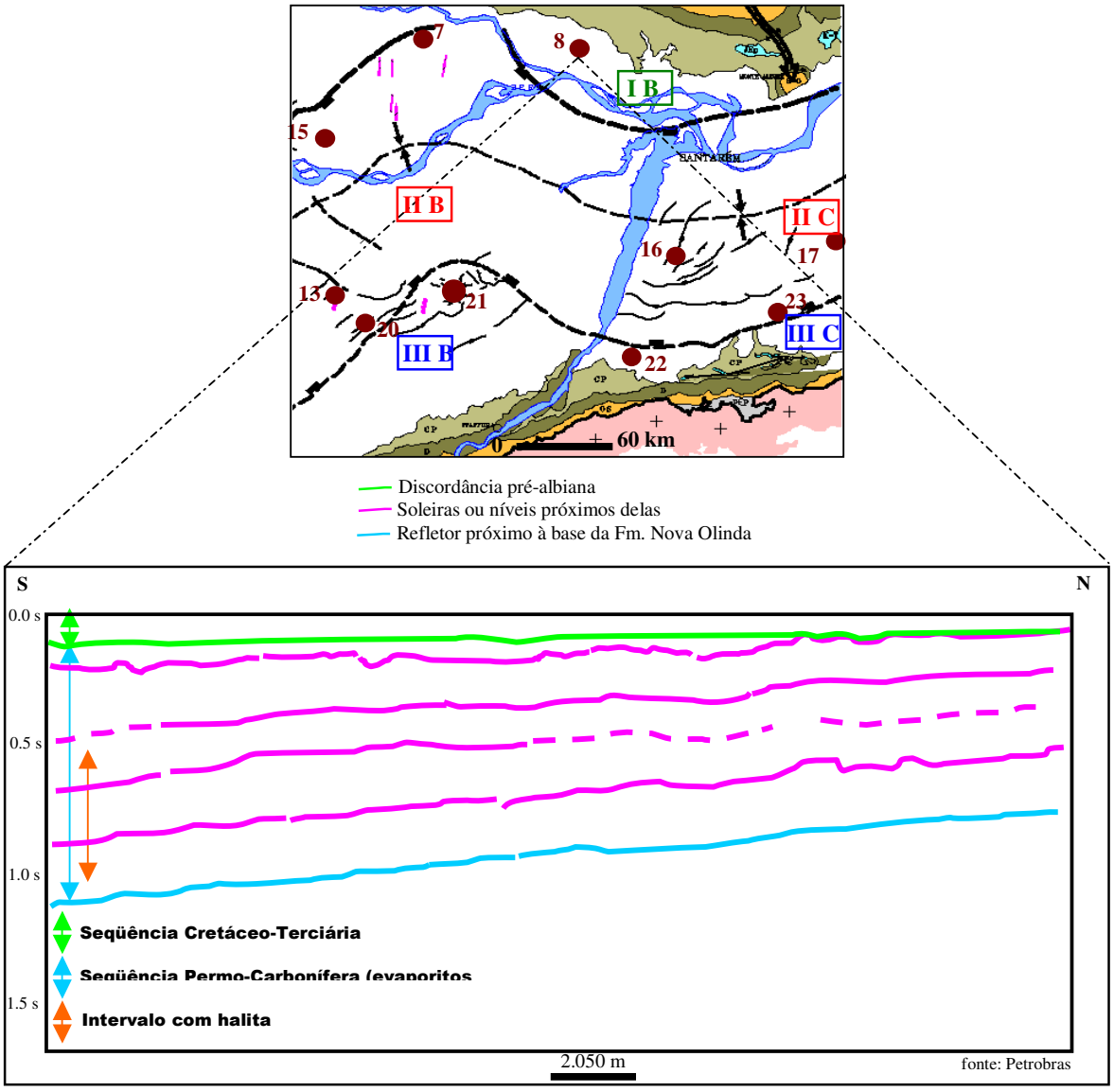


Figura 85 – Caracterização sísmico-estrutural da região da Bacia do Amazonas representada pelo ponto 8.

Os mapas estruturais sísmicos apresentados nas figuras 86 e 87 abrangem, respectivamente, aos trechos oeste e leste da região da calha central, ampliados a partir do mapa estrutural regional da base da seqüência Cretáceo-Terciária (discodância pré-albiana) da figura 74. Os espaços em branco são decorrentes da falta de cobertura sísmica ou trechos sem interpretação sísmica.

Nas regiões onde a discordância pré-albiana encontra-se muito deformada, dobrada e falhada, as linhas de contorno exibem um padrão mais irregular, a exemplo do que se configura nas áreas indicadas pelas setas na figura 86. Nas áreas tectonicamente mais calmas, a exemplo da porção ocidental do setor I-A (Plataforma de Manaus), as linhas de contorno indicam que a superfície mapeada mergulha suavemente para SE, com ondulações localizadas.

Sobre as estruturas que ocorrem no setor II-A, aquelas que guardam alguma relação com movimentação de sal, serão referenciadas ou mesmo descritas em maior detalhe no item que abordará especificamente a tectônica do sal.

Um aspecto estrutural relevante na calha central é a mudança abrupta da direção do depocentro atual da bacia, que ocorre no limite do setor II-A para o setor II-B, quando a sua direção muda de E-W para NE-SW e na parte mediana do segundo, quando o depocentro passa a ter uma direção geral ESE-WNW. Estas mudanças de direção configuram em escala regional o que se tem chamado feição em *dog leg* da Bacia do Amazonas.

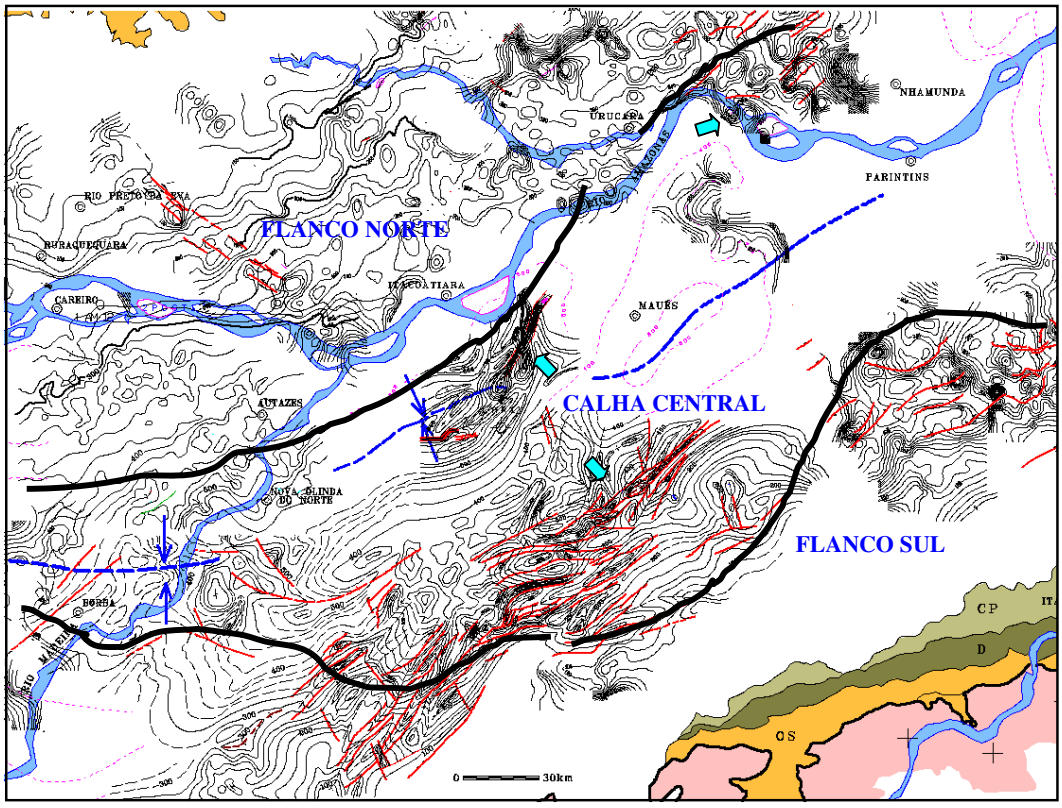


Figura 86 - Mapa estrutural sísmico da base da Seqüência Cretáceo-Terciária (discordância pré-albiana) abrangendo a parte oeste da calha central e a porção ocidental do flanco norte. (fonte: Petrobrás).

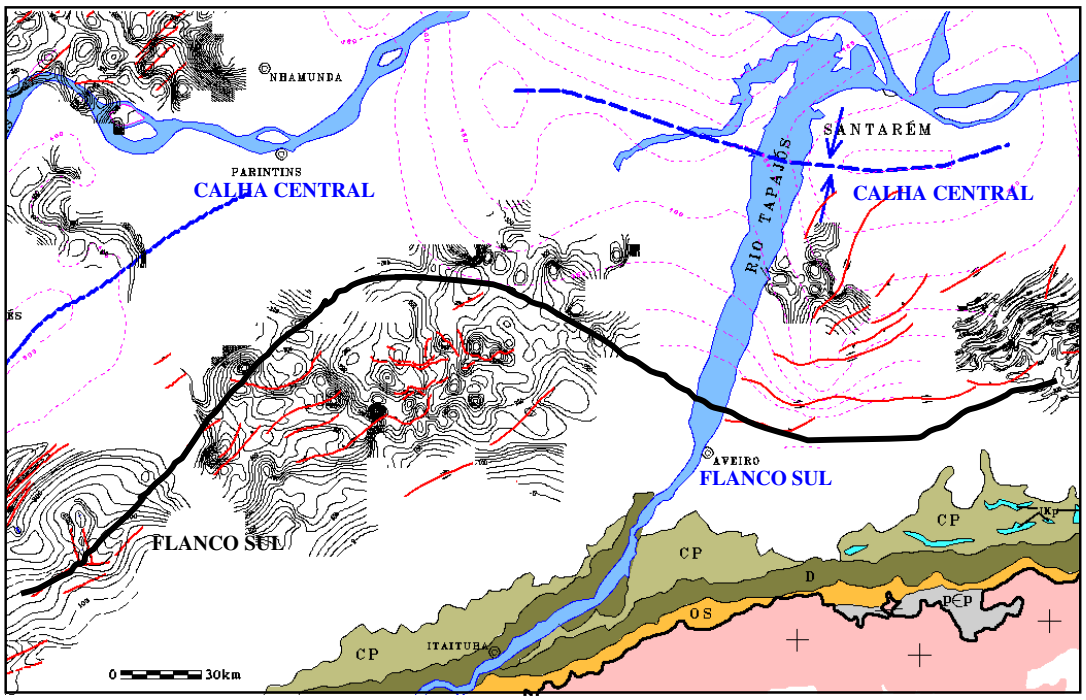


Figura 87 - Mapa estrutural sísmico da base da Seqüência Cretáceo-Terciária (discordância pré-albiana) abrangendo a parte leste da calha central e a porção oriental do flanco sul. (fonte: Petrobrás).

Setor II A – Setor Estrutural Rio Madeira.

Trata-se da zona mais estreita e mais ocidental da calha central da bacia. Neste setor a Seqüência Cretáceo-Terciária acha-se praticamente sem deformação, como se pode constatar pelo comportamento planar da discordância da base dessa seqüência, que está a 400 metros de profundidade, no decalque da interpretação da seção sísmica da figura 88 referente ao ponto 9, único deste setor. Uma característica dessa região é a excelente qualidade sísmica da seqüência pós-paleozóica. As feições estruturais indicadas pelas setas (A e B) foram formadas quando da colocação (*emplacement*) das soleiras de diabásio, com fluxo de sal associado. Nota-se que essas feições estão restritas à parte mais superior da seqüência paleozóica, onde incide o maior número de soleiras.

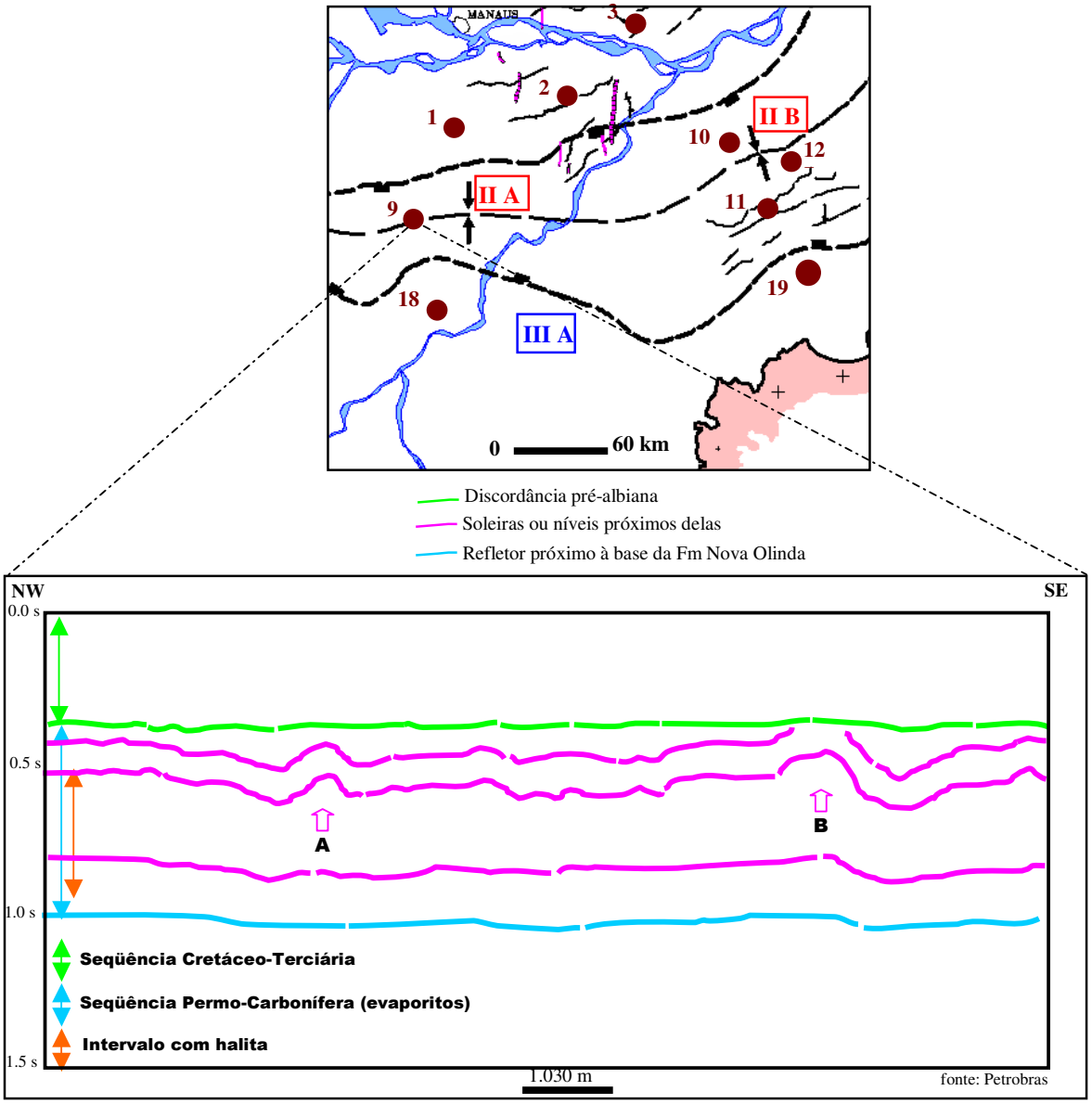


Figura 88 – Caracterização sísmico-estrutural da região da Bacia do Amazonas representada pelo ponto 9.

Setor II B – Setor Estrutural Rio Abacaxis-Tapajós

Esse setor, situado em grande parte na mesopotâmia dos rios Abacaxis e Tapajós, é o que possui a maior variedade de estilos estruturais decorrentes dos pulsos tectônicos e halotectônicos que caracterizam o Cenozóico. A presença de estruturas pretéritas, tanto de direção NE-SW

quanto de direção NW-SE certamente influenciou, aqui como em toda a bacia, na dinâmica deformacional, respondendo como zonas reativadas, em maior ou menor grau, ou simplesmente como elementos capazes de ter provocado dispersão ou concentração dos esforços atuantes na época. Por outro lado, é nesta região que ocorrem os maiores somatórios de espessuras das camadas de halita, entre 200 e 500 metros (ver figura 39). Essa é a principal causa para que a bacia tenha se comportado estruturalmente de forma mais instável, resultando na formação de expressivas estruturas, onde a movimentação salífera teve participação importante ou foi exclusiva, como na formação da dobra na seqüência K-T relacionada à almofada de sal (seta na figura 89) vista no decalque da interpretação da seção sísmica da figura 89, refente ao ponto 10.

O ponto 11 está situado na região do Rio Abacaxis (Figura 90), bastante conhecida em função de sua complexidade estrutural. Nela é comum a ocorrência de feições relacionadas à intrusão de diques e soleiras de diabásio e à movimentação salífera. Para efeito de melhor caracterizar os estilos das estruturas dessa área, serão mostradas 03 seções sísmicas, localizadas próximas uma das outras (2 a 5 km). Na seção da figura 90 a seqüência K-T apresenta estilo de deformação peculiar; notam-se nas posições A e B que apenas essa seqüência encontra-se, respectivamente, dobrada e arqueada. Admite-se que estas feições tenham sido originadas por fluxo de sal ao longo de zonas fraturadas de diques, às vezes reativadas por falhas transcorrentes. O sal se alojou, feito almofadas, na seqüência logo abaixo da discordância da base do Cretáceo, como se observa no ponto B. No ponto A, as falhas e/ou diques não foram atravessados pelo plano da seção. Os refletores abaixo da feição tipo almofada são planos e contínuos, isentos de qualquer deformação.

A seção sísmica apresentada na figura 91 faz parte do ponto 11 e mostra outro exemplo de dobra na Seqüência Cretáceo-Terciária, gerada pela formação da almofada de sal (indicada pela seta A na figura 91), a qual provocou o soerguimento das camadas sobrepostas, da mesma forma como aquela presente na seção sísmica da figura 89. O arqueamento verificado nos refletores das seqüências subjacentes as almofadas de sal das referidas figuras é um efeito do que se chama *pull up*, na interpretação sísmica. Os refletores são puxados para cima em resposta à variação lateral de velocidades entre a Seqüência K-T (V1) e a seqüência paleozóica (V2). Após a conversão para profundidade, o arqueamento desaparece e os refletores mostram-se planares.

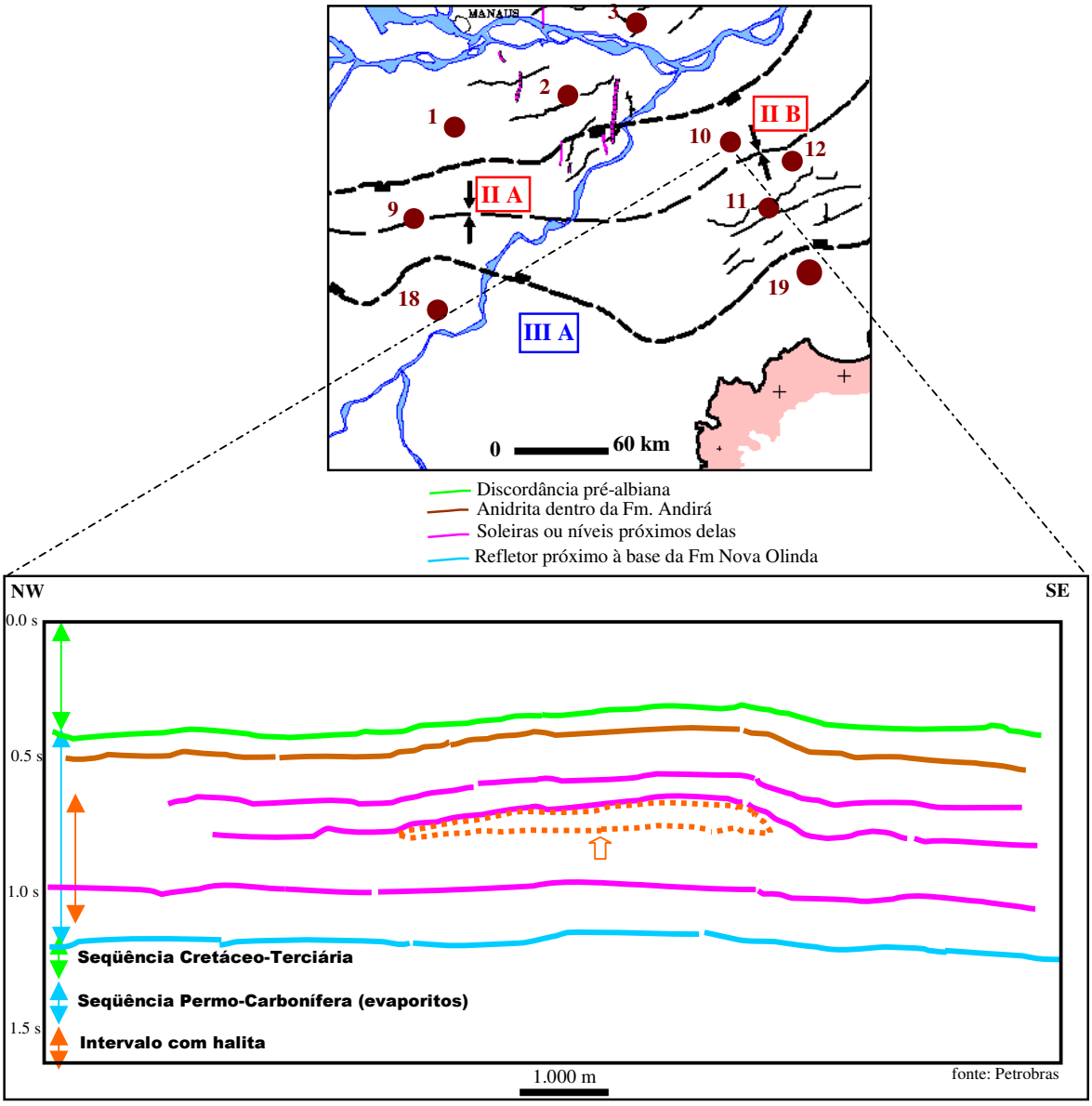


Figura 89 – Caracterização sísmico-estrutural da região da Bacia do Amazonas representada pelo ponto 10.

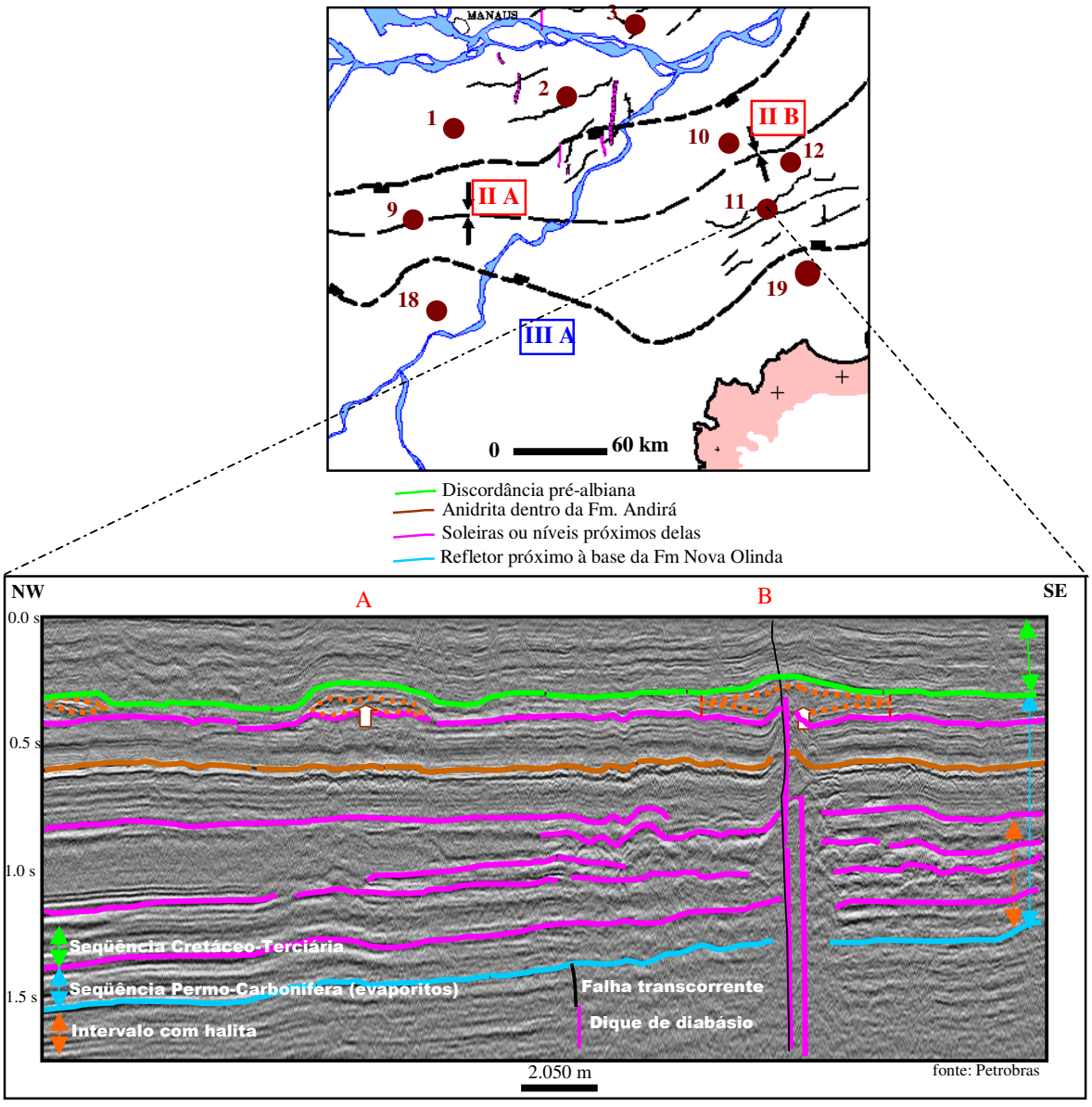


Figura 90 – Caracterização sísmico-estrutural da região da Bacia do Amazonas representada pelo ponto 11.

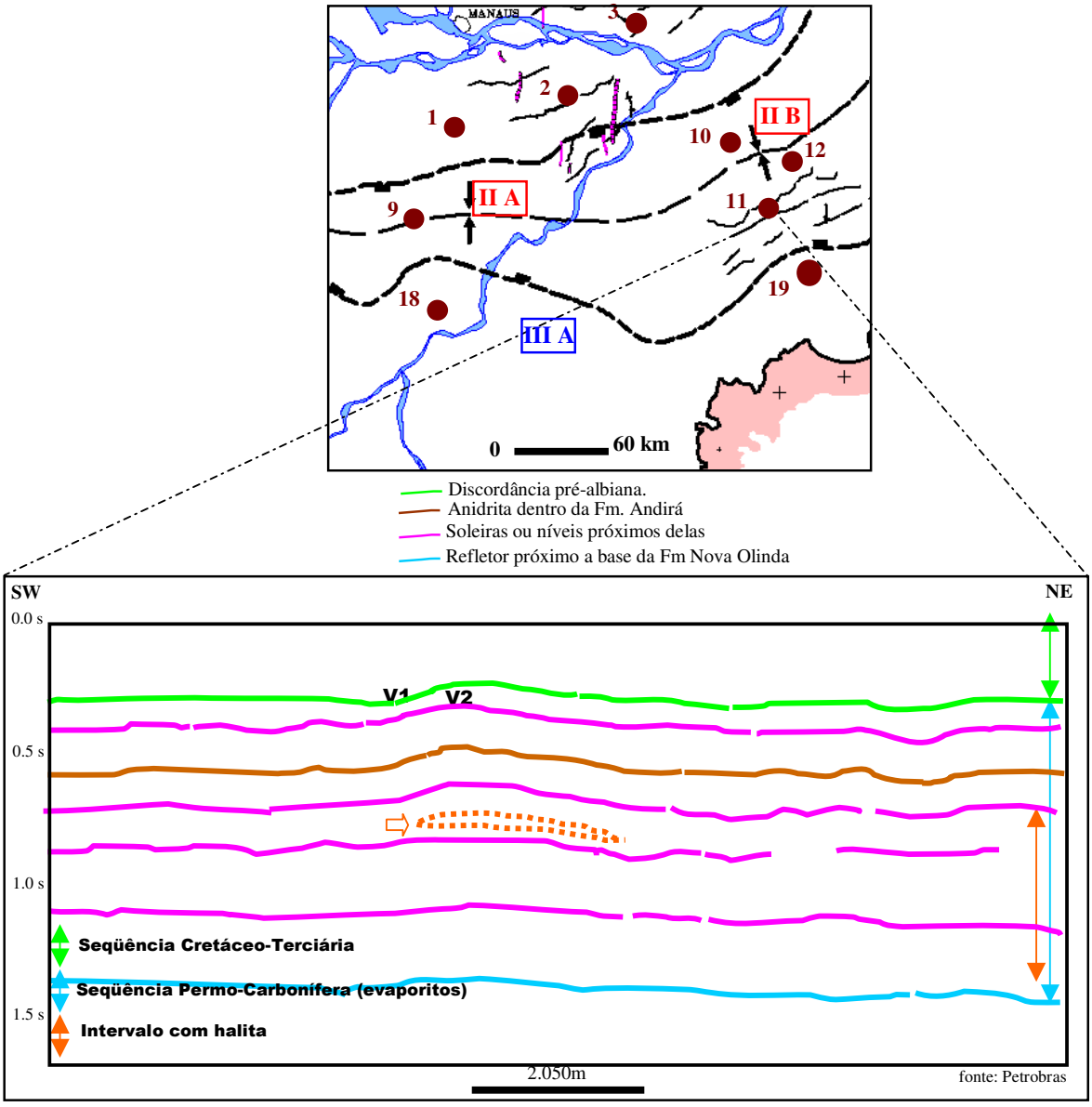


Figura 91 – Caracterização sísmico-estrutural da região da Bacia do Amazonas representada pelo ponto 11

Os estilos das estruturas de idade cenozóica presentes na área do Rio Abacaxis são variados (Figura 92) e quase sempre guardam estreita relação com os processos de movimentação e dissolução de sal, em menor grau. As seqüências sedimentares da Formação

Nova Olinda que contêm as camadas de halita respondem mais facilmente à deformação. É oportuno lembrar que uma área caracterizada por movimentação de camadas de halita devido à sobrecarga diferencial de soleiras de diabásio e a instabilidade gravitacional relacionada às mudanças abruptas de mergulho das camadas, entre outros, quando submetida à ação de pulsos tectônicos, desenvolverá um padrão de estruturas característico de um meio reologicamente mais plástico. Nesse setor estrutural, como os aspectos citados são freqüentes e o volume de halita é maior, as deformações são acomodadas em estruturas, como as que ocorrem na seção sísmica da figura 92, como dobras e *pop up's* associados a falhas transcorrentes NE-SW, e em outros pontos da porção mediana da calha central da bacia. Nota-se no terço NW da seção apenas uma falha transcorrente de pequeno rejeito.

O ponto 12 está situado próximo ao depocentro atual da bacia (Figura 93), onde a Seqüência Cretáceo-Terciária ocorre com espessura que atinge quase 600 metros; destaca-se nessa área uma ampla dobra no lado NW da seção, relacionada ao desenvolvimento de almofada de sal, indicada pela seta A na figura 91. Nesta área não é rara a seqüência K-T mostrar-se deformada em conseqüência da formação de almofadas de sal, a exemplo do que foi mostrado nas seções dos pontos 10 e 11. No entanto, na seção sísmica desse ponto, além da almofada causando dobramento nas seqüências superiores, há um conjunto de falhas transcorrentes de direção NE-SW, que pode ter tido influência na movimentação salífera. A inexistência de dobra nas reflexões subjacentes à almofada e a amplitude da dobra, medida ao nível da discordância (a) equivaler à maior espessura da almofada, são evidências que a dobra é de origem halotectônica.

O ponto 13 está localizado na região da bacia caracterizada pela maior diversidade e complexidade estrutural (Figura 94). Além da proeminente deflexão observada no depocentro atual da bacia e dos limites dos flancos (charneiras) norte e sul da bacia, o mapa gravimétrico (Figura 38) revela que essa região é cortada por lineamentos NW-SE (*Sistema de Falhas Transcorrentes de Urucará*), que devem ter sido ativos desde o início da evolução tectono-sedimentar da bacia no Eopaleozóico até o Cenozóico, quando teve papel importante no condicionamento dos padrões de drenagem atuais. A propósito, o principal deslocamento do leito do Amazonas ocorre exatamente no trecho de ocorrência desses lineamentos (mapa da figura 94). Por fim, além das falhas transcorrentes NE-SW amplamente distribuídas neste trecho da bacia, parece que o sistema de falhas NW-SE teve desenvolvimento mais acentuado. As estruturas dominantes na seção da figura 94 são dobras bem desenvolvidas na Seqüência Permo-

Carbonífera e mais suaves na Seqüência Cretáceo-Terciária, associadas ou não a falhas transcorrentes.

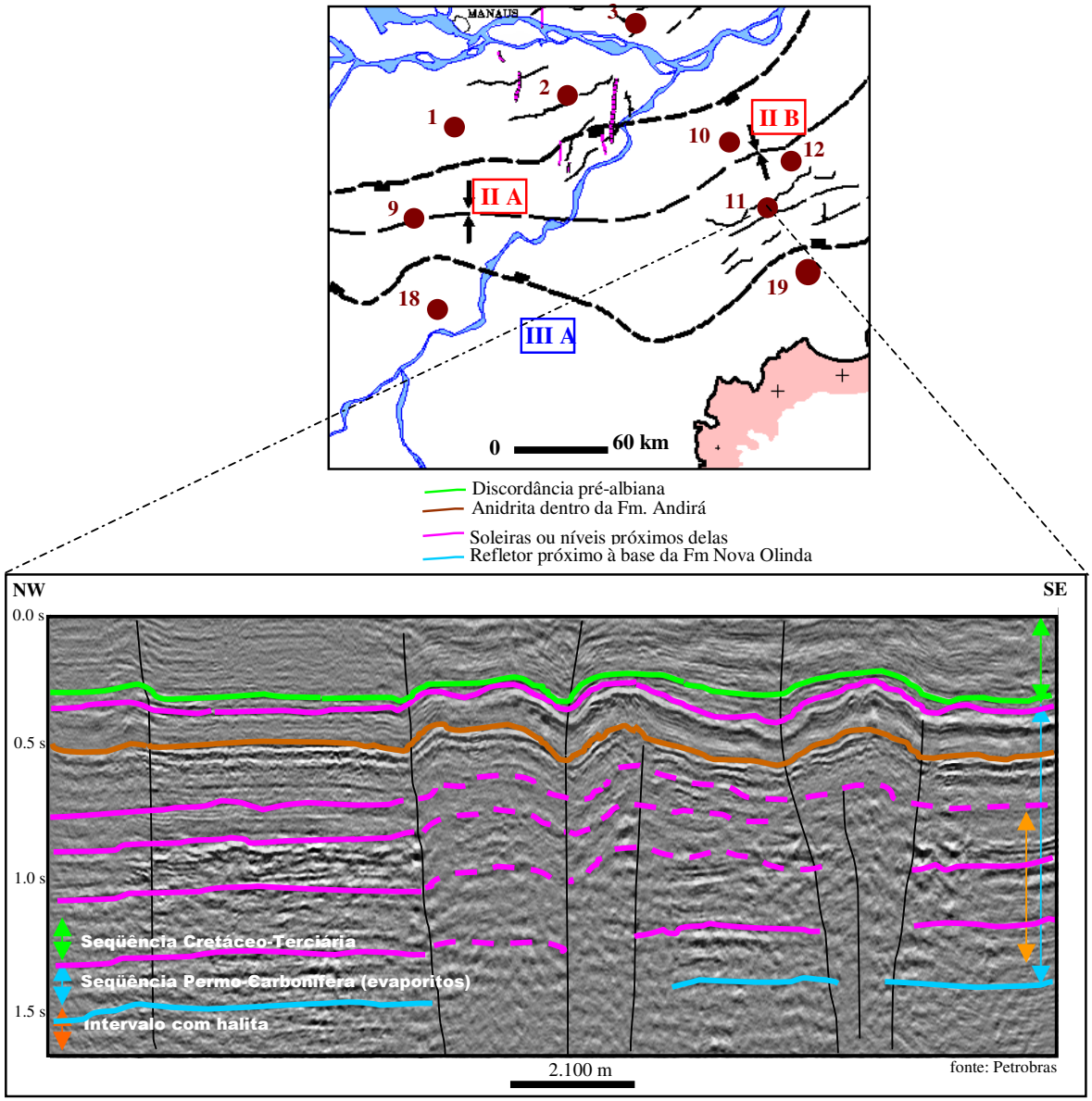


Figura 92 – Caracterização sísmico-estrutural da região da Bacia do Amazonas representada pelo ponto 11.

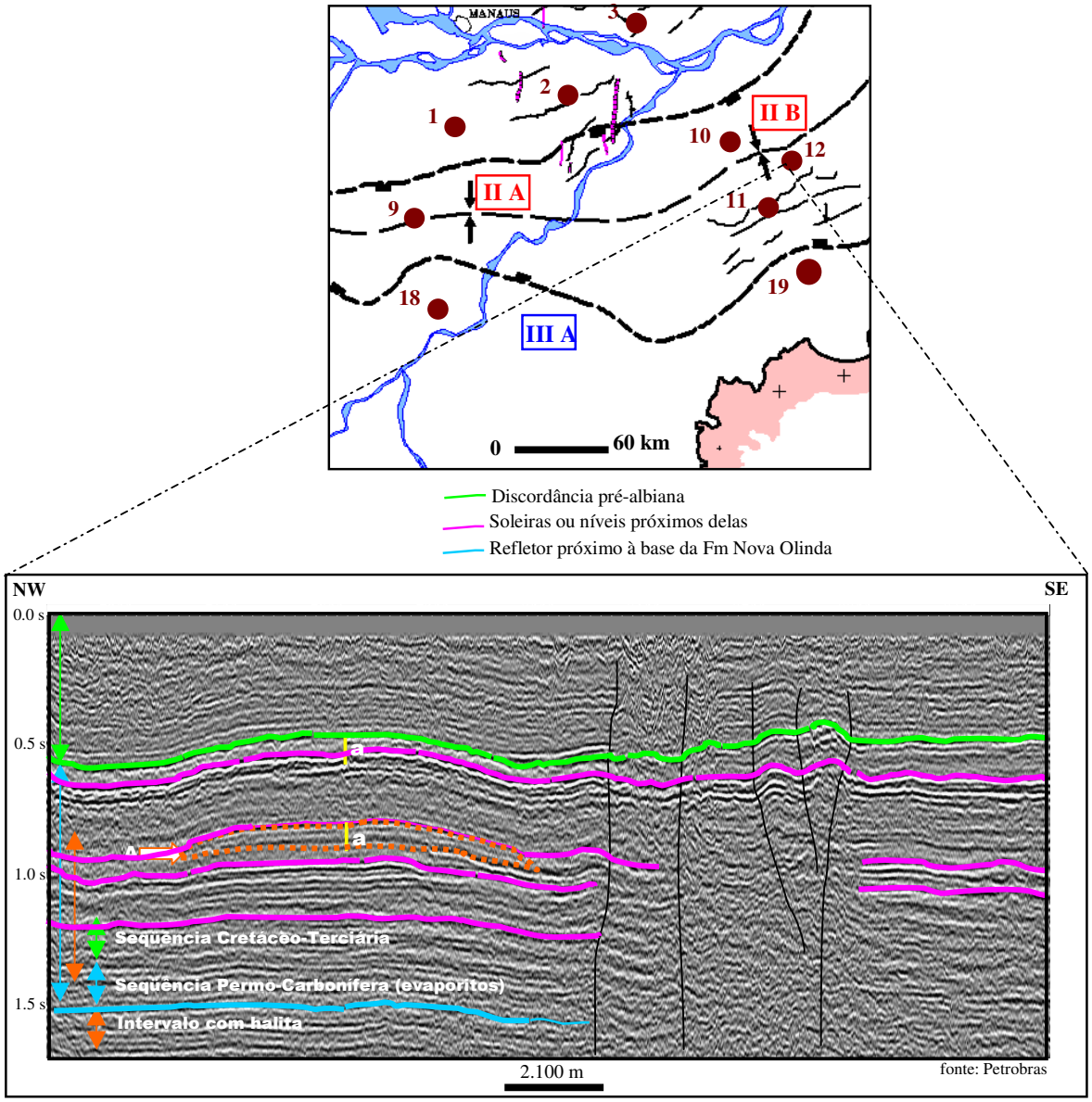


Figura 93 – Caracterização sísmico-estrutural da região da Bacia do Amazonas representada pelo ponto 12.

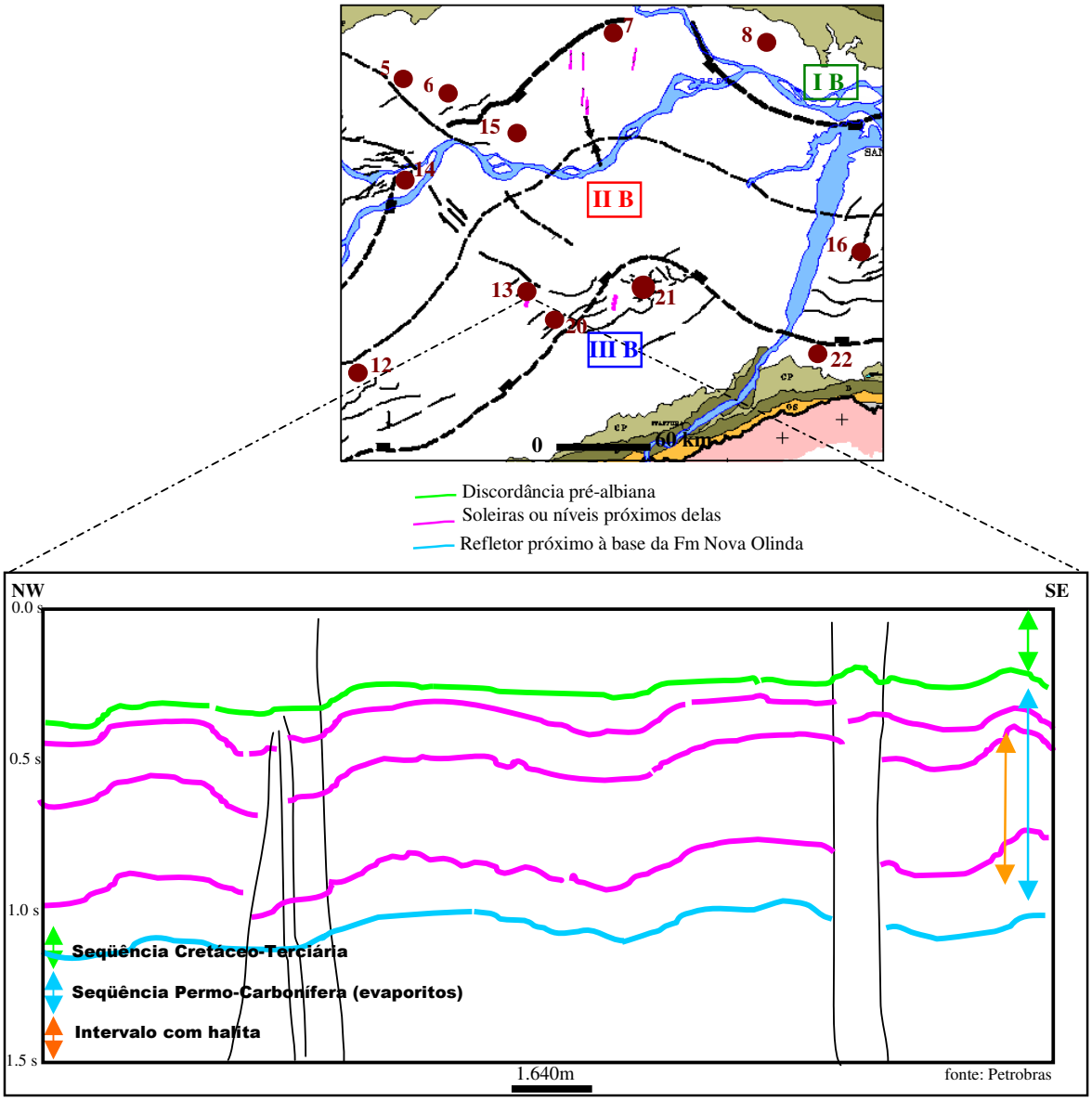


Figura 94 – Caracterização sísmico-estrutural da região da Bacia do Amazonas representada pelo ponto 13.

O ponto 14 está localizado na confluência dos rios Uatumã e Amazonas, próximo a cidade de Urucará (Figura 95). A Seqüência Cretáceo-Terciária exibe dobras e arqueamentos associados a falhas transcorrentes decorrentes em parte de movimentação salífera. A falha transcorrente, em A na figura 95, gerou a dobra, mas o arqueamento da Seqüência K-T no ponto B, foi controlado pela forma da feição tipo casco de tartaruga na parte indicada pela seta C. Esta feição já poderia ter adquirido esta forma antes dos pulsos cenozóicos, relacionada às intrusões de diabásio e a dobra da Seqüência K-T amoldou-se simplesmente a esta anomalia;

alternativamente este arqueamento resultou da combinação dos pulsos tectônicos e movimentação salífera.

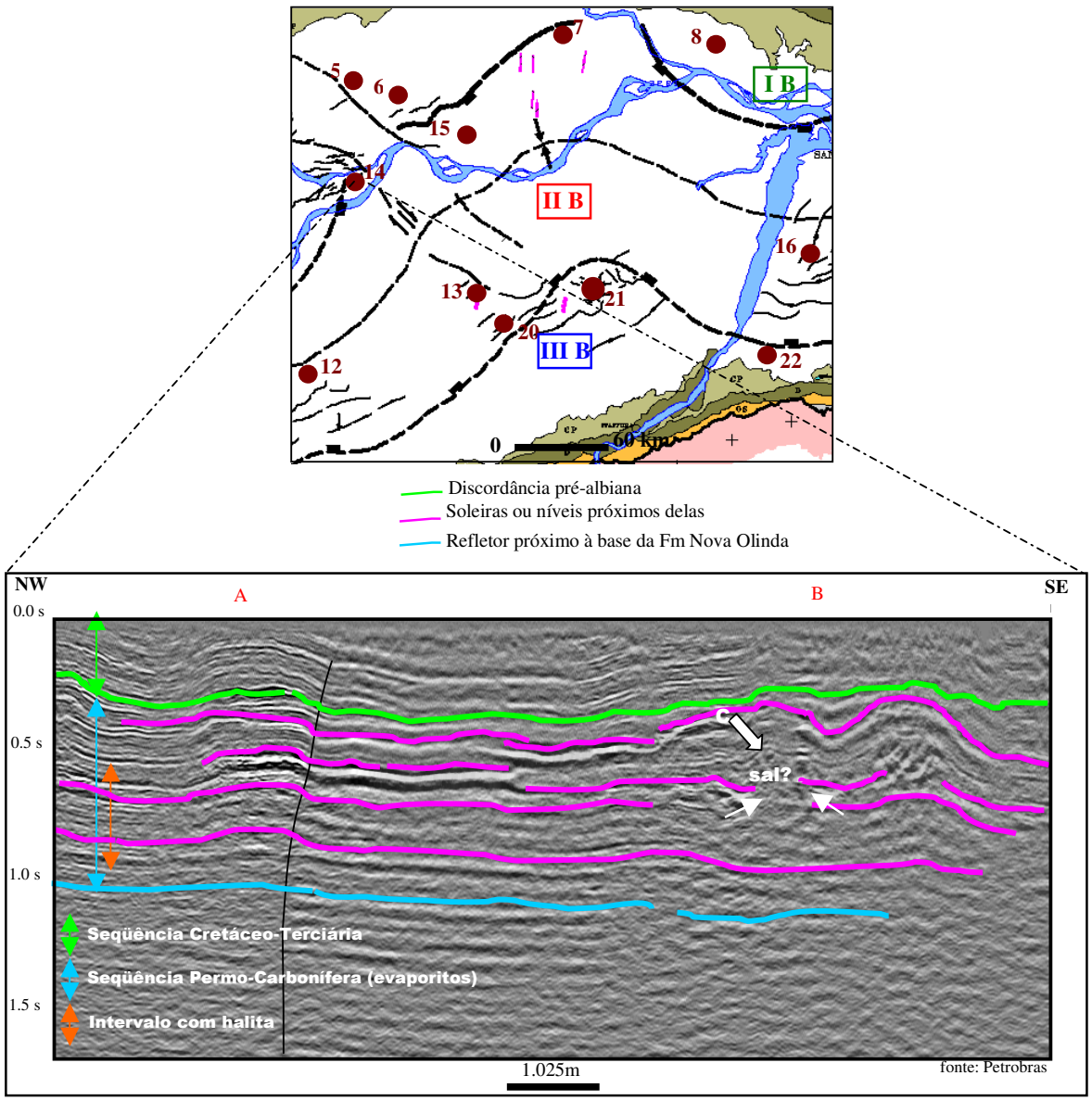


Figura 95 – Caracterização sísmico-estrutural da região da Bacia do Amazonas representada pelo ponto 14.

A seção sísmica mostrada na figura 96, faz parte do ponto 14, é paralela à seção da figura 95, distando 2,5 km dela, onde o grau de deformação observado é maior, pois a Seqüência K-T encontra-se falhada e dobrada, principalmente no trecho central. Nesse local, a superfície de discordância pré-albiana exibe rejeitos de até 100 m e as falhas transcorrentes definem feições

tipo *pop up*. Em uma delas (A) observa-se aumento de espessura entre dois níveis de soleiras que pode estar associado ao fluxo de sal; na parte SE da seção ocorre um dique de diabásio. Em relação à direção das falhas, a seção que está orientada na direção NW-SE, mostra melhor as falhas com direções ENE-WSW e NE-SW, mas não se descarta que alguma falha de direção NW-SE, oblíqua ao plano da seção, possa estar presente na mesma, haja vista que nesta região os lineamentos de direção NW-SE são conspícuos.

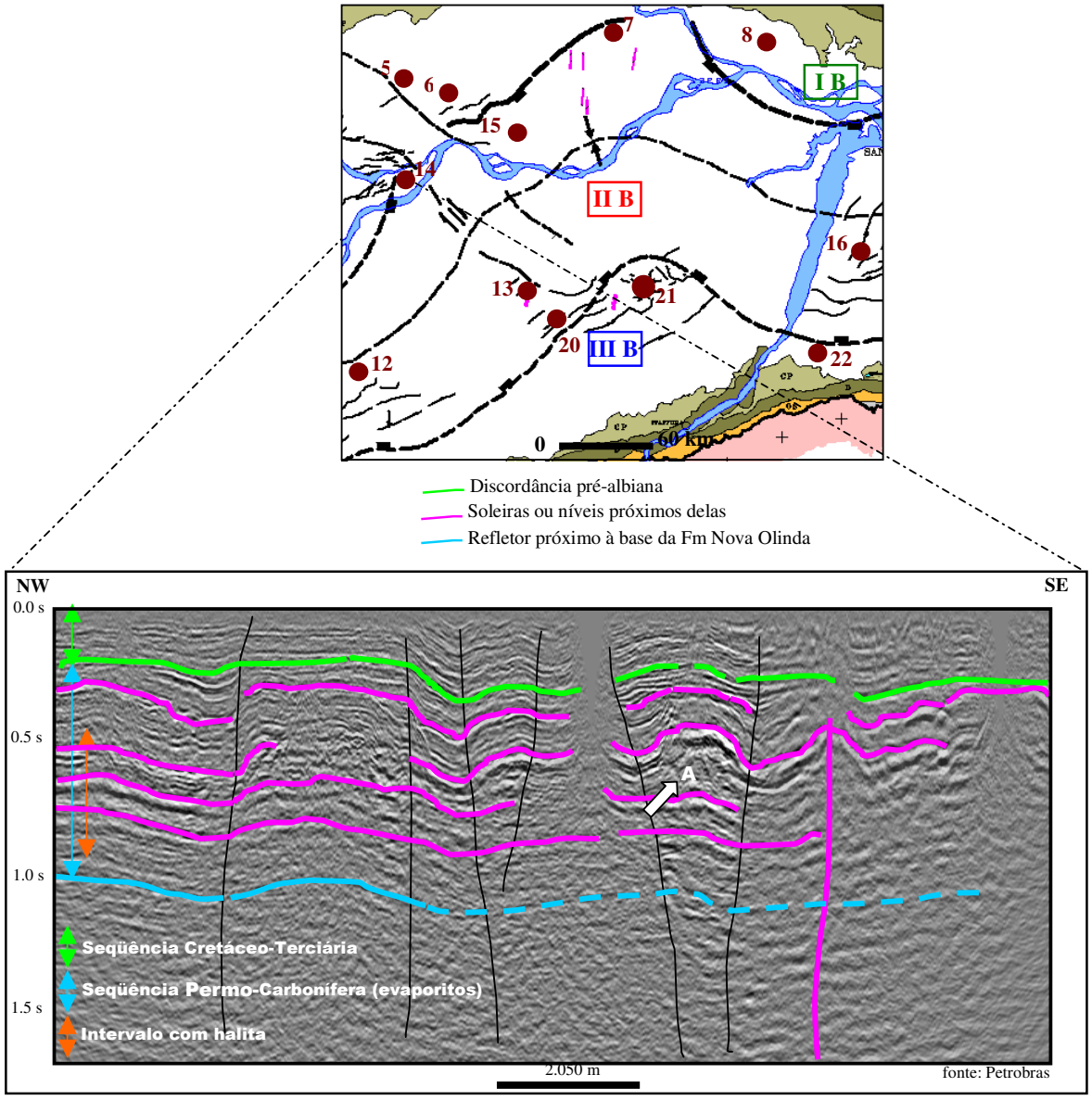


Figura 96 – Caracterização sísmico-estrutural da região da Bacia do Amazonas representada pelo ponto 14.

As duas seções sísmicas que mostram os estilos estruturais do Cenozóico, presentes na região do ponto 15 da bacia, são partes de uma linha cuja direção de aquisição é SW-NE. Esse fato é importnte porque o conjunto de falhas transcorrentes que atravessa essa região da bacia, segundo a direção NW-SE, que fazem parte do sistema de lineamentos definidos a partir dos mapas regionais de gravimetria e magnetometria (*Sistema de Falhas Transcorrentes de Urucará*), em função da direção da linha, está espacialmente bem amostrado nas seções sísmicas das figuras 97 e 98. Na figura 97 estão marcadas cinco zonas de falhas transcorrentes com dobras, as vezes como *pop up*, associadas. Ainda que não se possa detectar rotação de blocos com apenas uma seção, admite-se que a mesma ocorreu quando do desenvolvimento desse sistema de falhas transcorrentes. Observa-se um trecho intensamente fraturado, ao lado da segunda zona de falha, de SW para NE, onde se sugere a presença de diques de diabásio.

Em complemento a caracterização das feições estruturais de idade cenozóica descritas na seção da figura anterior, verifica-se na seção sísmica da figura 98 duas falhas transcorrentes (A e B) que fazem parte do sistema de falhas transcorrentes NW-SE que atravessam a Bacia do Amazonas, preferencialmente nessa região. Nota-se, pela ordem de grandeza, desnível de até 100 metros dos refletores da Seqüência Cretáceo-Terciária (refletor indicado por seta), que nesta região os processos deformacionais foram mais intensos e complexos. As falhas e dobras interpretadas podem se propagar até a superfície, mas nas seções sísmicas a observação limita-se até o nível referente ao *datum* adotado no processamento sísmico, que na maioria das vezes corresponde ao nível do mar. No domínio da falha A a feição indicada por C equivale a um "salto" de soleira, enquanto que o pequeno baixo estrutural e a falha D configuram uma feição originada por migração de sal com colapso associado.

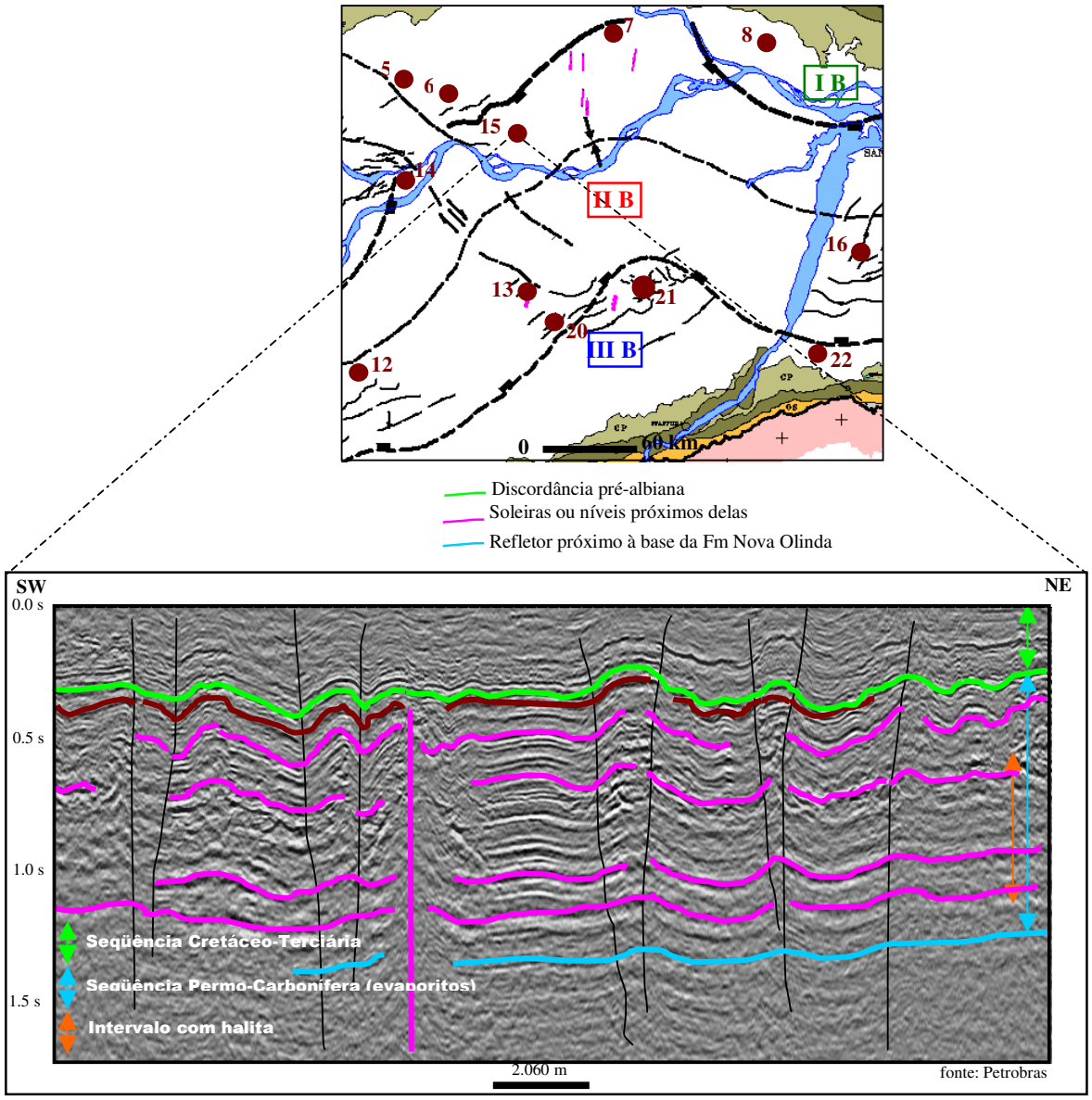


Figura 97 – Caracterização sísmico-estrutural da região da Bacia do Amazonas representada pelo ponto 15.

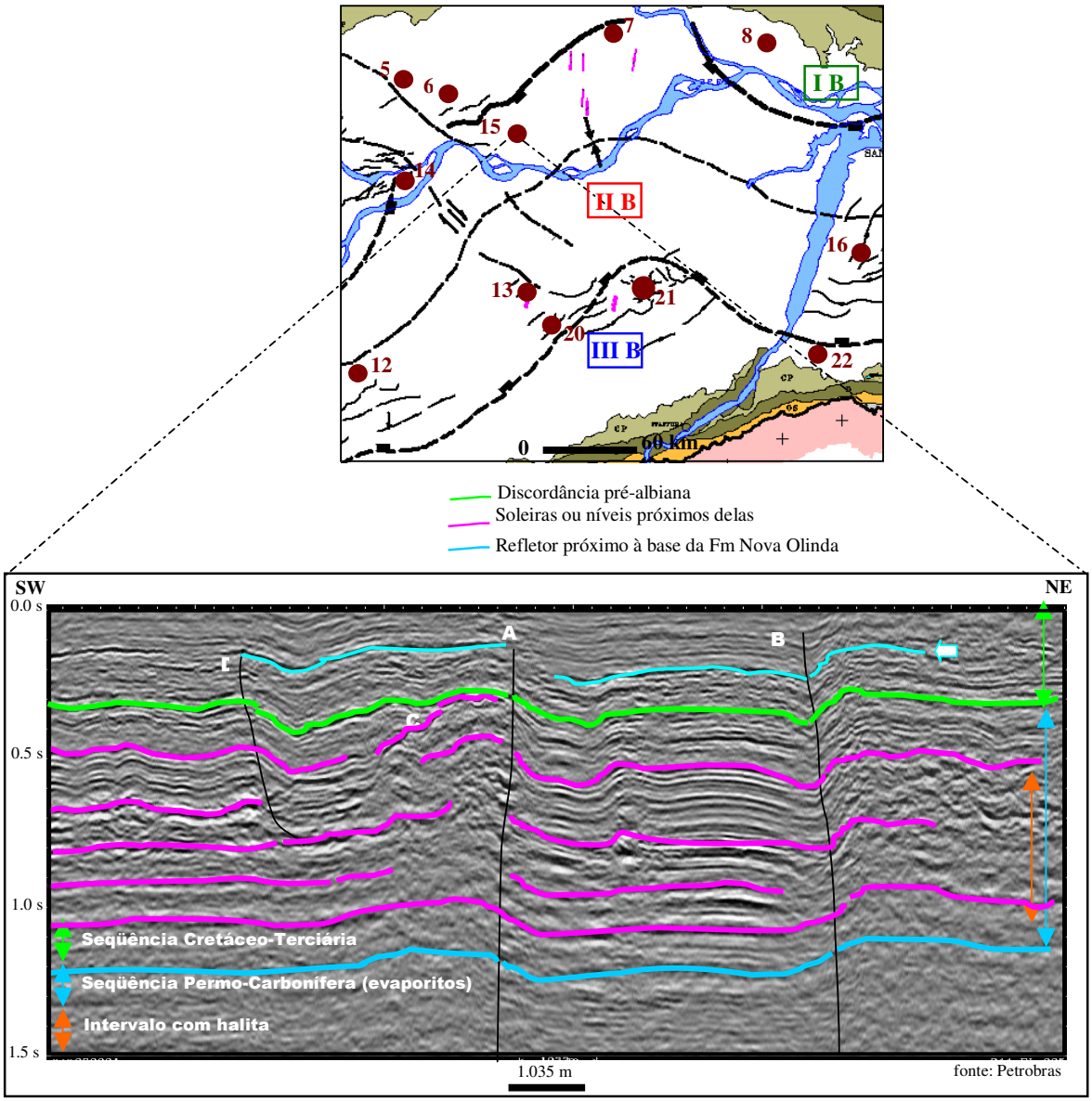


Figura 98 – Caracterização sísmico-estrutural da região da Bacia do Amazonas representada pelo ponto 15.

O ponto 16 situa-se 25 km a leste do Rio Tapajós e representa a área mais oriental do Setor Estrutural Rio Madeira-Tapajós (Figura 99); nessa região da calha central a cobertura sísmica é baixa ou ausente na região da calha central, entre a foz do Rio Nhamundá e o Rio Tapajós. A Seqüência Cretáceo-Terciária possui espessura variando em torno de 500 m e o estilo estrutural é diferente daquele caracterizado nas seções dos pontos 13, 14 e 15, pois a seqüência encontra-se falhada e dobrada, mas em intensidade menor. As estruturas interpretadas resultaram da atuação de dois sistemas de falhas transcorrentes com direções NE-SW e NW-SE dominando

a deformação do segundo. Na região do Rio Tapajós, para leste, o sistema de falhas de direção NE-SW volta a ser dominante. Os parâmentros de aquisição e processamento sísmicos, inadequados, resultaram em má qualidade para o intervalo da Seqüência K-T, mesmo assim as zonas de falhas transcorrentes (transpressivas) estão bem caracterizadas.

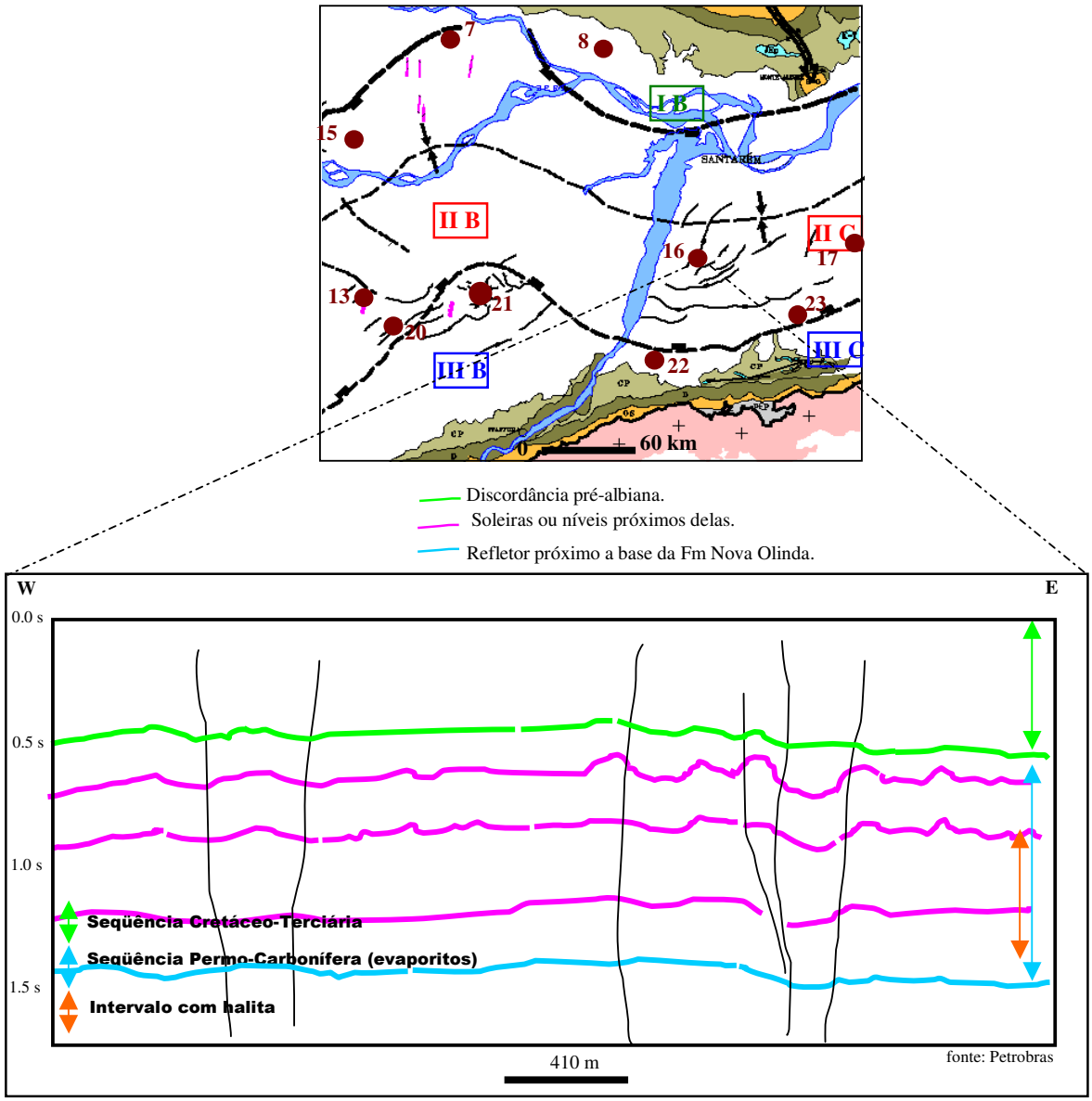


Figura 99 – Caracterização sísmico-estrutural da região da Bacia do Amazonas representada pelo ponto 16.

Setor II C – Setor Estrutural Rio Jurupari.

Esta região corresponde à extensão, para leste, da calha central da bacia, na área de abrangência deste estudo, sendo individualizada como um setor estrutural, pois, como se pode constatar no decalque da interpretação da seção sísmica do ponto 17 (Figura 100), a Seqüência K-T apresenta-se com refletores horizontais, fracamente perturbados por uma falha transcorrente que ocorre no lado. O comportamento planar da discordância pré-albiana é forte evidência da ausência de deformação cenozóica nessa área, bem como não há mais a influência da movimentação de sal na deformação já que não ocorre halita na altura do limite entre esse setor e o setor II-B.

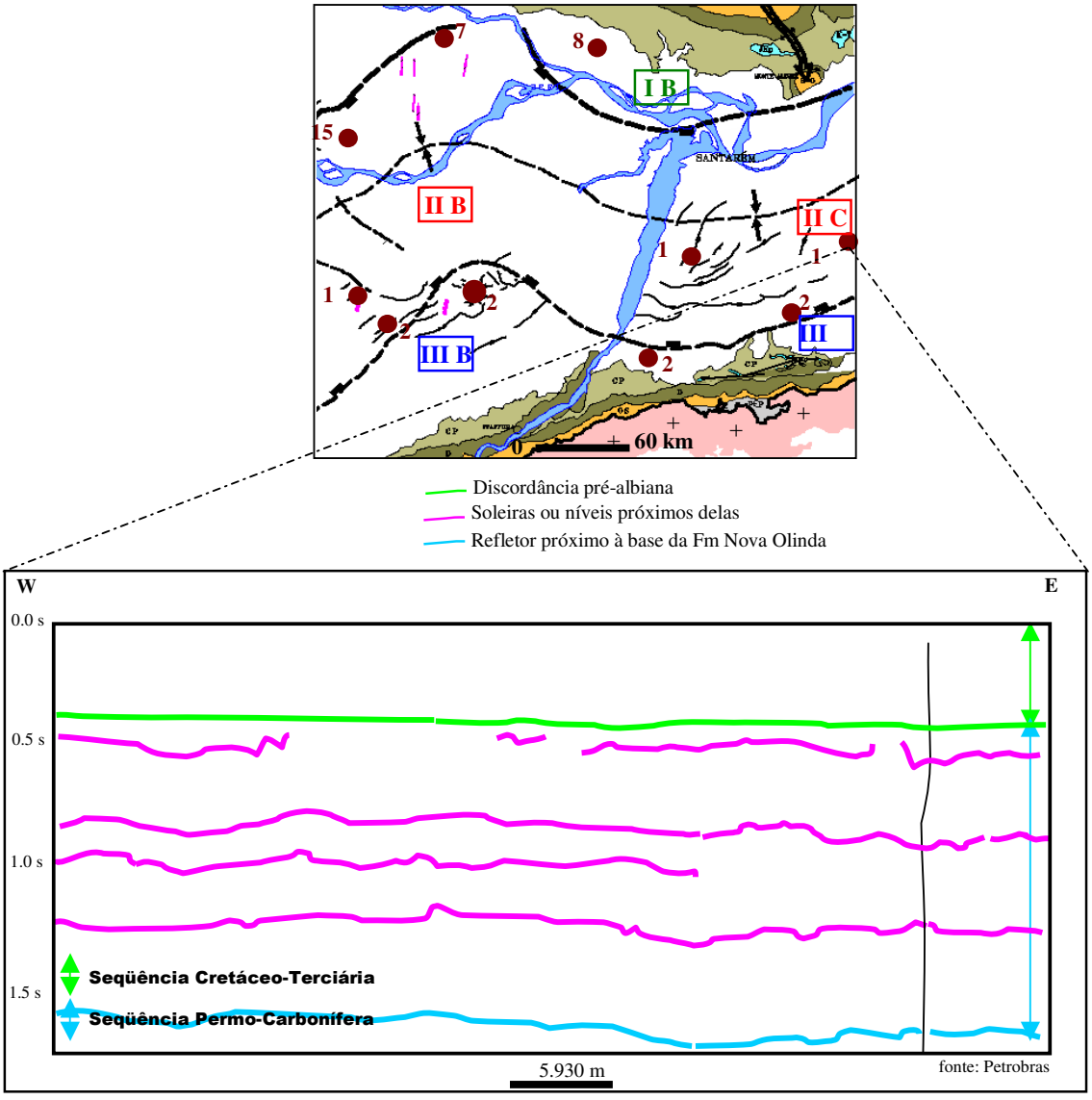


Figura 100 – Caracterização sísmico-estrutural da região da Bacia do Amazonas representada pelo ponto 17.

III – Flanco Sul

Dos três domínios estruturais considerados para efeito da descrição e caracterização dos estilos estruturais desenvolvidos durante os pulsos tectônicos cenozóicos da Bacia do Amazonas, o flanco Sul, como se pode ver no mapa da figura 73, é menos extenso e mais estreito em relação ao flanco Norte; o que se atribui aos soerguimentos mais intensos durante a evolução tectônica meso-cenozóica da bacia. O comportamento estrutural da discordância pré-albiana, superfície balizadora para a análise e caracterização das deformações cenozóicas, no domínio do flanco Sul, pode ser visto nos mapas de contorno estrutural sísmico nos mapas das figuras 86 e 87. Para a caracterização das estruturas ao longo dos três setores (Rio Canumã, Rio Mamuru e Rio Cupari) que constituem este domínio estrutural da região foram selecionados 6 (seis) pontos; no entanto, somente nas seções sísmicas dos pontos 18, 20 e 21 existem feições de interesse para o presente estudo. As seções dos pontos 19, 22 e 23, por estarem localizadas em áreas onde a Seqüência Cretáceo-Terciária é delgada, não apresentam boa resolução, impedindo a visualização de qualquer estruturação. Desta maneira, apenas uma das duas seções sísmicas do setor estrutural Rio Cupari, no caso a do ponto 22, será mostrada.

Setor III A – Setor estrutural Rio Canumã

Este setor corresponde à região a sul da linha que separa o flanco sul da calha central (charneira sul), entre os rios Madeira e Maués, com o Rio Canumã, na sua porção central. A área próxima ao Rio Madeira é a que apresenta melhor qualidade sísmica, onde a Seqüência Cretáceo-Terciária apresenta-se, no geral, não deformada, ainda que, algumas zonas de falhas transcorrentes, com pequena dobras associadas, sejam mapeadas, como se pode ver na seção sísmica do ponto 18 (Figura 101). Nesta seção, a espessura daquela seqüência varia entre 400 e 460 m. A segunda seção (Figura 102) correspondente ao ponto 19, está situada no extremo leste deste setor, 220 km da seção do ponto 18. Tem baixa qualidade sísmica, e a espessura da referida seqüência está em torno de 100 m. Essa situação dificulta a caracterização do estilo estrutural dessa área. A linha que delimita o flanco sul mostra uma deflexão entre os pontos 18 e 19 e a sua direção muda de WNW-ESE para NE-SW. Ressalta-se que esta mudança abrupta de direção condicionou o estreitamento da calha central da bacia, definida nesta região como setor II-A. Esta deflexão, assim como aquela que configura a feição em *dog leg*, que ocorre na região central da Bacia do Amazonas, estão diretamente relacionadas à atuação de falhas de transferência NW-SE

durante a sua evolução tectono-sedimentar, reativadas como transcorrências dextrais no Meso-Cenozóico (Wanderley Filho, 1991).

O Ponto 18 situado na margem esquerda, a 20-30 km do Rio Madeira (Figura 101), corresponde a uma área desprovida de camadas de halita na Formação Nova Olinda, mas há falhas NE-SW de idade mesozóica (A), reativadas no Cenozóico (B).

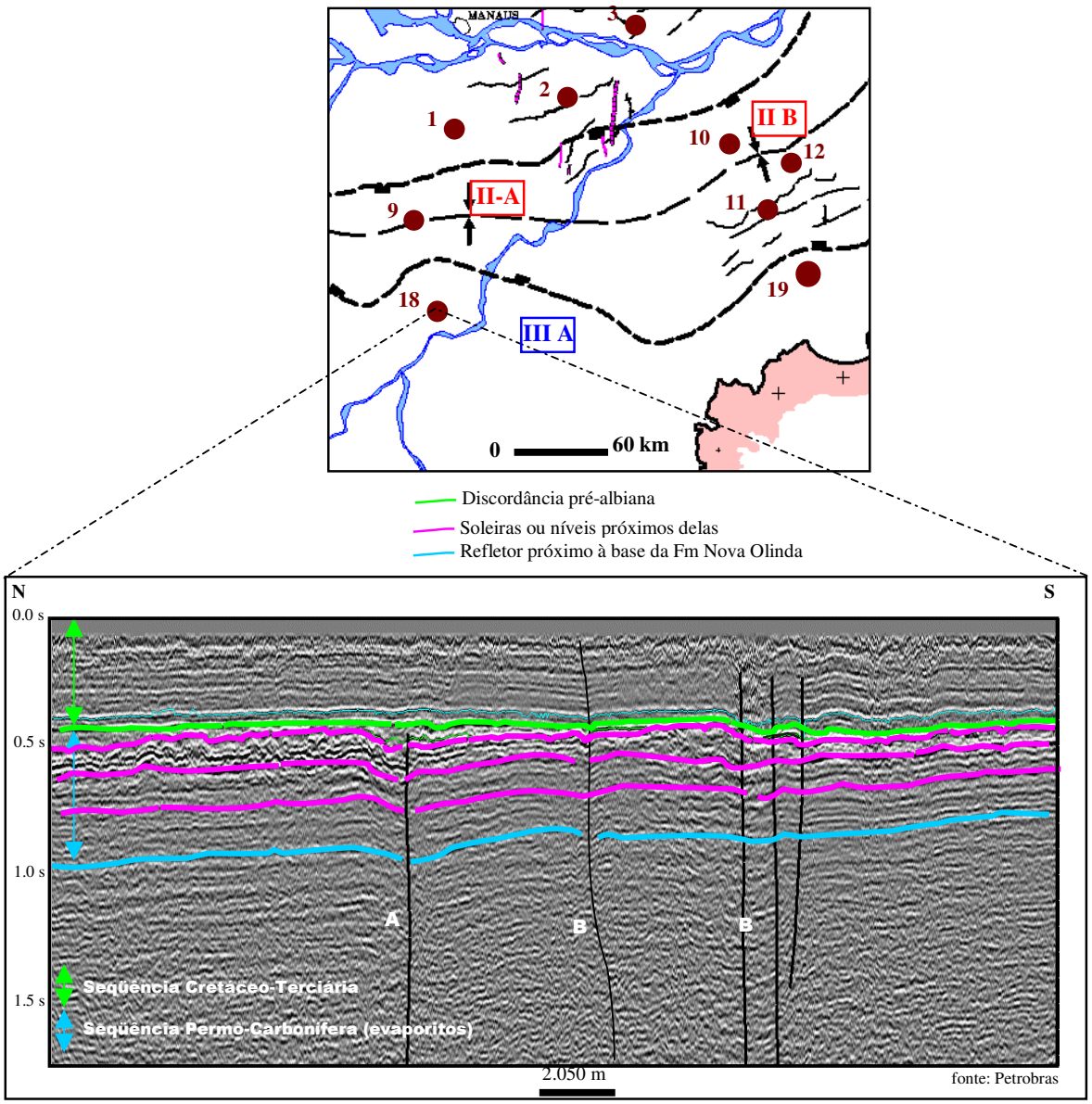


Figura 101 – Caracterização sísmico-estrutural da região da Bacia do Amazonas representada pelo ponto 18.

O ponto 19 está em uma área que possui baixa qualidade sísmica e, como se vê, no decalque da seção sísmica da figura 102 a Seqüência Cretáceo-Terciária, com espessura de 100 m, não apresenta resolução sísmica. Mesmo assim, ainda consegue-se caracterizar uma falha transcorrente (A), a qual provoca pequeno desnível na discordância pré-albiana e leve arqueamento naquela seqüência.

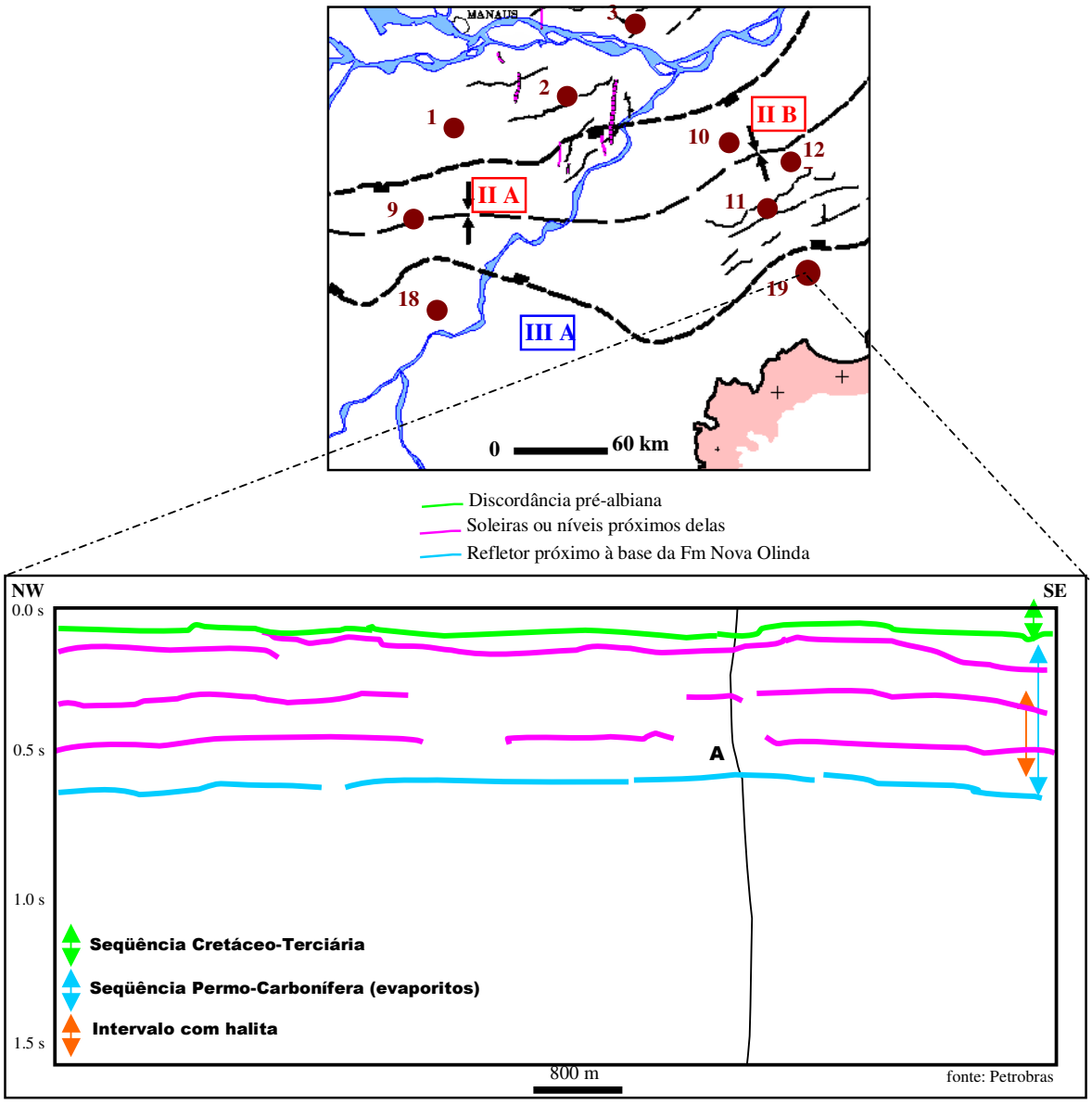


Figura 102 – Caracterização sísmico-estrutural da região da Bacia do Amazonas representada pelo ponto 19.

Setor III B – Setor estrutural Rio Mamuru

Esta região corresponde à Plataforma estrutural de Mamuru, localizada entre os rios Abacaxis e Tapajós. A caracterização sísmico-estrutural das deformações cenozóicas restringe-se às feições interpretadas nas seções sísmicas dos pontos 20 e 21. Não foi tomado nenhum ponto para representar a área que vai em direção ao setor III-A por razões que decorrem da baixa qualidade sísmica da Seqüência Cretáceo-Terciária, em regiões rasas. As seções sísmicas estão posicionadas no trecho onde passa o *Sistema de Falhas Transcorrentes de Urucará*, de direção NW-SE. Como em todas as outras seções sísmicas, situadas na zona de influência deste sistema de falhas, as dessa área também possuem estruturas cenozóicas bem desenvolvidas, decorrentes da atuação conjunta de dois sistemas de falhas, NW-SE e NE-SW, que se estende por toda a bacia, a exemplo do que se observa na seção do ponto 20 (Figura 103).

O elemento estrutural que se sobressai na seção do ponto 21 é a expressiva dobra que ocorre na porção centro-norte (Figura 104). A seta dupla indica uma extensão aproximada de 9.500 m e amplitude máxima indicada pelo segmento de reta (A), em torno de 120 m. A seta menor (B) está indicando um bom exemplo de *salto de soleira* (B) que ocorre onde uma soleira de diabásio muda de nível estratigráfico. Isto acontece preferencialmente na Formação Andirá, como no caso mostrado. A dobra se estende para cima, pelo menos até a altitude do datum da seção (nível do mar) como se pode ver pelo comportamento estrutural do refletor acima da discordância pré-albiana. No entanto, esta feição pode estender-se até a superfície, indicando uma atividade tectônica recente.

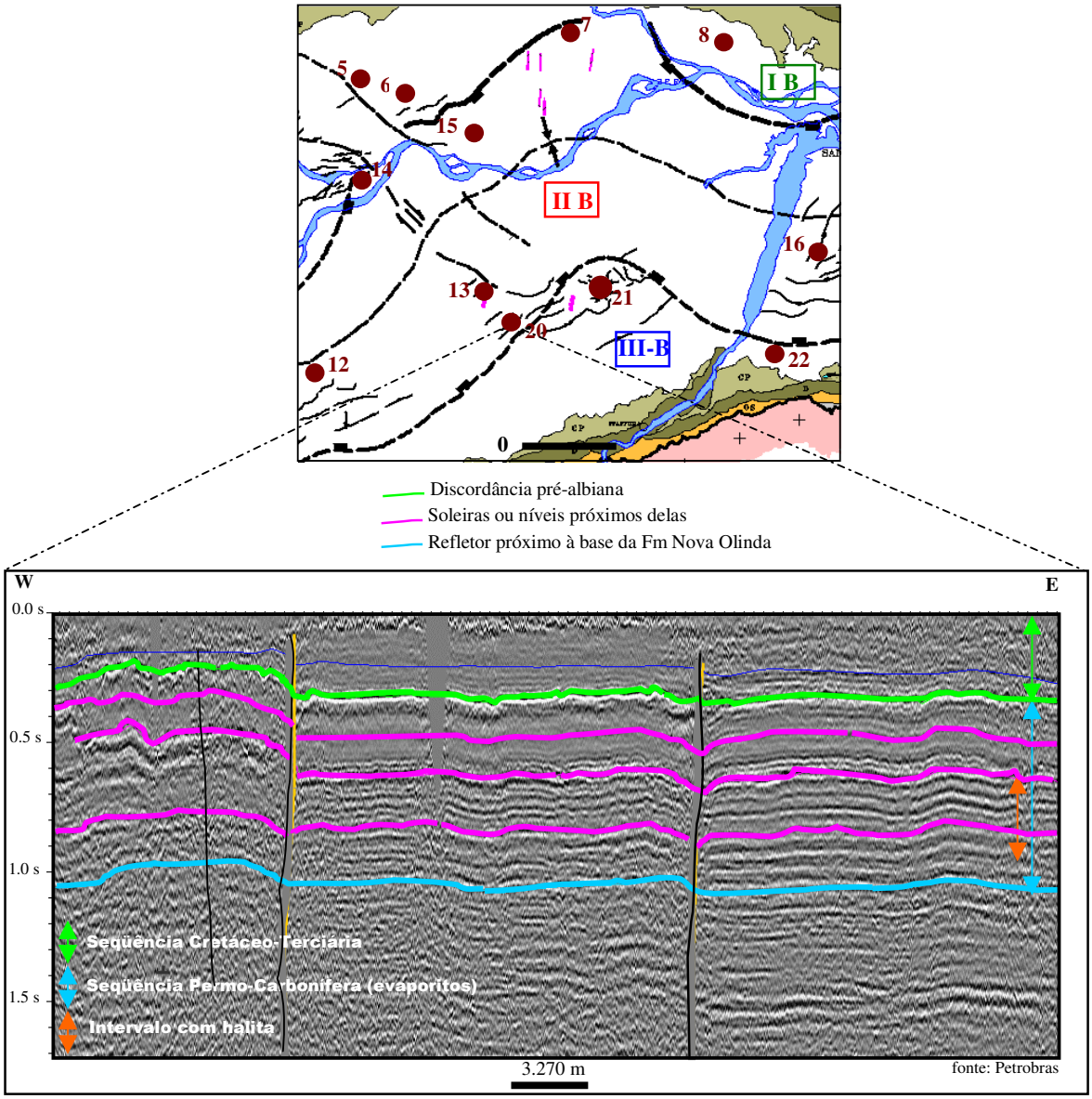


Figura 103 – Caracterização sísmico-estrutural da região da Bacia do Amazonas representada pelo ponto 20.

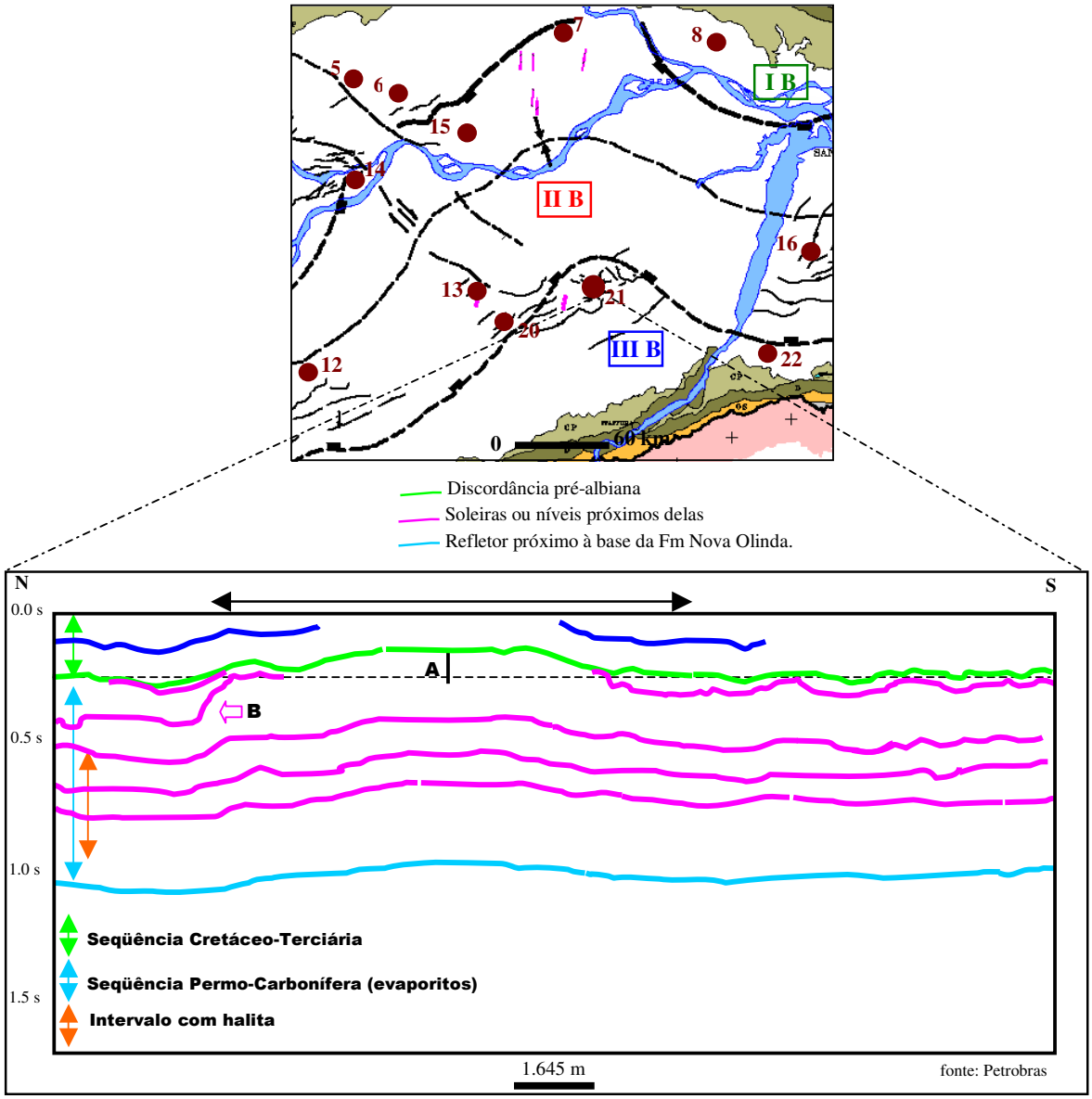


Figura 104 – Caracterização sísmico-estrutural da região da Bacia do Amazonas representada pelo ponto 21.

Setor III C – Setor estrutural Rio Cupari

A estreita faixa do domínio estrutural do flanco sul, a partir do Rio Tapajós, para leste, corresponde ao que se denominou setor estrutural Rio Cupari, onde a discordância pré-albiana ocorre a baixas profundidades (máxima de 150m). A baixa qualidade sísmica, a exemplo de outras áreas, não favorece a caracterização estrutural das feições cenozóicas que porventura possam existir nessa área. A título de ilustração da assinatura sísmica deste setor, apresenta-se na figura 105 o decalque da interpretação da seção sísmica do ponto 22. Estas observações são extensivas ao restante da área do setor. A quantidade de halita nesta área atinge espessura total máxima de 50 m, insuficiente para a formação de feições halotectônicas.

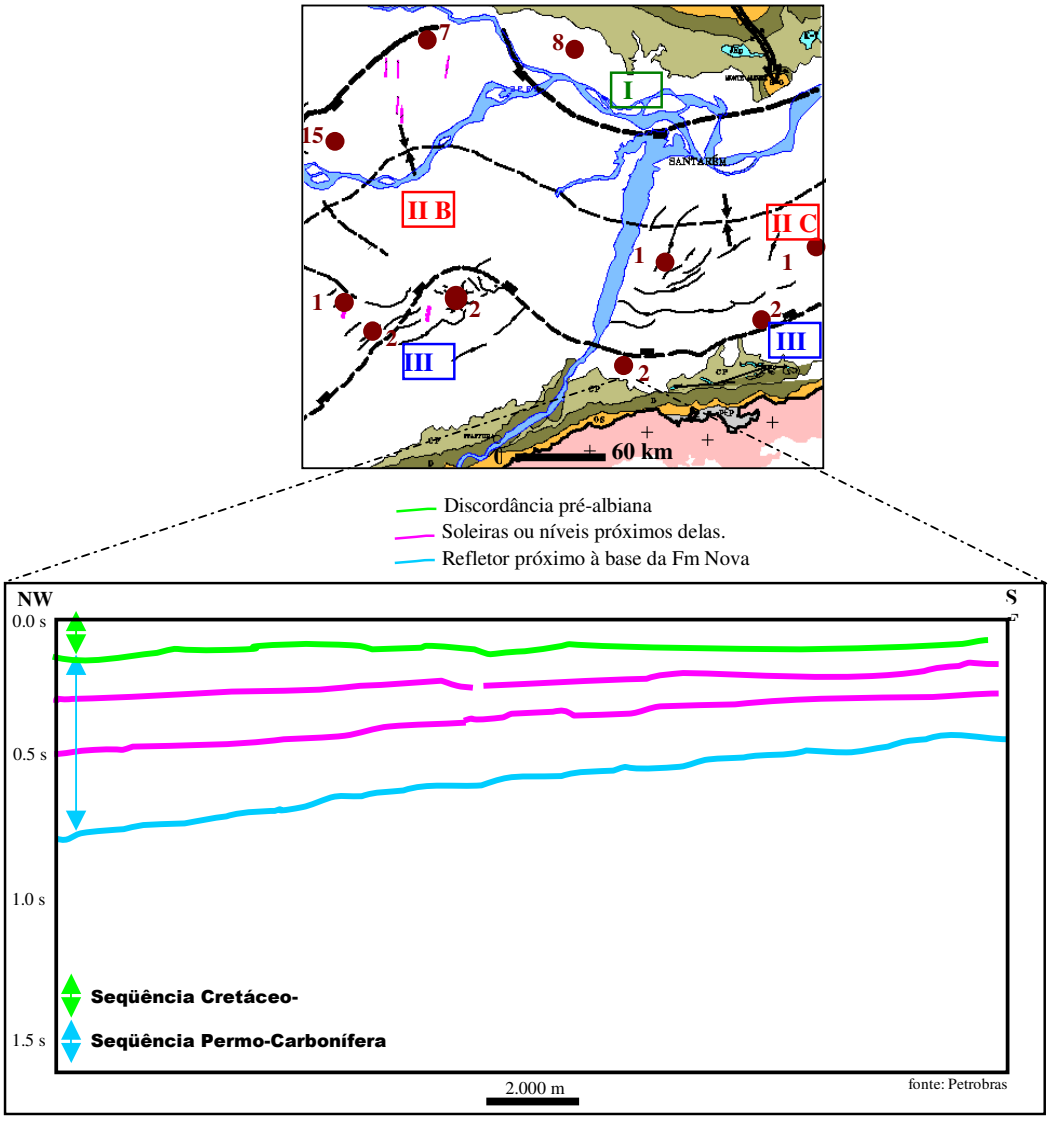


Figura 105 – Caracterização sísmico-estrutural da região da Bacia do Amazonas representada pelo ponto 22.

3.4.2.4 – Estilos estruturais no âmbito das bacias do Solimões, Acre e Tacutu.

3.4.2.4.1 – Introdução.

Os movimentos tectônicos intraplaca cenozóicos incidiram com diferentes intensidades nas bacias interiores do norte do Brasil. No capítulo anterior foram caracterizados os diferentes estilos estruturais que ocorrem ao longo da Bacia do Amazonas. Nesta bacia, de uma maneira geral, verifica-se que nas regiões de borda as deformações da Seqüência Cretáceo-Terciária são de pequena intensidade ou ausentes. Por outro lado, na região da calha central, sobretudo na parte central da bacia, as deformações dessa seqüência são significativas, às vezes complexas devido à influência de movimentos halotectônicos, devido à presença de sal nessa região.

Para o melhor entendimento da origem dos esforços cenozóicos responsáveis pelas deformações no âmbito da Bacia do Amazonas, torna-se necessário, ainda que a nível regional, o reconhecimento dos estilos estruturais desenvolvidos em outras bacias interiores, as quais parecem ter respondido de maneira diferenciada aos campos regionais de tensão intraplaca atuantes durante o cenozóico na região amazônica. Neste sentido, será apresentado resumidamente o quadro tectônico cenozóico das bacias do Solimões, Acre e Tacutu, com enfoque para os estilos estruturais observáveis em algumas seções sísmicas dessas bacias.

3.4.2.4.2. – Bacia do Solimões

A Bacia do Solimões faz limite, a leste, com a Bacia do Amazonas através do Arco de Purus, a norte e a sul com os escudos das Guianas e Brasileiro respectivamente, e a oeste com as bacias sub-Andinas através do arco de Iquitos (Figura 01). O preenchimento sedimentar paleozóico é semelhante ao da Bacia do Amazonas, mas apresenta menor espessura. Entretanto, a quantidade de halita presente na seqüência evaporítica é significativamente inferior do que aquela da Bacia do Amazonas. O Cretáceo Superior está representado, também, pela Formação Alter do Chão e a Seqüência Terciário-Quaternária é constituída pelos sedimentos da Formação Solimões. Esta formação, que ocorre irregularmente e com espessura variável, ou até mesmo ausente, na Bacia do Amazonas, foi depositada ao longo de toda a Bacia do Solimões, com expressivas espessuras.

A estratigrafia apresentada por Eiras *et. al*. (1994) compreende cinco seqüências deposicionais limitadas por discordâncias regionais, que abordam rochas do Ordoviciano, Siluriano Superior-Devoniano Inferior, Devoniano Médio-Carbonífero Inferior, Carbonífero Superior-Permiano e Cretáceo Superior-Quaternário, representadas, respectivamente, pelas formações Benjamin Constant e Jutaí e pelos grupos Marimari, Tefé e Javari. Subjacente a estas seqüências ocorre o Grupo Purus de idade pré-cambriana.

A maneira uniforme e tabular da Seqüência Cretáceo-Terciária com reflexões plano-paralelas que se observa nas seções sísmicas regionais da figura 56, localizadas nas sub-bacias de Jandiatuba e Juruá é uma característica geral que se constata por quase toda a Bacia do Solimões, indicando que esta área esteve sob condições de estabilidade tectônica na época em que se desenvolviam as estruturas cenozóicas identificadas na Bacia do Amazonas. Porém, em algumas seções, situadas nas áreas de ocorrência dos principais *trends* estruturais mesozóicos, a exemplo do trende do Rio Urucu, a discordância pré-albiana e a seqüência pós-paleozóica mostram evidências de reativação tectônica cenozóica.

O tectonismo cenozóico na Bacia do Solimões tem sido descrito em alguns trabalhos regionais, a exemplo de Fortes (1993) (Figura 58) e Costa *et al*. (1996) (Figura 72). Mas a avaliação mais detalhada com base em dados sísmicos ainda estar por ser feita. Na verdade, a maioria dos intérpretes da Petrobrás têm considerado que a Seqüência Cretáceo-Terciária da Bacia do Solimões não foi afetada por eventos tectônicos do Cenozóico. Eles têm interpretado que as deformações observáveis nessa seqüência resultaram do processo de compactação diferencial. Por outro lado, Oliveira (1994b) concluiu que as falhas que delineiam os principais trendes de direção NE-SW da bacia podem ter sofrido fracas reativações, posteriores à deposição da Formação Alter do Chão, que resultaram em pequenos rejeitos das falhas, segundo ele, dificilmente identificados nas seções sísmicas. Este autor considerou favorável a esta hipótese de reativação, as observações das estruturas que afetam a Formação Alter do Chão que ocorrem ao longo da rodovia Manaus-Boa Vista, feitas por Miranda *et al*.,1994.

Em síntese, considera-se que os movimentos tectônicos cenozóicos na Bacia do Solimões não foram de grande intensidade, mas capazes de originar feixes de falhas transcorrentes como aquelas das seções sísmicas A, B e C, em destaque no mapa da figura 106, mostradas, respectivamente, nas figuras 107, 108 e 109. A discordância pré-albiana e a seqüência equivalente à Formação Alter do Chão encontram-se deformadas nessas zonas de transcorrência.

Por outro lado, os planos de falhas, exceto no caso de pequenas reativações (seção B), não cortam a seqüência sísmica da Formação Solimões. Esse fato indica que o evento tectônico que gerou essas zonas de falhas na área do Rio Urucu ocorreu após o Cenomaniano (idade da parte superior da Formação Alter do Chão) e antes do Mioceno (idade da parte inferior da Formação Solimões). Nas seções sísmicas B e C, destaca-se a ocorrência de canais na base da Formação Solimões, às vezes desenvolvidos sobre as zonas de ocorrência de feixes de falhas (seção C).

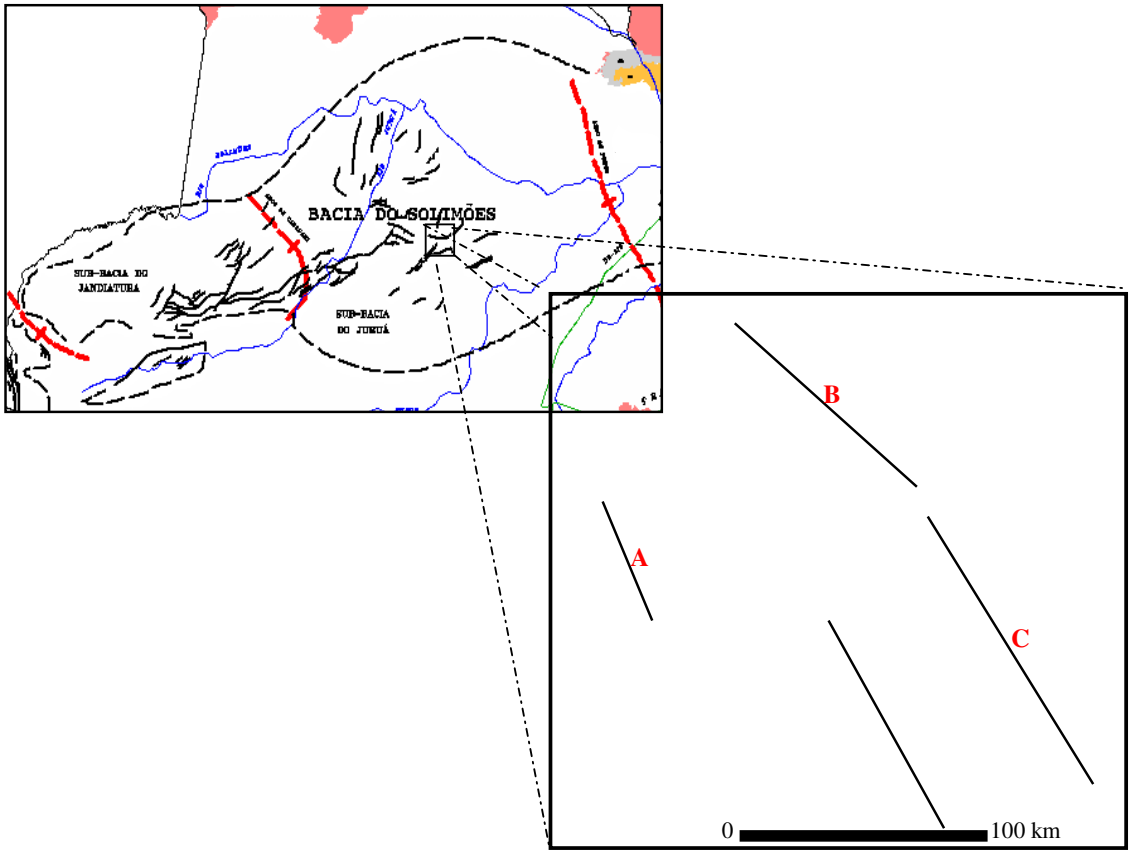


Figura 106 – Mapa de localização das linhas sísmicas da área do Rio Urucu, Bacia do Solimões, onde se constata a presença de estruturas cenozóicas.

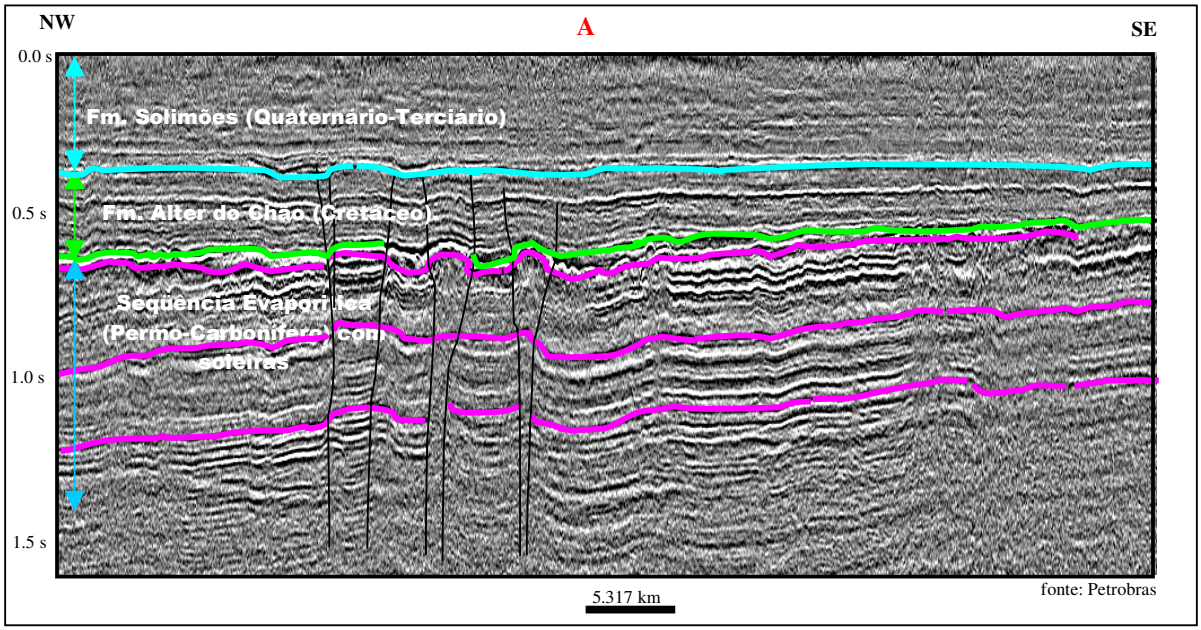


Figura 107 – Seção sísmica mostrando feixe de falhas transcorrentes (transpressivas) na área do Rio Urucu. Notar que os planos das falhas não cortam a seqüência sísmica equivalente à Formação Solimões.

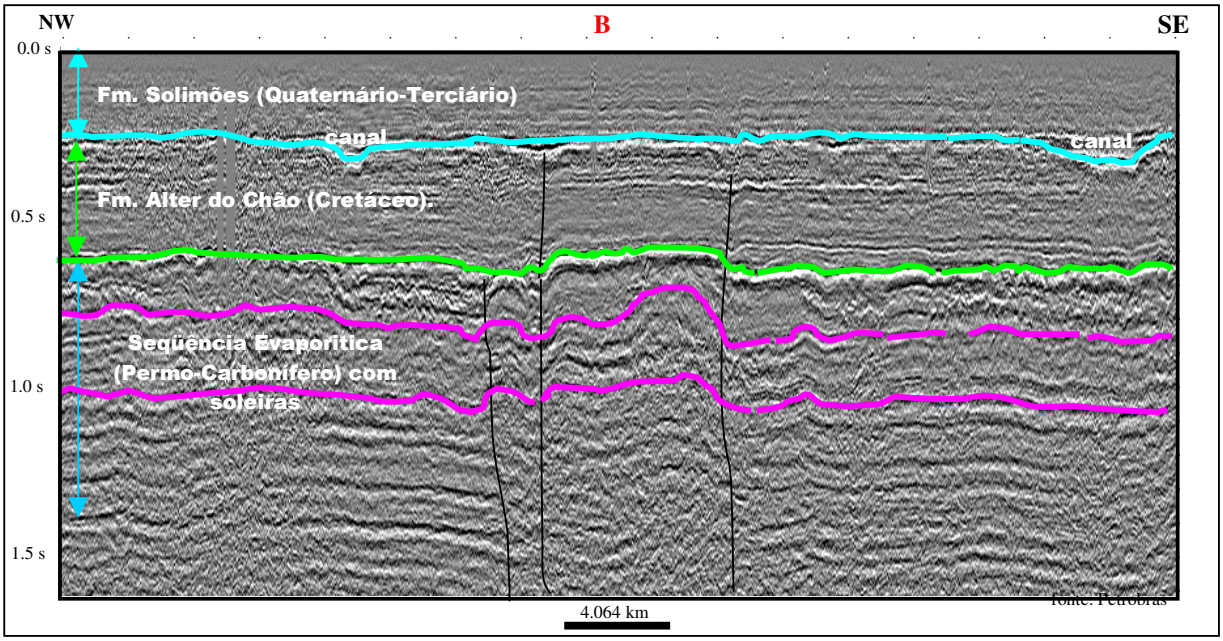


Figura 108 – Seção sísmica mostrando falhas transcorrentes (transpressivas) na área do Rio Urucu. A falha mais a SE mostra indício (refletores da Formação Solimões suavemente deformados) de reativação recente.

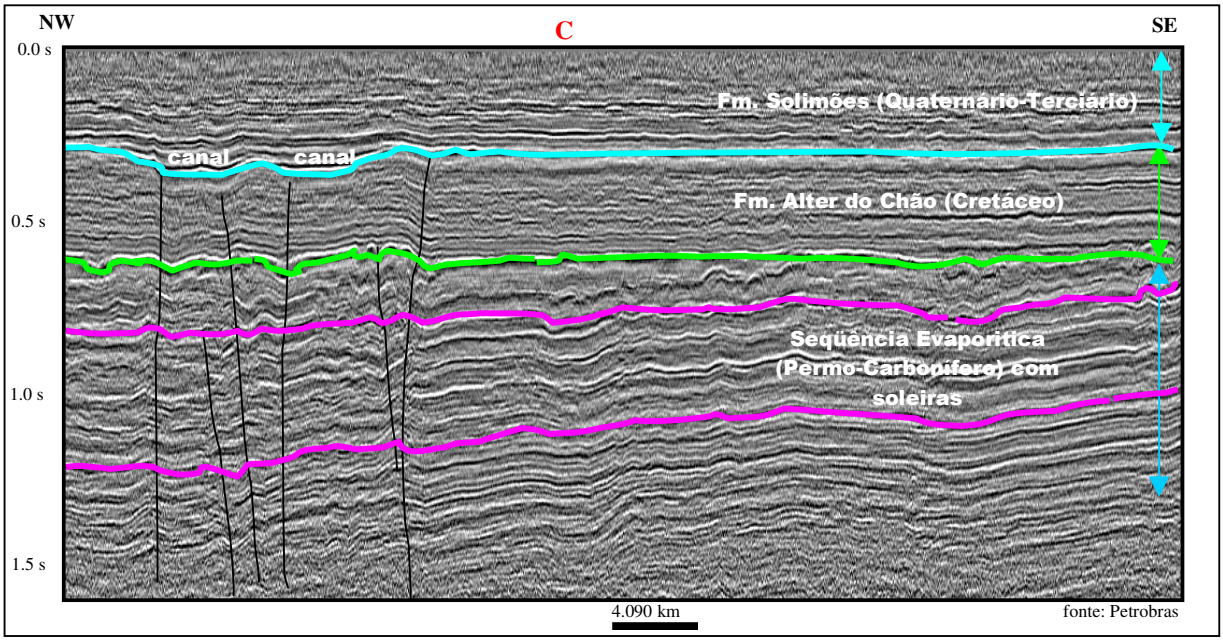


Figura 109 – Seção sísmica mostrando feixe de falhas transcorrentes (transpressivas) na área do Rio Urucu. Notar que os planos das falhas não cortam a seqüência sísmica equivalente à Formação Solimões. Ressalta-se a presença de canais na base da Fm. Solimões instalados na zona de fraqueza produzida pelo feixe de falhas.

3.4.2.4.3. – Bacia do Acre

A Bacia do Acre está localizada no extremo oeste do Brasil, entre os estados do Amazonas e Acre, até a fronteira do Peru, e foi desenvolvida entre a Serra do Divisor e o Arco de Iquitos. Em conjunto com as bacias de Ucayali, Marañon, Putumayo e Llanos, mais ao norte, constituem o sistema *foreland* de bacias sub-Andinas setentrionais (Figura 01). Faz limite ao norte com a Bacia de Maranõn, a oeste e a sul faz com a Bacia de Ucayali e a nordeste-leste com o Arco de Iquitos

Quatro grandes seqüências deposicionais encerram a estratigrafia da bacia. A primeira, de idade permo-carbonífera, é composta pelas formações Apuí, Cruzeiro do Sul e Rio do Moura; a segunda, do juro-triássico, é representada pela Formação Juruá-Mirim; a terceira, de idade cretácea, é constituída pelas formações Moa, Rio Azul, Divisor e Ramon; e a última, que corresponde à Formação Solimões, é o registro do Terciário na bacia. A Formação Solimões é constituída de argilitos e siltitos avermelhados e arenitos oxidados, secundariamente ocorrem

calcários arenosos e conglomerados polimíticos, além de níveis de turfas e linhitos com fósseis de animais e vegetais (Oliveira, 1994a)

Segundo Oliveira (*op. cit*.) a seqüência de idade terciária iniciou sua deposição logo após a Fase Peruana da Orogenia Andina, com a deposição de uma seqüência trangressiva representada pela Formação Ramon. A seqüência superior reflete a continentalização progressiva da bacia, em decorrência do adventos das últimas fases da Orogenia Andina até o Presente, sendo representada pela Formação Solimões composta de sedimentos clásticos finos continentais.

No Eoceno Médio e Superior e no Mio-Plioceno a bacia foi submetida a esforços compressivos relacionadas a Fase Quechua da Orogenia Andina (Mégard[80] *apud* Oliveira, 1994a), responsáveis pela formação de dobras de grande comprimento de onda e falhas reversas de grande rejeito.

Oliveira (*op. cit*.), a partir da interpretação de seções sísmicas, caracterizou sete unidades sismo-estratigráficas denominadas de Unidades Sísmicas (I a VII). A Unidade Sísmica VII corresponde à Seqüência Terciário-Quaternária, tem ampla distribuição areal, tendo sido depositada desde as bacias do oriente peruano até a Bacia do Amazonas. Segundo esse autor, a última fase de deformação compressional, a Fase Qechua da Orogenia Andina ocorrida no Mio – Plioceno, parece ter afetado, praticamente, todo o pacote sedimentar correspondente à Unidade VII (Figura 110). No que concerne à evolução tectônica da bacia, ele identificou dois eventos distensionais e três compressionais. Dentre esses eventos deformacionais, o que tem importância para este estudo é o terceiro evento compressional pois é o único que atinge todo o Cretáceo e a maior parte do Terciário. Este evento, através da atuação da Falha Oeste de Batã, foi responsável pelo soerguimento da Serra do Divisor e pela origem da Falha de Batã. "Na região da Serra do Divisor, está relacionado a gigantescas estruturas que englobam sistemas de falhas reversas de alto ângulo, envolvendo o embasamento, com vergência para leste e associados ás dobras assimétricas de grande porte, cujo principal representante é formado pelo conjunto de anticlinais assimétricos que compõem a Serra do Divisor". Segundo ele, o rejeito dessas falhas é estimado em alguns milhares de metros e, as falhas e dobras desse evento tectônico estão superpostas às estruturas relacionadas ao evento compressional anterior. Finalmente, ele descreve a ocorrência,

[80] MÉGARD, F. 1984. The Andean orogenic period and its major structures in central and northern Peru. J. Soc. London. v. 141, p. 893-900.

em um trecho da Falha de Batã, de movimentos transcorrentes produzidos por falhas de rasgamento (*tear faults*) ou rampas laterais, associados ao terceiro evento compressional.

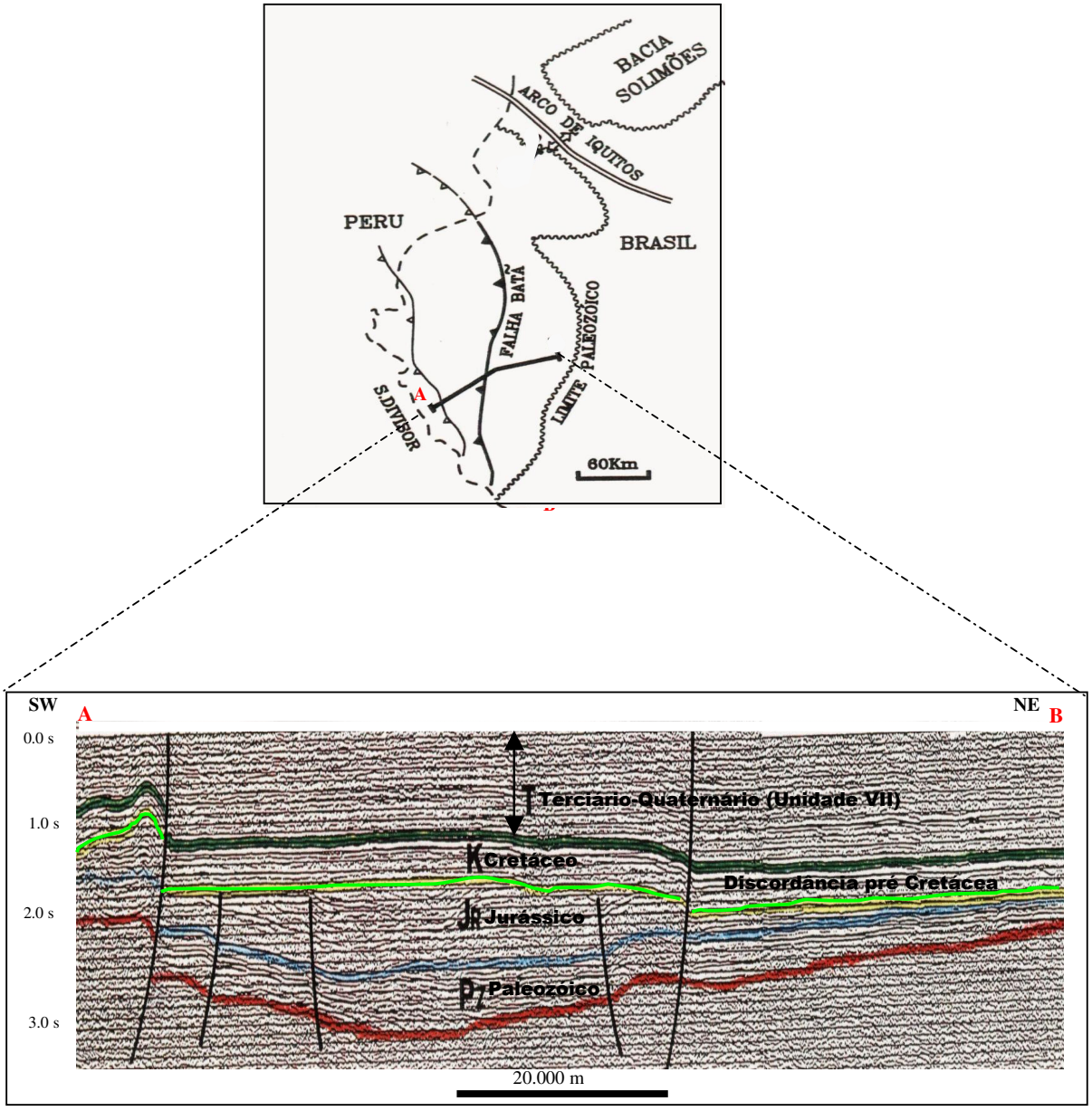


Figura 110 – Seção sísmica regional que atravessa a Bacia do Acre de SW para NE. No extremo SW a falha reversa Oeste de Batã está limitando a Serra do Divisor (ver mapa). A Falha de Batã está próxima ao centro da seção.

3.4.2.4.4. – Bacia do Tacutu

A Bacia do Tacutu desenvolveu-se como um *rift* intracontinetal na região central do Escudo das Guianas, na fronteira entre o Estado de Roraima no Brasil e a República Cooperativa da Guiana (Figura 01). O *rift*, com direção NE-SW, estende-se por 300 km e tem largura variando entre 30 e 50 km. O pacote sedimentar e vulcano-sedimentar, de idade mesozóica, atinge localmente mais de 7.000 m de espessura, sendo representado, da base para o topo, pelas formações Apoteri, Manari, Pirara, Tacutu e Tucano, cuja evolução se deu do Mesojurássico ao Albiano, no Cretáceo (Eiras & Kinoshita, 1990).

Segundo Eiras & Kinoshita (1990), o desenvolvimento do *Rift* do Tacutu foi fortemente condicionado por antigas zonas de fraqueza do embasamento, caracterizado por um "arcabouço complexo de blocos compartimentados desde o Pré-Cambriano".

Dois meio-grabens assimétricos, com mergulhos opostos, limitados por falhas normais rotacionais, constituem o *Rift* do Tacutu. O primeiro se estende desde o limite sudoeste da bacia até o Arco Savanas do Norte, na Guiana, possui mergulho acentuado para SE e está limitado pelas Falhas de Surumu/Pirara, a noroeste de Lethem, a sudeste. O segundo está compreendido entre aquele arco e o extremo nordeste da bacia, possui mergulho para noroeste e limita-se pelas falhas escalonadas do Mau e Kanuku, a noroeste e sudeste, respectivamente (Figura. 111)

As principais feições estruturais definidas por Eiras & Kinoshita (*op. cit*) são: no lado brasileiro da bacia, as estruturas principais são falhas normais, transtensionais e lístricas associadas. As falhas normais (Figura 112) têm grande e médio rejeitos (1.000-400m) e médio e pequeno rejeitos (400-50m), respectivamente, nas regiões, denominadas por eles, de províncias estruturais de Boa Vista e de Bonfim. Outras feições importantes que se destacam nessas províncias, na opinião desses autores, são os "anticlinais e sinclinais formados ou realçados por transpressão ou transtensão. Na Guiana, a feição estrutural que merece destaque é a estrutura em flor, que, para os referidos autores, foi formada por transpressão nos extremos nordeste da Falha de Lethem (Figura 113). Ainda em território da Guiana, esses autores informaram que "o caráter assimétrico do meio gráben sudoeste desaparece devido à perda de rejeito da Falha de Lethem naquele sentido. Por outro lado, começa aí a série de falhas escalonadas que passam a limitar o meio gráben de nordeste (falhas de Bonfim, do Kanuku, do Mau)"

Eiras e Kinoshita (1990) concluíram que no Mioceno a bacia "sofreu um evento modificador transcorrente que afetou toda a seção vulcano-sedimentar e sedimentar mesozóica, formou dobras e reativou antigos falhamentos. A Falha de Lethem foi reativada por transcorrência dextrógira e, em sua terminação nordeste, desenvolveram-se estruturas em flor e um grande arqueamento regional (Arco Savanas do Norte)". Os deslocamentos transcorrentes que ocorreram ao longo das antigas falhas foram resultantes da complexa interação convergente entre as placas oceânicas de Cocos, Nazca e do Caribe, e a placa continental da América do Sul.

As interpretações e conclusões de Eiras & Kinoshita (*op. cit*.) indicam que o tectonismo cenozóico (Mioceno) que afetou a Bacia do Tacutu, expressa-se principalmente através de movimentos transpressionais e transtensionais ao longo das principais falhas de borda da bacia, cuja direção é NE-SW. Por outro lado, é provável que os esforços NW-SE decorrentes daquela complexa interação convergente, podem ter provocado deslocamentos direcionais preferencialmente ao longo das principais zonas de fraqueza do Cráton das Guianas, de direção NW-SE, refletidas em conjunto de lineamentos com essa direção no mapa da figura 111. Então, é possível, que em alguns trechos da bacia possam ter ocorrido deslocamentos transcorrentes, com direção NW-SE, sobretudo naqueles onde, segundo Eiras & Kinoshita (1990), "antigas fraturas, direcionadas segundo NW-SE, teriam controlado a direção de alívio (falhas de transferência) dos centros de distensão"

A área do *Rift* do Tacutu, que separa os dois meio-grabens assimétricos descritos por Eiras & Kinoshita (*op. cit*.), um com mergulho acentuado para SE, no lado brasileiro, e outro, na Guiana, mais profundo, com mergulho para NW, pode ter se comportado como uma zona de acomodação (Rosendhal, 1987) durante a evolução tectono-sedimentar mesozóica da bacia. É nesta região que esses autores concluíram que o caráter assimétrico do meio graben sudoeste desaparece devido à perda de rejeito da Falha de Lethem naquele sentido e onde ocorre uma típica estrutura (estrutura em flor positiva) associada à transcorrência, que eles interpretaram com sendo decorrente do efeito transpressivo devido à deflexão na extremidade NE do plano da Falha de Lethem. Uma interpretação alternativa (Figura 111), é que a extensão NE do traço dessa falha esteja truncado por um feixe de falhas transcorrentes NW-SE, que corresponde em seção sísmica à estrutura em flor, interpretada por aqueles autores.

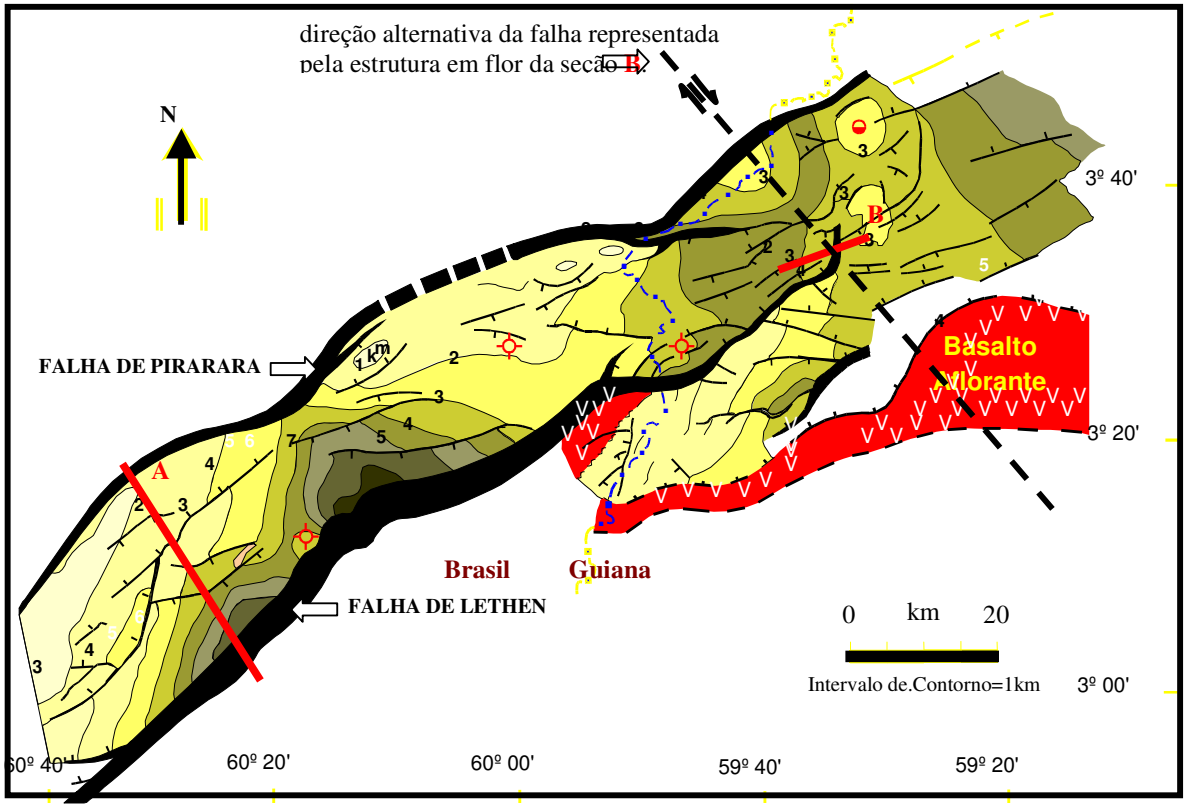


Figura 111 – Mapa estrutural sísmico em profundidade do topo do Basalto Apoteri (Bacia do Tacutu). A expressão sísmica da principal falha normal da bacia, a Falha de Lethem, pode ser vista nas linhas sísmicas (traços vermelhos) A e B, (modificado de Eiras & Kinoshita, 1989).

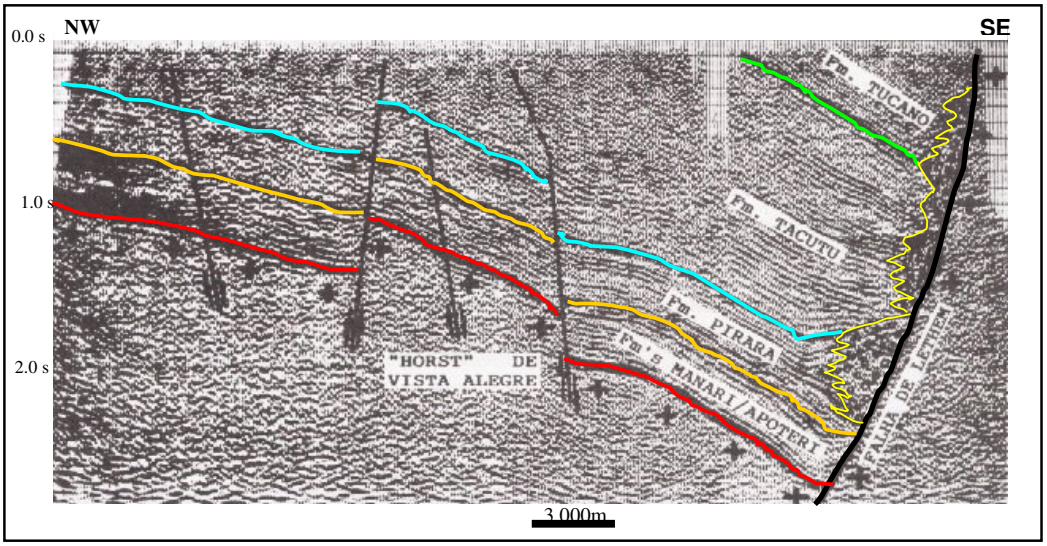


Figura 112 – Seção sísmica transversal ao meio-graben sudoeste, com destaque para a Falha de Lethem. que limita a borda SE desse meio-graben e para o *horst* .na porção central da seção, (modificado de Eiras & Kinoshita, 1990).

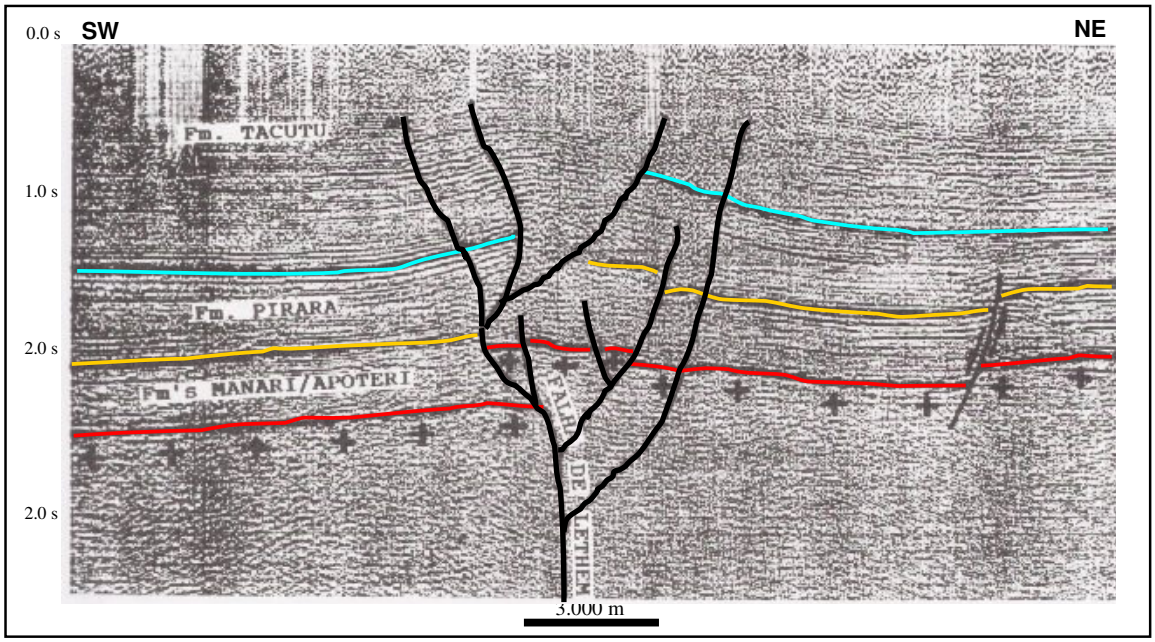


Figura 113 – Seção sísmica longitudinal situada no extremo NE do meio-graben sudoeste. Eiras & Kinoshita (1990) atribuíram a origem da estrutura em flor positiva à deflexão na terminação NE da Falha de Lethem, a qual respondeu com transpressão durante a tectônica modificadora, transcorrente do Mioceno. Sugere-se, neste estudo, que essa feição possa corresponder a um feixe de falhas transcorrentes dextrais de direção NW-SE formado durante o evento modificador do Mioceno, proposto por aqueles autores, (modificado de Eiras & Kinoshita, 1990).

Em relação às falhas transcorrentes modificadoras da estruturação pré-existente da Bacia do Tacutu, Aranha e Neto (1985) consideraram a atuação de um evento responsável pela formação de uma zona de cisalhamento central de orientação E-W com cinemática dextral subdividindo a bacia em vários setores e originando dobras anticlinais dispostas *en échelon*, relacionado, segundo eles, com a tectônica *Wrench* da Venezuela e Trinidad Tobago. Esse autores sugeriam também, como hipótese alternativa para origem dos cisalhamentos, a predominância de efeitos compressivos relacionados à formação da cadeia de montanhas do Caribe, responsáveis pelo posicionamento da componente compressiva principal para SE. Neste caso, além dos cisalhamentos modificadores E-W ocorreriam também transcorrências NW-SE.

A interpretação de que a estrutura em flor positiva (Figura113) esteja associada a falhas transcorrentes cenozóicas, que atravessam a bacia segundo a direção NW-SE, na altura da terminação NE da Falha de Lethem, baseia-se apenas na observação dos padrões estruturais das seções sísmicas publicadas na literatura. Nas seções transversais, NW-SE, as falhas de borda do

rift e altos internos, relacionados à fase distensiva, são as estruturas mais proeminentes. Eiras & Kinoshita (1990) identificaram feições associadas à reativação transcorrente ao longo dessas falhas. É oportuno ressaltar que, exatamente onde esses autores interpretaram a terminação da Falha de Lethem, em mapa, como uma pequena deflexão em seu plano, ocorre a feição transcorrente mais característica, até agora identificada em seção sísmica da bacia, cujo estilo estrutural contrasta fortemente daquele que se observa na figura 112. Desta maneira, é plausível a interpretação de que a estrutura em flor possa correponder à assinatura de uma falha transcorrente de direção NW-SE.

Outro aspecto que subsidia a interpretação da ocorrência de falhas transcorrentes NW-SE, de idade cenozóica, atravessando o *Rift* do Tacutu, cuja origem dos esforços advém da interação convergente entre as placas na região noroeste da América do Sul, é que, na Bacia do Amazonas, centenas de quilômetros continente adentro, há expressivas falhas transcorrentes, ativas no Cenozóico, de direção NW-SE, nas quais se encaixam o leito de importantes rios, no flanco norte dessa bacia (ex.: Rio Negro, Preto da Eva e Urubu). Essas falhas deslocaram ortogonalmente o curso de vários rios com orientação NE-SW, inclusive o do Amazonas, em vários trechos. Os esforços responsáveis por essas falhas são decorrentes daquela interação entre as placas e da deformação transpressiva, intraplaca, imposta pela atuação de forças de um binário dextral E-W, gerado pela rotação da Placa Sul Americana para oeste (Hasui, 1990).

3.4.2.5 - Movimentação salífera.

3.4.2.5.1 - Introdução

As seqüências evaporíticas estão presentes em várias bacias sedimentares do mundo, em diferentes ambientes geotectônicos e com idades variando do Pré-Cambriano ao Cenozóico. As camadas de sal, por serem menos densas que os sedimentos sobrejacentes, tornam-se instáveis e diante de pequenas taxas de desequilíbrio, seja gravitacional e/ou tectônico, movimentam-se, dando origem a um conjunto de estruturas halocinéticas e/ou halotectônicas. Estas estruturas têm sido identificadas e estudadas desde a segunda metade do século dezenove, mas só após as descobertas de petróleo associadas, no inicio do século passado, é que se deu o grande impulso para o melhor entendimento da dinâmica da movimentação salífera nas bacias sedimentares.

A movimentação salífera, ao mesmo tempo que leva à formação de armadilhas estruturais, portadoras de grandes reservas de petróleo em torno do planeta, dificulta a prospecção de outras situadas sob as estruturas de sal (*sub salt structures*). Grandes avanços de tecnologia em processamento sísmico, a exemplo de migração 3D pré-empilhamento em profundidade, têm melhorado bastante o imageamento sísmico abaixo dos corpos de sal, em especial na região do Golfo do México.

No Brasil, a maioria das descobertas de petróleo nas bacias costeiras tem sido em estruturas geneticamente relacionadas à movimentação de sal, sobretudo na Bacia de Campos. Nas bacias paleozóicas, portadoras de evaporitos, a exemplo da Bacia do Amazonas, ainda não se tem registro de descoberta de hidrocarboneto em estruturas halotectônicas. No entanto, nessas bacias as camadas de sal têm importância significativa, pois funcionam como rochas selantes eficientes das acumulações petrolíferas.

3.4.2.5.2 - Fundamentos Teóricos

Para a elaboração deste tópico da dissertação, usaram-se as informações básicas contidas em Jenyon (1986), e secundariamente em Trusheim (1960).

Os evaporitos são constituídos por ciclos sedimentares que iniciam normalmente por sedimentos clásticos finos, carbonatos e uma seqüência de camadas de sais, menos solúveis na base até os mais solúveis no topo. A halita (NaCl) é o sal mais abundante, tem densidade em torno de 2,2 g/cm^3 e não se altera com o soterramento. As camadas de sal formam-se com a deposição de cristais de halita, a partir de uma salmoura supersaturada em cloreto de sódio, gerando um agregado policristalino de permeabilidade muito baixa e que se mantém, ao contrário dos outros sedimentos, incompressíveis durante o soterramento.

Ao movimento isostático de sal, "autônomo", Trusheim[81] *apud* Trusheim (1960) denominou de halocinese. Trusheim (1960) destacou que estruturas halotectônicas são originadas, predominantemente, por esforços tectônicos compressivos. Na natureza ocorrem estruturas decorrentes da movimentação de sal, cuja origem resulta da ação conjunta de tectonismo e gravidade. Halotectônica tem sido utilizada como sinônimo de tectônica salífera.

[81] TRUSHEIN, F. 1957. "Über Halokinese und ihbre Bedeu tung für die strukturelle Entwicklung Norddeustsch lands," *ibid.* Vol.109, pp. 111-151 (with references)

Jenyon (1986), ao descrever o movimento de sal no contexto de bacia sedimentar, destacou que a maioria das movimentações salíferas pode ser explicada em termos de processos halotectônicos ou halocinéticos. Segundo ele, halotectonismo se desenvolve quando uma seqüência estratigráfica contendo sal é submetida à ação de esforços compressivos tangenciais. Enquanto halocinese é um processo isostático envolvendo situações de instabilidade gravitacional provocada quando um pacote mais denso (sobrecarga) está sobre uma camada flutuante (*buyoant*) de sal. Uma questão básica que merece destaque quando se trata de halotectonismo e halocinese é a seguinte: no primeiro caso a densidade total do pacote sobrejacente, normalmente, mas não necessariamente, é maior do que a densidade da camada de sal. Porém, em halocinese, necessariamente deve haver uma inversão de densidade na camada de sal, visto que é esta instabilidade interna do sistema que gera a força que conduz o movimento do sal.

A halocinese, ainda que tenha como elemento essencial a força gravitacional, pode evoluir a partir da ação dos seguintes mecanismos: deslizamento gravitacional; flutuabilidade, sobrecarga diferencial, espalhamento lateral e convecção termal. Durante a evolução da halocinese esses mecanismos podem, às vezes, ser individualizados, mas o comum é ocorrerem gradações entre eles. A sobrecarga diferencial e a flutuabilidade são os mecanismos mais importantes para os quais convergem quase invariavelmente os outros.

Em muitas áreas, processos halotectônicos e halocinéticos ocorrem associados, onde o movimento do sal pode ser desencadeado devido à ação de esforços tectônicos e a continuação do movimento se dá sob condições de halocinese. Onde as estruturas de sal são alongadas e paralelas a trendes tectônicos importantes, a exemplo da região sul do Mar do Norte, existe óbvia implicação de que o início do movimento do sal e o diapirismo tenham sido provocado por halotectonismo.

Segundo Jenyon (1986), as primeiras idéias sobre a mobilidade do sal consideravam que, devido à presença de rochas ígneas, as camadas de sal eram fundidas e fluíam na forma de líquidos. Mais tarde, Gussow[82] *apud* Jenyon (1986) demonstrou que a halita torna-se plástica em temperaturas muito mais baixas que os 800º C, equivalente ao seu ponto de fusão. As determinações de laboratório sugerem que a temperatura na qual a halita passa ao estado quase ou totalmente plástico está entre 200 e 350º C. Por outro lado, os diápiros emergentes de sal de

[82] GUSSOW, W. C. 1968. Salt Diapirism: importance of temperature and energy source of emplacement. *AAPG Memoir* 8, *Diapirism and Diapiris*, 16-52.

Hormuz, no Irã, são freqüentemente citados como exemplos de uma situação em que o sal está fluindo sob temperaturas ambientes da superfície, inferiores a 46° C, e está submetido apenas a pequenos gradientes gravitacionais resultantes da topografia da superfície.

Em relação aos mecanismos de deformação do sal, são reconhecidos três tipos: a) fraturamento cataclástico e movimento intergranular; b) deslocamento intergranular e deslizamento; e c) transferência de massa por difusão (solução por pressão).

Os movimentos de translação intergranular (deslocamento e deslizamento) ocorrem nos planos dodecaédricos do reticulado cristalino da halita. Existem seis diferentes sistemas de deslizamento. Na prática, isto significa que quando os cristais de halita estão em estado plástico, o movimento intergranular é possível de ocorrer em qualquer direção e os sistemas de deslizamento funcionam como planos de cisalhamento.

Jenyon (1986) descreve resumidamente dois mecanismos principais de deformação de sal através de transferência de massa por difusão conhecido como: *Coble creep* e *Nabarro-Herring creep,* ressaltando que os mesmos ainda não estão bem entendidos. Em engenharia, um material é dito exibir *creep* (arrasto) caso se deforme muito lentamente quando submetido à ação constante de uma carga ao longo de um período de tempo.

No primeiro, a transferência de material ocorre dos pontos de alto *stress* intergranular para pontos de *stress* mais baixos por meio de um fino filme aquoso intergranular, que é capaz de resistir ao esforço de cisalhamento.

O segundo mecanismo de *creep* envolve difusão pelo reticulado dos cristais, através do qual o material é transferido internamente de cristal para cristal, a partir de regiões com maior *stress* de sobrecarga para outras com menor *stress.* Este mecanismo dificilmente ocorre no domínio apenas da deformação de uma camada de sal, pois é necessário que as condições de temperatura sejam mais elevadas, como em áreas com metamorfismo termal.

Muitos trabalhos de laboratório e dentro de minas têm sido feitos para investigar o fenômeno de *creep*. A figura 114 mostra a taxa de *creep* medida para quatro amostras de halita, sob temperatura de 306° K e pressão confinante de 11,37 MPa. As taxas de *creep* são normalmente expressas através da relação entre a deformação (*strain*) observada nas amostras e o tempo em que a medida foi feita.

Thompson[83] *apud* Jenyon (1986) investigou em laboratório o efeito da variação da pressão confinante em teste de creep de halita, mantendo constante o *stress* diferencial (Figura 115). Nesta figura é possível constatar que a taxa de *creep* da halita é muito afetada quando se varia apenas os valores de pressão confinante. Por outro lado, essa taxa é fortemente afetada com o aumento da temperatuta (Figura 116), como foi demonstrado por LeComte[84] *apud* Jenyon (1986). Portanto, com base em dados de laboratório, a temperatura, muito mais que a pressão confinante, influencia o comportamento da deformação da halita. Entretanto, observações de campo são fortes indicadores de que a pressão diferencial pode também ser um fator importante no comportamento de *creep* em uma rocha salífera.

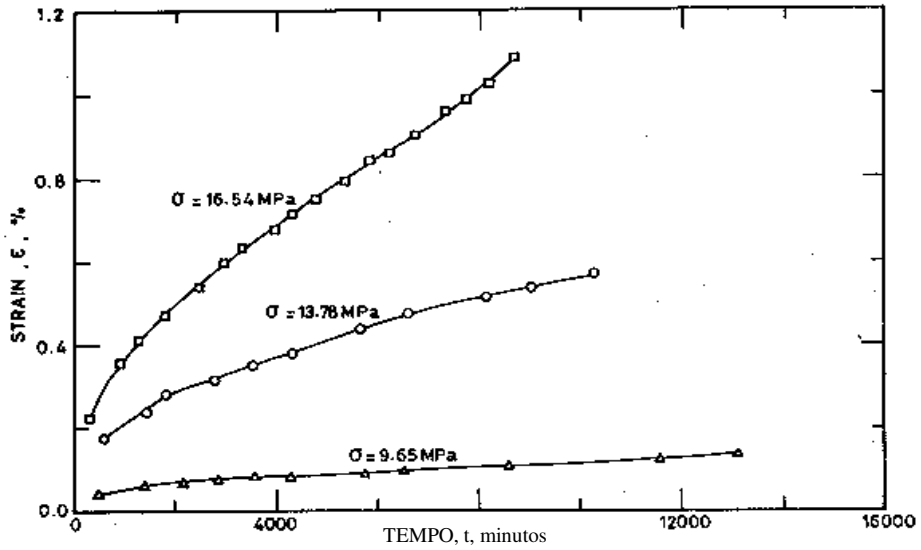


Figura 114 - Curvas mostrando a variação da taxa de *creep* com a aplicação de três valores de *stress* diferencial (9,65 MPa, 13,8 MPa e 16,54 MPa), a partir de medidas da taxa de *creep* em quatro amostras de halita, em temperatura de 306º K e pressão confinante de 11,37 MPa.(Thompson, 1965 *apud* Jenyon, 1986) .

[83] THOMPSON, E. G. 1965. An experimental technique for the investigation of the flow of halite and sylvinite. Univ. of Texas at Austin, Ph.D. Thesis.
[84] LECOMTE, P. 1965. Creep in rock salt. *J. Geol.*, v. 73, p. 469-484.

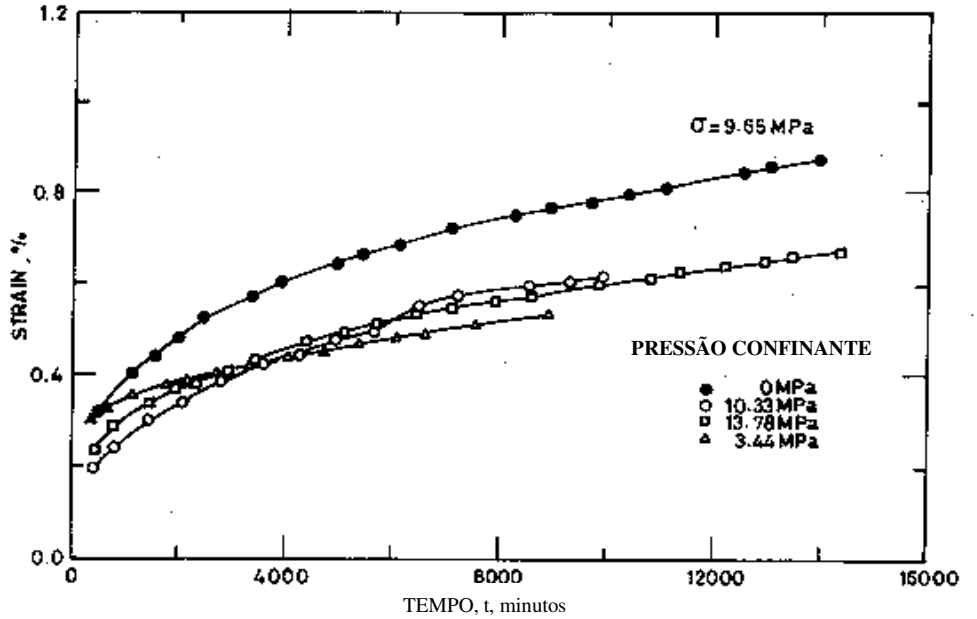


Figura 115 – Curvas mostrando o efeito reduzido da pressão confinante na taxa do *creep* da halita (Thompson, 1965 *apud* Jenyon, 1986).

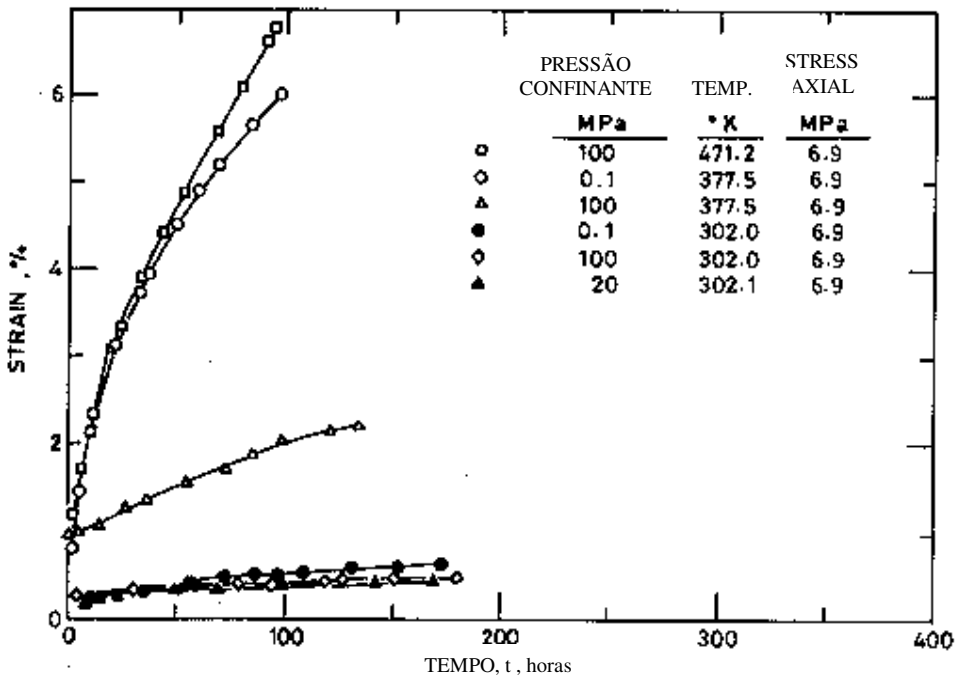


Figura 116 – Curvas mostrando o efeito significativo da temperatura na taxa de *creep* da halita. (LeComte[85] *apud* Jenyon, 1986).

[85] LECOMTE, P. 1965. Creep in rock salt. *J. Geol.*, v. 73, p. 469-484.

A partir da combinação dos resultados de laboratório com as observações de campo é possível sugerir que uma rocha salífera, em função do conteúdo de água livre no sistema, da temperatura e, em menor grau, da pressão confinante, pode atingir condições de mobilidade, preferencialmente em profundidades moderadas.

A presença de água (salmoura) e gás na forma de bolhas, dentro dos cristais de halita produzem efeitos importante no seu comportamento reólogico quando submetida a esforços. O trabalho de Spiers *et al*.[86] *apud* Jenyon (1986) indicou que a adição de solução saturada de NaCl a uma amostra de granulação fina de halita policristalina aumentou significativamente sua taxa de *creep*.

Jenyon (*op.cit*), ao comparar os gráficos que mostram o efeito provocado pela adição de salmoura e pelo aumento de temperatura, ressaltou que o primeiro causa um extenso e acelerado aumento na taxa de *creep*, enquanto o efeito da temperatura atua sobre um período de tempo muito maior para produzir um aumento comparável ao da taxa de *creep* da halita. Este autor concluiu que, embora o efeito da presença de pequenas quantidades de salmoura (NaCl) na deformação da halita ainda esteja em estudo, tudo indica que a presença ou ausência de água livre no sistema seja um fator importante, talvez o mais importante, segundo ele, da deformação dos corpos de sal. Para ele, parece provável que a presença de água livre e o aumento da temperatura facilitam a atividade crescente dos processos primários de solução por pressão, enquanto que o *stress* diferencial atua principalmente através da deformação por deslocamento e deslizamento (*dislocation and gliding*). Enfim, esses processos ocorrem de maneira interrelacionada, em grande extensão.

A sobrecarga, por si só, não é um fator decisivo para iniciar o movimento de sal. É necessário que haja combinação de alguns fatores principais, como temperatura, pressão diferencial e água livre. Outro elemento importante é o diferencial de densidade que é a diferença entre a densidade média da sobrecarga (*overburden*) e a densidade do sal. Portanto, para uma mesma espessura de sobrecarga, o grau de instabilidade será maior com o aumento do diferencial de densidade.

[86] SPIERS, C. J.; LISTER, G. S.; ZWART, H. J. 1982. The influence of fluid-rock interaction on the rheology of salt rock, and on ionic transport in the salt: First results. Pub. Eur. Atomic Energy Community, WAS-153-80-7N, 268-80.

Para Jenyon (1986), apenas a condição de instabilidade gravitacional não gera movimento de sal, sendo requerido o desenvolvimento de gradiente de pressão horizontal. A taxa desse movimento dependerá da magnitude do gradiente de pressão e da resistência do sal.

Um fator que tem sido considerado importante para que ocorra movimentação salífera é a espessura de sal envolvida. Na opinião de Jenyon (*op. cit.*), não existe consenso sobre o valor critico mínimo de espessura de sal necessário para que o movimento inicie, ainda que o valor de 300 metros seja freqüentemente considerado na literatura. Por exemplo, Boldreel[87] *apud* Jenyon (*op. cit.*) mencionou que na província de diápiros de Jutland na Dinamarca, a movimentação salífera nas camadas de sal de Zechestein é pequena onde as espessuras são entre 300 e 600 m, e inexistente onde as espessuras são menores que 300 m. Por outro lado, Taylor[88] *apud* Jenyon (*op. cit.*), pesquisando os depósitos de sal de Zechestein no Mar do Norte Britânico, concluiu que as estruturas de sal são comuns onde a espessura de sal é de pelo menos 130 m.

Na opinião de Jenyon (*op. cit.*), não há razão para tentar se estabelecer uma espessura mínima de sal a partir da qual as deformações acontecerão. Para ele, aplicam-se os mesmos critérios físicos para a deformação de uma camada de halita de 30 m ou de 300 m de espessura. A única diferença é que, quanto mais espessa for a camada de sal maiores serão as feições geradas durante a deformação. No caso de uma camada muito fina de sal, ela poderá atuar apenas como uma zona de descolamento entre as seqüências abaixo e acima do sal. Quanto maior a espessura maior a instabilidade do pacote sedimentar.

Trusheim (1960) descreveu que as estruturas de sal que ocorrem na bacia sedimentar do norte da Alemanha (*North German Basin*) são largamente dependentes da forma, tamanho e espessura da camada sal e da sobrecarga dos estratos sobrejacentes. Nesta bacia, segundo esse autor, é marcante o fato das estruturas tornarem-se menos complexas, menos freqüentes e com menores rejeitos, com a profundidade. Concluiu, desta maneira, que a desarmonia estrutural entre as camadas pré-salinas e pós-salinas é decorrente quase que exclusivamente da mobilidade do sal do Permiano (*Zechstein salt*).

O sal pode começar a fluir somente quando as condições de soterramento permitirem que seja ultrapassado o limite em que o sal tem comportamento elástico para o campo em que sua

---

[87] BOLDREEL, L. O. 1985. On the structural development of the salt dome province in North West Jutland, Denmark, based on seismic studies. First Break, 3(8), 15-21.

[88] TAYLOR, J. C. M. 1984. Late Permian-Zechstein. In: *Introduction to the Petroleum Geology of the North Sea* (Ed. K. W. Glennie). Blackwell Scientific Publications, Oxford.

resposta à sobrecarga tem reologia plástica. O fluxo plástico lateral do sal como um fluído é facilitado se o mergulho das camadas subjacentes são maiores que 1º (um grau), e se a camada de sal possui certa espessura critica e não esteja fortemente misturada com intercalações de rochas competentes.

O uso do termo "fluxo de sal" é inadequado, pois implica em movimento interpartículas. Um corpo de sal, em estado plástico, submetido a um campo de *stress,* muda de forma, mas não flui.

Os sais de potássio, cujo limite entre o domínio elástico e plástico é menor que o da halita, atingem as condições de fluxo antes que as camadas desse sal. Segundo Trusheim (1960), essa situação tem sido observada nas minas de potássio da Alemanha, onde foi demonstrado que os sais de potássio avançam muito mais rapidamente nas galerias das minas do que a *salt rock* (halita).

Em resumo, o movimento por deformação plástica de sal inicia quando existe *stress* vertical diferencial ou *stress* horizontal diferencial, que resulta de várias causas. Com base em observações de campo, modelagens e evidências sísmicas, o movimento para cima e diapírico do sal, mais especificamente, pode ser devido, segundo Jenyon (1986), às seguintes causas:

1- Variações laterais da densidade total da sobrecarga, que pode estar ou não associada com variações de espessura;

2- Irregularidades na base ou no topo do intervalo de sal. Na prática implica em falhamento, onde o *stress* de carga diferencial se manisfesta através da falha;

3- Falhamento pós-sal (diferente do mecanismo de fluxo do *stress* diferencial sugerido no item anterior) permitindo que o sal, que já se encontra com mobilidade, experimente uma condição de alívio imediato do *stress* e se movimente para cima ao longo do plano da falha;

4- Esforço tectônico compressivo de ampla duração ou como um "pulso" geologicamente de curta duração. Tais esforços podem estar relacionados aos movimentos das placas litosféricas e à "pulsações tectônicas";

5- Esforços lateralmente aplicados próximos ao intervalo de sal.

Outro aspecto importante sobre a mobilidade do sal é a íntima relação que existe entre as feições ocasionadas por movimento de sal e as falhas, sobretudo quando se depara com um mapa onde os corpos de sal são retilíneos e curvilíneos. Nem toda estrutura de sal alongada está necessariamente relacionada à falha, já que pode ser resultante de um padrão de fluxo de sal

associado com uma feição primária, ou formada sobre a influência de esforços tectônicos compressivos. Em muitos casos o falhamento pode ser importante fator causador da movimentação salífera para cima (Jenyon, 1986).

As falhas transcorrentes produzem efeitos estruturais complexos na seção geológica de algumas bacias, que se traduzem em dificuldade na interpretação de dados sísmicos. As complexidades estão relacionadas à própria natureza do mecanismo do falhamento transcorrente. O fluxo de sal através da zona de falha segue os rejeitos direcionais de baixo para cima e ao se espessar produz ondulações irregulares. Portanto, quando a seqüência que contém as camadas de sal é submetida a esforços de natureza transcorrente a geometria das feições resultantes é normalmente complexa. Isto se deve à natureza do sal, em estado potencialmente móvel, em absorver os movimentos direcionais subjacentes; ele atua como uma camada onde os esforços transcorrentes são atenuados, impedindo que os efeitos do falhamento sejam transmitidos para as seqüências sobrepostas ao intervalo com sal.

Sobre os tipos de estruturas de sal geradas por esse fenômeno, sabe-se que evoluem dos tipos concordantes e subconcordantes, de baixas amplitudes, para estruturas discordantes, intrusivas, de grandes amplitudes, que chegam, às vezes, à superfície como extrusões. Elas são comumente designadas como não perfurantes (não diapíricas) e perfurantes (diapíricas). Como componentes do primeiro grupo tem-se: anticlinal de sal; almofada de sal e almofada de sal de pequeno porte com falha lístrica associada. No segundo grupo tem-se: muralha de sal, domo de sal, *nappe* de sal, maciço de sal. *Salt glacier e namakier* são estruturas originadas por extrusão de sal em condições subaéreas ou submarinas (Jakson & Talbot, 1986)

Dentre os tipos acima, as almofadas de sal são as estruturas de melhor definição sísmica na Bacia do Amazonas. Tratam-se de estruturas circulares ou moderadamente elípticas, em mapa, com base aproximadamente plana (Figura 117). Para Jackson & Talbot (1986), há indicações em algumas bacias, através de reconstruções palinspáticas, que as almofadas cresceram ao longo de anticlinais ou coalescência dos mesmos. Na opinião deles, parecem se formar em áreas onde presumivelmente as camadas são pouco espessas para evoluirem para um domo. Na Bacia do Amazonas, a intrusão de diques e soleiras de diabásio nos evaporitos e a atuação de pulsos tectônicos transcorrentes que ocorreram no Mesozóico e Cenozóico, levaram ao desenvolvimento de estruturas complexas associadas ao movimento de sal, sem designações próprias, peculiares dessa bacia.

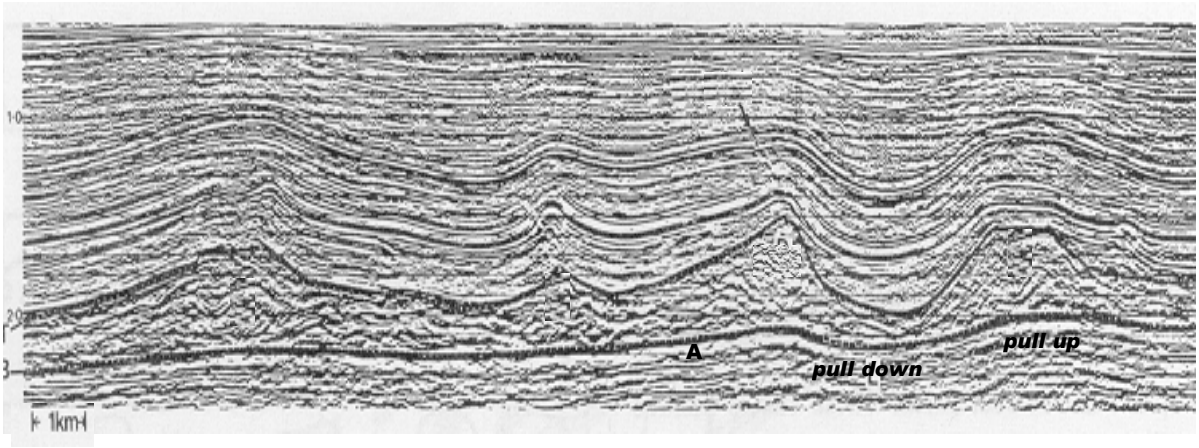


Figura 117 –Almofadas de sal gerando dobras e falhas (arqueamentos e colapso) na seqüência sobreposta. Notar o efeito de *pull up* (refletores "puxados" para cima) *pull down* (refletores "puxados" para baixo) na seqüência sub-sal. Isto é ocorre devido as variações laterais de velocidades intervalares do sal e das rochas sobrejacentes; em profundidade, os refletores da seqüência sub-sal são horizontais, inclusive o da base da camada de sal indicado pela letra **A,** (modificado de Jenyon, 1986).

3.4.2.5.3 – Halotectônica na Bacia do Amazonas.

A presença de camadas de sal potencialmente móveis (halita e silvinita) em uma bacia sedimentar permite que se considere a hipótese da existência de estruturas halocinéticas e/ou halotectônicas. O fenômeno de movimento de sal na Bacia do Amazonas tem sido investigado por alguns pesquisadores, com destaque para:

Szatmari *et. al*. (1975) relataram que durante o magmatismo os ciclos com halita foram afetados por termo-metamorfismo e dissolução. Descreveram o termo-metamorfismo da seguinte maneira: "As halitas e silvinitas caracterizam-se por alta termo-condutividade, permitindo que espessas camadas (até 50 m) atinjam temperaturas aproximadas às apresentadas pelas soleiras intrusivas. Esta temperatura (800 a 1000 graus) é acima do ponto de fusão da halita. Conseqüentemente a halita aquecida derrete-se nas proximidades dos diabásios, torna-se plástica em distâncias relativamente grandes (dezenas de metros), ensejando a formação de estruturas de fluxo".A dissolução foi descrita assim: "Nas áreas onde as intrusivas atravessaram camadas aqüíferas (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 tornar saturada com halita, é um solvente poderoso. Devido a sua atuação, a intrusão é freqüentemente

precedida pela completa dissolução das camadas de cloretos, resultando uma substituição, volume por volume, dos sais por diabásio"

Tricart (1977) admitiu que "as potentes formações de evaporitos" poderiam indicar a ocorrência de zonas tectônicas instáveis, cujos movimentos se estenderiam até o Quaternário.

Camargo e Caldeira (1982) caracterizaram algumas feições halocinéticas na região da Ilha de Tupinambarana e relataram as influências das mesmas na confiabilidade das estruturas da bacia.

Wanderley Filho *et al.* (1988), através do mapeamento sísmico na região do Rio Tapajós, identificaram feições de almofadas e pequenos domos de sal e concluíram que a movimentação de sal não atingiu estágios avançados de halocinese e está preferencialmente localizada nas proximidades das áreas com ausência de soleiras sobre o sal. Segundo eles, "as movimentações causaram uma marcante alteração no padrão estrutural das seções pós-sal da Bacia do Amazonas". Concluíram também quanto à possibilidade de um tectonismo terciário ter ocasionado zonas de alívio que facilitaram a migração do sal

Costa (1993) relatou que as deformações na Seqüência Cretáceo-Terciária são mais intensas e complexas nas áreas onde o somatório das espessuras das camadas de halita ultrapassam 150 m.

Costa (1999) concluiu que as intensas deformações da seqüência sísmica equivalente às formações Nova Olinda, Andirá e Alter do Chão foram decorrentes essencialmente de movimentos halocinéticos, baseado na observação, dentre outras, que os refletores que ocorrem abaixo da seqüência sísmica que contém halita não se apresentam deformados, ou quando estão, possuem estilos estruturais e intensidade diferentes daqueles refletores da seqüência sísmica que contém halita e acima dela.

O objetivo maior desse item é a caracterização das deformações cenozóicas onde houve a contribuição de movimento de sal. No entanto, é oportuno destacar que boa parte da complexidade estrutural que se observa, sobretudo na seqüência correspondente aos evaporitos da Formação Nova Olinda com intrusões de diques e soleira de diabásio, advém do momento em que a bacia estava submetida ao amplo magmatismo mesozóico, cuja idade de platô obtida pelo método Ar/Ar é de 217,6 Ma (Szatmari, 1996). Esse evento magmático, do Triássico Superior, permitiu que as camadas de sal, ao serem preferencialmente intrudidas pelas soleiras de diabásio com temperaturas bem superiores ao ponto de fusão da halita, entre 1.000 e 1.100ºC,

desenvolvessem alta capacidade de fluxo, devido ao seu estado de maior plasticidade, ocasionado pelo aumento da temperatura. Além do fator da temperatura, como facilitador da mobilidade das camadas do sal, a freqüente variação de espessuras das soleiras, principalmente das mais rasas, foi outro importante condicionante (diferencial de sobrecarga) para a movimentação salífera.

Desta maneira, é oportuno que se ressalte que a complexidade estrutural observada na Seqüência Permo-carbonífera da Bacia do Amazonas, decorre, em boa parte, das deformações relacionadas ao *emplacement* de diques e soleiras de diabásio, combinada com a movimentação salífera. Nota-se, na figura 88, que a deformação está restrita apenas ao intervalo intermediário da seção sísmica, indicando que as dobras (A e B) foram originadas através do mecanismo acima descrito. As soleiras ao intrudirem nas camadas evaporíticas permaneceram como corpos tabulares com espessura uniforme por longas distâncias, desenvolveram ou experimentaram variações significativas de espessura e/ou saltaram de nível estrutural, configurando uma geometria de *emplacement* mais complexa. Essa geometria combinada ao fluxo de sal levou ao desenvolvimento de feições peculiares na Bacia do Amazonas, como sugere, dentre outras, a seção sísmica da figura 95.

Conceição *et al*. (1993) caracterizaram e definiram alguns tipos estruturais originados pelas intrusões de diabásio na Bacia do Amazonas, mas sem a abordagem do fluxo de sal, como um fator potencialmente controlador da complexidade estrutural das rochas encaixantes evaporíticas da Formação Nova Olinda. Não é objetivo desta dissertação o estudo da fenomenologia estrutural relacionada às intrusões. Informações mais pormenorizadas podem ser consultadas, dentre outros, em Pollard *et al*. (1975), Petraske *et al.* (1978), Francis (1982) e Conceição *et al*. (*op. cit*.).

Uma questão importante, quando se trata da relação entre as soleiras de diabásio e as camadas de sal, é da possibilidade do magma basáltico, ao intrudi-las ter assimilado volumes expressivos de sal. Silva (1987) postulou o consumo de seção sedimentar na Bacia do Solimões pela soleira de diabásio mais profunda, que intrudiu preferencialmente próximo às camadas de halita dos ciclos evaporíticos mais inferiores, na área de Juruá. Mizusaki *et al*. (1992), embora tenham admitido a possibilidade teórica da ocorrência de assimilação de sal por diabásio, concluíram que "a influência do sal se faz sentir no diabásio somente alguns centímetros acima do contato com este material inviabilizando a possibilidade de assimilação do sal em grande escala"

Becker (1997), baseado nos resultados do trabalho de Mizusaki *et al*. (*op. cit*.), concluiu que: "a assimilação química foi um processo de pouca importância regional na Bacia do Solimões. Na Bacia do Amazonas, por sua vez, não há evidências que contrarie a assertiva de que assimilação magmática de sal por magma basáltico, se ocorreu, foi de caráter local. Segundo Becker (1997), "outros mecanismos devem ser buscados" para explicar a falta de seção sedimentar observada por Silva (1997) ao comparar os perfis de alguns poços na Bacia do Solimões. Este autor considerou que "a hipótese de halocinese nunca foi considerada em nenhum trabalho na Bacia do Solimões, mas é perfeitamente admissível do ponto de vista reológico". Finalmente, o fato da ausência na literatura de publicações sobre a ocorrência de intrusões de rochas básicas em seqüências evaporíticas, "torna as bacias do Solimões e do Amazonas casos únicos, que ainda estão a merecer um estudo específico, envolvendo modelagens e simulações"

Além da possibilidade da ocorrência de estruturas halocinéticas na Bacia do Solimões, admitida por Becker (*op. cit*.), Eiras & Kinoschita (1990) e Oliveira (1994b) interpretaram, respectivamente, algumas feições em seções sísmicas, nas bacias do Tacutu e do Acre, consideradas como de origem halocinética. Porém, foi na Bacia do Amazonas que ocorreram as maiores manifestações halotectônicas da Amazônia.

Ao se analisar o contexto tectônico da Bacia do Amazonas, a partir da caracterização dos estilos estruturais nos diferentes setores estruturais (figuras 73 e 75), verifica-se que a maior diversidade e complexidade estrutural ocorrem preferencialmente ao longo do setor estrutural Rio Abacaxis-Tapajós (II-A), na região entre a calha central e as linhas que delimitam os flancos norte e sul da bacia (Figuras 89 a 99). É também neste setor que ocorrem as feições halotectônicas mais expressivas, representadas por almofadas de sal (Figuras 89, 91 e 93). Os principais elementos responsáveis pelo desenvolvimento dessas feições foram: pulsos tectônicos transcorrentes cenozóicos, que reativaram zonas de fraquezas antigas e criaram diversos outros feixes de falhas que cortam a bacia nas direções NE-SW e NW-SE; maiores espessuras das camadas de halita que ocorrem nessa região além da instabilidade gravitacional devido ao esforço diferencial das soleiras de diabásio e pelos mergulhos mais íngremes das camadas.

No mapa de isólitas totais de halita (Figura 118) estão delineadas aproximadamente as áreas da bacia onde os processos halotectônicos foram mais intensos, destacando-se aquela compreendida entre os rios Abacaxis e Mamuru, e todo o segmento correspondente à Ilha de Tupinambarana. Os estilos estruturais presentes nas áreas de plataforma (Figuras 78 a 83),

possuem características geométricas (transpressivas e transtensivas) mais simples e contrastam significativamente com as estruturas de maior porte e mais complexas que ocorrem nessas áreas (Figuras 92 a 97), e que foram originadas sob um regime de deformação mais plástico, dado o maior volume de halita envolvido. As reativações cenozóicas de importantes alinhamentos tectônicos, como aquele proposto por Sternberg (1953), de direção NE-SW, que margeia a Ilha de Tupinambarana (Figura 63), e aqueles relacionados ao conjunto de falhas transcorrentes NW-SE, em especial ao que se define aqui de Sistema de Falhas Transcorrentes de Urucará (Figura 38), teve importância fundamental no aumento da atividade halotectônica nessa região da bacia.

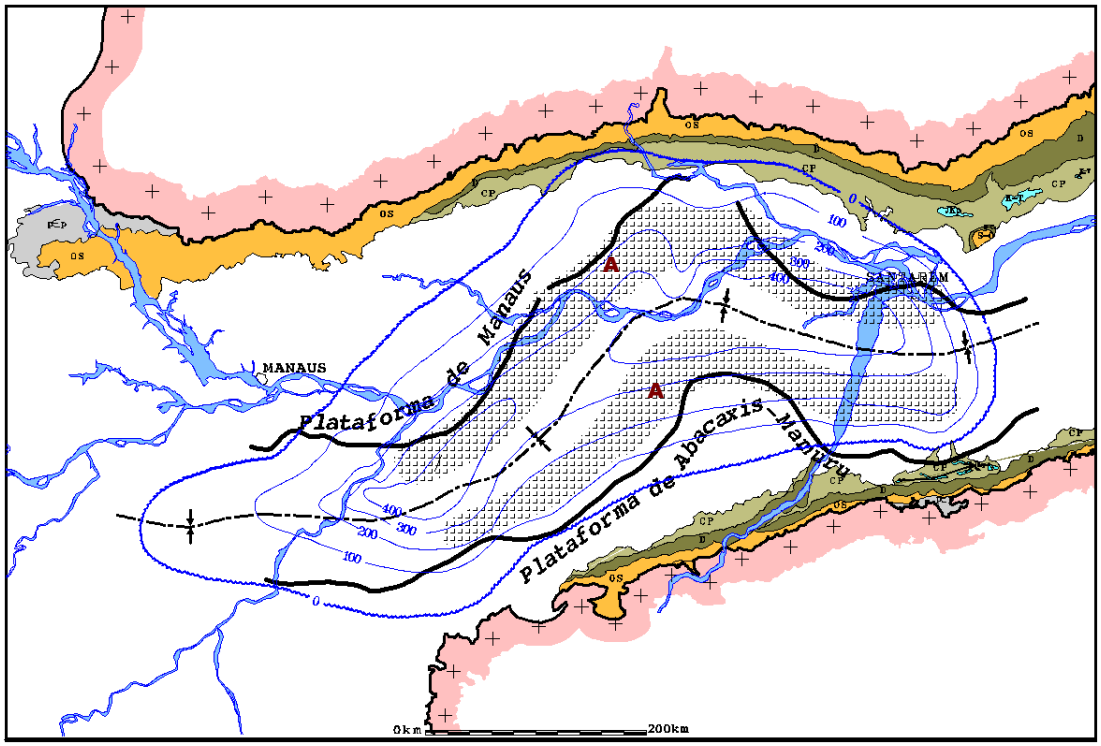


Figura-118 – Mapa de isólitas de totais de halita. Em destaque, as áreas (**A**) onde o halotectonismo foi mais intenso (fonte: Petrobrás).

As feições halotectônicas da Bacia do Amazonas mantêm estreitas relações com o regime de falhamentos transcorrentes vigentes durante os pulsos tectônicos cenozóicos atuantes nela. As dobras irregulares e complexas observáveis nos níveis de evaporitos, intrudidos por soleiras de diabásio da Formação Nova Olinda (Figuras 92, 94, 96 e 97), resultaram da condição de extrema plasticidade e mobilidade tectônica decorrente da presença de camadas de sal. Não é raro a

seqüência sísmica inferior às camadas que contêm halita apresentar-se pouco ou não deformada. Mas quando deformadas, mostram um estilo estrutural diferente daqueles do intervalo que contém halita.

Esta complexidade estrutural decorrente da ação combinada de falhas transcorrentes e movimento de sal, está de acordo com o relato de Jenyon (1986) quando destacou que o fluxo de sal através da zona de falha segue os rejeitos direcionais de baixo para cima, e ao se espessar produz ondulações irregulares.

No que diz respeito às almofadas de sal (Figuras 89, 91 e 93), é provável que elas tenham se formado preferencialmente a partir do fluxo lateral de sal de zonas mais deformadas, onde os esforços cisalhantes eram mais intensos, para zonas menos deformadas, como sugere a seção sísmica da figura 93. A boa qualidade sísmica das seções das figuras 89 e 91 e a ausência de falhas consubstancia a interpretação acima.

Uma feição halotectônica singular que ocorre na área do Rio Abacaxis é a que está indicada pela letra "B" na seção sísmica da figura 90. Esta feição alóctone, que tem a forma aproximada de um cogumelo achatado, parece ter sido formada a partir do fluxo de sal através de zonas de falhas e fraturas, com diques de diabásio associados, de sua posição original até o nível estratigráfico (uma zona de alívio de pressão), logo abaixo da Seqüência Cretáceo-Terciária, onde se alojou. O corpo de sal ao se alojar provocou arqueamento das camadas sobrepostas. A estrutura observada "A" pode corresponder a uma feição similar à descrita, sendo que a zona de falha, o duto para o fluxo de sal, não foi amostrado pelo plano da seção sísmica.

As deformações halotectônicas quando restritas à Formação Nova Olinda, e não afetam a Seqüência Cretáceo-Terciária, apesar de provocarem degradação da qualidade sísmica das reflexões subjacentes ao pacote deformado, não causam significativos efeitos de *pull-up* (soerguimento em tempo dos refletores), pelo fato das velocidades intervalares da halita e rochas encaixantes serem próximas. Por outro lado, se as almofadas de sal soerguem a base da Formação Alter do Chão (Figuras 89, 91 e 93), tais efeitos são consideráveis, a depender da amplitude da almofada de sal. Camargo & Caldeira (1982) verificaram e mediram a distorção em tempo (*pull-up*) em seções sísmicas da bacia provocadas por estruturações halocinéticas. Concluiram que tais anomalias atingem valores de até 150 microssegundos/metro. Portanto, onde as almofadas de sal soerguem a base da Formação Alter do Chão (discordância pré-albiana) o efeito de *pull-up* pode

criar estruturas na seqüência subjacente à almofada ou mascarar a geometria que de fato as estruturas teriam em profundidade.

A dissolução de sal e estruturas de colapso associadas é outro fenômeno que ocorre na bacia e ocasiona distorções estruturais nas camadas adjacentes aos níveis de sal. Está associada à percolação de soluções de menor salinidade, decorrentes da ação de soluções juvenis geradas durante o evento magmático e da infiltração de águas meteóricas. Travassos (1996) identificou em seção sísmica, na região da Folha Nova Olinda do Norte, um exemplo de uma estrutura de colapso (Figura 119).

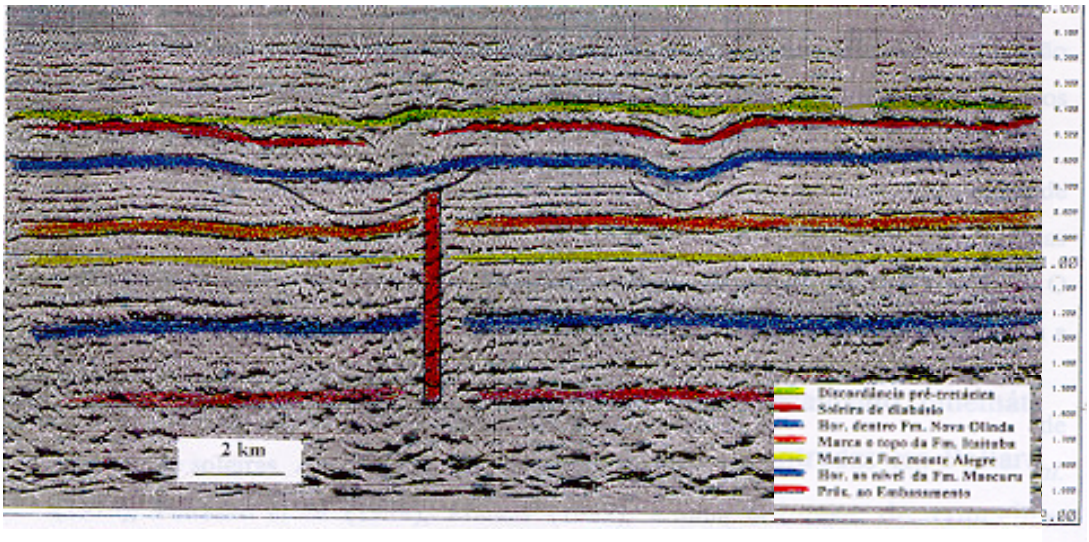


Figura 119 – Deformações dentro da seqüência evaporítica da Formação Nova Olinda originada por colapso de sal (Travassos, 1996).

Os trabalhos de cicloestratigrafia desenvolvidos com os evaporitos da Bacia do Amazonas (Szatmari *et al*. 1975 e Silva 1996), com base nos testemunhos dos poços da área de Fazendinha, não fazem nenhuma abordagem sobre movimentação salífera cenozóica. Enquanto os dados sísmicos mostram evidências irrefutáveis dessa movimentação, a análise dos testemunhos e das curvas de raios gama dos poços, realizadas por aqueles autores, não apontaram para problemas estratigráficos decorrentes de movimentação salífera. Pelo contrário, eles caracterizaram uma notável e uniforme alternância de ciclos evaporíticos, constituindo excelentes marcos estratigráficos regionais da bacia, que retratam as condições originais de deposição.

Em relação a contraposição aparente entre os dados de sísmica e de poços, deve-se considerar que os poços estão irregularmente distribuídos na bacia e normalmente foram perfurados em áreas isentas ou quase sem complexidade estrutural, enquanto as linhas sísmicas estão distribuídas com maior regularidade por toda a bacia, possibilitando a amostragem das feições halotectônicas.

Por outro lado, ao buscar-se algum indicador cinemático que caracterize fluxo plástico de sal em escala de testemunho, depara-se com a enorme semelhança entre as feições (níveis de anidrita misturada com carbonato e siltito) observadas no testemunho do poço 9-FZ-2-AM (prof. 1074,37 m) com aquelas da fotografia do testemunho de um poço do NE da Inglaterra, apresentada por Jenyon (1986), onde se vê a deformação de finas bandas de anidrita decorrente da movimentação da halita (Figura 120).

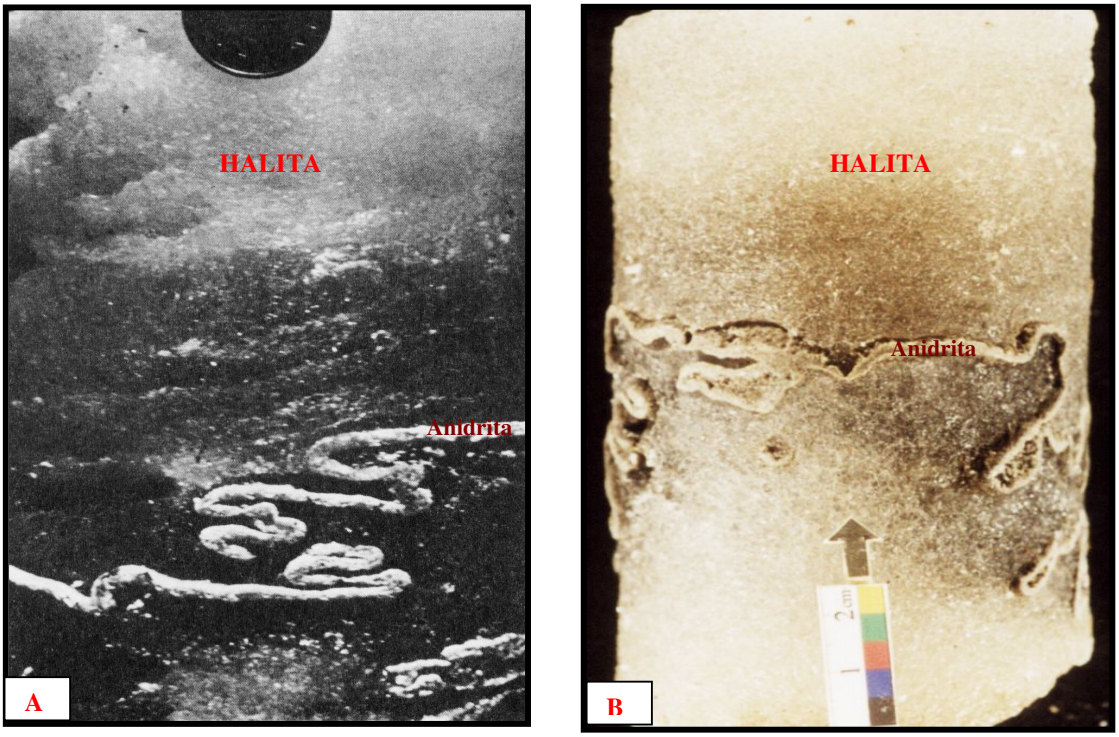


Figura 120 – (A) fotografia de testemunho do nordeste da Inglaterra apresentada por Jenyon (1986) onde se verifica finas bandas de anidrita deformada em decorrência do fluxo plástico da halita; (B) fotografia de testemunho da área de Fazendinha, Bacia do Amazonas, onde também se vêem finas bandas de anidrita intensamente deformadas por movimentação salífera.

As principais fases de movimentação salífera na Bacia do Amazonas ocorreram à época dos eventos transcorrentes cenozóicos. Então, ao se estabelecer uma cronologia, mesmo que relativa para esses pulsos tectônicos, objeto do item seguinte desta dissertação, definem-se os momentos principais de halotectonismo. Por outro lado, não há impedimentos para que tenha ocorrido movimento halocinético (isostático) de sal em épocas de estabilidade tectônica.

Um aspecto importante que deve ser considerado é a influência das estruturas halotectônicas no desenvolvimento morfotectônico da bacia, principalmente em áreas onde a movimentação salífera foi mais intensa, a exemplo da região da Ilha de Tupinambarana (Figura 121). Além do controle morfoestrutural exercido pelo lineamento NE-SW (B-B') que controlou o leito do Rio Amazonas, ao qual Sternberg (1953) se referiu como uma possível zona de falhamento (Figura 63); as dobras e falhas da Seqüência Cretáceo-Terciária associadas ao movimento de sal (Figuras 89, 95, 96 e 97) certamente influenciaram na formação dos padrões de drenagem e do relevo da região. Interpreta-se o padrão drenagem que ocorre na extremidade NE da Ilha de Tupinambarana, caracterizado por um entrelaçamento de canais e paranás irregulares, às vezes semicirculares ou anastomosados, contornando e individualizando vários lagos (polígono A ampliado na figura 121), possivelmente como um reflexo do halotectonismo que foi conspícuo nesta área.

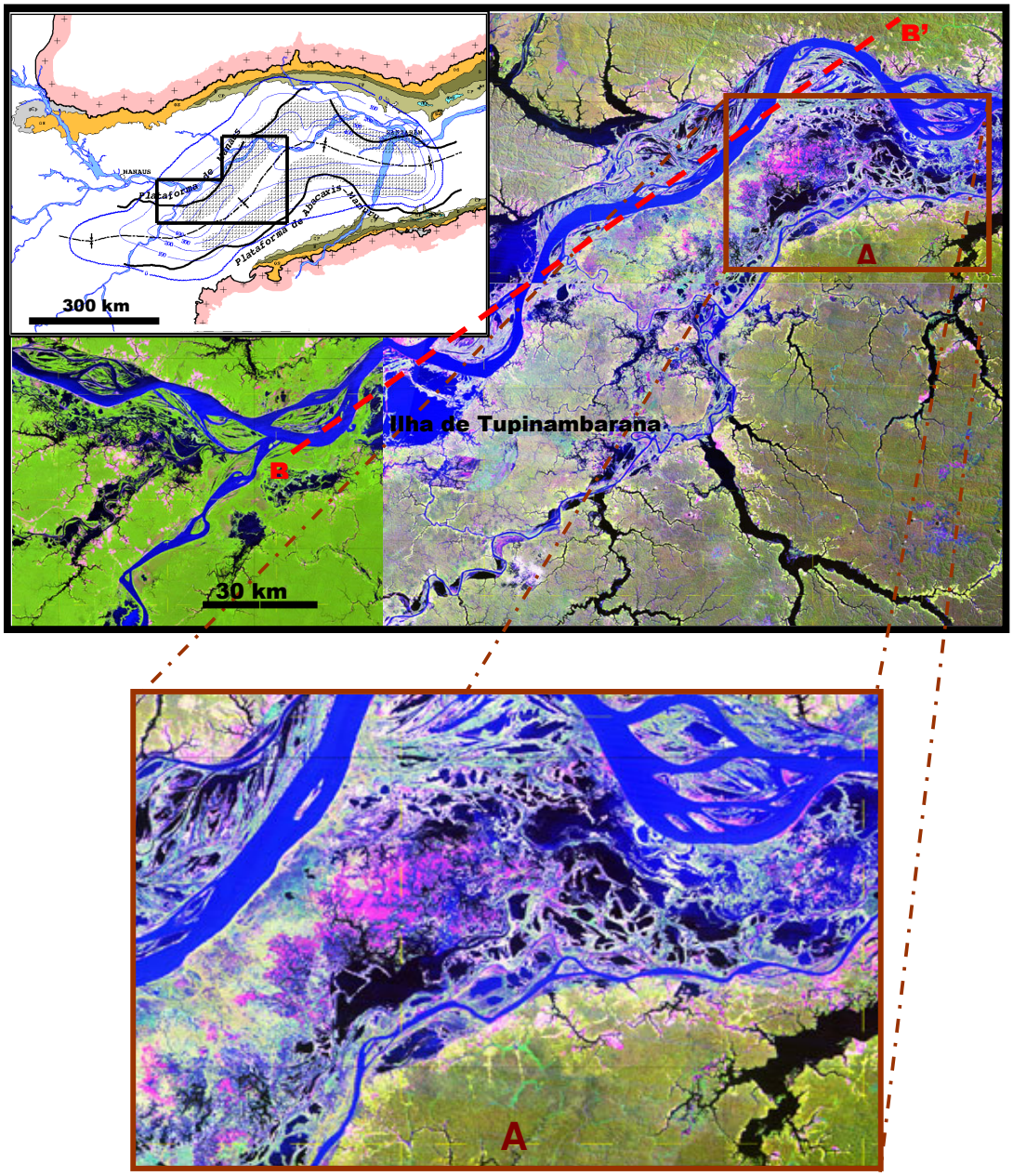


Figura 121 – Mosaico de Imagens LANDSAT-TM (falsa cor: 5R4G3R) da região correspondente ao polígono assinalado no mapa da bacia (destaque para as áreas onde o halotectonismo foi mais intenso). A linha tracejada (B-B') representa o sistema de falhas proposto por Sternberg (1953). Na parte inferior, ampliação do polígono (A) para verificação mais detalhada do padrão de drenagem, exclusivo desta área, possivelmente relacionado ao halotectonismo (fonte: Petrobrás)

3.4.2.6 - Cronologia dos eventos deformacionais.

O requisito básico para a datação adequada dos eventos deformacionais cenozóicos que atuaram nas bacias do Amazonas e Solimões é que seus estratos mais novos tivessem idades bem definidas. Infelizmente, são raras as datações da seqüência pós-paleozóica nessas bacias. A Formação Alter do Chão, cuja datação mais recente, a partir de testemunhos do poço 1-NO-1-AM (Nova Olinda) daquela bacia, indica que sua deposição se deu entre o Aptiano Superior e Cenomaniano (Dino *et al*. 2000), ainda não foi datada na Bacia do Solimões. Por outro lado, as datações da Formação Solimões, tidas como mio-pliocênica (Cruz,1984 e Hoorn, 1993), também são raras e estão na região mais ocidental da Bacia do Solimões. Na Bacia do Amazonas não existem publicadas na literatura, idades do Terciário. Segundo a carta estratigráfica proposta por Cunha *et al* (1994), sedimentos dessa idade ocorrem apenas nas áreas próximas aos arcos de Purus e Gurupá. No entanto, acredita-se, de acordo com os dados sísmicos (ver item 3.4.2.2), na possibilidade de sua ocorrência em outras áreas da bacia.

Admitindo-se que a deposição das formações Alter do Chão e Solimões foram síncronas nas bacias do Amazonas e Solimões a discordância erosiva entre aquelas formações possui um hiato de aproximadamente 75 Ma. (Turoniano até o Mioceno Médio), não havendo, portanto, registro sedimentar para todo o Paleógeno. Para um evento tectônico que tenha ocorrido neste período, a datação será dita como pré-miocênica, haja vista a ausência de rochas, depositadas no Terciário Inferior, cujas idades poderiam facilitar na definição do tempo de atuação do suposto evento.

A análise do comportamento estrutural da Seqüência Cretáceo-Terciária em várias seções sísmicas da Bacia do Solimões indica, de uma maneira geral, que esta bacia foi pouco afetada pelos eventos tectônicos do Cenozóico, pois quase sempre essa seqüência apresenta-se de forma tabular com refletores plano-paralelos, como se pode verificar nas seções regionais da figura 56. No entanto, em alguns locais, preferencialmente sobre os alinhamentos estruturais da região petrolífera do Rio Urucu, as seções sísmicas das figuras 107, 108 e 109 mostram evidentes deformações de idade cenozóica. Nessas seções, nota-se que as dobras e falhas, muito bem definidas no intervalo sísmico equivalente à Formação Alter do Chão, não deformam a discordância da base da Formação Solimões e tampouco os seus refletores. Como essa formação é datada do Mioceno, então é possível deduzir que aquelas deformações são do pré-Mioceno.

Por outro lado, Bemerguy (1997), ao descrever a evolução paleogeográfica, relatou que em épocas pré-Mioceno, no "Eoceno-Oligoceno dominaram, em grande parte da região da calha do Amazonas, condições de estabilidade que permitiram a formação de um perfil laterítico-bauxítico (Trunkenbrodt, *et al*., 1991) seguida pelo desenvolvimento de uma superfície de erosão". Segundo ela, há indicações de movimentações nesta época apenas ao longo da zona compartimental de Mexiana, na região do Marajó. Costa *et al*. (1996), em referência a esse intervalo de tempo, postularam que "durante esse quadro de estabilidade generalizada registram-se apenas algumas exceções, a exemplo da zona transcorrente situada na região do baixo Amazonas, que se manteve ativa ao longo do Cenozóico".

Na Bacia do Amazonas, a falta de datações palinológicas que confirmem a presença ou não da Formação Solimões por toda sua extensão, é um obstáculo na definição das idades das deformações observadas na seqüência pós-paleozóica. Localmente, foi possível a caracterização sísmica de uma discordância dentro dessa seqüência (Figura 122) considerada como a superfície de contato entre a seqüência superior (A), provavelmente de idade miocênica, correlacionada à Formação Solimões e a Formação Alter do Chão (B) do Cretáceo (Albiano ao Neocenomaniano). A comparação dos perfis sônicos de um poço localizado na Plataforma de Manaus e outro na Bacia do Solimões (Figura 42) sugere a presença de uma seqüência com características acústicas semelhantes à da Formação Solimões naquela bacia.

Dois eventos tectônicos (1 e 2) podem ser caracterizados em algumas seções sísmicas da Bacia do Amazonas, a exemplo do que se vê na figura 122. O evento 1 é marcado por uma dobra associada à transpressão que não afeta a seqüência (A) sobreposta à discordância 2, o que sugere a correlação com o evento pré-Mioceno definido na Bacia do Solimões (Figuras 107, 108 e 109). Este evento não tem ampla distribuição na bacia, tendo sido caracterizado apenas na região da Plataforma de Manaus. O evento 2 é caracterizado por dobras suaves e blocos falhados relacionados a um sistema de falhas transcorrentes transpressionais que afeta todo o pacote pós-paleozóico (seqüências A e B). Este segundo evento deformacional é pós-miocênico, provavelmente do Plioceno, já que a seqüência (A) foi correlacionada à Formação Solimões, cuja deposição se deu no Mioceno.

A grande maioria dos estilos estruturais caracterizados nas seções sísmicas foi originada quando da atuação do evento tectônico 2. Alternativamente, associa-se a este evento aquela zona transcorrente da região do baixo Amazonas interpretada por Costa *et al*. (1996) como uma

exceção ao proposto quadro de estabilidade tectônica do Oligoceno. As feições halotectônicas, que foram caracterizadas neste estudo, estão intimamente relacionadas à atuação do evento 2, que funcionou como elemento desencadeador do mecanismo de movimentação salífera que resultou no desenvolvimento de dobras, arqueamentos e falhas da seqüência sedimentar sobreposta às camadas móveis de sal.

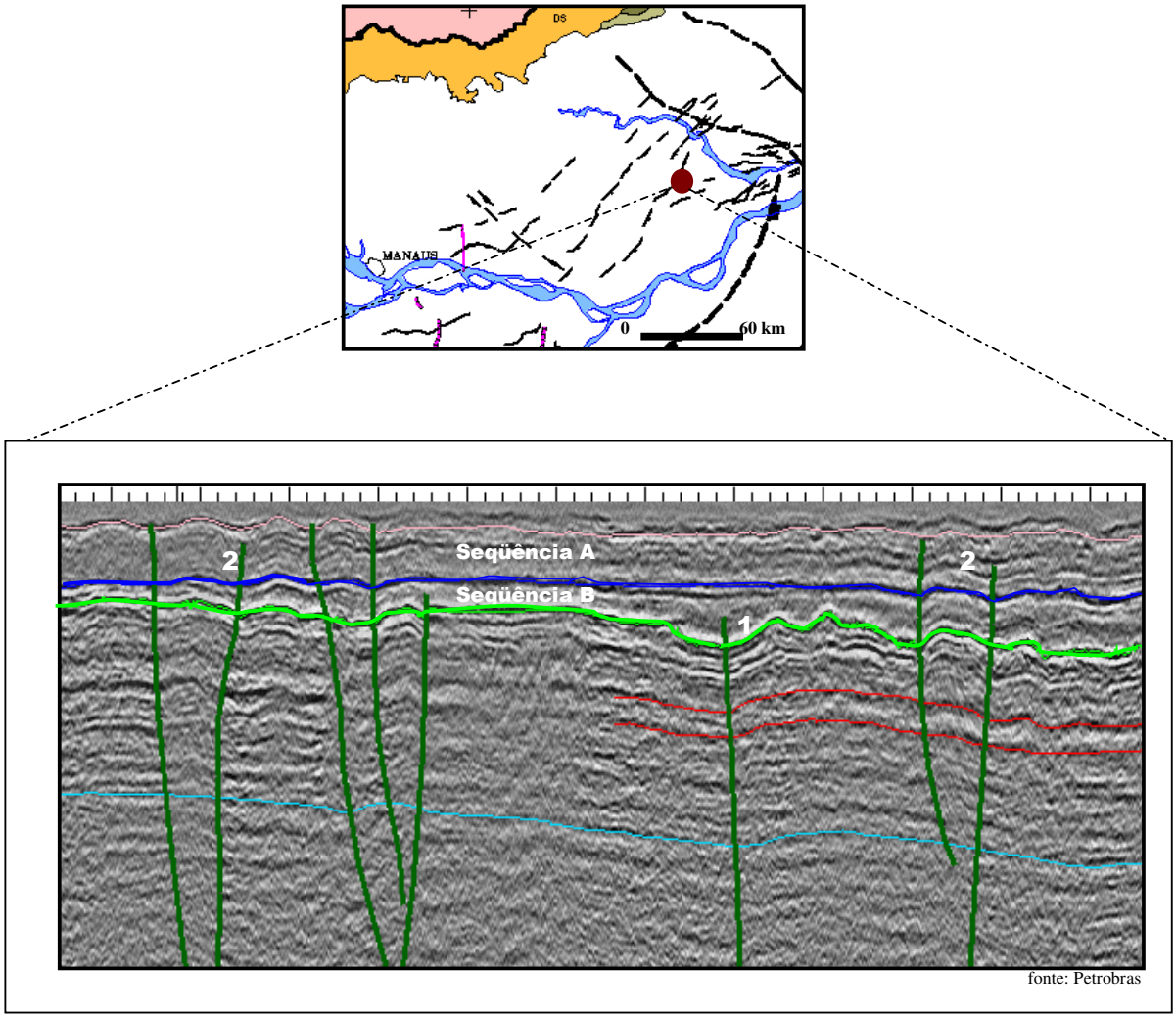


Figura 122 – Seção sísmica da região da Plataforma de Manaus onde estão caracterizadas estruturas relacionadas à dois eventos tectônicos (1 e 2) do Cenozóico.

Segundo Bemerguy (1997), os movimentos tectônicos do Terciário Superior (Mioceno-Plioceno) impuseram modificações expressivas na paisagem, mostradas através da reorganização

de grande parte do sistema fluvial e do desenvolvimento de novas unidades de relevo. A área entre as cidades de Manaus e Santarém esteve sujeita à transpressão.

Para Costa *et al*. (1996) o soerguimento das regiões do Tapajós, baixo Rio Negro e sudoeste do Amazonas, que formaram sistemas de colinas alinhadas na direção NE-SW, a exemplo do baixo curso do Rio Madeira e grande parte da disposição geral verificada atualmente dos principais rios (Amazomas, Branco, Negro, Solimões, Japurá, Purus, Tapajós, Xingu, Araguaia e Tocantins) são aspectos importantes, dentre outros, relativos à evolução da paisagem Amazônica no Terciário Superior

Em relação aos movimentos tectônicos do Quaternário, Costa *et al*. (1996) fizeram referência a um período de estabilidade do Mesopleistoceno caracterizado pelo desenvolvimento de perfil laterítico imaturo seguido da retomada, ainda no Pleistoceno, dos movimentos transcorrentes dextrais, quando, segundo eles algumas regiões submetidas a transpressão passaram a experimentar transtensão, como por exemplo a área de Manaus e adjacências, baixo Tapajós, baixo Trombetas e Boa Vista e adjacências. Para esses autores a formação da Ilha do Marajó, a instalação dos rios-lagos ou rias interiores do Pará e Amazonas e o desnivelamento do sistema de colinas da região de Manaus e adjacências são, dentre outras, importantes modificações na paisagem, decorrentes da tectônica quaternária.

É praticamente impossível a verificação nas seções sísmicas de elementos estruturais que evidenciam a atuação de pulsos tectônicos quaternários. Primeiro, os refletores mais rasos, quando presentes, estão com qualidade muito degradada em decorrência dos parâmetros de aquisição (arranjo de geofones) e de processamento (silenciamento/*mute*). Segundo, as linhas foram processadas com *datum* relativo ao nível do mar, portanto, as camadas mais rasas que poderiam corresponder ao registro sedimentar do Quaternário, não aparecem nas seções sísmicas. Além disso, a resolução sísmica das seções não permitiria a diferenciação confiável dessas camadas.

Mesmo assim, é inquestionável que a Bacia do Amazonas tem sido bastante ativa no Quaternário. Vários trabalhos de campo realizados nas adjacências de Manaus evidenciam a atuação de pulsos tectônicos do Quaternário. Os dados de sismologia (terremotos) e de *breakouts* (ver item 2.4.2) indicam que a bacia mantém-se tectonicamente ativa. Diante do exposto, é bem possível que tenham ocorrido manifestações halotectônicas no Quaternário.

3.4.3 – Consolidação final e quadro cinemático regional do Cenozóico.

Para o desenvolvimento do estudo de caracterização sísmica das estruturas relacionadas aos eventos tectônicos do Cenozóico da região Amazônica, em especial da porção ocidental da Bacia do Amazonas, fez-se necessário, diante dos conceitos de tectônica ressurgente (Hasui, 1990), uma pesquisa na literatura sobre: os principais elementos estruturais e modelos geotectônicos do embasamento das bacias sedimentares; o tectonismo Juruá de caráter transpressional que ocorreu no Mesozóico e que afetou as bacias paleozóicas, com maior expressividade na Bacia do Solimões; a evolução tectônica cenozóica do norte dos Andes e da região do Caribe; e a neotectônica e os esforços intraplaca que incidiram na região setentrional da América do Sul.

Segundo Hasui (*op. cit*.), "ao se analisar a evolução geológica dos continentes, pode-se remontar na história pretérita reconhecendo falhas e zonas de cisalhamento dúctil que, intermitentemente, influíram no desenvolvimento de feições diversas, como se as manifestações geológicas tivessem uma herança estrutural crônica". Desta maneira, é oportuno que se destaque que o grau de mobilidade tectônica de uma bacia, tanto na sua formação quanto na deformação de seu prisma sedimentar está intimamente relacionado com as feições tectônicas do seu embasamento, que, via de regra, correspondem a zonas de fraquezas fundamentais, na concepção desse pesquisador.

Os mapas gravimétricos de anomalias *Bouguer* têm sido o meio mais rápido e fácil, de se caracterizar as feições estruturais e analisar o arcabouço tectônico do embasamento das bacias sedimentares. O padrão das anomalias Bouguer no mapa da Bacia do Amazonas mostra um forte controle estrutural quando comparado ao da Bacia do Solimões (Figura 123). Naquela bacia, chama atenção o alinhamento de altos gravimétricos (60-80 mgal) ao longo da calha central, enquanto que na Bacia do Solimões, as anomalias são mais irregulares e não apresentam orientação preferencial. Isto é uma evidência de que a Bacia do Amazonas se instalou sobre um embasamento cujas zonas de fraquezas são mais conspícuas do que no substrato da Bacia do Solimões. Essas zonas, segundo Costa *et al*. (1996), "são os traços fundamentais da estruturação crustal que marcam zonas de fraqueza potencialmente favoráveis à reativação no desenvolvimento dos processos geológicos posteriores". Eles constituem zonas de cavalgamento

e transcorrentes arqueanas e proterozóicas orientados em várias direções, sendo que as NE-SW e NW-SE são as preferenciais.

As modelagens termo-mecânicas (Nunn & Aires, 1985 e Coutinho & Gonzaga, 1994) mostram que a evolução tectono-sedimentar paleozóica da Bacia do Amazonas foi controlada por importantes fases de distensão segundo um mecanismo de falhamento tipo rifte. Os eventos deformacionais mesozóicos e cenozóicos obliteraram as feições estruturais anteriores em ambas as bacias. Mesmo assim a constatação evidente de falhas paleozóicas em seções sísmicas da Bacia do Amazonas corrobora a assertiva de que a evolução tectônica distensional paleozóica dessa bacia foi mais acentuada que a da Bacia do Solimões.

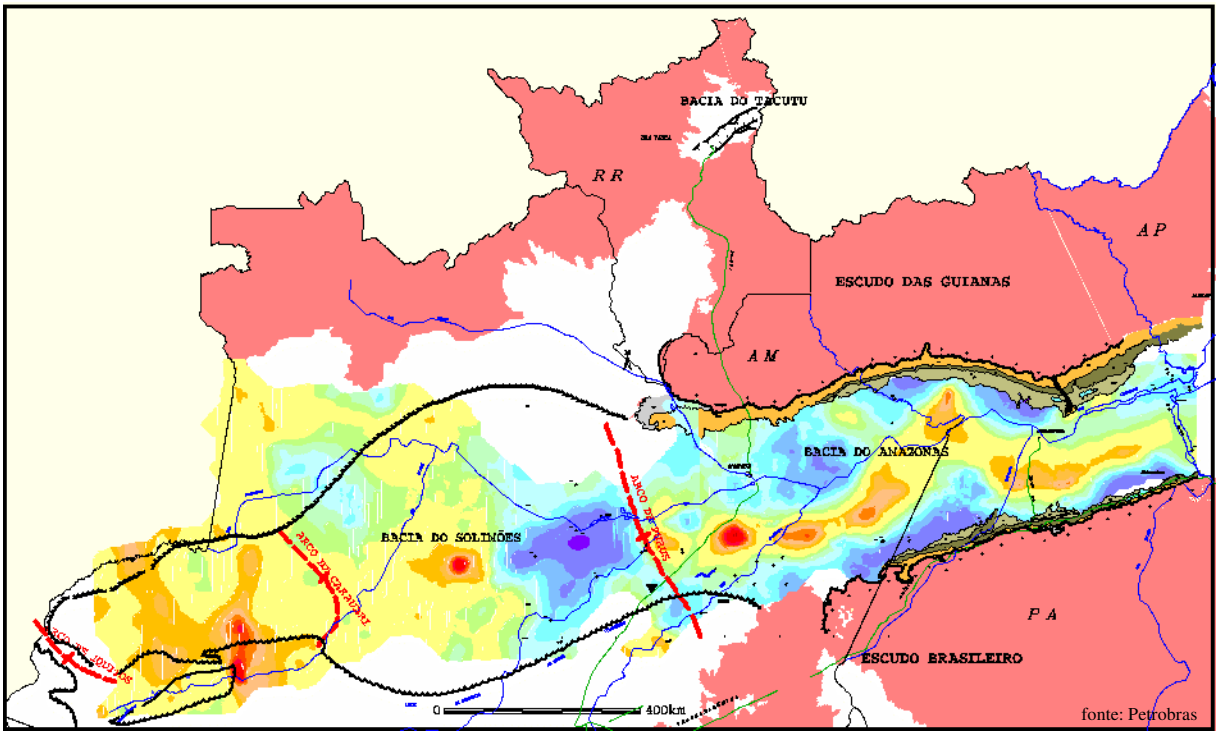


Figura 123 – Mapa gravimétrico de anomalias *Bouguer* das bacias do Solimões e do Amazonas (fonte: Petrobras)

Ao mapa gravimétrico da figura 123 foram superpostos os principais elementos estruturais presentes nas bacias do Solimões e Amazonas (Figura 124), a fim de se verificar a correlação deles com as anomalias Bouguer. A melhor correlação é observada na Bacia do Amazonas. No mapa dessa bacia, os lineamentos indicados pelo número 1 (um), segundo Wanderley Filho (1991), representam falhas de transferência NW-SE relacionadas às fases extensionais do Eopaleozóico e limitam zonas compartimentais da bacia. Segundo ele, essas

feições foram reativadas no Cenozóico, acentuando os deslocamentos horizontais das anomalias gravimétricas positivas do centro da bacia. O Sistema de Falhas Transcorrentes de Urucará apontado nesta dissertação como uma importante zona de fraqueza que esteve submetida à atividade tectônica do Paleozóico ao Neógeno, está indicado no mapa pelo número 2 (dois). As linhas identificadas com número 3 (três) indicam as regiões onde ocorreram os falhamentos normais paleozóicos mais significativos da bacia (Charneiras Norte e Sul). No Mesozóico, essas regiões controlaram o expressivo soerguimento experimentado por toda bacia, principalmente ao longo de seus flancos. Os elementos estruturais originados no Mesozóico quando da atuação do evento tectônico Juruá, constituídos predominantemente de falhas reversas transpressivas e falhas transcorrentes, estão apontados no mapa pelo número 4, cujo resumo do seu estado de conhecimento foi apresentado no item 3.4.1.

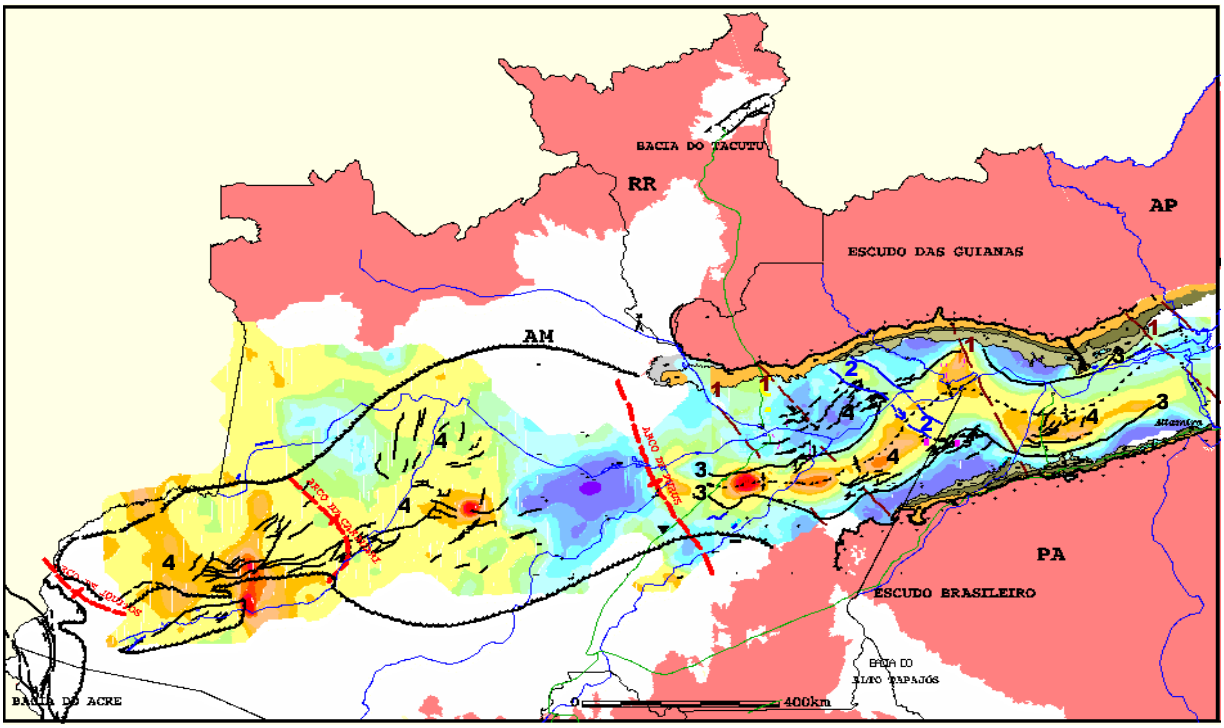


Figura 124 – Mapa gravimétrico de anomalias *Bouguer* das bacias do Solimões e Amazonas com superposição dos principais traços estruturais

O evento tectônico Juruá afetou tanto a Bacia do Solimões quanto a do Amazonas, no entanto, ao contrário da primeira, nessa, as estruturas são menos freqüentes e de menor amplitude. A relação entre a dinâmica deformacional mesozóica atuante nessas bacias tem sido pouco investigada; é certo que os eventos envolvendo encurtamento tectônico incidentes nos Andes durante o Mesozóico são os responsáveis diretos pela origem dos esforços que geraram os trendes estruturais nas bacias sub-Andinas e na porção ocidental da Bacia do Solimões, mas pouco se sabe como esses esforços se propagaram para leste, além do arco de Purus, ao ponto de desenvolver estruturas na Bacia do Amazonas, ou até que ponto a evolução tectônica mesozóica do Atlântico Norte influenciou na distribuição e modificação dos padrões de esforços intraplaca dessa bacia. O fato é que ainda são necessários mais estudos sísmico-estruturais a fim de que o quadro deformacional mesozóico dessa bacia seja melhor entendido, possibilitando, desta maneira, correlações mais apuradas com os eventos tectônicos que atuaram nas bacias vizinhas.

O quadro deformacional cenozóico nas bacias do Amazonas e Solimões resultou da ação combinada de tensões decorrentes da interação complexa entre as placas do Caribe e da América do Sul e seus reflexos no domínio intraplaca (capitulo 2) e das tensões compressionais e extensionais relacionadas ao binário dextral que resulta da roto-translação da placa Sul-Americana para NW (Hasui, 1990).

O estudo sobre a dinâmica das placas Sul-Americana, Nazca, Cocos e do Caribe, no Cenozóico, permite dizer que as deformações intraplaca observadas na Bacia do Solimões não sofreram qualquer influência dos fortes pulsos orogenéticos experimentados pela região norte dos Andes no Neoterciário Superior. Os reflexos dos esforços compressionais e transcorrentes associados à Orogenia Andina se estendem até o domínio das bacias sub-Andinas; a exemplo da origem da Falha de Batã e formação da Serra do Divisor, na Bacia do Acre, que segundo Oliveira (1994a) são os reflexos mais interiores ao continente relacionados à evolução tectônica cenozóica da parte setentrional os Andes. Desta maneira, as deformações observadas naquela bacia foram desenvolvidas preferencialmente a partir das tensões que decorreram da atuação do binário dextral (Hasui, 1990).

Os dados sísmicos e as raras informações de idades da Seqüência Cretáceo-Terciária conduziram à definição de dois eventos tectônicos cenozóicos de natureza transcorrente que afetaram a região amazônica, o primeiro pré-Mioceno e o segundo Mio-Plioceno.

A interpretação sísmica mostrou que o evento tectônico pré-miocênico foi de menor amplitude que o evento do Mio-Plioceno. Isto é corroborado pelo relato de Bemerguy (1997) de que em épocas pré-Mioceno, "dominaram, em grande parte da região da calha do Amazonas, condições de estabilidade que permitiram a formação de um perfil laterítico-bauxítico (Trunkenbrodt, *et al*., 1991)".

Ainda em referência ao intervalo de tempo pré-Mioceno, Costa *et al.* (1996) postularam que houve estabilidade tectônica, com exceção para a zona transcorrente da região do Baixo Amazonas que se manteve ativa ao longo do Cenozóico.

Em relação ao tectonismo do Quaternário, é praticamente impossível de caracterizá-lo nas seções sísmicas. Porém, os dados de geologia de campo publicados nos trabalhos que versam sobre neotectonismo na Amazônia, assim como as informações resultantes da solução de mecanismo focal de terremotos e da análise *breakout* em poços perfurados para exploração e produção de petróleo indicam que o tectonismo intraplaca tem-se mantido continuamente ativo.

O regime de esforços intraplaca que governou esses eventos tectônicos, nas bacias do Solimões e Amazonas, é complexo e pouco conhecido. No entanto, o aspecto, em geral tabular, da seqüência Cretáceo-Terciária com refletores plano-paralelos na Bacia do Solimões em marcante contraste com as intensas e complexas deformações dessa seqüência na Bacia do Amazonas, indica que a dinâmica deformacional cenozóica nessas bacias não foi a mesma.

Admite-se que a Bacia do Solimões tem sido submetida simplesmente aos esforços relacionados à atuação do binário dextral que operou, na opinião de Hasui (1990), na Placa Sul-Americana como um todo, visto que os esforços associados ao cinturão Andino foram acomodados no domínio da própria cadeia de montanhas, estendendo-se no máximo até às bacias sub-Andinas.

Por sua vez, na Bacia do Amazonas, atuaram e ainda atuam, além dos esforços associados ao binário dextral, os esforços compressionais provenientes da interação complexa entre a borda sul da Placa do Caribe e a Placa Sul-Americana, notadamente na região costeira da Colômbia e Venezuela que adentraram no continente. Esses esforços geraram falhas trancorrentes que atravessaram o Craton das Guianas, preferencialmente ao longo das zonas de fraqueza instituídas pelos lineamentos de direção NW-SE do embasamento. Segundo Aranha e Neto (1985), as falhas transcorrentes NW-SE da Bacia do Tacutu podem ter sido originadas a partir dos efeitos

compressivos associados à formação da cadeia de montanhas do Caribe, cuja direção principal foi NW-SE.

A influência dos esforços provenientes da interação das placas Sul-Americana e do Caribe na Bacia do Amazonas, foi considerada por Campos *et al*. (1987), quando postularam para a porção oriental da Bacia do Amazonas atuação de evento tectônico com blocos rotacionados ao longo de falhas transcorrentes de direção NW-SE. Porém, segundo eles, os falhamentos transcorrentes estariam relacionados a um modelo de extensão oblíqua.

O Sistema de Falhas Transcorrentes de Urucará se instalou sobre um dos feixes de lineamentos do embasamento, de direção NW-SE, e tem sido marcada por ressurgências tectônicas, com atividade até no Quaternário (Figura.124).

Para a composição do quadro cinemático regional cenozóico (Figura 125) a premissa básica foi de que não houve mudanças significativas nas orientações dos vetores de deslocamento tectônico relacionados à tectônica Andina e Caribenha do Eoceno ao Recente e nas direções das componentes compressionais e distensionais do binário dextral resultante da migração para NW da Placa Sul-Americana (Hasui, 1990).

Por outro lado, deve ser considerado que no domínio intraplaca as heterogeneidades estruturais, aumento e diminuição de carga crustal e anomalias termais astenosféricas são elementos que influenciam na partição dos esforços regionais relacionadas à tectônica de placas e causam concentrações isoladas de esforços cujas orientações divergem do padrão regional mais uniforme, relacionado à dinâmica das placas.

Na evolução cenozóica da parte ocidental do norte da Placa Sul-Americana, os lineamentos de direção NW-SE tiveram papel de destaque. Através deles, a Bacia do Amazonas experimentou deslocamentos transcorrentes responsáveis pelo encaixe tectônico do leito de alguns rios e deslocamento em vários trechos de outros, em especial do Rio Amazonas, sobretudo no trecho por onde passa o Sistema de Falhas Transcorrentes de Urucará.

Os lineamentos regionais esquemáticos, de direção NW-SE, que foram traçados na composição do quadro cinemático regional (Figura 125), em parte, são coincidentes com as falhas transcorrentes dextrais denominadas por Wanderley Filho (1991) de Manacapuru-Rio Negro, Urubu-Crepori e Faro-Juruti, que segundo esse autor, "seccionam e deslocam os depocentros de quase todas as unidades litológicas e o eixo de anomalias gravimétricas, impondo à bacia a forma *dog-leg*" (Figura.126)

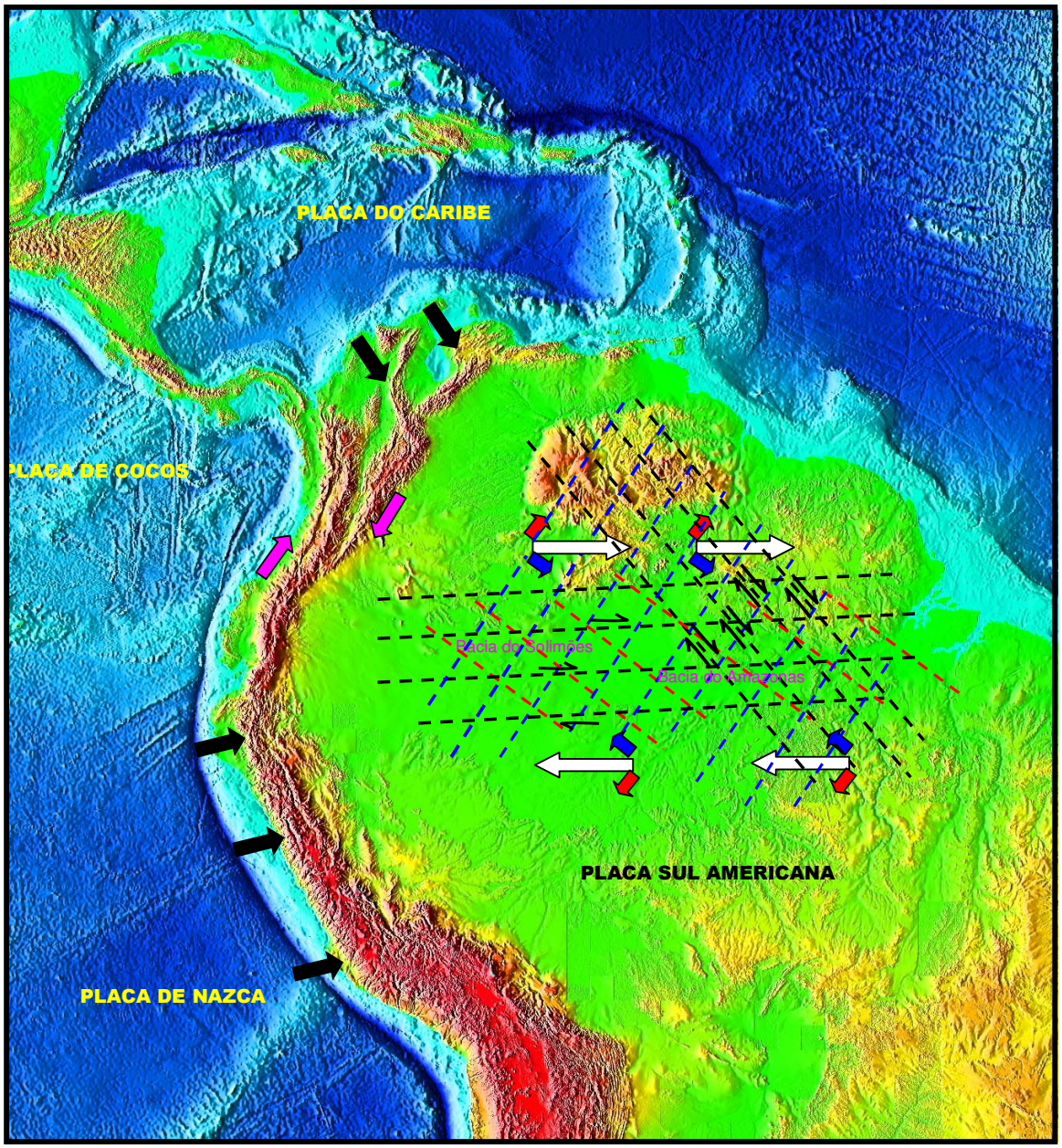


Figura – 125 –Quadro cinemático regional cenozóico sobre a imagem do Satélite NOAA. Considerou-se que as orientações das tensões compressionais (setas em azul) e distensionais (setas em vermelho) relacionadas ao binário dextral (Hasui, 1990) e dos vetores de deslocamento (setas em preto e magenta) associados à evolução tectônica dos Andes e do Caribe não variaram desde o Eoceno ao Recente.

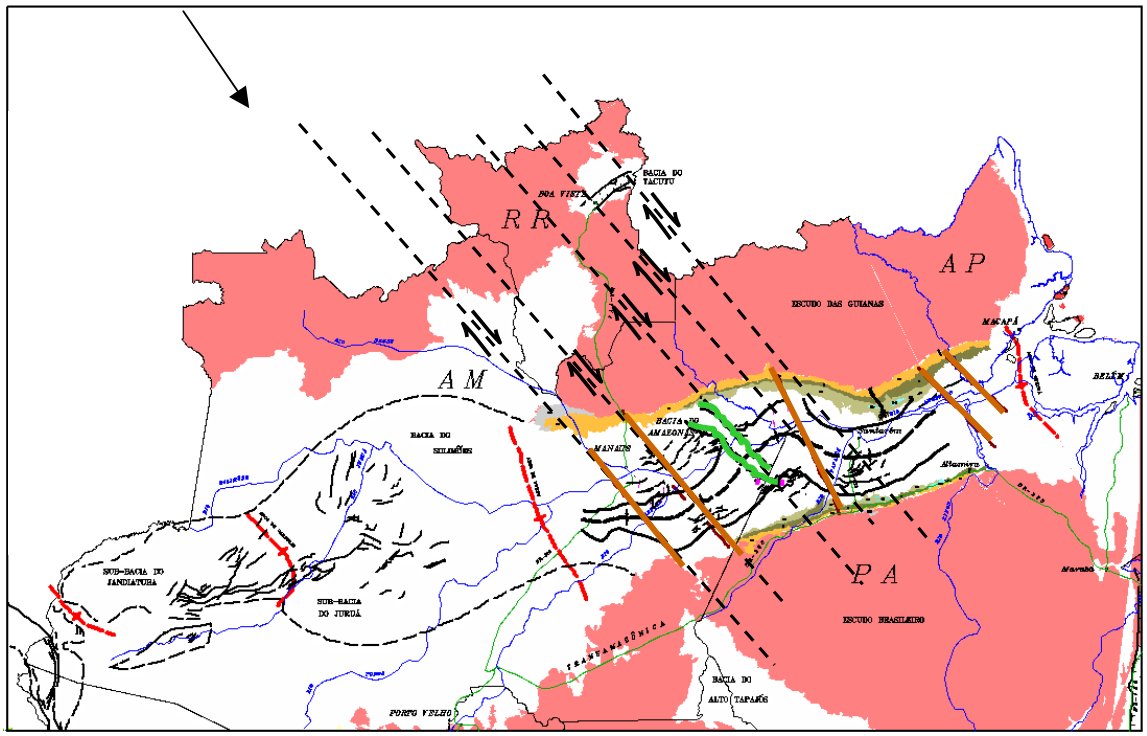


Figura 126 –Traços esquemáticos dos lineamentos transcorrentes dextrais de direção NW-SE ativos durante o Neoterciário e Quaternário. As falhas transcorrentes (traços marrons) delineadas por Wanderley Filho (1991) correspondem aos traços de cor marrom. As linhas verdes marcam o que foi definido neste trabalho de Sistema de Falhas Transcorrentes de Urucará.

Por último, é oportuno destacar que a atividade tectônica cenozóica na Bacia do Amazonas, mais intensa que na Bacia do Solimões, foi acompanhanada de movimentação salífera (halotectonismo), responsável pelo desenvolvimento de estruturas com geometrias complexas. Essa movimentação ocorreu preferencialmente em áreas onde a quantidade de sal móvel (halita) e a taxa de deformação foram mais acentuadas. Tais áreas estão distribuídas ao longo da região da calha central da bacia, próximas aos flancos norte e sul, onde as camadas sedimentares apresentam mergulhos mais fortes

A Bacia do Solimões, além de ter sido tectonicamente mais estável, possui uma menor quantidade de halita na seqüência evaporítica. Esses aspectos não favoreceram à formação de feições halotectônicas como aquelas da Bacia do Amazonas.

4 - CONCLUSÕES

A pesquisa sobre a tectônica cenozóica e movimentação salífera na Bacia do Amazonas, baseada na análise e caracterização dos estilos estruturais em seções sísmicas 2D (bidimensionais) e no estudo regional dos esforços intraplaca que incidiram nas bacias sedimentares da Região Norte da América do Sul e nas áreas cratônicas durante o Cenozóico, decorrentes dos movimentos e interação entre as placas tectônicas Sul Americana, Nazca, Cocos e do Caribe, permitiu alcançar as seguintes conclusões:

- O estado de *stress* intraplaca está vinculado à ação de forças locais e regionais na litosfera. Concentrações de esforços locais são devidas a heterogeneidades estruturais, aumento e diminuição de carga crustal e anomalias termais astenosféricas. As forças regionais são mais uniformes e estão diretamente relacionadas à tectônica de placas (*driving forces*), como: a força decorrente da expansão do assoalho oceânico (*ridge-push*), flutuação negativa da placa subductada e forças de cisalhamento viscoso no limite litosfera-astenosfera, conforme descrito por Assumpção, (1992).

- Na região norte da América do Sul os dados de *stress* intraplaca ainda são raros, impossibilitando a melhor caracterização do padrão de esforços regionais ao longo desta vasta extensão territorial, detentora de um contexto geotectônico diversificado, complexo e pouco conhecido.

- O quadro tectônico cenozóico da Bacia do Amazonas é mais complexo e diversificado do que se observa na Bacia do Solimões. Nesta bacia, o comportamento estrutural da Seqüência Cretáceo–Terciária, de maneira geral tabular, constituído de refletores plano-paralelos indica que os esforços foram de menor intensidade em relação aos que afetaram a Bacia do Amazonas.

- Em relação à origem dos esforços, tanto a Bacia do Amazonas quanto a do Solimões foram submetidas à ação de um binário dextral E-W que se implantou na Placa Sul-Americana em decorrência do seu movimento roto-translacional para NW, conforme enfatizado por Hasui (1990).

- O estudo da dinâmica das placas Sul-Americana, Nazca, Cocos e do Caribe no Cenozóico e o regime neotectônico ao longo dos seus limites e no domínio intraplaca permitem dizer que os esforços compressionais e transcorrentes relacionados à evolução da Cadeia Andina não ultrapassaram os limites marcados pelas bacias sub-Andinas; estenderam-se ao máximo até o

domínio da Bacia do Acre, onde foram responsáveis pela formação da Falha de Batã e da Serra do Divisor, conforme Oliveira, (1994a). A Seqüência Cretáceo-Terciária nas seções sísmicas da parte mais ocidental da Bacia do Solimões, no geral, não mostra sinais de deformação.

- A diversidade e complexidade estrutural que se observam na Bacia do Amazonas são evidências de que, além das tensões relacionadas ao binário dextral, os esforços decorrentes da interação da Placa Sul-Americana com a do Caribe, contribuíram para o incremento da taxa de deformação durante o Cenozóico nessa bacia.

- As estruturas interpretadas nas seções sísmicas da Bacia do Amazonas foram formadas sob regime tectônico transcorrente com predominância de feições transpressionais. As direções preferenciais dos alinhamentos estruturais são NE-SW, ENE-WSW e NW-SE. O sistema de falhas com direção NW-SE foi responsável pelo alinhamento de alguns rios importantes (Rio Negro, Preto da Eva e Urubu etc...) e deslocamento do leito de outros, bem marcados em vários trechos do Rio Amazonas, como se observa na cidade de Urucará, relacionado ao Sistema de Falhas Transcorrentes Urucará, definido neste trabalho.

- Os dados sísmicos permitiram a caracterização de dois eventos tectônicos (1 e 2) que afetaram a Bacia do Amazonas no Cenozóico:

O evento 1 que afetou apenas a Formação Alter do Chão, não tem ampla distribuição na bacia, tendo sido identificado na região da Plataforma de Manaus através de dobras associadas e falhas trancorrentes de direções NE-SW associadas à transpressão e que foram formadas em época pré-Mioceno.

O evento 2, com idade atribuída ao Mio-Plioceno, deformou toda a seqüência sedimentar Cretáceo-Terciária e foi responsável pela geração da grande maioria dos estilos estruturais caracterizados nas seções sísmicas da Bacia do Amazonas. A assinatura estrutural deste evento corresponde a falhas transcorrentes transpressionais. As feições geradas são dobras com estilos e tamanhos variados, associadas normalmente às falhas transcorrentes. Durante esse segundo evento, de maior intensidade e mais abrangente que o evento 1, a tectônica transcorrente desencadeou a movimentação salífera (halotectonismo).

- As estruturas halotectônicas são tipificadas por dobras irregulares e complexas observáveis nos níveis de evaporitos, cortados por soleiras de diabásio da Formação Nova Olinda, resultaram da condição de extrema plasticidade e mobilidade tectônica decorrente da

presença de camadas de sal. Nessas estruturas, a seqüência sísmica subjacente às camadas que contêm, quando está deformada, a intensidade da deformação é menor e o estilo das estruturas é diferente.

- A caracterização dos estilos estruturais nos diferentes setores estruturais permitiu a verificação de que a maior diversidade e complexidade estrutural ocorrem preferencialmente ao longo do setor estrutural Rio Abacaxis-Tapajós (**II-A**), na região entre a calha central e as linhas que delimitam os flancos norte e sul da bacia. É também neste setor que ocorrem as feições halotecônicas mais expressivas, representadas por almofadas de sal. Os principais elementos responsáveis pelo desenvolvimento dessas feições foram: pulsos tectônicos transcorrentes cenozóicos que reativaram zonas de fraquezas antigas e criaram diversos outros feixes de falhas que cortam a bacia nas direções NE-SW e NW-SE; maiores espessuras das camadas de halita que ocorrem nessa região além da instabilidade gravitacional devido ao esforço diferencial das soleiras de diabásio e pelos mergulhos mais íngremes das camadas.

- Em parte, a complexidade estrutural que se observa, sobretudo na seqüência correspondente aos evaporitos da Formação Nova Olinda com intrusões de diques e soleira de diabásio, advém do momento em que a bacia estava submetida ao amplo magmatismo mesozóico, cuja idade de platô obtida pelo método Ar/Ar é de 217,6 Ma (Szatmari, 1996). Esse evento magmático, do Neotriássico, permitiu que as camadas de sal, ao serem preferencialmente intrudidas pelas soleiras de diabásio, com temperaturas bem superiores ao ponto de fusão da halita, entre 1.000 e 1.100ºC, desenvolvessem alta capacidade de fluxo, devido ao seu estado de maior plasticidade, ocasionado pelo aumento da temperatura. Além do fator da temperatura, como facilitador da mobilidade das camadas do sal, a freqüente variação de espessura das soleiras, principalmente das mais rasas, foi outro importante condicionante (diferencial de sobrecarga) para a movimentação salífera.

- A dissolução de sal é outro fenômeno que ocasiona distorções estruturais nas camadas adjacentes aos níveis de sal. Está associada à percolação de soluções de menor salinidade, decorrentes da infiltração de águas meteóricas e/ou da ação de soluções juvenis geradas durante o evento magmático.

- O desenvolvimento de estruturas halotectônicas deve ter influenciado na evolução da paisagem e relevo da Bacia do Amazonas, especialmente na região correspondente à Ilha de Tupinambarana, onde o fenômeno de movimentação salífera foi mais intenso.

- É praticamente impossível a verificação nas seções sísmicas de elementos estruturais que evidenciam a atuação de pulsos tectônicos quaternários. Primeiro, os refletores mais rasos, quando presentes, estão com qualidade muito degradada em decorrência dos parâmetros de aquisição (arranjo de geofones) e, segundo, devido aos parâmetros de processamento (silenciamento/*mute*).

Os trabalhos publicados, desenvolvidos a partir dos sensores remotos, dos dados geológicos de campo e de solução de mecanismo focal de terremotos e de *breakouts* de poços de exploração de petróleo indicam que a Bacia do Amazonas tem se mantido tectonicamente ativa durante o Quaternário.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

AFFONSO, A. O. 1991. *Estudo das feições lineares observadas em dados aeromagnéticos da Bacia do Solimões a partir de imagens digitais de sombreamento de relevo anômalo total.* Belém, UFPA. CG. 109p. (Dissertação de Mestrado).

ALBENY, R. J. 1987. Origin of the Bolivian Andean orocline: a geologic study utilizing Landsat and Shuttle Imaging Radar. *Tectonophysics,* 142: 137-154.

ALMEIDA, F.F.M. 1967. *Origem e Evolução da Plataforma Brasileira*. Rio de Janeiro, Div. Geol. Min., DNPM., 36p. (Boletim, 241)

ALMEIDA, F.F.M.; HASUI, Y.; NEVES, B.B.B.; FUCK, H.A. 1977. Províncias Estruturais Brasileiras. In: SIMP. GEOL.NORD.,8., Campina Grande.. *Atas*. p. 363-391.

ANDRADE, C.A. & CUNHA, F.M.B. 1971 Revisão Geológica da Bacia Paleozóica do Amazonas. In: CONG. BRAS. GEOL., 25., São Paulo. *Anais...*SBG, v.3, p. 93-112.

ARANHA, L.G.F. & M.. NETO, J.B. 1985. *Estudo estrutural e possibilidades de localização de jazidas de hidrocarbonetos na Bacia do Tacutu*. PETROBRAS/SUPEX. 30p. (Relatório Interno).

ARAÚJO, J.B. 1972. *Reavaliação dos dados de refração sísmica na Bacia do Amazonas*. Belém. PETROBRAS/RENOR. (Relatório Interno).

ASSUMPÇÃO, M. 1992. The Regional Intraplate Sress Field in South America. *Journal of Geophysical Research*, 97 (B8): 11.889-11.903.

BAHIA, R. R. P. & ABREU, F. A. M. 1985. O rift do amazonas. Sistema aulocogênico na plataforma amazônica. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 2., Belém. *Anais*...Belém, SBG. v.1, p. 222-241.

BARROS, M. C. & CARNEIRO, E.P. 1990. *Assessement of oil prospects southern part of block 8 - Marañon Basin – Peru.* Rio de Janeiro, PETROBRAS / BRASPETRO. 24p. (Relatório Interno).

BARROS, M. C. & CARNEIRO, E.P. 1991. Triassic Jurua Orogeny and tectono – sedmentary evolution of Peruvian Oriente Basin – Exploratory Implications. Bogotá. In: SIMPÓSIO BOLIVARIANO DE EXPLORACION PETROLERA E CUENCAS SUBANDINAS.

BECK Jr, M. E. 1987. Tectonic rotations on the leading edge of South America: the Bolivian orocline revisited. *Geology*, 15: 806-808.

BECKER, C. R. 1997. *Estratigrafia de Seqüências aplicada ao Permo-Carbonífero da Bacia do Solimões, Norte do Brasil.* UFRGS. 363 p. (Dissertação de Mestrado).

BEMERGUY, R. L. 1997. *Morfotectônica e evolução paleogeográfica da região da calha do rio Amazonas*. Belém, UFPA. CG. 200p (Tese de Doutorado).

BEMERGUY, R. L &; COSTA, J. B. S. 1991. Considerações sobre a evolução do sitema de drenagem da Amazônia e sua relação com o arcabouço tectônico estrutural. *Bol. do Museu Paraense Emilio Goeldi*,.3: 75-97.

BEMERGUY, R. L.; COSTA, J. B. S.; HASUI, Y.; BORGES, M. S. 1995. Tectônica e Paleogeografia da Calha do Rio Amazonas. In: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS , 5., Gramado, *Bol. de Res. Expandido.* RS, SBG/RS-CPGQ/UFRGS. p.419-420.

BURKE, K.; COOPER, C.; DEWEY, J. F.; MANN, P.; PINDELL, J. L. 1984. Caribbean tectonics and relative plate motions. In: BONINI, W. E.; HARGRAVES, R. B.; SHAGAN, R. (Eds.). *The Caribbean-South American Plate Boundary and Regional Tectonics.* p. 31-63 (AAPG Memoir, 162)

CAMARGO, J. M. T.& CALDEIRA, J. L. 1982. *Análise da Confiabilidade de Anomalias Estrturais Sísmicas na Bacia do Médio Amazonas*. Manaus, PETROBRAS/DEPEX/DENOC. (Relatório Interno).

CAMPOS, J. N. P. & TEIXEIRA, L. B. 1988a. *O Trende Estrutural de Curuá do Sul, Bacia do Baixo Amazonas, Tectônica e Perspectivas Petrolíferas*. Belém, PETROBRAS / DENOR / DINTER. 18p. (Relatório Interno).

CAMPOS, J. N. P. & TEIXEIRA, L. B. 1988b. Estilos Tectônicos da Bacia do Amazonas. In: CONG. BRAS. GEOL.,35., Belém. *Anais....* v.5, p. 2161-2172.

CAMPOS, J. N. P.; MURAKAMI, C. Y.; FILHO. A. M.; BARBOSA FILHO, C. M. 1991. *Evolução Tectono-Sedimentar, Habitat do Petróleo e Exploração da Bacia do Solimões.* Manaus. PETROBRAS / DENOC. 27p. (Relatório Interno).

CAMPOS, J. N. P.; TEIXEIRA, L.B.; WANDERLEY FILHO, J. R. 1987. Movimentos Tectônicos Rotacionais Terciários na Bacia do Baixo Amazonas. In: TECTOS-1 – SEMINÁRIO DE TECTÔNICA DA PETROBRÁS, 1°, Rio de Janeiro PETROBRAS/DEPEX, p.54-76.

CAPUTO, M. V. ; MARQUES, L. F. F. ; CARVALHO, L. C. A. 1983. *Desenvolvimento Tectônico das Bacias do Parnaíba e Amazonas*. Belém, PETROBRAS/DENOR. 49 p. (Relatório Interno).

CAPUTO, M. V. 1984a. *A origem dos falhamentos da Bacia do Solimões e a formação do Arco de Iquitos*. Belém, PETROBRÁS / DENOR / DINTER. 12p. (Relatório Interno)

CAPUTO, M. V. 1984b. *Stratigraphy, Tectonics, Paleoclimatology and Paleogeography of Nortern Basins Brazil.* Santa Bárbara, Universidade da Califórnia. 583p. (Tese de Doutorado).

CAPUTO, M. V. 1985. Origem do alinhamento estrutural do Juruá – Bacia do Solimões. In: SIMPÓSIO DE GEOLOLOGIA DA AMAZÔNIA, 2., Belém. *Anais...* v.1, p. 242-258.

CAPUTO, M. V. & SILVA, O. B. 1990. Sedimentação e Tectônica da Bacia do Solimões. In: RAJA GABAGLIA, G., P., MILANI, E. J (Eds.). *Origem e Evolução de Bacias Sedimentares.* Rio de Janeiro: PETROBRAS. p. 169-193.

CAROZZI, A. V. & PALOMINO, J. R. 1993. The talara forearc basin, NW Peru: depositional models of oil-producing cenozoic clastic systems. *Journal of Petroleum Geology*. 16 (1): 5-32.

CONCEIÇÃO, J. C. J.; ZALÁN, P. V.; DAYAN, H. 1993. Deformações em rochas sedimentares induzidas por intrusões magmáticas: classificação e mecanismos de intrusão. *Boletim de Geociências da PETROBRAS*, Rio de Janeiro,.7 (1/4): 57-91.

CORDANI, U. G.; NEVES, B.B.B.; FUCK, R.A.; PORTO, R.; THOMAZ, Fo. A.; CUNHA, F.M.B. 1984. *Estudo Preliminar de Intergração do Pré-Cambriano com os Eventos Tectônicos das bacias Sedimentares Brasileiras.* Rio de Janeiro. PETROBRAS/CENPES/DIVEX/SINTEP. (Série Ciência-Técnica-Petróleo. Seção: Petróleo,. 15), 70p.

COSTA, A. R. A. 1993. *Análise e Interpretação Exploratória da área de Uatumã – Bacia do Amazonas*. Belém, PETROBRAS/DEXNOR. (Relatório Interno)

COSTA, A. R. A. 1999. *Bacia do Amazonas - Tectônica Treciária versus Halocinese.* PETROBRAS/E&P-AM/GEXP/GEINT. 43p. (Relatório. Interno).

COSTA, J.B.S. & HASUI, Y. 1991. O quadro geral da evolução tectônica da Amazônia. In: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, 3., Rio Claro, *Boletim*. Rio Claro, SBG. p. 242-248.

COSTA, J. B. S.; BEMERGUY, R. L.; HASUI, Y.; BORGES, M. S. 2001. Tectonics and paleogeography along the Amazon the Amazon river. *Journal South American Earth Science*s, 14: 335-347.

COSTA, J. B. S.; BEMERGUY, R. L.; HASUI, Y.; BORGES, M. S.; FERREIRA JÚNIOR, C. R. P.; BEZERRA, P.E.L.; FERNANDES, J.M.G.; COSTA, M. L. 1996. Neotectônica da região: aspectos tectônicos, geomorfológicos e deposicionais. *GENOMOS. Revista de Geociências*, Belo Horizonte, 4 (2): 24-44.

COSTA, J. B. S.; HASUI, Y.; BEMERGUY, R. L.; BORGES, M. S.; IGREJA, H. L. S.; MIOTO, J.A; COSTA, A. R. A.;TRAVASSOS, W. A. S. 1993. Aspectos Fundamentais da Neotectônica na Amazônia Brasileira. In: SIMPÓSIO INTERNACIONAL DO QUATERNÁRIO, Manaus, 1992. *Resumos e Contribuições Científicas. Manaus*: UFAM/INPA/UNESCO, p.103-106.

COSTA, J. B. S.; HASUI, Y.; BORGES, M.; BEMERGUI, R. L. 1995. Arcabouço Tectônico Mesozóico-Cenozóico da Região da Calha do Rio Amazonas. São Paulo. Editora da UNESP. *Geociências*, 14 (2):77-103.

COSTA, J. B. S.; HASUI, Y.; BORGES, M. S.; BEMERGUY, R. L.; SAADI, A. COSTA JÚNIOR, P. S. 1994. Arcabouço tectônico meso-cenozóico da região da calha do Amazonas In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 4, Belém, *Boletim*... Belém: SBG. p.47-50.

COSTA, J. B. S.; IGREJA, H. L. S; BORGES, M. S HASUI, Y. 1991a. Tectônica meso-cenozóica da Região Norte do Brasil. In: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, 3, Rio Claro. *Boletim...* Rio Claro:UNESP/SBG, p.108-110.

COSTA, J. B. S.; PINHEIRO, R. V. L. ; JOÃO, X. S. J.; ARAÚJO, O. J. B. 1991b. Esboço Estrutural do Proterozóico Médio da Amazônia Oriental. *Bol. Mus. Para. Emilio Goeldi. Série Ciências da Terr*a. 3: 9-23.

COSTA, J. B. S.; REIS, N. J.; PINHEIRO, S.S.; PESSOA, R. M. 1991c. Organização Lito-Estrutural do Proterozóico Médio do Extremo Norte do Estado de Roraima.In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 3., Belém, *Anais*.... Belém, SBG. p. 179-192.

COUTINHO, L. F. C. & GONZAGA, F. G. 1994. *Evolução Tectonossedimentar e Termal da Bacia do Amazonas*. Belém, PETROBRAS/DEXNOR. 110p. (Relatório Interno).

CRUZ, N. M. C. 1984. Palinologia do linhito do Solimões, Estado do Amazonas. In: SYMPOSIUM AMAZÔNICA, 2., Manaus. *Anais*… Manaus; Ministério das Minas e Energia/Departamento Nacional da Produção Mineral. p. 473-480.

CUNHA, F. M. B. 1982. Aspectos Morfoestruturais do Baixo Amazonas. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA,1., Belém. *Anais*... Belém: SBG. v.1, p.75-83.

CUNHA, F. M. B. 1991. Morfologia e Neotectonismo do Rio Amazonas. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA,3., Belém. *Anais*... Belém, SBG. p.193-210.

CUNHA, P. R. C. 2000. *Análise Estratigráfica dos sedimentos Eo/Mesodevonianos da porção ocidental da Bacia do Amazonas sob a òtica da estratigrafia de Seqüências no interior cratônico*. UFRGS, 263p. (Dissertação de Mestrado)

CUNHA, P. R. C.; GONZAGA, F. G.; COUTINHO, L. F. C.; FEIJÓ, F. J. 1994. Bacia do Amazonas. *Boletim de Geociências da Petrobras.* Rio de Janeiro, 8 (1): 47-55.

DAEMON, R. F & CONTREIRAS, C. J. A. 1971. *Zoneamento palinológico da Bacia do Amazonas*. Belém. PETROBRAS/RENOR. (Relatório Interno)

DEWEY, J. F. & LAMB, S. H. 1992. Active tectonics of the Andes. *Tectonophysics*. 205: 79-95.

DINO, R.; SILVA, O. B; ABRAHÃO. 2000. Palynostratigraphic characterization of the Cretaceous strata from the Alter do Chão Formation, Amazonas Basin.

In:.INTERNATIONAL GEOLOGICAL CONGRESS, 31., Rio de Janeiro, *Tectonic Evolution of South America*. Rio de Janeiro, SBG.CD Room.

DNPM/CGMW/UNESCO. 1978. *Mapa tectônico da América do Sul.*

DUNCAN, R. A. & HARGRAVES, R. B. 1984. Plate tectonic evolution of the Caribbean region in the mantle rference frame. In: BONINI, W. E.; HARGRAVES, R. B.; SHAGAN, R. (Eds.). *The Caribbean-South American Plate Boundary and Regional Tectonics*. p.81-93. (AAPG Memoir, 162)

EIRAS, J. F. & KINOSHITA, E. F. 1989. Solução de um problema estratigráfico através da integração regional. Um exemplo da Bacia do Tacutu, Norte do Brasil. In: SEMINÁRIO DE INTERPRETAÇÃO EXPLORATÓRIA, 1, Rio de Janeiro. *Anais....* Rio de Janeiro, PETROBRAS/DEPEX, p. 243-250.

EIRAS, J. F. & KINOSHITA, E. F. 1990. Geologia e Perspectivas Petrolíferas da Bacia do Tacutu. In: RAJA GABAGLIA, G., P., MILANI, E. J (Eds.). *Origem e Evolução de Bacias Sedimentares*. Rio de Janeiro: PETROBRAS, p. 197-220.

EIRAS, J. F.; BECKER, C. R.; SOUZA, E. M.; GONZAGA, F. G.; SILVA, J.G.F.; DANIEL, L. M.; MATSUDA, N. S.; FEIJÓ, F.J. 1994. Bacia do Solimões. *Bol. Geoci. PETROBRAS*, Rio de Janeiro, 8(11):17-45.

ESTEVES, F. R. 1984. *Mecanismo das placas da América Central-Pacífico Sul e sua influência na evolução tectonosedimentar da bacia do Alto Amazonas durante o mesozóico*. Manaus, PETROBRAS / DENOC. 14p. (Relatório Interno).

FLEITOUT, L. & FROIDEVAUX, C. 1982. Tectonics and topography for a lithosphere containing density heterogeneities. *Tectonics*. 1: 21-56.

FORTES, F. P. 1993. *Alguns aspectos da tectônica do nordeste da América do Sul e a Bacia do Amazonas*. Belém, PETROBRÁS / DEXNOR / DINTER / SEBAT II. 15p. (Relatório Interno).

FORTES, F. P. 1995. *Análise Estrutural e Tectônica do Mapa de Fraturas da Região do Rio Solimões em escala 1:250.000*. PETROBRAS/E&P Amazônia. v.1, 88p. (Relatório Interno)

FRANCIS, E. H. 1982. Emplacement mechanisms of Late Carboniferous tholeite sills in nothern Britain. *Journal of the Geological Society of London*, 139 (1): 1-20.

FRANZINELLI , E. & PIUCI, J. 1988. Evidências do neotectonismo na Bacia do Amazonas. In: CONGRESSO LATINO-AMERICANO DE GEOLOGIA, 7., Belém, *Anais...*Belém: SBG. p. 80-90.

HASUI, Y. 1990. Neotectônica e Aspectos Fundamentais da Tectônica Resurgente no Brasil. In: WORSHOP SOBRE NEOTECTÔNICA E SEDIMENTAÇÃO CENOZÓICA CONTINENTAL NO SUDESTE BRASILEIRO, 1., Belo Horizonte, *Anais...* Belo Horizonte: Sociedade Brasileira de Geologia. p. 766 – 771.

HASUI, Y.; HARALY, N.L.E.; SCHOBBENHAUS, C. 1984. Elementos Geofísicos e Geológicos da Região Amazônica: Subsídios para o modelo Geotectônico. In: SYMPOSIUM AMAZÔNICO, 2,. Manaus, *Anais*...v.1, p.129-147.

HIRATA, W.K.; RIGON, J.C; KADEKARUK; CORDEIRO, A.A.C.; MEIRELLES, E.M. 1982. Geologia Regional da Província Mineral de Carajás. In: SIMP. GEOL. AMAZÔNIA, Belém, *Anais*…p. 100-108.

HOORN, C. 1993. Marine incursions and influence of Andean tectonics on Miocene depositional history of northweastern Amazônia: results of a palynostratigraphic study. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology,* 105: 267-309.

HOORN, C. 1994. An environmental reconstructio of the paleo-Amazon River system (Middle to Late Miocene, NW Amazonia). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaecology* (no prelo)

HOORN, C.; GUERRERO, J.; SARMIENTO, G. A.; LORENTE, M. A. 1995. Andean tectonics as a cause for changing drainage patterns in Miocene northern South America. *Geology,*23 (3): 237-240.

HOWARD, A. D. 1967. Drainage geologic interpretation: a summation. *Bull. Amer. Assoc. Petr. Geol*. Chicago, 51(11): 2246-2259.

IGREJA, H. L. S. & FRANZINELLI, E. 1990. Estudos neotectônicos na região do baixo Rio Negro, centro-oeste do Estado do Amazonas. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 36, Natal, *Anais*...Natal: SBG. v.5, p. 2099-2109.

IRIONDO, M. & SUGUIO, K. 1981. Neotectonics of amazon plain. *Bulletin of the INQUA Neotectonics Comission*. (4): 72-78.

ISACKS, B. L. 1988. Uplift of the central Andean plateau and bending of the Bolivian orocline. *Journal of Geophysical Research*, 93: 3211-3231.

JACKSON, M. P. A. & TALBOT, C. J. 1986. External Shapes, Strain rates, and dynamics of salt structures. *Geol. Soc. Am. Bull*., 97:305-323.

JAILLARD, E.; HÉRAIL, G.; MONFRET, T.; DÍAZ-MARTINEZ, E.; BABY, P.; LAVENU, A.; DUMONT, J. F. 2000. Tectonic Evolution of the Andes of Ecuador, Peru, Bolívia and Northernmost Chile. In: INTERNATIONAL GEOLOGICAL CONGRESS, 31. Rio de Janeiro. *Tectonic Evolution of South America.* Rio de Janeiro. SBG.p. 481-560.

JENYON, M. K. 1986. *Salt Tectonics*. England, Elsevier Applied, Science Publishers Ltd., 191p.

KELLOGG, J. N. 1984. Cenozoic tectonic history of the Sierra de Perijá, Venezuela-Colômbia, and adjacents basins. In: BONINI, W. E.; HARGRAVES, R. B.; SHAGAN, R. (Eds.).*The Caribbean-South American Plate Boundary and Regional Tectonics.* p.239-261. (AAPG Memoir, 162).

KONO, M.; HEKI, K.; HAMANO, Y. 1985. Paleomagnetic study of the central Andes: counterclokwise rotation of the Peruvian block. *Journal of Geodynamics,* 2: 193-209.

LIMA, C. C. 1999. *Expressions topographiques et structurales de l'etat de compression generalisse au sein de la Plaque Sud-Americaine*. França. L'Université de Rennes 1 353p. (Tese de Doutorado)

LINSSER, H. 1958. *Interpretation of regional gravity anomalies in the Amazonas area.* PETROBRAS/DEPEX. (Relatório Interno).

LOCZY, L. 1970. Role of transcurrent in South America Tectonic Framework. *AAPG Bulletin,* 54 (11): 2111-2119.

MATTSON, P. H. 1984. Caribbean structural breaks and plate movements. In: BONINI, W. E.; HARGRAVES, R. B.; SHAGAN, R. (Eds.).*The Caribbean-South American Plate Boundary and Regional Tectonics*. p. 131-152. (AAPG Memoir, 162).

MAURO FILHO, A. & EIRAS, J. F.1994. Canais Terciários da Bacia do Solimões. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 4, Belém, *Anais....,* Belém: SBG, p. 18-21.

MERTES, L. A. K.; DUNNE, T.; MARTINELLI, L. A. 1996. Channel-floodplain geomorphology along the Solimões-Amazon River, Brazil. *GSA Bulletim*. 108(9): 1089-1107.

MIOTO, J. A. 1993. *Sismicidade e zonas sismogênicas do Brasil*. Rio Claro, UNESP/IGCE.2v (Tese de Doutorado).

MIRANDA, F. P.; BENTZ, C. M.; FONSECA, L. E. N.; LIMA, C.; NUNES, K. C.; COSTA, A. R. A.; ALMEIDA FILHO. R.; FILGUEIRAS, C. A. 1994. *Integração de dados de sensoriamento remoto, aeromagnetometria e topografia na definição do arcabouço estrutural da região do Rio Uatumã (Bacia do Amazonas)*. PETROBRAS/CENPES/DIVEX/SETEC. 62 p. (Relatório Interno).

MIZUSAKI, A. M. P.; WANDERLEY FILHO, J. R.; AIRES, J. R. 1992. C*aracterização do magmatismobásicodas bacias do Solimões e do Amazonas.* Rio de Janeiro: PETROBRAS/CENPES. 81p. (Relatório Interno).

MODY, J. D. 1973. Petroleum exploration aspects of wrench-fault tectonics. *AAPG Bull*., 57:449-476.

MORA-PAEZ, H. 1995. *Central and South America GPS Geodesy*: Relative Plate Motions Determined From 1991 and 1994 Measurements in Colombia, Costa Rica, Ecuador, Panama and Venezuela". Columbia.University of South Carolina. 94 p. (M.S. Thesis)

NOBLET, C.; LAVENU, A.; MAROCCO, R. 1996. Concept of continuum as opposed to periodic tectonism in the Andes. *Tectonophysics*, 255: 65-78.

NUNN, J. A. & AIRES, J. R. 1985. *Subsidence history and tectonic evolution of the middle Amazon Basim, Brazil.* PETROBRAS/CENPES. (Relatório Interno)

OLIVEIRA, C. M. M. 1994a. *Estilos Estruturais e Evolução Tectônica da Bacia do Acre*. Ouro Preto. UFOP 205p. (Tese de Mestrado).

OLIVEIRA, J. R. P. 1994b. *Cinemática dos Trendes Estruturais da bacia do Solimões*. Belém. PETROBRAS/DEXNOR/DINTER. (Relatório Interno).

OLIVEIRA, E. & CASTRO, P. J. M. 1971. *Anomalias gravimétricas regionais nas bacias Médio e Baixo Amazonas*. Rio de Janeiro. PETROBRAS/DEPEX. 3p. (Relatório Interno).

PETRASKE, A. K; HODGE, D. S.;SHAW, R. 1978. Mechanisms of emplacement of basic intrusions. *Tectonophysics*, Amsterdam, 46 (4): 41-63.

PINDELL, J. L. & DEWEY, J.F.1982 - Permo Triassic reconstruction of western Pangea and the evolution of the Gulf of Mexico/Caribbean region: *Tectonics,* 1: 179-211.

PINDELL, J. L. & TABBUTT, K. D. 1995. Mesozoic-Cenozoic Andean Paleogeogrphy and Controls on Hydrocarbon Systems. In: TANKARD, J. A.; SUÁREZ SORUCO, R.; WELSINK, H. J. (Eds.). *PetroleumM Basins of South America*. p. 101-128. AAPG Memoir 62.

POLLARD, D. D; MÜLLER, O. R. DOCKSTADER, D. R. 1975. The form ans growth of fingered sheet intrusions. *Geological Society of America Bulletin*, 86: 351-363.

PORSHE, E. 1985. *Tectônica da faixa de dobramentos do Juruá*; Bacia do Alto Amazonas, Brasil: Um modelo estrutural. Ouro Preto, UFOP. 124p. (Dissertação de Mestrado).

REZENDE, W. M. & BRITO, C. G. 1973. Avaliação Geológica da Bacia paleozóica do Amazonas. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 27., Aracajú, *Anais...*, Aracajú: SBG, v.3, p. 227-245.

ROPERCH, P. G.; HÉRAIL, G.; FORNARI, M. 1999. Magnetostratigraphy of the Miocene Corque basin (Bolivia). Implications for the Geodynamics Evolution of the Altiplano during the late Tertiary. Journal of Geophysical Research, 104 (B9): 20.415-20.429.

ROSENDHAL, B. R. 1987. Architeture of continental rifts with special reference to east África. *Annual Review of Earth Planetary Science*, 15: 455-503.

SCHNEIDER, R. L. & CARNEIRO, R. G. 1976. *Reavaliação das possibilidades petrolíferas da Bacia do Alto Amazonas.* Rio de Janeiro. PETROBRÁS / SIEX (Relatório Interno).

SHEFFELS, B. M. 1995. Is the Bend in the Bolivian Andes an Orocline? In: TANKARD, J. A.; SUÁREZ SORUCO, R.; WELSINK, H. J. (Eds.). *Petroleum Basins of South America*. p. 511-522.. AAPG Memoir 62.

SHOBBENHAUS.C & BELLIZZIA, A. 2000. *Mapa Geológico da América do Sul*. Comissão da Carta Geológica do Mundo.Ministério das Minas e Energia

SHOBBENHAUS, C.; CAMPOS, D.A; ASMUS, H.E.; DERZE, G.R. 1982. Mapa Geológico do Brasil e da área oceânica adjacente incluindo depósitos minerais; escala 1:2.500.000. In: CONG. LATINOAMERICANO DE GEOLOGIA, 5., Buenos Aires. *Actas*. Buenos Aires, Serviço Geológico Nacional. v.1. p. 231-254.

SILVA, O. B. 1987. *Análise da Bacia do Solimões (revisão litoestratigráfica, magmatismo e geoquímica.* Ouro Preto. UFOP. (Dissertação de Mestrado).

SILVA, O. B. 1997. *Ciclicidade sedimentar no Pensilvaniano da Bacia do Amazonas e o controle dos ciclos de sedimentação na distribuição estratigráfica dos conodontes, fusulinídeos e palinomorfos*. UFRGS. 331 p. (Tese de Doutorado).

STERNBERG, H. O. 1950.Vales tectônicos na planície amazônica?. *Rev. Bras. Geogr*., Rio de Janeiro, 95-166.

STERNBERG, H. O. 1953 Sismicidade e morfologia na Amazônia brasileira. *An. Acad. Bras. Ci.,* Rio de Janeiro, (25): 443-453.

STEWART, J. S. & HANCOCK, P. L. 1994. Neotectonics. In: HANCOCK, P. L. *Continental Deformation*. Oxford: Pergamon Press. p. 370-408.

SYKES, L. R.; McCANN, R.; KAFKA, A. L. 1982. Motion of Cribbean Plate during last 7 million years and implications for earlier cenozoic movements. *Journal Gheophysical Research*, 87(B13): 10656-10676.

SZATMARI, P. 1981. *Tectonismo Herciniano-Andino e a Bacia Amazônica*. Rio de Janeiro, PETROBRÁS / CENPES. 56 p (Relatório Interno).

SZATMARI, P. 1983. Amazon rift and Pisco-Juruá fault: Their relation to the separation of North América from Gondwana. *Geology*, 11 (5): 300-304.

SZATMARI, P. 1984. *Tectonismo da faixa de dobramentodo Juruá*. Rio de Janeiro, PETROBRÁS / CENPES. 11 p. (Relatório Interno).

SZATMARI, P. 1996. *Datação Ar^{40}/Ar^{39} do vulcanismo mesozóico nas Bacias do Solimões e Amazonas.* Rio de Janeiro: CENPES/DIVEX/SEMBA. (Comunicação Técnica – 14/96).

SZATMARI, P.; SIMÕES, I. A .; CARVALHO, R. S. 1975. *Evaporitos da Bacia do Amazonas*. Rio de Janeiro, PETROBRÁS / DEPRO / DIVEX. 119p. (Relatório Interno).

TRAVASSOS, W. A. S. 1996. *Reinterpretação Sísmica e Perspectiva Exploratória das ares de Igarapé Cuia, Nova Olinda e Autaz Mirim, bacia do Amazonas (Folha SA-21-Y-C).* PETROBRAS/E&P-AM/BELÉM. (Relatório Interno).

TRAVASSOS, W. A. S. & BARBOSA FILHO, C. M. 1990. Tectonismo Terciário na Área do Rio Tapajós, Bacia do Amazonas. *Bol. Geociênc. Petrobrás*, Rio de Janeiro, 4 (3): 221-340.

TRICART, J. L. 1977. Tipos de planícies aluviais e de leitos fluviais na Amazônia brasileira. *Rev. Brás. Geogr*., Rio de Janeiro, 39(2): 3-40.

TRUNKENBRODT, W.; KOTSHOUBEY, B.; SCHELLMANN, W. 1991. Composition and origin of the clay cover on North Brazilian laterites. *Geologishe Rundschau*, 80:591-610.

TRUSHEIM, F. 1960. Mechanism of salt migration in northern Germany. *AAPG Bulletim*, 44(9): 1519-1540.

WANDERLEY Fo., J.R. 1991. *Evolução Estrutural da Bacia do Amazonas e sua Relação com o Embasamento*. Belém, UFPA. C.G. 125p. (Dissertação de Mestrado).

WANDERLEY Fo., J.R; RICI, J. A. ;JUCÁ, G. A. C. 1988. Halocinese na região do Rio Tapajós, Bacia do Amazonas. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 35.,Belém. *Anais...*Belém:SBG, v.5. p. 2150-2160.

ZOBACK, M., L. 1992. First-and Second-Order Patterns of Stress in the Lithosphere: The World Map Stress Map Project. *Journal of Geophysical Research*. 97, (B8): 11.703 - 11.728.

ZOBACK, M., L. & RICHARDSON, M., R. 1996. Stress pertubation associated with the Amazonas and ancient continental rifts. *Journal of Geophysical Research,* 101(B3): 5.459 – 5.475.