

Avaliação dos Aquíferos das Bacias
Sedimentares da Província Hidrogeológica
Amazonas no Brasil (escala 1:1.000.000) e
Cidades Pilotos (escala 1:50.000)



Volume II – Geologia da Província
Hidrogeológica Amazonas

Dezembro/2015

República Federativa do Brasil

Dilma Vana Roussef

Presidenta

Ministério do Meio Ambiente

Izabella Mônica Vieira Teixeira

Ministra

Agência Nacional de Águas

Diretoria Colegiada

Vicente Andreu Guillo - Diretor-Presidente

Gisela Forattini

João Gilberto Lotufo Conejo

Ney Maranhão

Paulo Lopes Varella Neto

Superintendência de Implementação e Programas e Projetos

Ricardo Medeiros de Andrade

Tibério Magalhães Pinheiro

Coordenação de Águas Subterrâneas

Fernando Roberto de Oliveira

Adriana Niemeyer Pires Ferreira

Fabício Bueno da Fonseca Cardoso (Gestor)

Leonardo de Almeida

Letícia Lemos de Moraes

Márcia Tereza Pantoja Gaspar

Comissão Técnica de Acompanhamento e Fiscalização

Aline Maria Meiguins de Lima (SEMAS/PA)

Audrey Nery Oliveira Ferreira (FEMARH/RR)

Cléa Maria de Almeida Dore (FEMARH/RR)

Fabício Bueno da Fonseca Cardoso (ANA)

Fernando Roberto de Oliveira (ANA)

Flávio Soares do Nascimento (ANA)

Glauco Lima Feitosa (IMAC/AC)

Jane Freitas de Góes Crespo (SEMGRH/AM)
José Trajano dos Santos (SEDAM/RO)
Luciani Aguiar Pinto (SEMGRH/AM)
Luciene Mota de Leão Chaves (SEMAS/PA)
Marco Vinicius Castro Gonçalves (ANA)
Maria Antônia Zabala de Almeida Nobre (SEMA/AC)
Miguel Martins de Souza (SEMGRH/AM)
Miguel Penha (SEDAM/RO)
Nilza Yuiko Nakahara (FEMARH/RR)
Olavo Bilac Quaresma de Oliveira Filho (SEMAS/PA)
Vera Lucia Reis (SEMA/AC)
Verônica Jussara Costa Santos (SEMAS/PA)

Consórcio PROJETEC/TECHNE (Coordenação Geral)

João Guimarães Recena
Luiz Alberto Teixeira
Antonio Carlos de Almeida Vidon
Fábio Chaffin

Gerência do Contrato

Marcelo Casiuch
Roberta Alcoforado

Membros da Equipe Técnica Executora

João Manoel Filho (Coordenador)
Alerson Falieri Suarez
Ana Nery Cadete
Antonio Carlos Tancredi
Carla Maria Salgado Vidal
Carlos Danilo Câmara de Oliveira
Cristiana Coutinho Duarte
Edilton Carneiro Feitosa
Fabianny Joanny Bezerra C. da Silva
Maria de Fátima França de Moura
Fernando Correia
Joanderson James Oliveira Moraes

Ludmilla Calado
Marcondes Assis
Maria Marlúcia Freitas Santiago
Mário Vicente Caputo
Nelson da Franca Ribeiro dos Anjos
Patrícia Celeste Lopes Jesuíno
Paulo de Melo da Cunha Pedrosa
Rilson Magalhão Cabral
Roseli da Rocha Paixão de Almeida
Rudson Fonseca
Thiago Franklin de Almeida
Wagner Vitor Araújo Ferreira
Waldir Duarte Costa
Walter Lucena
Wilton José Silva da Rocha

AGÊNCIA NACIONAL DE ÁGUAS - ANA

Avaliação dos Aquíferos das Bacias
Sedimentares da Província Hidrogeológica
Amazonas no Brasil (escala 1:1.000.000) e
Cidades Pilotos (escala 1:50.000)

Volume II - Geologia da Província
Hidrogeológica Amazonas

Dezembro/2015

Agência Nacional de Águas - ANA
Setor Policial Sul, Área 5, Quadra 3, Bloco B, L e M
CEP: 70610-200, Brasília - DF
PABX: 2109-5400 / 2109-5252
Endereço eletrônico: <http://www.ana.gov.br>

Equipe:
Agência Nacional de Águas - ANA
Superintendência de Implementação de Programas e Projetos - SIP

Elaboração e execução:
Consórcio TECHNE-PROJETEC

Todos os direitos reservados
É permitida a reprodução de dados e de informações, desde que citada a fonte.

Avaliação dos Aquíferos das Bacias Sedimentares da Província Hidrogeológica Amazonas no Brasil (escala 1:1.000.000) e Cidades Pilotos (escala 1:50.000).

Volume II – Geologia da Província Hidrogeológica Amazonas.

Brasília: ANA, SIP, 2015.

1. Recursos Hídricos
2. Província Hidrogeológica Amazonas
 - I. Agência Nacional de Águas
 - II. Consórcio TECHNE-PROJETEC.

APRESENTAÇÃO

O relatório final de Avaliação dos Aquíferos das Bacias Sedimentares da Província Hidrogeológica Amazonas (PHA) no Brasil (escala 1:1.000.000) e Cidades Pilotos (escala 1:50.000) é constituído dos seguintes volumes:

- Volume I – Balanço Hídrico da Província Hidrogeológica Amazonas
- Volume II – Geologia da Província Hidrogeológica Amazonas
- Volume III – Hidrogeologia e Modelo Numérico de Fluxo da Província Hidrogeológica Amazonas
 - ✓ Tomo I - Texto
 - ✓ Tomo II - Mapas
- Volume IV – Hidrogeoquímica da Província Hidrogeológica Amazonas
 - ✓ Tomo I - Aquíferos: Aluvial, Rio Branco, Içá e Tucunaré
 - ✓ Tomo II - Aquífero Alter do Chão, Coberturas Cenozoicas de Porto Velho, Barreiras, Pirabas, Monte Alegre, Itaituba e Inominado (Cruzeiro do Sul)
- Volume V – Cidade Piloto: Macapá – AP
 - ✓ Tomo I - Texto
 - ✓ Tomo II - Mapas
- Volume VI – Cidade Piloto: Porto Velho – RO
 - ✓ Tomo I - Texto
 - ✓ Tomo II - Mapas
- Volume VII – Cidade Piloto: Rio Branco – AC
 - ✓ Tomo I - Texto
 - ✓ Tomo II - Mapas
- Volume VIII – Cidade Piloto: Santarém – PA
 - ✓ Tomo I - Texto
 - ✓ Tomo II - Mapas
- Volume IX – Cidade Piloto: Tabatinga – AM
 - ✓ Tomo I - Texto
 - ✓ Tomo II - Mapas
- Volume X – Proposta de Projeto para Proteção Ambiental e Gestão Sustentável das Águas Subterrâneas na Região Amazônica a ser Desenvolvido pelo Brasil e Países Vizinhos
- Volume XI – Banco de Dados
- Volume XII – Resumo Executivo

SUMÁRIO

1 – Geologia	13
1.1 – Província Hidrogeológica Amazonas	14
1.1.1 - Introdução	14
1.2 - Bacia do Marajó	17
1.2.1 - Introdução	17
1.2.2 - Unidades Estratigráficas	19
1.2.2.1 - Fase Pré-Rifte	20
1.2.2.2 - Fase SinRifte	20
1.2.2.3 - Pós-Rifte	21
1.2.3 - Tectônica	25
1.2.4 - Magmatismo	29
1.3 - Bacia do Amazonas.....	30
1.3.1 - Introdução	30
1.3.2 – Unidades Estratigráficas	34
1.3.3 - Tectônica	57
1.3.4 - Magmatismo	63
1.4 - Bacia do Solimões.....	63
1.4.1 - Introdução	63
1.4.2 - Unidades Estratigráficas	67
1.4.3 - Tectônica	81
1.4.4 – Magmatismo	87
1.5 - Bacia do Acre.....	89
1.5.1 - Introdução	89
1.5.2 - Unidades Estratigráficas	90
1.5.3 – Tectônica	101
1.5.4 – Magmatismo	107
2 – Referências Bibliográficas	108

ÍNDICE DE TABELAS

Tabela 1.1 - Distribuição cronoestratigráfica dos restos foliares da Serra Paituna em torno do Domo de Monte Alegre (Duarte, 1987), indicando idade eocênica para os 100 metros acima da base da Formação Alter do Chão.	52
---	----

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1.1 - Bacias sedimentares do Brasil. A cor vermelha corresponde ao embasamento pré-cambriano.....	14
Figura 1.2 – Mapa geológico das províncias pré-cambrianas do cráton amazônico (Tassinari & Macambira, 2004).....	15
Figura 1.3 - Província Hidrogeológica Amazonas que abrange 4 bacias sedimentares (Marajó, Amazonas, Solimões e Acre) em cinco estados brasileiros (Amapá, Pará, Amazonas, Acre e Rondônia). Os terrenos das cidades destacadas nessa área foram levantados para a determinação do seu potencial hidrogeológico.....	16
Figura 1.4 - Bacias Sedimentares do Norte do Brasil, arcos, altos e profundidades do embasamento. Modificado de Wanderley Filho <i>et al.</i> (2010).	16
Figura 1.5 - Localização e principais feições tectônicas do Sistema de bacias do Marajó. Modificado de Costa <i>et al.</i> (2002).....	18
Figura 1.6 - Carta litoestratigráfica pós-paleozoica da Bacia do Marajó. Modificada de Zalán & Matsuda (2007).	24
Figura 1.7 – Carta Cronoestratigráfica e litoestratigráfica pós-paleozoica da Bacia do Marajó. Modificada de Zalán & Matsuda (2007).....	25
Figura 1.8 - Arcabouço tectônico do Sistema de bacias do Marajó, subdividido em quatro sub-bacias e dominado por falhas normais e direcionais, e ladeado pelas plataformas do Amapá e Ponta de Pedras. A área do sistema de bacias do Marajó abrange regiões insulares do Arquipélago do Marajó e áreas continentais dos estados do Pará e Amapá. Modificado de Villegas (1994) e Costa <i>et al.</i> (2002).....	27
Figura 1.9 - Interpretação de seções sísmicas das Sub-bacias Mexiana, Limoeiro, Cameté e Mocajuba (Villegas, 1994 e Costa <i>et al.</i> , 2002).	28
Figura 1.10 - Seção geológica esquemática do Arco de Gurupá. Toda a coluna paleozoica, com mais de 5.000 m de espessura e parte indeterminada do embasamento, foi removida por erosão no ápice do Arco de Gurupá a partir do Jurássico. Modificado de Wanderley Filho & Costa (1991).....	29
Figura 1.11 - Mapa Bouguer (Petrobras) da Província Hidrogeológica Amazonas. Uma cadeia de altos gravimétricos baliza o eixo da Bacia do Amazonas, formada pela intrusão de massas ultrabásicas do manto na crosta (embasamento), possivelmente relacionadas ao rifteamento inicial que deu origem à bacia. Na parte central do mapa estão interpretados três lineamentos orientados na direção NW que correspondem a falhamentos, onde se verificam, em poços, deslocamentos e elevações do embasamento com rejeitos verticais moderados no Cenozoico (Caputo, inédito).....	31
Figura 1.12 - O eixo da parte ocidental da Bacia do Amazonas é bem demarcado no mapa magnético. Na parte central do mapa estão interpretados três lineamentos orientados a NW, que correspondem a falhamentos e onde também se verificam em poços deslocamentos e elevações do embasamento (Costa, 2002).	32
Figura 1.13 - Traçado de linhas sísmicas da Petrobras na Bacia do Amazonas, desde o Arco de Gurupá ao leste até o Arco de Purus ao oeste (Wanderley Filho <i>et al.</i> , 2005).	33
Figura 1.14 - Seção geológica longitudinal da Bacia do Amazonas. Modificada de Caputo (1984).....	35
Figura 1.15 - Seção geológica transversal da Bacia do Amazonas Modificada de Caputo (1984).....	36

Figura 1.16 - Perfis sônicos de poços na Bacia do Solimões (A) e na Bacia do Amazonas (B), ao sul de Manaus, mostrando contrastes de velocidades intervalares entre Terciário, Cretáceo e Paleozoico. Na Bacia do Amazonas, o Terciário corresponde à Formação Alter do Chão e o Cretáceo à Formação Jazida da Fazendinha. Note na seção sísmica em (C) a presença de paleocanais no contato Cretáceo - Terciário na Bacia do Solimões (Mauro Filho & Eiras, 1994; Costa, 2002).	53
Figura 1.17 - Carta Litoestratigráfica da Bacia do Amazonas, modificada de Cunha et al. (2007).....	55
Figura 1.18 - Carta cronoestratigráfica da Bacia do Amazonas, modificada de Cunha et al. (2007).....	56
Figura 1.19 - Observe a segmentação, sob a forma de <i>dogleg</i> do pacote de várias camadas de halita com até 500 m de espessura total, que delinea, na parte ocidental da Bacia do Amazonas, o comportamento estrutural em zigue-zague herdado do seu rifte precursor formador (Caputo, 1984).	58
Figura 1.20 - Tectônica Terciária. Arcabouço estrutural do Bloco Tapajós e adjacências, baseado em dados sísmicos de reflexão. Segundo Travassos & Barbosa Filho (1990) destaca-se o limite da faixa terciária (Formação Alter do Chão), onde ocorre falha transcorrente principal, padrão <i>en échelon</i> transpressivo das falhas e dobras e a presença de estruturas antigas ao sul e ao leste do bloco.....	60
Figura 1.21 - Arcabouço estrutural da Bacia do Amazonas com as áreas de afloramentos paleozoicos (verde), plataformas, charneiras, estruturas e eixo central em forma de <i>dogleg</i> , isto é, segmentos com direções diferentes em zigue-zague. Na parte leste ocorrem grabens estreitos de direção E-W. Modificado de Caputo (1986).	61
Figura 1.22 – Seções geológicas parciais das bacias do Solimões e Amazonas e Arco do Purus. O datum da seção estratigráfica A (Daemon & Contreiras, 1971) é a base da Formação Monte Alegre, que mostra a posição do Arco do Purus no Pensilvaniano (Morrovanó), quando o mar ingressou pela primeira vez na Bacia do Amazonas pelo oeste. A seção estrutural B (Caputo & Esteves, inédito) mostra a nova posição do ápice do Arco do Purus, modificada pela sobrecarga adicional do diabásio Penatecaua na porção ocidental do arco. Veja também figura 1.30. Sedimentos terciários ao leste do Arco do Purus pertencem à Formação Alter do Chão e ao oeste pertencem à Formação Repouso de natureza mais pelítica. A Formação Solimões ultrapassa o arco no sentido leste e é mais nova que as formações Repouso e Alter do Chão.	62
Figura 1.23 - Isólitais das várias soleiras de diabásio dentro da sequência permocarbonífera da Bacia do Amazonas (Wanderley Filho et al., 2005).	63
Figura 1.24 - Direções das ingressões marinhas intermitentes nas bacias do Solimões e Amazonas no Paleozoico. Interpretação simplificada, modificada de Wanderley Filho & Travassos (2011). Nessa época não existia o Alto de Caruari, que na área haveria apenas uma charneira. A Bacia do Solimões comportou-se como uma rampa com dois gradientes, onde as transgressões marinhas subiram a topografia paulatinamente até ultrapassar o Arco do Purus no Pensilvaniano.....	66
Figura 1.25 - Bacia do Solimões e limites dos subafloramentos das sequências estratigráficas desde o Ordoviciano ao Mesozoico e altos e arcos bacinais. Camadas ordovicianas têm continuidade no Peru e Colômbia (Baldis, 1988).	67
Figura 1.26 - Carta litoestratigráfica da Bacia do Solimões, modificada de Wanderley Filho et al. (2007).....	79
Figura 1.27 - Carta cronoestratigráfica da Bacia do Solimões, modificada de Wanderley Filho et al. (2007).....	80

Figura 1.28 - O modelo de carga supracrustal de Beaumont (1981) pode ser aplicado aos altos de Iquitos e Carauari. Cargas impostas 1, 2 etc. provocam a subsidência flexural do antepaís com preenchimento de sedimentos nas áreas adjacentes e a formação afastada de uma intumescência periférica lateral. Diagramas (d) e (e) são alternativos que mostram diferentes configurações, dependendo de como as cargas são adicionadas. Este exemplo serve para uma carga na extremidade de placa litosférica. No caso da sobrecarga se situar no interior de uma placa litosférica a intumescência ocorre em toda a sua periferia.....	83
Figura 1.29 - Seção geológica esquemática desde o orógeno andino até a parte oeste da Bacia do Solimões no Neógeno. A sobrecarga orogênica gerou o Alto de Iquitos no Neógeno (Roddaz <i>et al.</i> , 2005). O Alto de Iquitos não separa a Bacia do Solimões da Bacia do Acre, conforme preconizado por Morales (1957, 1959). Quando o orógeno é erodido invertem os movimentos de epirogênese e subsidência. O símbolo SAZ corresponde a Zona Subandina e dz a depozona. Modificado de figura 5 http://retosterricolas.blogspot.com/2013_04_01_archive.html . Acessado em 19-01-2014.....	84
.....	84
Figura 1.30 - Na seção geológica de Wanderley Filho & Travassos (2011) das bacias do norte do Brasil é indicada a movimentação vertical (epirogênese e subsidência) e sobrecargas laterais diferenciais durante o Fanerozoico. É feita distinção entre arco (que separa bacias) e alto (que não separa bacias).	84
Figura 1.31 – A Orogenia Juruá, de idade neojurássica, afetou no Brasil as bacias do Solimões e Acre. Ao longo de uma zona de falha transcorrente se originaram cinco trendes estruturais potencialmente produtores de hidrocarbonetos (Jandiatuba, Jutai, Ipixuna, Juruá e Urucu) e três séries de falhas com direções diferentes (Séries A, B e C) (Caputo, 1985a,1991). As bacias de Eirunepé e do Acre foram desconectadas da Bacia do Solimões pelos arcos Jutai e Envira, respectivamente. No Eopaleozoico a Bacia do Solimões teve continuidade com a Bacia Vaupés-Amazonas da Colômbia (Baldis, 1988). O Alto de Iquitos não separa a Bacia do Solimões da Bacia do Acre..	85
Figura 1.32 – Seções longitudinais e transversais da Bacia do Solimões. (A) A região sob a 1ª soleira e adjacências foi deprimida parcialmente pelo efeito do peso do diabásio e áreas periféricas afastadas foram soerguidas. (B) Os altos transpressionais foram elevados por mais de 1,5km, com remoção de todas as formações paleozoicas sobrejacentes pela Orogenia Juruá.....	86
Figura 1.33 - Estrutura petrolífera com falha inversa formada durante a Orogênese Juruá, ocorrida no fim do Jurássico (Kimmeridgiano). Seção Sísmica: Petrobras. Interpretação: Costa, (2002).....	86
Figura 1.34 - Idades K–Ar de illita autigênica relacionada ao volumoso magmatismo básico do fim do Triássico (~200 Ma) e ao generalizado tectonismo Neojurássico (Kimmeridgiano) Juruá (~150 Ma), conforme Elias <i>et al.</i> (2007).....	88
Figura 1.35 - Localização e Arcabouço estrutural da Bacia do Acre. Os sete poços estão posicionados pelas letras de A até G. A seção pré-cretácea ocupa uma área de apenas 30.000 km ² . (Modificado de Cunha, 2006).	90
Figura 1.36 - Carta litoestratigráfica da Bacia do Acre, modificada de Cunha (2007)..	99
Figura 1.37 - Carta cronoestratigráfica da Bacia do Acre, modificada de Cunha (2007).	100
Figura 1.38 - Bacias e províncias estruturais da parte ocidental da America do Sul. Modificado de Oliveira <i>et al.</i> (1994) e Duarte (2011). O Arco Envira se formou durante a Orogenia Juruá (neojurássica) e o Alto de Iquitos durante a Orogenia Andina	

(neógena) e ainda está ativo, portanto ambos os arcos têm natureza e idade distintas. 101

Figura 1.39 - Seção geológica esquemática da Bacia do Acre A-B, segundo a linha A-Á do mapa geológico da Bacia do Acre da figura 1.35. A região da Falha Batã se tornou um baixo do embasamento no lado oeste do Mississipiano ao Permiano e também no Triássico-Jurássico. A depressão foi preenchida por sedimentos e nivelada no Permiano, Triássico e Jurássico. A falha de cavalgamento Batã aproveitou o plano de falha normal antigo e soergueu a região depois do Mesomioceno. Figura modificada de Cunha (2006). 102

Figura 1.40 – Seção geológica da região andina e subandina do Peru e Bolívia (Grader *et al.*, 2008), onde se observa que apenas a parte superior da Formação Copacabana, de idade eopermiana (equivalente à Formação Cruzeiro do Sul) composta principalmente por calcários, avança sobre o cráton amazônico (Embasamento). A região da passagem do mar Pensilvaniano (Copacabana Inferior) para as bacias brasileiras é desconhecida, mas pode ter sido realizada através de grabens e baixos interligados. Observe também a formação de *horsts* e *grabens* antes da deposição dos calcários e após as camadas mississipianas da Formação Ambo, em parte erodida. 103

Figura 1.41 – Na seção sísmica na Bacia do Acre se observa que inicialmente o embasamento foi bastante rebaixado por falha normal no lado oeste, provocando espessamento das formações no bloco baixo. Depois o bloco baixo foi soerguido através de falhamento inverso devido aos esforços compressivos da Orogênese Andina (Fase Quéchua). O refletor superior alaranjado corresponde à Formação Pozo do Oligoceno-Eoceno do Peru, unidade esta que no Brasil ainda não foi nomeada ou estudada. Fonte Petrobras. 104

Figura 1.42 - Seção sísmico-geológica ao longo do Rio Javari na fronteira Brasil-Peru em parte da Bacia do Acre. A região sofreu intenso tectonismo transtensivo no Mississipiano conforme figura 1.40 e tectonismo transpressivo no fim do Jurássico (figura 1.39). O terreno foi aplainado antes da deposição das formações cretáceas. As falhas normais foram reativadas com movimentação inversa de cavalgamento, alçando toda a seção e criando o Alto de Batã, onde antes era um baixo (Caputo *et al.*, 1979). Ao Leste está situado o Arco Envira que separa a Bacia do Acre da Bacia do Solimões. Ocorrem remanescentes paleozoicos na região do arco (altos do Rio Lobo e Palmeiras) e na região do poço 2-RJ-1-AM) ocorre apenas embasamento abaixo do Cretáceo. 105

Figura 1.43 - Na figura de Zalán (2004) as falhas sob a discordância (2) nas camadas pré-permocarboníferas foram possivelmente formadas pela Orogenia Eoherciniana, as falhas abaixo da discordância (4) da base do Cretáceo foram geradas pela Orogenia Juruá no Neojurássico e as falhas que cortam as camadas cenozoicas foram geradas pela Orogenia Andina, no Neógeno, fase Quéchua. 105

Figura 1.44 - Carta de correlação litoestratigráfica das bacias de Ucayali e Acre, modificada de Barros & Carneiro (1991) e Cunha (2007). 106

Figura 1.45 - Na Bacia do Marañon, no Peru, a seção geológica NW-SE mostra soerguimento do Alto de Iquitos no fim do Neógeno e Quaternário. Também se observa na figura tectonismos pós-Paleozoico, pós-Triássico, pós-Jurássico e Andino. Sobre Escudo das Guianas a NE, onde ocorrem remanescentes paleozoicos, o soerguimento que separou a Bacia do Marañon do Peru da Bacia Vaupés-Amazônia da Colômbia corresponde ao Arco Envira no Brasil, de idade neojurássica, situado na porção NE desta figura. Fonte Perupetro. 107

1 – Geologia

1.1 – Província Hidrogeológica Amazonas

1.1.1 - Introdução

A Província Hidrogeológica Amazonas abrange os estados do Amapá, Pará, Amazonas, Acre e Rondônia e é composta pelas bacias sedimentares do Marajó, Amazonas, Solimões e Acre (figura 1.1) com uma distribuição aproximadamente leste-oeste na região equatorial brasileira, onde a pluviosidade é elevada com cobertura florestal luxuriante. Na parte leste da Bacia do Marajó e vale do Rio Amazonas ocorrem também campos naturais.



Figura 1.1 - Bacias sedimentares do Brasil. A cor vermelha corresponde ao embasamento pré-cambriano.

Esta vasta região não apresenta estação de inverno propriamente dita, mas a estação chuvosa é chamada inverno e a estação menos chuvosa verão. Em todos os meses do ano ocorrem praticamente as mesmas variações diárias de temperatura.

As bacias sedimentares da Província Hidrogeológica Amazonas se desenvolveram sobre o Cráton Amazônico, composto pelo Escudo das Guianas ao norte e Escudo Brasileiro ao sul, com complexa evolução pré-cambriana (figura 1.2). Segundo Tassinari & Macambira (2004), o substrato pré-cambriano do cráton amazônico é constituído por rochas aglutinadas a um núcleo mais antigo arqueano, denominado Província Amazônia Central (>2,5 Ga.). Na porção oriental desse núcleo, ocorrem rochas graníticas e metassedimentares da Província Maroni-Itacaiúnas com idade

paleoproterozoica (2,2 – 1,9 Ga.). A porção ocidental do núcleo mais antigo está representada pela Província Ventuari–Tapajós de idade paleoproterozoica (1,9 – 1,8 Ga.) mais nova e a Província Rio Negro-Juruena de idade paleoproterozoica-mesoproterozoica (1,8 – 1,55 Ga.), composta por rochas graníticas e metamórficas. Mais a oeste se situa a Província Rondoniana–San Ignácio de idade mesoproterozoica (1,5 – 1,3 Ga.) e nas bacias do Acre e do antepaís andino existe a Província Sunsás do fim do Mesoproterozoico (1,25 – 1,0 Ga.). No nordeste e sul da Bacia do Marajó ocorrem rochas do ciclo Neoproterozoico-Eopaleozoico Brasileiro (850 - 400 Ma), correspondente às faixas Gurupi e Araguaia que enfeixam o cráton.

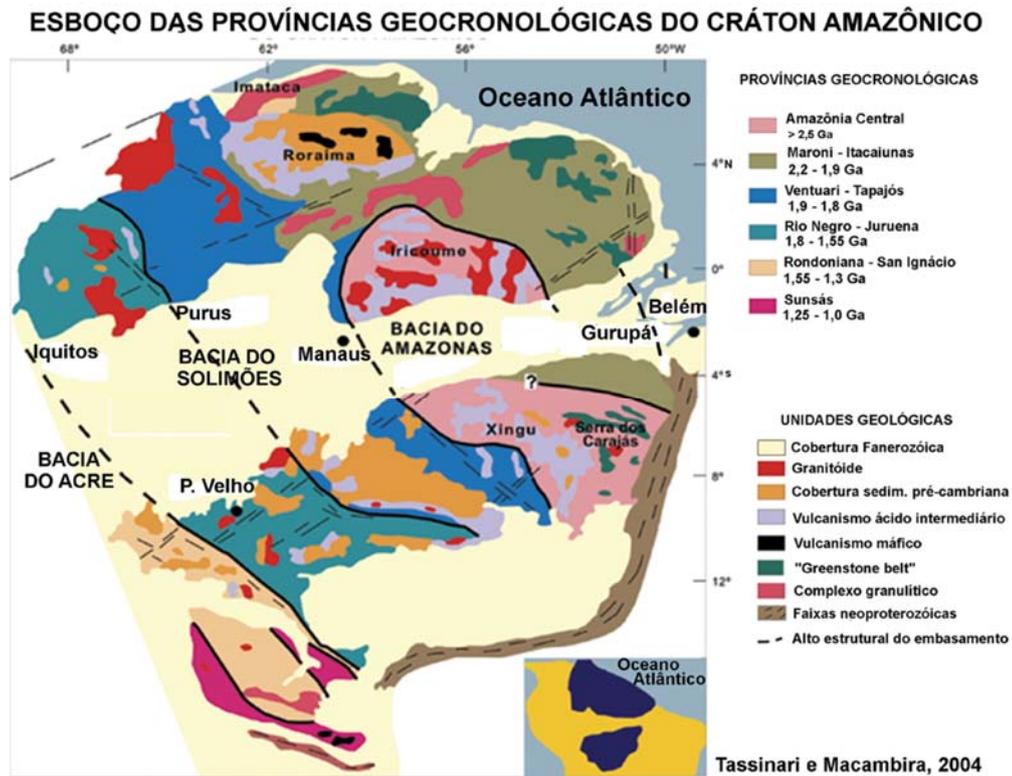


Figura 1.2 – Mapa geológico das províncias pré-cambrianas do cráton amazônico (Tassinari & Macambira, 2004).

Sobre a faixa Ventuari-Tapajós se depositaram arenitos (Formação Prosperança) e calcários (Formação Acari) proterozoicos em um *graben* com orientação NNW-SSE, que posteriormente sofreu inversão, formando o Arco de Purus, antes da formação das bacias do Amazonas e Solimões (Wanderley Filho, 1991; Wanderley Filho & Costa, 1991; Wanderley Filho & Travassos, 2011). Estas formações proterozoicas sedimentares não pertencem à sedimentação paleozóica clássica da Bacia do Amazonas, constituindo também seu embasamento (Caputo *et al.*, 1971, 1972).

A região da Província Hidrogeológica Amazonas (**figura 1.3**) situa-se em 4 bacias sedimentares (**figura 1.4**) do norte do Brasil (Marajó, Amazonas, Solimões e Acre) distribuída em cinco estados da federação brasileira (Amapá, Pará, Amazonas, Acre e Rondônia) e ocupa uma área de 2 milhões de km². A natureza de cada bacia é distinta como sua própria evolução geológica. Os elementos separadores das bacias (arcos) também apresentam natureza e evolução geológica diferentes entre si.

1.2 - Bacia do Marajó

1.2.1 - Introdução

Existem relativamente poucos estudos geológicos publicados sobre a Bacia do Marajó, quase todos realizados pelo Conselho Nacional de Petróleo (CNP), Petrobras e Texaco. Nos primeiros trabalhos de geologia, a Bacia do Marajó correspondia à Bacia do Baixo Amazonas. Com os trabalhos geológicos e geofísicos do CNP, ficou individualizado o Rifte do Marajó. Na bacia ocorrem afloramentos neógenos e quaternários.

Esta bacia é chamada também de fossa tectônica, rifte ou aulacógeno do Marajó. A região do rifte apresenta uma área de cerca de 55.000 km²; na zona insular do Arquipélago do Marajó e nas adjacências continentais, entre aproximadamente os paralelos 0° e 4° S e os meridianos 48° e 51° W e área da cobertura cenozoica possui aproximadamente 177.000 km². É uma bacia distensional intracontinental neocomiana, tipo aulacógeno, isto é, uma bacia aberta sobre uma junção tríplice onde um braço abortou, não evoluindo para um oceano. Os outros dois braços evoluíram para o Oceano Atlântico.

A Bacia do Marajó, situada em sua maior parte no Estado do Pará e, parcialmente no Estado do Amapá, passou a ser estudada no começo da década de 50 do século XX, com levantamentos geofísicos (gravimetria, magnetometria e sísmica) e poços realizados a serviço do Conselho Nacional do Petróleo (CNP). Petri (1954) examinou a paleontologia dos poços Limoeiro e Cururu, onde ele encontrou algas diatomáceas e foraminíferos cenozoicos e Trøelsen (1964) estudou a palinologia da coluna perfurada dessa bacia, enquanto Amaral (1954) analisou a sedimentologia desses mesmos poços. Na década de 60, foram realizados mais levantamentos sísmicos e sondagens pela Petrobras que substituiu o CNP na pesquisa de petróleo. Ludwig (1964a) propôs um arcabouço faciológico e estrutural da Bacia do Marajó, baseado em testemunhos de poços e seções sísmicas. Castro & Vasconcelos (1970) estudaram a sedimentologia e a estratigrafia, montando uma coluna estratigráfica abrangente para a espessa coluna mesozoica e cenozoica da bacia, e Schaller *et al.* (1971) usaram a coluna da parte emersa (Bacia do Marajó) e estabeleceram outra coluna própria para a parte submersa (Bacia da Foz do Amazonas), separadas pela cota batimétrica de 50 m. Rezende & Ferradaes (1971), em um amplo estudo, usando os dados geológicos e geofísicos disponíveis, reconheceram a presença de duas fossas (Mexiana e Limoeiro), dentro da Bacia do Marajó, com forte atividade tectônica no Cretáceo e moderada no Terciário. Caputo *et al.* (1983) mostraram que a Bacia do Marajó se instalou em zonas de fraqueza da Faixa Paraguai-Araguaia. As últimas investigações geológicas no campo foram realizadas pela Texaco na década de 80, sob contrato de risco com a Petrobras, quando esta reafirmou as conclusões anteriores sobre o arcabouço estrutural, detalhando estruturas e ambientes de sedimentação das novas seções perfuradas. Reconheceu a existência de duas sequências rifte. Atualmente a Petrobras admite a presença de três dessas sequências e quatro sub-bacias (Zalán & Matsuda, 2007). Ultimamente teses e estudos universitários têm divulgado a geologia da região (Galvão, 1991, 2004; Villegas, 1994; Costa *et al.*, 2002).

A bacia é composta de estratos sedimentares pré-, sin- e pós-rifte, preenchida com sedimentos predominantemente arenosos. Limita-se ao norte com o

Escudo das Guianas, ao nordeste com a Bacia da Foz do Amazonas e Bacia de Caciporé, ao oeste e sudoeste com a Bacia do Amazonas, ao sul com o Escudo Brasileiro e ao sudeste com a Bacia mesozoica do Grajaú (Parnaíba). Separa-se da Bacia do Grajaú pelo Arco do Capim (também denominado Tocantins), que é uma flexura do Gráben do Marajó, e da Bacia do Amazonas pelo Arco de Gurupá, ombreira do Gráben do Marajó, formado por blocos elevados, limitados por suas falhas formadoras (**figuras 1.5, 1.8 e 1.10**).

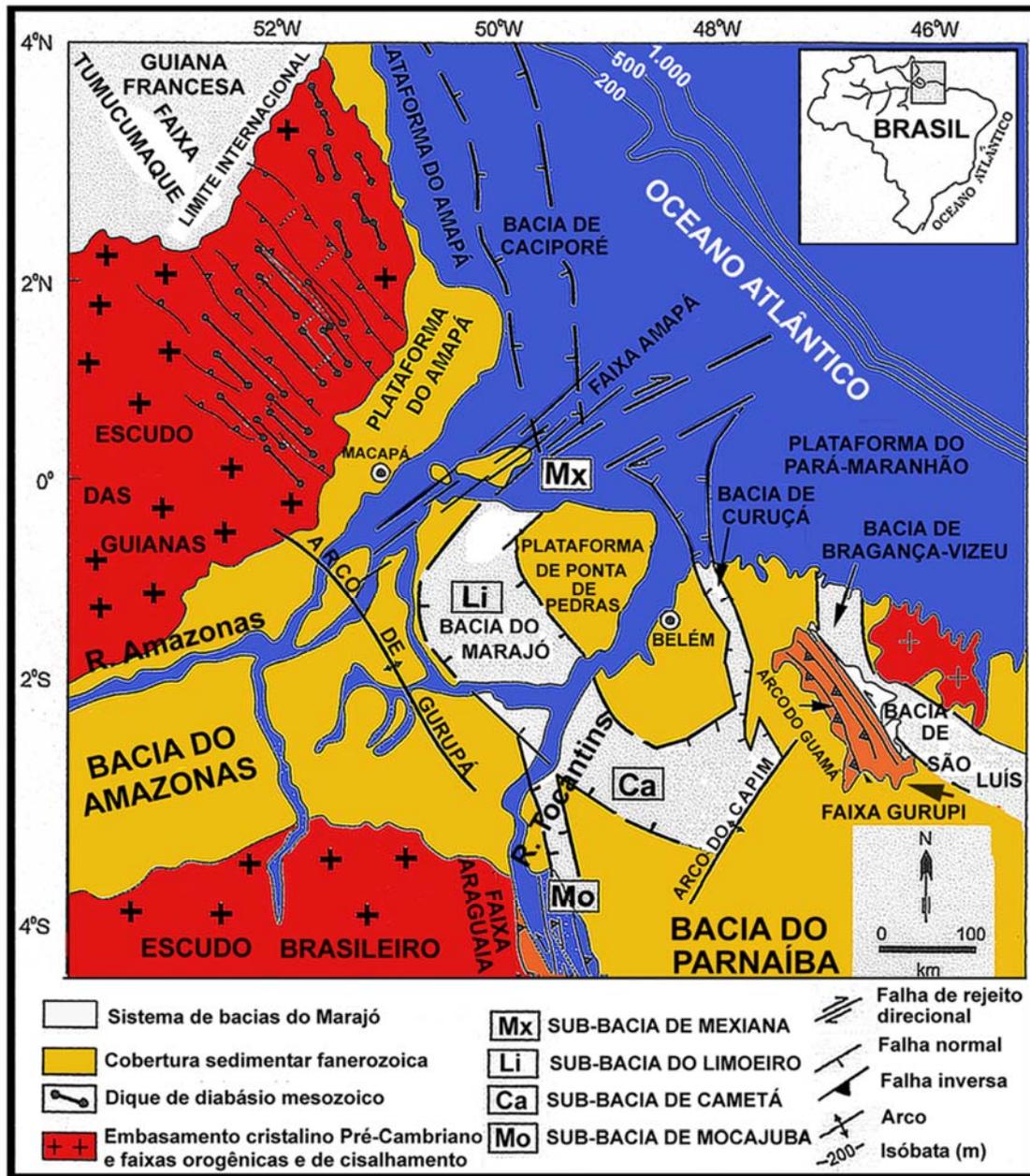


Figura 1.5 - Localização e principais feições tectônicas do Sistema de bacias do Marajó. Modificado de Costa *et al.* (2002).

1.2.2 - Unidades Estratigráficas

A Bacia Tafrogênica do Marajó consiste de um sistema de sub-bacias geneticamente relacionadas. Sua configuração estrutural é dada por levantamentos sísmicos, gravimétricos e magnetométricos, realizados para a pesquisa de petróleo pelo CNP, Petrobras e Texaco.

A porção profunda do sistema, limitado por falhas mesozoicas e cenozoicas, apresenta em planta uma forma aproximada de bumerangue, nas direções NE e SE e compartimentação em quatro sub-bacias. As bacias são de norte para sul, com dimensões e aspectos distintos: I - Mexiana (segmento NE-SW); II - Limoeiro (segmento NW-SE); III - Cametá (segmento WNW-ESE); IV - Mocajuba (segmento Sul) (**figura 1.8**). Esta última sub-bacia apresenta menor expressão. Estas depressões estão separadas por zonas de cisalhamento NE-SW, possivelmente também com significativos rejeitos horizontais. Apenas a Sub-bacia de Mocajuba é separada da Bacia de Cametá por um bloco elevado do embasamento (Costa *et al.*, 2002). A espessura máxima estimada de sedimentos, através de dados sísmicos alcança 11.000 m depositados em diferentes depocentros (Galvão, 1991, 2004). Mas considerando o empilhamento estratigráfico por idades e depocentros diferentes, a espessura total alcança cerca de 16.000 m, segundo Zalán & Matsuda (2007).

A Sub-bacia de Mexiana se prolonga para a Bacia da Foz do Amazonas e Bacia do Caciporé e a Sub-bacia de Cametá se estende além dos limites insulares, na direção SE, prolongando-se até o Arco do Capim, próximo à fronteira do Estado do Pará com o Estado do Maranhão (**figuras 1.5 e 1.8**). As plataformas rasas situam-se ao noroeste e norte (Plataforma do Amapá) e a sudeste (Plataforma de Ponta de Pedras), incluindo a região de Belém. A Plataforma de Ponta de Pedras é separada da Plataforma Bragantina, da costa paraense, por um rifte de pequena expressão, denominado Bacia de Curuçá. A Bacia do Marajó (Sub-Bacia de Mexiana), na parte profunda, apresenta continuidade lateral através de mudanças de fácies com a Bacia da Foz do Amazonas.

Parte do seu embasamento é de idade pré-cambriana-eopaleozoica, compreendendo os ciclos Transamazônico e Brasileiro, e parte é de idade paleozoica (seção Pré-Rifte). A região da bacia inicialmente foi palco de sedimentação intracratônica paleozoica, fazendo a conexão estratigráfica entre as bacias do Amazonas, Parnaíba, Flórida (EUA) e das bacias do noroeste africano Taoudeni e Volta.

Porções de camadas paleozoicas remanescentes foram preservadas em alguns dos blocos abatidos, depois da erosão na intumescência que precedeu o rifteamento da bacia, a partir da Guiana Francesa. O soerguimento foi intenso na área da bacia que colapsou posteriormente, restando o Arco de Gurupá, ombreira do Rifte do Marajó, cuja seção paleozoica, com mais de 5.000 m de espessura (**figura 1.10**), foi inteiramente removida pela erosão (Caputo, 1984, 2011). Também na região do Arco do Capim, a maior parte das formações paleozoicas da Bacia do Parnaíba foi erodida.

Nas plataformas rasas da bacia predominam sedimentos quaternários na superfície. Na Bacia do Marajó ocorrem sedimentos quaternários e neógenos em menor escala, com relevo muito pouco movimentado.

1.2.2.1 - Fase Pré-Rifte

As **rochas pré-cambrianas** são representadas por rochas das faixas orogênicas adjacentes à bacia (Tumucumaque, Gurupi e Araguaia) compostas por zonas de gnaisses granulíticos alternados com supracrustais, gnaisses migmatizados e corpos de granitoides (Costa *et al.*, 2002). Quartzitos cloríticos pré-cambrianos da **Formação Teles** cobrem o Arco de Gurupá. **Formações paleozoicas** da fase Pré-Rifte, alcançadas parcialmente apenas por três dos 18 poços perfurados, mostram semelhança e a mesma idade das formações das bacias do Amazonas e do Parnaíba, ou seja, **grupos Trombetas, Iracema, Urupadi e Formação Curiri** da Bacia do Amazonas e **Grupo Serra Grande** da Bacia do Parnaíba. No poço 1-CR-1-PA (Cururu pioneiro nº 1, Estado do Pará), folhelhos e calcários carboníferos da Formação Itaituba também estão presentes.

Em seções sísmicas, as formações paleozoicas aparecem, na base da coluna sedimentar, como camadas relativamente plano-paralelas, com bastante continuidade e homogeneidade e com espessura máxima estimada em 1.300 m (Galvão, 2004). Em alguns setores da bacia, as formações paleozoicas estão ausentes como na porção oriental da Sub-bacia de Mexiana, na região axial da Sub-bacia de Limoeiro e na extremidade sudeste da Sub-bacia de Cametá (Carvajal *et al.*, 1989; Galvão, 2004), devido provavelmente ao soerguimento maior e erosão que precedeu o rifteamento. Nenhum poço atravessou a coluna paleozoica completa, por isso nesta parte da seção basal paleozoica não existe uma nomenclatura estratigráfica própria para o Paleozoico do Sistema de bacias do Marajó. Usam-se as mesmas designações e descrições das formações das bacias do Amazonas e do Parnaíba.

O poço 1-JO-1-PA (Jacarezinho pioneiro nº 1, Estado do Pará), coordenadas 1° 00' 37" S e 50° 42' 20" W, próximo ao Arco de Gurupá, perfurado a cerca de 250 km ao oeste de Belém, na Sub-bacia de Limoeiro, alcançou abaixo de fanglomerados mesozoicos (Formação Jacarezinho), apenas a Formação Curiri (tilito cinza escuro), depositada sob condições glaciais, próximo ao fim do Devoniano (Fameniano) (Caputo, 1984). O poço 1-BJ-1-PA (Badajós pioneiro nº 1, Estado do Pará), coordenadas 2° 45' 10" S e 47° 45' 10" W, na Sub-bacia de Cametá, na região próxima ao Arco do Capim, antes de alcançar o embasamento, atravessou apenas as formações Jaicós (arenitos), Tianguá (folhelho com graptólitos) e Ipu (arenito com conglomerados) do Grupo Serra Grande da Bacia do Parnaíba, de idade ordoviciana-devoniana. O terceiro poço atravessou folhelhos e calcários carboníferos da Formação Itaituba da Bacia do Amazonas, dentro do sistema rifte no poço 1-CR-1-PA (Cururu pioneiro nº 1, Estado do Pará), com coordenadas 0° 24' 15" S e 49° 37' 15" W.

1.2.2.2 - Fase SinRifte

A fase Sinrifte é subdividida em três pacotes separados por discordâncias. As camadas inferiores clásticas mais antigas, perfuradas desta fase, denominadas Rifte I e II, são de idade barremiana (Eocretáceo), mas, conforme observações em seções sísmicas, pacotes espessos ocorrem abaixo da seção não amostrada por poços, sugerindo idade até mesmo a base do Cretáceo (Berrasiano), conforme Zalán & Matsuda (2007).

Este intervalo estratigráfico recebeu o nome de **Formação Breves** com base no poço 2-BE-1-PA (Breves estratigráfico nº 1), coordenadas 2° 43' 49" S e 49°

44' 48" W, proposto para designar os depósitos siliciclásticos, principalmente arenitos e tufos vulcânicos básicos valangianos (133 Ma) na seção rifte basal na Bacia do Marajó. O pacote intermediário (rifte II) mostra camadas espessas de arenito. Estas duas seções, (rifes I e II), apresentam cerca de 6.000 m de espessura (Zalán & Matsuda, 2007). A seção superior (fase rifte III) é constituída por arenitos grossos a médios, depositados em ambiente continental a transicional (estuarino) com incursões marinhas de idade barremiana/aptiana-cenomaniana com cerca de 4.000 m de espessura, denominada **Formação Itapecuru** e corresponde à formação do mesmo nome na Bacia de Grajaú (Bacia do Parnaíba). Lateralmente ocorre a **Formação Jacarezinho** (Schaller *et al.*, 1971) correspondente ao 1.665 - 2.675 m de profundidade do poço 1-JO-1-PA (Jacarezinho nº 1, pioneiro), coordenadas 1° 0' 37,01" e 50° 42' 20,02" W, representada por depósitos gravitacionais de talude, formados de fluxos de detritos ao longo das falhas formadoras da bacia (Castro & Vasconcelos, 1970), semelhante aos diamictitos da Formação Salvador, depositados ao longo das falhas formadoras da Bacia do Recôncavo (Bahia). A Formação Jacarezinho ocorre próximo às bordas ocidentais das sub-bacias de Mexiana, Limoeiro e Cameté, onde está em contato com as rochas pré-ordovicianas, ao longo das falhas formadoras da bacia. É um fanglomerado associado às rochas das formações Breves e Itapecuru, se apresentando como intercalações lenticulares de diamictitos, conglomerados, argilitos e arenitos líticos, cor verde a vermelho-castanho e branco, resultantes de fluxos de detritos.

1.2.2.3 - Pós-Rifte

Após a sedimentação e intenso tectonismo mecânico das fases rifte, ocorreu exposição e erosão parcial do pacote basculado e falhado, formando uma discordância angular, com duração de 3 Ma. Na nova etapa de subsidência termal, a deposição iniciou em uma bacia tipo *sag* com a **Formação Anajás**, baseada no poço 1-AN-1-PA (Anajás pioneiro número 1), coordenadas 0° 56' 19" S e 49° 49' 16" W, com disposição horizontal, e cerca de 1.200 m de espessura (Zalán & Matsuda, 2007). Ela é composta de clásticos finos, tais como arenitos finos, siltitos e folhelhos, acumulados, desde o Nealbioano ao Cenomaniano, em condições de estabilidade tectônica. A sedimentação pós-rifte iniciou na Sub-bacia de Mexiana, continuando para sul até a Sub-bacia de Cameté (Galvão, 2004). A partir daí a sedimentação começou a avançar também em direção às plataformas e arcos, amplificando as dimensões da bacia (Zalán & Matsuda, 2007).

A Formação Anajás se correlaciona, mas não mostra continuidade lateral, com a Formação Jazida da Fazendinha de mesma idade, que ocorre nas partes centrais da Bacia do Amazonas (Caputo, 2011), pois tiveram deposições separadas.

Acima ocorre a **Formação Limoeiro** (Schaller *et al.*, 1971), cuja designação provém do poço 1-LM-1-PA (Limoeiro pioneiro nº 1, Estado do Pará), com coordenadas 1° 55' 36" S e 49° 26' 20" W, perfurado a cerca de 120 km a WSW da cidade de Belém, no intervalo de 2.610 a 4.027 m de profundidade. Foi dividido em **Limoeiro A, B e C** em ordem ascendente (**figura 1.7**). Para a definição de sua base, não alcançada no poço-tipo, foi acrescentada a seção de referência representada pelo intervalo de 2.560 a 3.498 m do poço 1-CR-1-PA (Cururu). A formação é constituída por arenitos friáveis, desde finos a

grosseiros, com intercalações de conglomerados e argilitos cinza escuros, com espessura de cerca de 3.000 m e idade variando entre o Turoniano e o Eoceno (Zalán & Matsuda, 2007). Seu ambiente de sedimentação varia de continental a transicional, com contribuições marinhas. Rochas vulcanoclásticas e vulcânicas ácidas a intermediárias da base da seção apresentam idade com cerca de 88 Ma.

A seguir, desenvolveu-se a **Formação Marajó** (Schaller *et al.*, 1971) composta por arenitos, argilitos, folhelhos e calcários subordinados, com espessura máxima em torno de 2.000 m, depositados desde o Eoceno ao início do Eomioceno. A designação desta unidade foi tomada da ilha do mesmo nome. Os poucos calcários intercalados, em alguns poços na parte superior desta unidade, representam línguas da maior transgressão marinha da Formação Amapá (Schaller *et al.*, 1971) da Bacia da Foz do Amazonas, correspondente à Formação Pirabas na Plataforma Bragantina, de idade neo-oligocênica a eomiocênica. Os ambientes de sedimentação, leques deltaicos e mar raso, são semelhantes aos apresentados pela Formação Limoeiro. Lateralmente em direção ao NE toda a formação varia de fácies para os carbonatos da Formação Amapá da Bacia da Foz do Amazonas. Na Plataforma Bragantina na base da Formação Barreiras ocorrem intercalações com a Formação Pirabas.

Acima, ocorre a **Formação Barreiras**, com 700 m de espessura, composta por conglomerados, arenitos e argilitos. Ela foi depositada desde o Neo-Oligoceno - Eomioceno ao Mesomioceno em ambiente fluvial, litorâneo e estuarino (Arai, 2006) e tem ampla distribuição no litoral brasileiro, até o Estado do Rio de Janeiro.

A sedimentação da Formação Barreiras na região costeira do Pará e Maranhão e na Bacia do Marajó é relacionada à elevação eustática global do nível do mar que teve seu máximo no Mesomioceno, no intervalo Burdigaliano - Serravaliano (20-12 Ma) (Arai, 2006; Rossetti *et al.*, 2001). Esta unidade teve uma interrupção logo após o início do Neomioceno (Tortoniano), quando houve abaixamento notável do nível do mar, que causou erosão, tanto dos sedimentos costeiros (Arai, 2006; Rossetti *et al.*, 2001) como também das regiões continentais interiores nas bacias do Amazonas, Solimões, Acre e antepaís andino. Essa queda do nível do mar de muitas dezenas de metros ocasionou a deposição de cunhas clásticas na plataforma continental (Arai, 2006; Arai & Shimabukuro, 2003), bem como clásticos finos no leque submarino da Bacia da Foz do Amazonas.

Sobre a Formação Barreiras segue o **Grupo Pará** (Schaller *et al.*, 1971), representado apenas pela **Formação Tucunaré** (basicamente arenitos) na Bacia do Marajó, cuja idade é atribuída ao Plio-Pleistoceno, com mais de 1.000 m de espessura na plataforma continental (Bacia da Foz do Amazonas). Esta unidade é correlacionada à formação informal pós-Barreiras, com idade estimada plio-pleistocênica da Plataforma Bragantina, mas poderá ser neomiocênica terminal a pliocênica. Os arenitos Tucunaré sobrepõem parcialmente e passam e lateralmente aos argilitos Pirarucu da Bacia da Foz do Amazonas. Sua espessura é variável e na Bacia do Marajó é de cerca de 600 m na parte leste da ilha, na sub-Bacia de Mexiana. Na plataforma do Amapá ocorre a Formação Tucunaré e sedimentos recentes diretamente sobre o embasamento cristalino. Corresponde aos sedimentos pós-Barreiras da

Plataforma Bragantina. A espessura na Plataforma do Amapá, em Macapá é variável, com espessura máxima de aproximadamente 300 m.

O suprimento sedimentar mais importante se originou na região sul e sudeste, na borda flexural da Bacia do Marajó, através de rios pretéritos da Bacia do Grajaú (Parnaíba) e o Rio Tocantins ancestral. Os blocos altos que constituem o arco de Gurupá (ombreira do rifte Marajó) formavam um divisor de águas estreito, de pouca extensão, entre as bacias do Amazonas e Marajó. A drenagem ao oeste do Arco de Gurupá se dirigia para as bacias da costa ocidental da América do Sul a partir do Triássico até antes do soerguimento dos Andes. Posteriormente essa drenagem era direcionada ao Caribe (Hoorn, 1993).

Provavelmente, apenas os depósitos de rios curtos e de tálus provieram das margens falhadas ao sudoeste e oeste da Bacia do Marajó, enquanto o Arco de Gurupá esteve exposto. A subsidência do Arco de Gurupá e inversão do Rio Amazonas para leste, no início do Neomioceno (Tortoniano), trouxeram um grande volume de sedimentos através do Rio Amazonas. A sedimentação na Bacia do Marajó se manteve confinada e independente da Bacia do Amazonas até o Mesomioceno, quando finalmente o Arco de Gurupá abaixou e foi encoberto no pós-Tortoniano pela Formação Tucunaré, extrapolando a sedimentação além da plataforma carbonática da Bacia da Foz do Amazonas.

A carta estratigráfica da Bacia do Marajó mostra algumas modificações aqui introduzidas, na carta apresentada pela Petrobras por Zalán & Matsuda (2007) para esta bacia. As formações paleozoicas mostram uma distribuição vertical mais ampla, desde o Ordoviciano ao Neodevoniano, em virtude de ter sido atravessada a Formação Curiri de idade neodevoniana terminal (Fameniano), no poço Jacarezinho. Estudos de sísmica de reflexão, com melhor processamento sísmico indicam presença do Paleozoico em áreas mais extensas, possivelmente alcançando camadas mais altas do Carbonífero.

Existem muitas discordâncias internas nas formações examinadas, o que foge às regras do código estratigráfico quanto à definição dessas unidades, sendo necessários mais dados de novos poços para organizar melhor a nomenclatura litoestratigráfica da bacia.

Na Plataforma Bragantina e regiões litorâneas do Pará e Maranhão ocorrem sobre o Embasamento ou Cretáceo as formações Pirabas de idade neooligocênica-eomiocênica constituída por calcários (calcarenitos estratificados, ou maciços e biocalcirruditos) e folhelhos cinza em menor escala. Acima segue a Formação Barreiras de idade eumiocênica a mesomiocênica formada por arenitos argilosos e argilitos. A base da Formação Barreiras é interdigitada com a Formação Pirabas e o topo é discordante sob a Formação pós-Barreiras, que consiste de uma crosta ferruginosa coberta por arenitos e argilitos de idade estimada pliocênica, mas pode ser mio-pliocênica. A apresentação da carta litoestratigráfica segue o mesmo padrão usado pela Petrobras, com uma página enfatizando a litoestratigrafia (**figura 1.6**) e outra representando a cronoestratigrafia (**figura 1.7**).

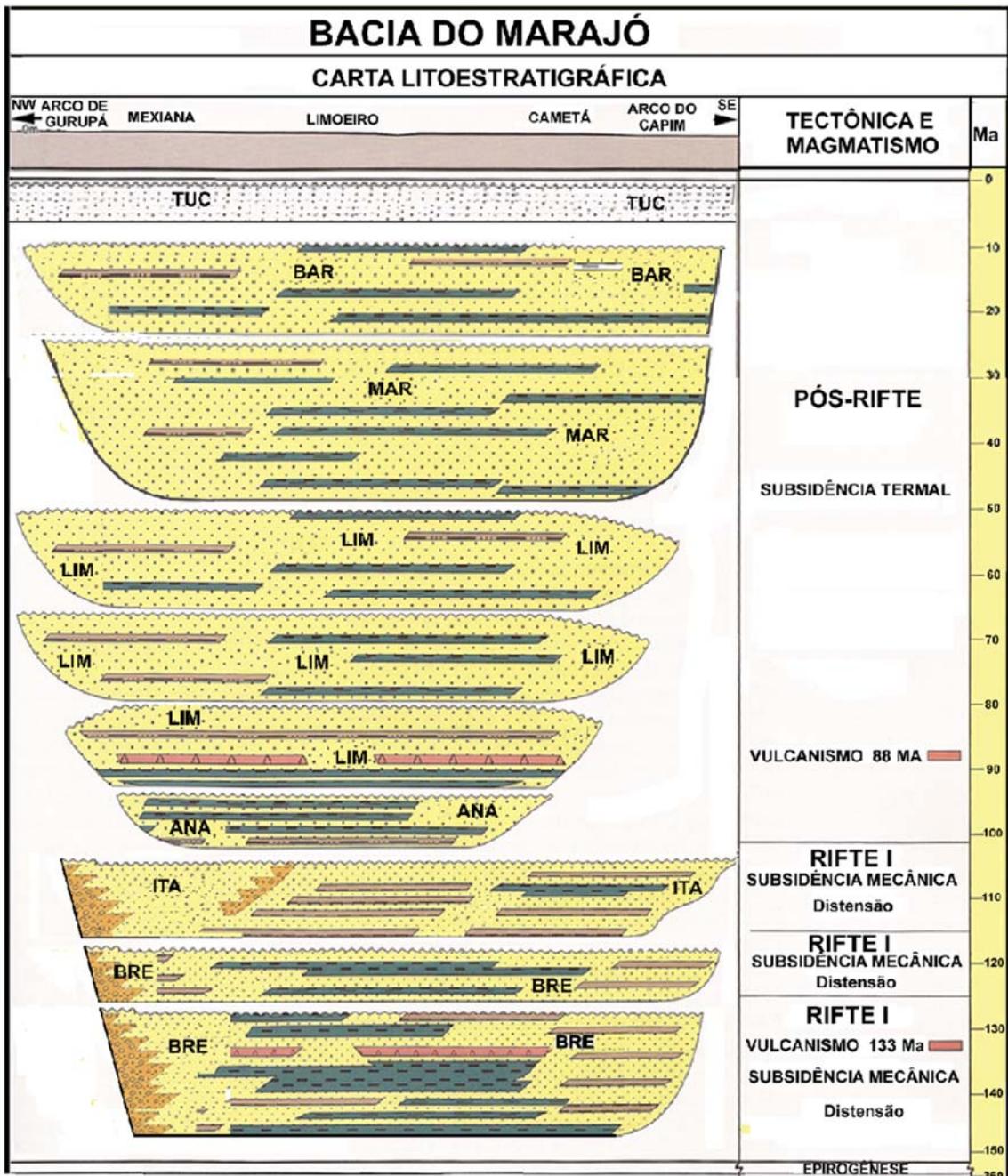


Figura 1.6 - Carta litoestratigráfica pós-paleozoica da Bacia do Marajó. Modificada de Zalán & Matsuda (2007).

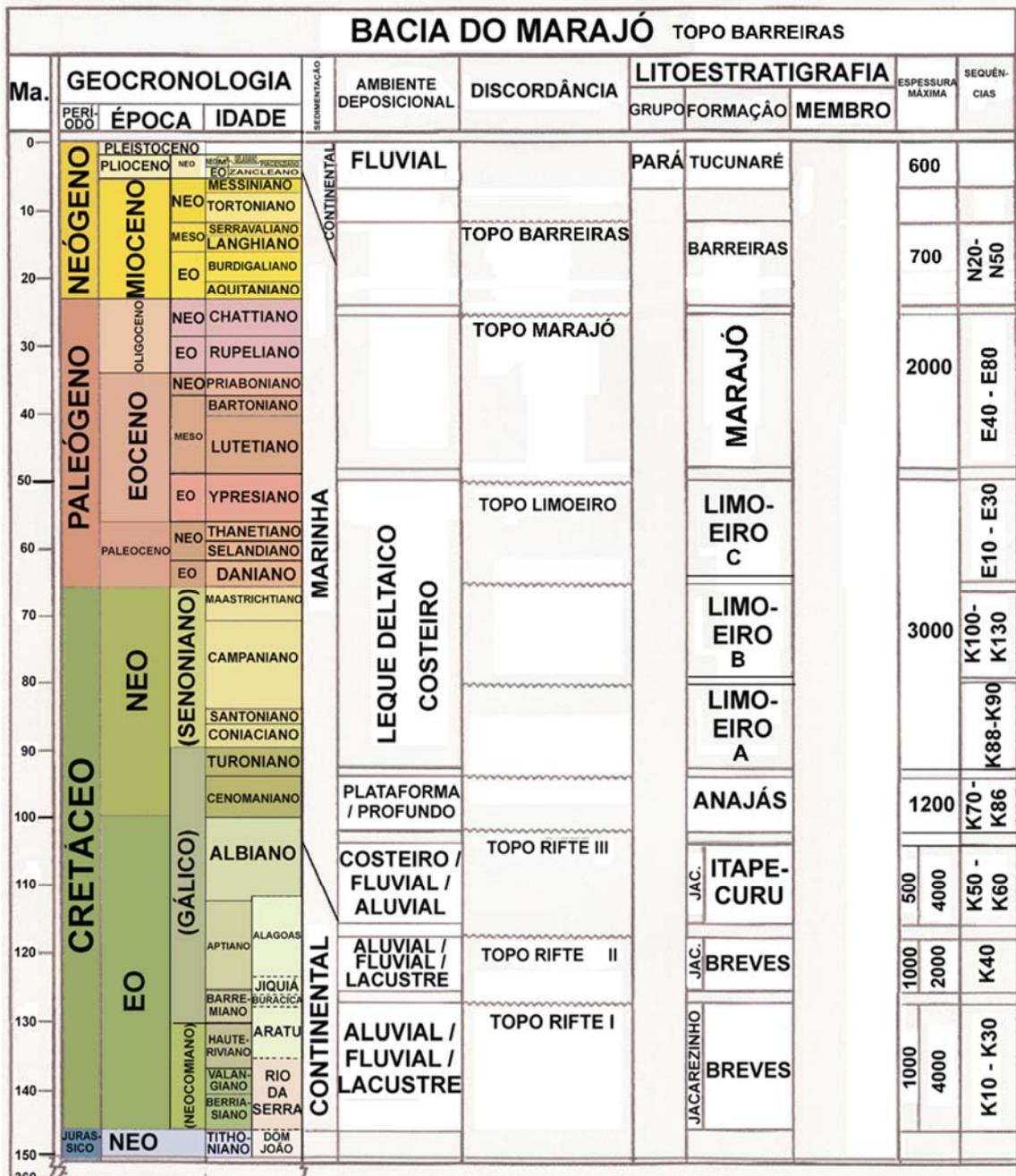


Figura 1.7 – Carta Cronoestratigráfica e litoestratigráfica pós-paleozoica da Bacia do Marajó. Modificada de Zalán & Matsuda (2007).

1.2.3 - Tectônica

A Bacia do Marajó se instalou no Mesozoico principalmente sobre a Faixa Móvel Araguaia, formada durante o Ciclo Brasileiro-Panafricano no Neoproterozoico-Eopaleozoico. As rochas desta faixa são constituídas de metassedimentares e metavulcânicas de natureza infracrustal e supracrustal, com evolução desde o Arqueano ao Neoproterozoico-Eopaleozoico.

A Faixa Araguaia se junta à Faixa Gurupi de idade brasileira que envolve o cráton de São Luís, no limite sudeste da Bacia do Marajó. Nessa região as falhas formadoras da Sub-bacia de Cameté se instalaram na Faixa Gurupi e as

falhas da Sub-bacia de Mocajuba se situaram na Faixa Araguaia. Para norte, em ambas as faixas orogênicas unidas, implantou-se a Sub-bacia de Limoeiro, com orientação noroeste. Falhas de transferência ortogonais à Sub-bacia de Limoeiro deram origem à Sub-bacia de Mexiana (Costa *et al.*, 2002).

Com base em datações de diques básicos, introduzidos no embasamento (Faixa de Tumucumaque), na região do Amapá, paralelos à costa, o processo de ruptura do Continente Gondwana começou a se manifestar no fim do Triássico na área ao noroeste da Bacia da Foz do Amazonas, desde a Guiana Francesa, envolvendo também o Sistema de Bacias do Marajó. Este magmatismo pertence à Província Magmática Atlântico Central (*Central Atlantic Magmatic Province - CAMP*) definida por basaltos toleíticos com idade de 200 Ma que afloram em partes antigamente contíguas da América do Norte, Europa, África e América do Sul (Marzoli *et al.*, 1999). Este magmatismo é associado com a ruptura inicial do Supercontinente Pangea e a Reativação Tectônica da Plataforma Sul-Americana. Foi provavelmente a partir do Jurássico que se deu início à tendência mais positiva da região do Marajó, cujo clímax ocorreu no Eocretáceo com a ruptura do Continente Gondwana e formação do Oceano Atlântico central e rifte do Marajó.

A região da Bacia do Marajó resultou de uma junção tríplice onde ocorreu a abertura de dois braços oceânicos: Amapá (norte) e Pará-Maranhão (Sudeste) e um braço abortado (Aulacógeno do Marajó) ao sudoeste. O rifteamento foi produzido por distensão e soerguimento que causou afinamento da litosfera. A distensão provocou afinamento e falhamentos da crosta e a ascensão de uma pluma mantélica que resultou em fusão parcial e percolação de magma básico e alcalino na crosta, conforme concepção de Bott (1976, 1981).

Falhas normais segundo as direções NW e NNW e falhas de transferência (direcionais) de orientação NE e ENE mesozoicas, controladas por direções de fraqueza das faixas de Tumucumaque, Araguaia e Gurupi (**figura 1.8**), modelaram a geometria da bacia (Villegas, 1994; Costa *et al.*, 2002). A disposição dos depocentros do rifte do Marajó e as falhas controladoras dos depocentros sugerem uma estrutura de meio-*graben*, com sua margem oeste dominada por grandes falhas normais lítricas, algumas das quais com 6 quilômetros de rejeito (Costa *et al.*, 2002). Na parte central da Sub-bacia de Limoeiro, as falhas lítricas, com cerca de 15 km de profundidade, podem tornar-se horizontais já dentro do embasamento. Frequentemente há blocos elevados no centro desta sub-bacia, separando depocentros (**figura 1.8**), conforme se verifica nas seções sísmicas. Tectonismo cenozoico de natureza transtensiva reativou falhas antigas, controlando o padrão da drenagem atual da ilha do Marajó (Mantelli & Rossetti, 2009). Interpretação de seções sísmicas (**figura 1.9**) das Sub-bacias Mexiana, Limoeiro, Cameté e Mocajuba mostra o padrão estrutural da bacia em subsuperfície (Villegas, 1994; Costa *et al.*, 2002).

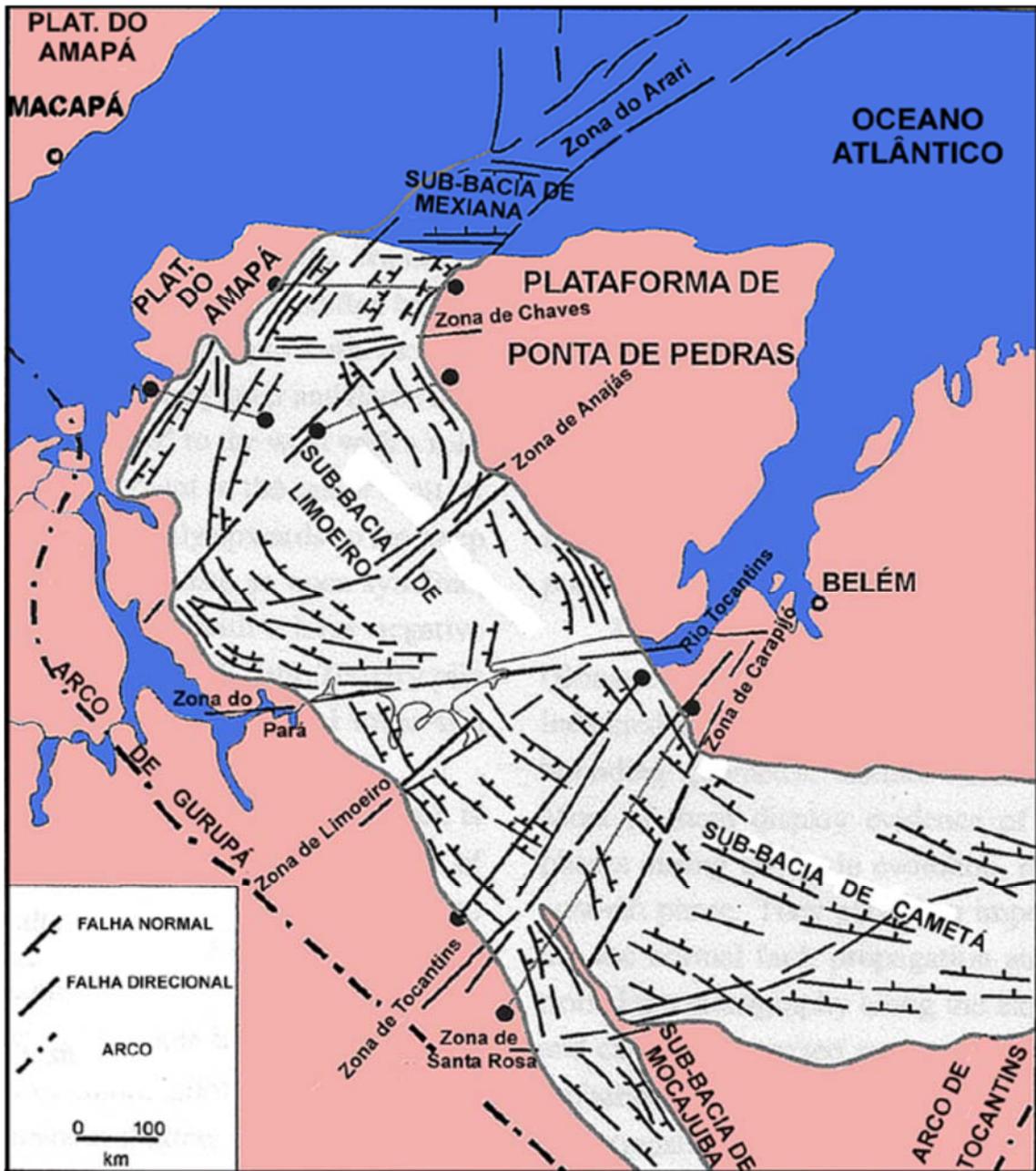


Figura 1.8 - Arcabouço tectônico do Sistema de bacias do Marajó, subdividido em quatro sub-bacias e dominado por falhas normais e direcionais, e ladeado pelas plataformas do Amapá e Ponta de Pedras. A área do sistema de bacias do Marajó abrange regiões insulares do Arquipélago do Marajó e áreas continentais dos estados do Pará e Amapá. Modificado de Villegas (1994) e Costa *et al.* (2002).

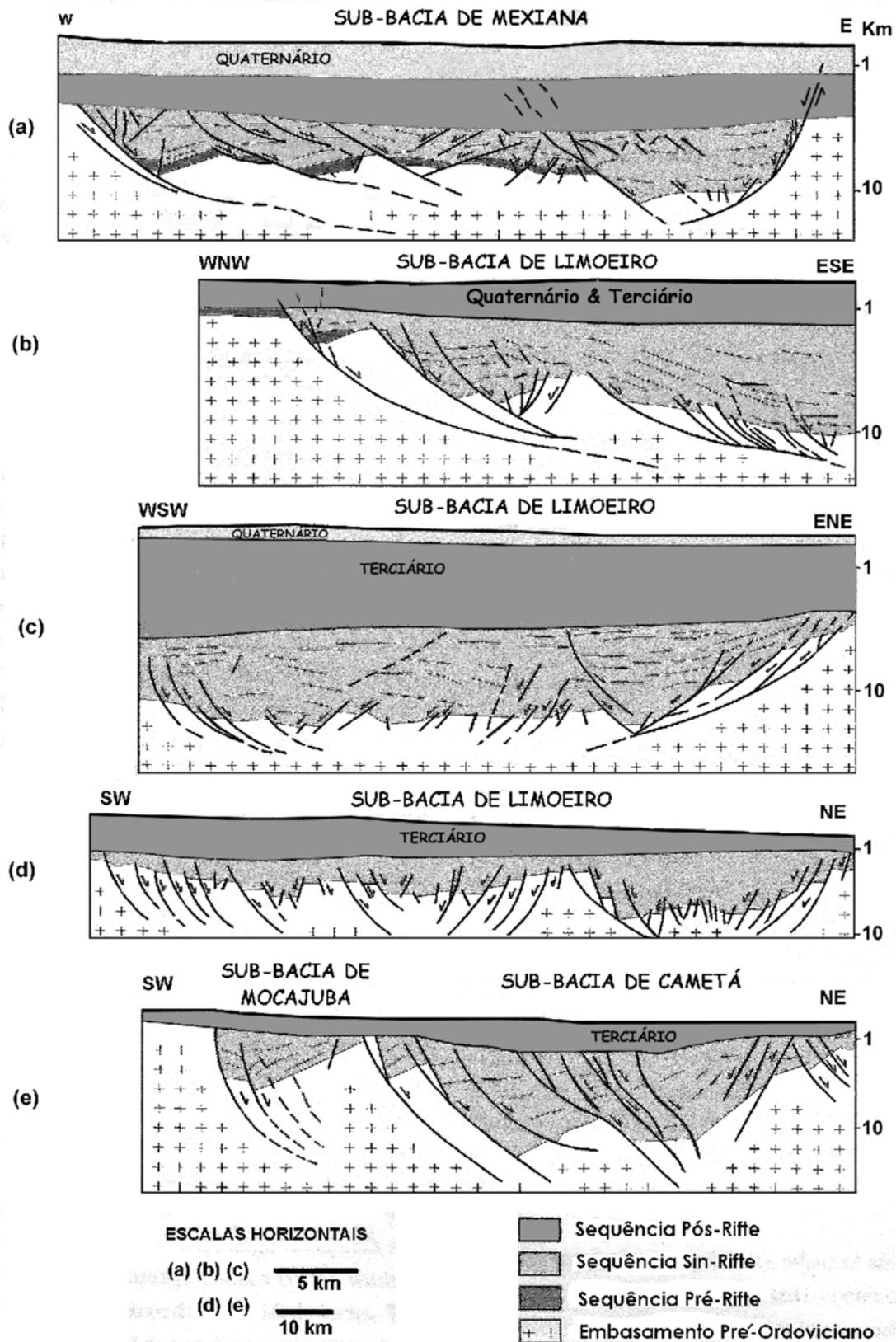


Figura 1.9 - Interpretação de seções sísmicas das Sub-bacias Mexiana, Limoeiro, Cameté e Mocajuba (Villegas, 1994 e Costa *et al.*, 2002).

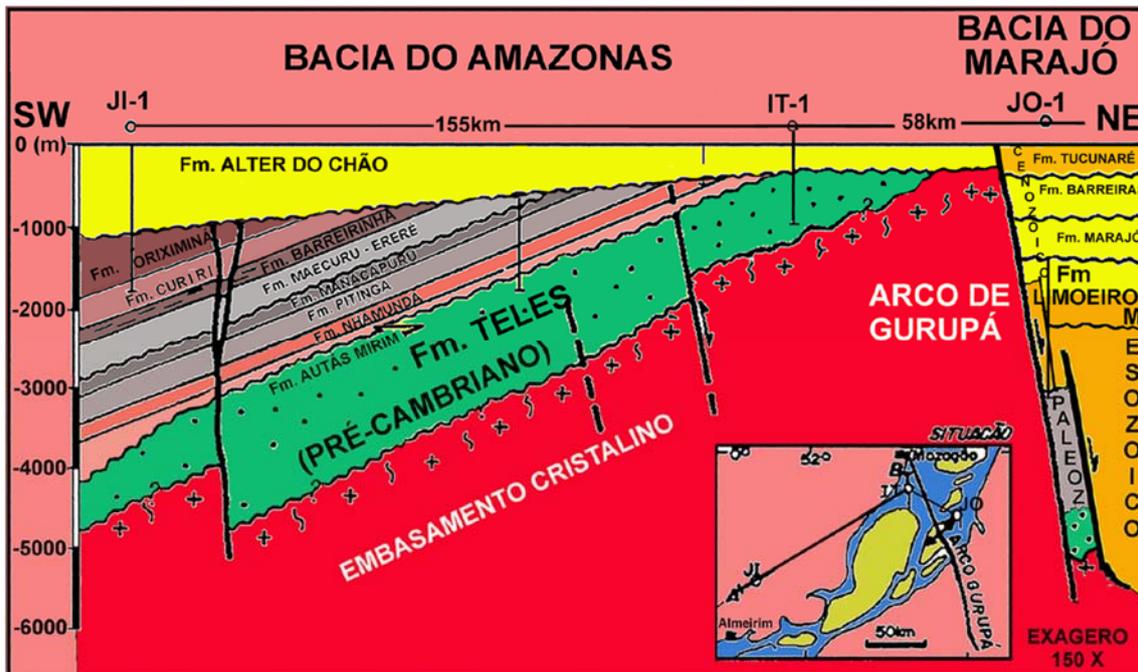


Figura 1.10 - Seção geológica esquemática do Arco de Gurupá. Toda a coluna paleozóica, com mais de 5.000 m de espessura e parte indeterminada do embasamento, foi removida por erosão no ápice do Arco de Gurupá a partir do Jurássico. Modificado de Wanderley Filho & Costa (1991).

1.2.4 - Magmatismo

Três eventos magmáticos foram considerados no Sistema de Bacias do Marajó. O mais antigo, o magmatismo básico do fim do Triássico, não foi diretamente detectado sob a bacia, pois a base da sua seção mais profunda e antiga ainda não foi amostrada. Entretanto, diques de diabásio do fim do Triássico introduzidos na Faixa Tumucumaque, paralelos à costa do Amapá, provavelmente balizam este evento distensivo. Além disso, na Bacia de Caciporé, próximo à costa do Amapá, que se comunica com a Bacia do Marajó, lavas intercaladas aos sedimentos basais da Formação Calçoene indicam idade neotriássica (~210 Ma), de acordo com Thomaz Filho *et al.* (2000). Estas rochas intrusivas devem ser relacionadas ao Tectomagmatismo Penatecaua, bastante evidente nas bacias do Amazonas e Solimões. A presença de um alto positivo gravimétrico no centro da Bacia do Marajó também sugere concentração de rochas básicas e ultrabásicas no interior do seu embasamento que pode estar relacionado a este mesmo evento magmático de ascensão do manto. Um segundo magmatismo básico, ocorrido há aproximadamente 133 Ma (Eocretáceo), foi detectado na Formação Breves, sugerindo a retomada do fraturamento crustal, possivelmente em direção à região nordeste do Brasil.

Um terceiro vulcanismo de natureza ácida e intermediária foi encontrado na Formação Limoeiro com cerca de 88 Ma (Neocretáceo), possivelmente indicando uma fase de transpressão na bacia, devido à reacomodação da direção da movimentação durante separação África - América do Sul.

1.3 - Bacia do Amazonas

1.3.1 - Introdução

A Bacia do Amazonas possui um volume bem maior de estudos geológicos publicados do que os existentes nas demais bacias sedimentares do norte do Brasil.

Antes da exploração de petróleo, a sedimentação paleozoica da Amazônia foi considerada, por muito tempo, como sendo contínua em toda sua extensão. Os trabalhos do CNP e da Petrobras, com a perfuração de poços e levantamentos geofísicos, revelaram três arcos estruturais, segmentando a bacia sedimentar em Alto, Médio e Baixo Amazonas. Assim, o Arco de Iquitos segundo Morales (1957, 1959), separaria as bacias do Acre e Solimões (esta inicialmente designada de Bacia do Alto Amazonas); o Arco de Purus separa as bacias do Solimões e Amazonas (chamada de Bacia do Médio Amazonas); e o arco de Gurupá separa esta última da Bacia do Marajó (Baixo Amazonas). O arco que separa as bacias do Acre e andinas da Bacia do Solimões é o Arco Envira, formado pela Orogenia Juruá (Caputo, 2013, 2014) no Neojurássico. Além desses arcos, há o Domo de Monte Alegre, medindo 30 x 20 km², que não subdivide bacias, de natureza apenas local na plataforma norte da Bacia do Amazonas, e o Alto de Carauari que subdivide a Bacia do Solimões em sub-bacias do Juruá (leste) e Sub-bacia do Jandiatuba (oeste).

Na Bacia do Amazonas, os trabalhos geológicos foram iniciados no século XIX, com Chandless (1862), que descreveu a geologia de alguns trechos do Rio Tapajós e Coutinho em 1863 encontrou fósseis carboníferos no Rio Cupari, um tributário do Rio Tapajós (*apud* Agassiz, 1866). Contribuições geológicas importantes foram fornecidas por Agassiz (1866), Hartt (1870, 1874), Derby (1878), Katzer (1898, 1903), Albuquerque (1922), Carvalho (1926), Paiva (1929), Rego (1930), Moura (1932, 1938), Oliveira & Leonardos (1943), Petri (1952, 1956, 1958), Odonne (1953), Mendes (1956, 1957, 1959, 1961) e Oliveira (1956) que propiciaram a base para a construção dos primeiros arcabouços estratigráficos da Bacia do Amazonas, com auxílio de microfósseis e foraminíferos.

Muito úteis nas fases iniciais da exploração de petróleo pela Petrobras foram os mapeamentos geológicos de superfície e a utilização de vários métodos geofísicos e métodos de estudos especiais. Todos os rios e igarapés importantes que atravessam os afloramentos de rochas paleozoicas da bacia foram levantados em mapeamento de reconhecimento e semi-detalhe, no período entre 1954 e 1974. Na década de 60, os levantamentos passaram a contar com o auxílio de fotos aéreas, as quais facilitaram sobremaneira o mapeamento e o planejamento dos caminhamentos geológicos. Vários trabalhos de fotointerpretação e sensoriamento remoto a partir da década de 70 foram realizados na Petrobras, que têm auxiliado na elucidação da trama estrutural da bacia.

Entre 1954 e 1966, as bacias do Amazonas e Solimões foram objeto de pesquisa pelo método gravimétrico e a partir de 1984 foram iniciados levantamentos gravimétricos nas picadas das linhas sísmicas em execução. Os estudos de reconhecimento mostraram que as grandes anomalias gravimétricas Bouguer, principalmente na Bacia do Amazonas, indicam a presença de massas densas de rochas ultrabásicas, no interior do

embasamento ácido, relacionadas ao afinamento da crosta continental, ascensão do manto e gênese da bacia (Linsser, 1958, 1974). Os estudos gravimétricos permitiram delimitar as plataformas e eixo deposicional profundo da bacia (**figura 1.11**).

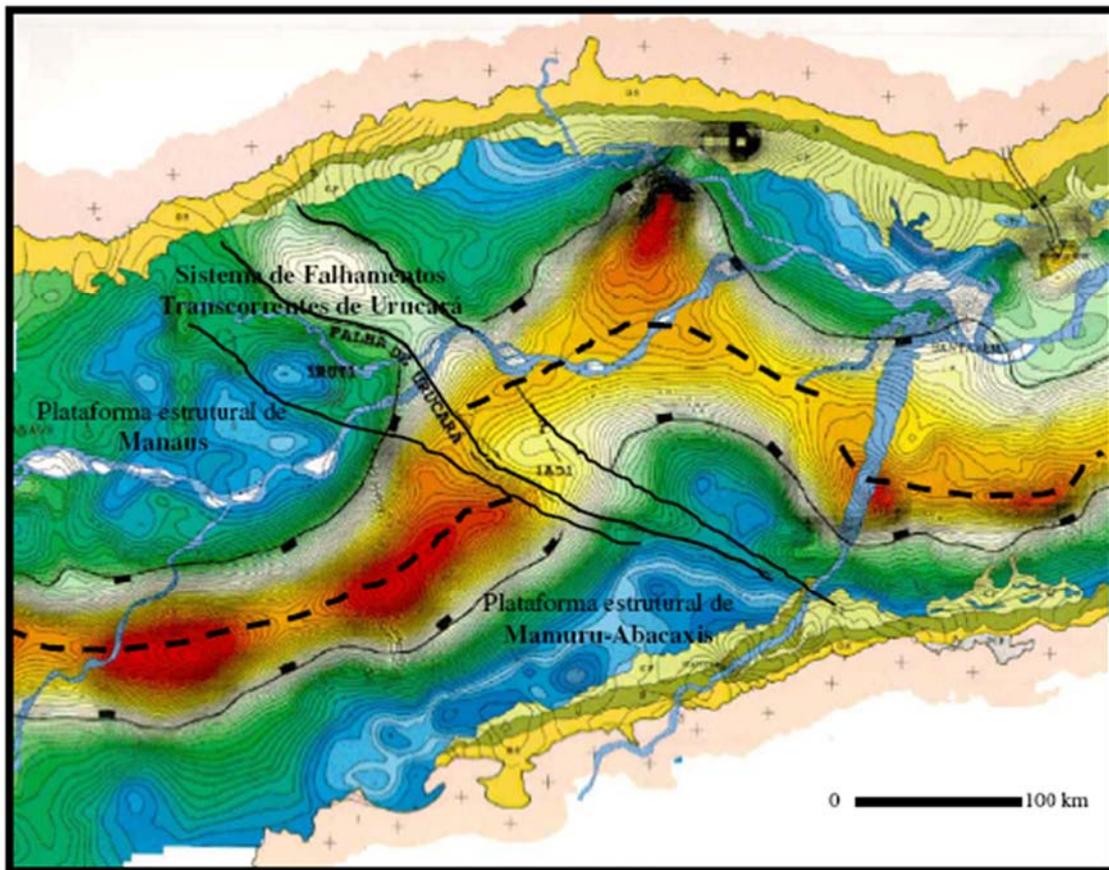


Figura 1.11 - Mapa Bouguer (Petrobras) da Província Hidrogeológica Amazonas. Uma cadeia de altos gravimétricos baliza o eixo da Bacia do Amazonas, formada pela intrusão de massas ultrabásicas do manto na crosta (embasamento), possivelmente relacionadas ao rifteamento inicial que deu origem à bacia. Na parte central do mapa estão interpretados três lineamentos orientados na direção NW que correspondem a falhamentos, onde se verificam, em poços, deslocamentos e elevações do embasamento com rejeitos verticais moderados no Cenozoico (Caputo, inédito).

A Petrobras realizou levantamentos aeromagnetométricos (**figura 1.12**) que se estenderam desde o Arco de Gurupá até a fronteira com o Peru, no Acre, cobrindo uma faixa de aproximadamente 330 km de largura, onde foi interpretada a profundidade do embasamento magnético ao longo da bacia. Cita-se ainda, o grande alinhamento estrutural do Juruá, onde existe uma província gaseífera e outra oleífera, mapeadas em toda a sua extensão, como uma anomalia magnética bem proeminente e contínua em toda a sua extensão. Realizaram-se estudos estratigráficos, sedimentológicos, palinológicos, geoquímicos, hidrodinâmicos, geotérmicos a fim de estabelecer modelos geológicos exploratórios mais efetivos para a pesquisa de hidrocarbonetos.

Os levantamentos sísmicos (**figura 1.13**) nas bacias terrestres do norte do Brasil foram iniciados em 1946. No período de 1946 a 1966, a tecnologia sísmica era incipiente para o mapeamento dos horizontes objetivos. Após uma

redução drástica das atividades sísmicas, os trabalhos reiniciaram em 1971 com uso de novas técnicas no instrumental de registro, procedimentos de campo e aumento de processamento com o uso de maior capacidade computacional. O uso de helicópteros aumentou a produtividade mensal das picadas dos levantamentos sísmicos através da selva, de 20 a 30 km/mês para 150 a 200 e até 300 km/mês, melhorando a qualidade e multiplicando por dez a produtividade obtida nas duas décadas anteriores (Caputo, 1986).

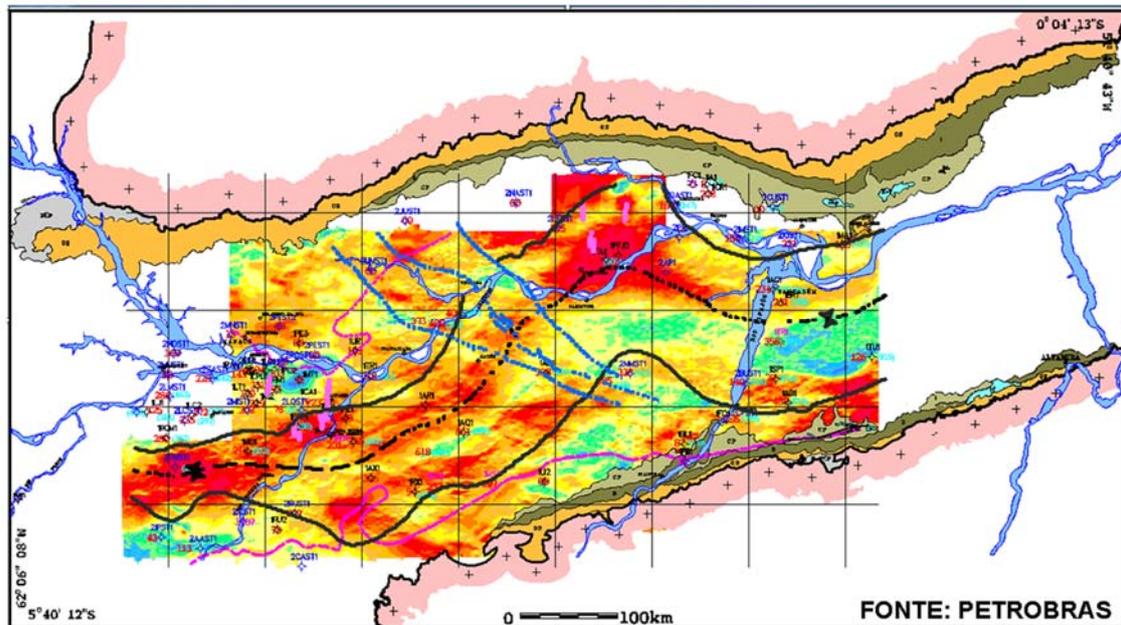


Figura 1.12 - O eixo da parte ocidental da Bacia do Amazonas é bem demarcado no mapa magnético. Na parte central do mapa estão interpretados três lineamentos orientados a NW, que correspondem a falhamentos e onde também se verificam em poços deslocamentos e elevações do embasamento (Costa, 2002).

A partir de 1954, a maioria dos projetos de pesquisa geológica regional na bacia foi executada pela Petrobras. Linsser (1958, 1974), Bouman *et al.* (1960), De Boer (1964, 1965, 1966), Lange (1967) e Bigarella (1973) fizeram relevantes estudos regionais. Ludwig (1964b), Rodrigues *et al.* (1971) e Carozzi *et al.* (1972, 1973) conduziram importantes trabalhos na área da sedimentologia.

Em 1925 o Serviço Geológico e Mineralógico do Brasil (SGMB) realizou uma série de perfurações em busca de carvão e posteriormente de Petróleo em camadas carboníferas e, mais tarde em Monte Alegre, em camadas devonianas. Na década de 50, o Conselho Nacional do Petróleo (CNP) e posteriormente a Petrobras, a partir de 1954, dinamizaram as pesquisas de petróleo com levantamentos geológicos e geofísicos de várias naturezas e mais perfurações que resultaram na descoberta de óleo subcomercial em Nova Olinda.



Figura 1.13 - Traçado de linhas sísmicas da Petrobras na Bacia do Amazonas, desde o Arco de Gurupá ao leste até o Arco de Purus ao oeste (Wanderley Filho *et al.*, 2005).

A primeira coluna sedimentar abrangente da Bacia do Amazonas foi divulgada por Morales (1959) no 5º Congresso Mundial de Petróleo em Nova York e a primeira revisão completa publicada da coluna estratigráfica foi realizada por Caputo *et al.* (1972). A atualização da carta estratigráfica da bacia continuou com os trabalhos de Cunha *et al.* (1994, 2007). Algumas modificações na estratigrafia da bacia são introduzidas neste estudo. Os trabalhos palinológicos de Lange (1967), Costa (1971, 1975), Daemon & Contreiras (1970, 1971), Grahn (1991, 1992a, b, 2003, 2005, 2006), Grahn & Paris (1992), Grahn & Caputo (1992), Grahn & Melo (2003, 2004), Melo & Loboziak (2000, 2001, 2003), Quadros (1985a, b, 1988), Streel *et al.* (2000), e Playford & Dino (2000a, b) entre outros, emprestaram suporte à elaboração das cartas geológicas modernas da Bacia do Amazonas e demais bacias sedimentares do Brasil.

A Bacia do Amazonas tem forma alongada quase elipsoidal na direção WSW-ENE e localiza-se na região subequatorial do norte do Brasil, ocupando partes dos estados do Amazonas e do Pará e, em menor proporção, parte do Estado do Amapá. Trata-se de uma bacia paleozoica intracratônica com cerca de 620.000 km² de área, com 1.300 km de comprimento e 380 km de largura média. Separa-se da Bacia do Marajó pelo Arco de Gurupá ao leste e da Bacia do Solimões pelo Arco de Purus ao oeste. Limita-se ao norte com o Escudo das Guianas e ao sul com o Escudo Brasileiro. O preenchimento sedimentar e ígneo da bacia de cerca de 5.000 a 6.000 m de espessura no depocentro consiste principalmente de rochas paleozoicas conhecidas, do Ordoviciano ao Permiano, intrudidas por diques e soleiras de diabásio do final do Triássico e recobertas por camadas cenozoicas (formações Alter do Chão, Solimões e Içá). A sedimentação inicial na bacia possivelmente está restrita ao seu depocentro e ainda não foi amostrada devida sua grande profundidade e dureza. A sedimentação e discordâncias na bacia foram controladas pela interação de subsidência, tectonismo, mudanças climáticas e do nível do mar no Fanerozoico.

A deposição de muitas formações não alcançou as bordas da bacia, de modo que ficaram restritas à subsuperfície, obrigando a eleger seções estratigráficas de sondagens para completar a sua carta litoestratigráfica. Esta bacia

apresenta duas faixas de afloramentos paleozoicos, duas plataformas (regiões marginais relativamente mais rasas e com baixo mergulho) limitadas por charneiras e uma zona central que é mais profunda e segmentada em várias direções em forma de *dogleg* (**figura 1.21**). As camadas cenozoicas da Formação Alter do Chão cobrem toda a bacia, com proveniência da sedimentação do Arco de Gurupá e de áreas cratônicas. A Formação Içá cobre pequena área ao oeste. Somente nas faixas de afloramentos paleozoicos e no Domo de Monte Alegre os sedimentos cenozoicos foram removidos por erosão.

1.3.2 – Unidades Estratigráficas

A coluna estratigráfica da Bacia do Amazonas vem sendo objeto de modificações à medida que melhoram os conhecimentos geológicos e paleontológicos da região.

As últimas cartas estratigráficas da bacia, apresentadas sob os auspícios da Petrobras (Cunha *et al.*, 1994, 2007), mostram que a coluna sedimentar foi subdividida em cinco sequências denominadas Ordovício-Devoniana, Devonotournaisiana, Viseana, Pensilvaniano-Permiana e Cretácea, separadas por discordâncias, supostamente atribuídas às orogenias alóctones, com sede na parte oeste da América do Sul ou em continentes distantes. Entretanto, Milani *et al.* (2007) afirmam que na Bacia do Paraná ocorreu subsidência e sedimentação durante as fases orogênicas andinas que afetaram a porção ocidental da América do Sul, cujo orógeno fica adjacente à Bacia do Paraná. Portanto, as diversas discordâncias não se relacionam necessariamente às orogêneses.

Todas as discontinuidades estratigráficas da Bacia do Amazonas são erosivas e apresentam apenas leve angularidade por compactação o que indica que as citadas orogenias não bascularam ou perturbaram fisicamente as camadas da bacia. A epirogênese, variações do nível do mar e glaciações tiveram o papel de controlar as discordâncias na bacia. O mergulho centrípeto das camadas é decrescente de 40 m/km no Grupo Trombetas de idade ordoviciano-siluriana até 5 m/km nas camadas cenozoicas da Formação Alter do Chão.

Por outro lado, a denominação das sequências litológicas denotando idades é inadequada, pois com as novas determinações de idades das formações, deve mudar a denominação da sequência. Por exemplo, a sequência basal Ordovício-Devoniana não contém mais camadas devonianas, portanto deveria mudar seu nome para sequência ordovício-siluriana ou a sequência cretácea, onde predominam sedimentos cenozoicos. Mais correta é a denominação das sequências sem conotação de idade, pois sequência ou formação são identidades litoestratigráficas, sem relação com idade.

Trabalhos paleontológicos de Grahn & Paris (1992), Loboziak *et al.* (1993), Melo & Loboziak (2001, 2003), Maia *et al.* (1977) e Grahn & Caputo (1994) mostram que existem 16 discordâncias internas, nas sequências consideradas ainda não atribuídas às orogenias. Todos esses hiatos na sedimentação sugerem variações do nível do mar que causam transgressões e regressões do que pulsos orogênicos atuantes no interior da bacia. Entretanto existem evidências de Epirogênese, com base em traços de fissão. Um processo de subsidência tem duração de várias dezenas de milhões de anos, ao passo que o mar varia seu nível em intervalos extremamente curtos em termos de tempo geológico, abandonando ou invadindo grandes tratos de terra. Apenas as

deformações estruturais evidenciadas fisicamente nas camadas da bacia devem ser atribuídas a orogenias contíguas à Bacia do Amazonas e a esforços cisalhantes e distensivos de outra natureza dentro da Placa Sul Americana.

A Bacia Amazônica foi inicialmente dividida em Alto, Médio e Baixo Amazonas, separados pelos altos de Purus e Gurupá, respectivamente. Foi verificado que o Alto de Monte Alegre, como elemento separador na bacia não existe (Caputo, 1984, 2012). O suposto soerguimento cenozoico, que teria elevado os sedimentos cretáceos até a superfície na região central da bacia, inibindo a sedimentação terciária conforme concluído por Daemon & Contreiras (1970, 1971), de fato não ocorreu. Pois em vez de sedimentos cretáceos até a superfície, devido ao suposto soerguimento, há sedimentos cenozoicos com 541m de espessura no poço 1-AC-1-PA (Alter do Chão, pioneiro nº 1, Estado do Pará), onde ficaria o citado alto (Caputo, 2011, 2012). Isto invalida a ideia de um soerguimento ou formação de um arco no Cenozoico nessa área. O Alto de Monte Alegre é apenas uma estrutura dômica mesozoica local, medindo 20 por 30 km² de área e restrita à Plataforma de Alenquer ou Plataforma Norte da bacia. A inflexão do embasamento para sul nessa região (**figura 1.21**) reflete a estrutura em *dogleg* (zigzague) do rifte precursor, formador da bacia, evidenciado por curvas de isópacas das formações. As seções geológicas, longitudinal (**figura 1.14**) e transversal, (**figura 1.15**) mostram a distribuição das unidades estratigráficas na Bacia do Amazonas.

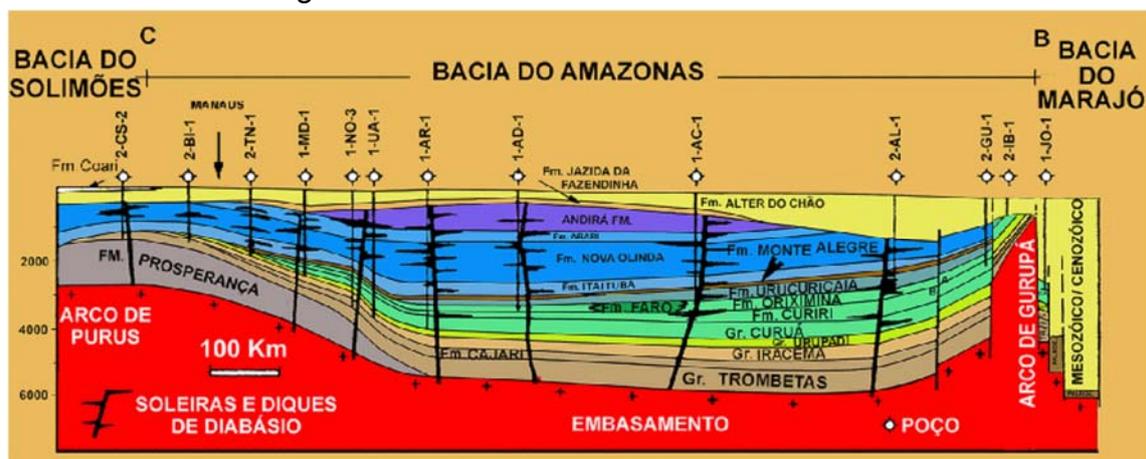


Figura 1.14 - Seção geológica longitudinal da Bacia do Amazonas. Modificada de Caputo (1984).

Caputo (1984) sugeriu a designação de Bacia do Solimões em substituição à denominação de Alto Amazonas, por considerar que esta parte da bacia era separada pelo Arco do Purus e apresentava uma evolução geológica e tectônica independente da bacia ao leste do Arco de Purus. Propôs também a denominação apenas de Bacia do Amazonas, uma vez que não ocorre o Alto de Monte Alegre, como elemento separador das supostas bacias do Médio e Baixo Amazonas (Caputo, 1988, 2011). Alguns autores usaram o nome de Baixo Amazonas para a região a leste de Monte Alegre, o Baixo Amazonas corresponde somente à Bacia do Marajó.

As unidades estratigráficas analisadas aqui seguem as regras do Código Estratigráfico Internacional onde membro, formação ou grupo não devem conter discordâncias e é obedecida a prioridade das designações

estratigráficas. Além disso, prefere-se o uso de seções-tipo expostas na superfície da própria bacia, conforme recomendado pelo código estratigráfico, que servem como referência para todos os geólogos que queiram estudar as unidades em afloramentos acessíveis, em vez de em poços de empresas particulares, às vezes inacessíveis. Além disso, alguma nomenclatura inadequada é também discutida. Isto porque também existe uma extensa literatura que trata da estratigrafia consagrada e prioritária da bacia.

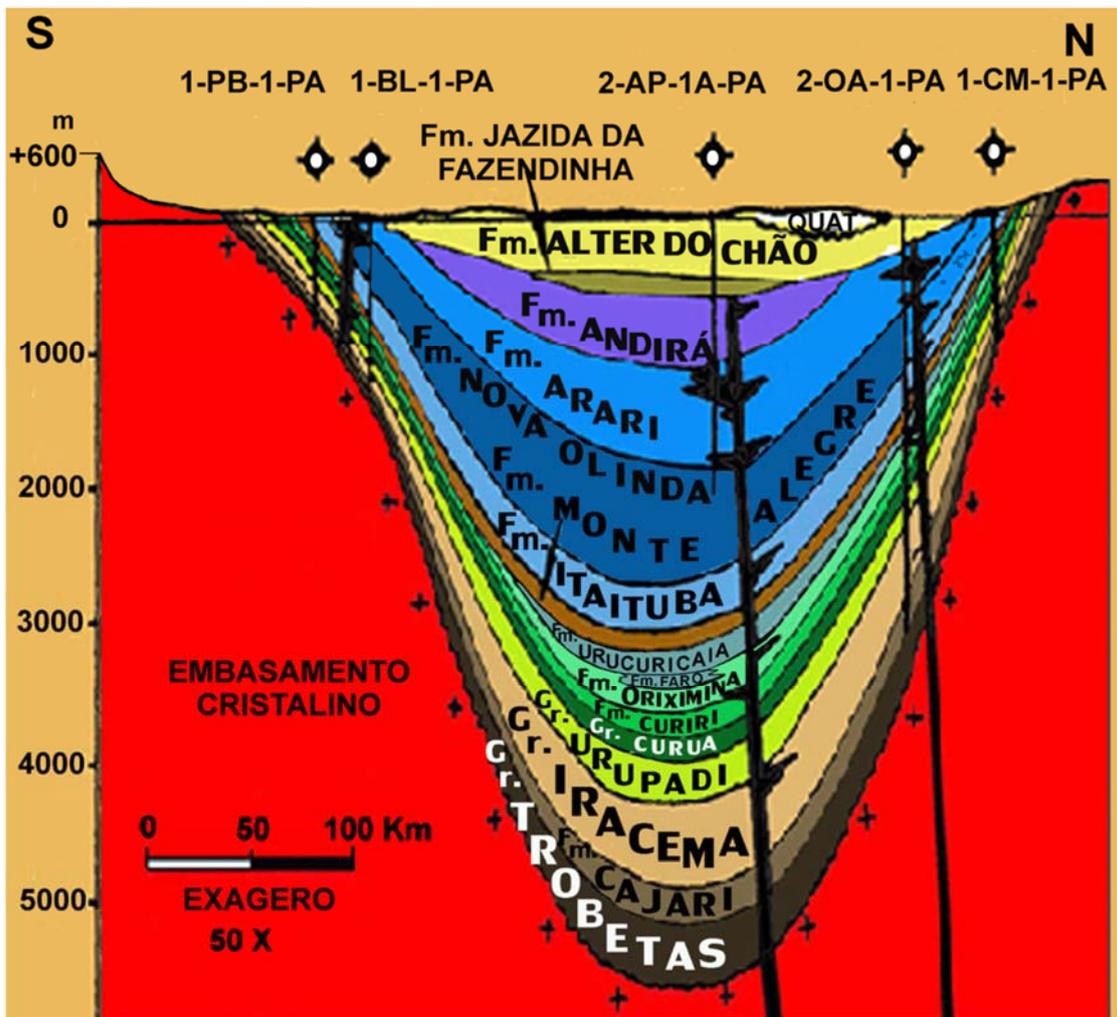


Figura 1.15 - Seção geológica transversal da Bacia do Amazonas Modificada de Caputo (1984).

Existiam cinco grupos estabelecidos na bacia variando de idade desde ordoviciana a cenozoica: Grupos Trombetas, Urupadi, Curuá, Tapajós e Javari. Estes grupos são discutidos e novos grupos e formações são propostos neste estudo para separar e acolher muitas seções discordantes, e também não aflorantes e inadequadas, pois com a perfuração de poços vem sendo verificado que ocorrem mais seções que ensejaram o acréscimo de outras unidades estratigráficas. As ingressões marinhas na bacia, desde o Ordoviciano até o Eocarbonífero, provieram da África do Norte e Flórida, esta também fazendo parte do continente Gondwana Ocidental (Caputo, 1984). As ingressões marinhas, a partir do Pensilvaniano provieram da região oeste da América do Sul, através das bacias do Acre e Solimões.

Verificaram-se em estudos palinológicos (Loboziak, 1999; Loboziak & Streeel, 1992; Loboziak *et al.*, 1991, 1992, 1993, 1994a, b, 1995, 1996, 1997a, b, c, 1998, 2000; Melo & Loboziak, 1997, 2000, 2001, 2003; Melo *et al.*, 1998a, b, 1999; Loboziak & Melo, 2000, 2002; Streeel *et al.*, 2000; Grahn 1992a, b, 2005; Grahn & Melo, 2003, 2004; Grahn & Paris, 1992) que as colunas sedimentares propostas por Morales (1959), Caputo *et al.* (1972) e Cunha *et al.* (1994, 2007) apresentam várias discontinuidades internas em grupos, formações e membros. Levando em consideração esses dados paleontológicos mais atualizados, novas modificações são propostas na carta litoestratigráfica da Bacia do Amazonas ao longo de toda a sua coluna.

Derby (1878, 1879, 1897, 1898) propôs as séries Trombetas, Maecuru e Curuá, aflorantes nos rios de mesmo nome, abrangendo camadas de idade desde siluriana a devoniana.

A Série Trombetas, de idade siluriana, correspondente às camadas basais conhecidas da Bacia do Amazonas, passou a ser denominada de Formação Trombetas nos trabalhos anteriores a 1984, quando Caputo (1984) propôs a elevação da formação à categoria de grupo.

O **Grupo Trombetas**, inicialmente passou a ser composto por 4 formações, com seções adicionais de subsuperfície acrescidas aos trabalhos de superfície de Derby (1878), as quais são da base para o topo: **Autás-Mirim**, **Nhamundá**, **Pitinga** e **Manacapuru** (Caputo *et al.*, 1972). Anteriormente Ludwig (1964b) havia definido um Grupo Trombetas englobando também a Formação Maecuru, alegando que não observara discordância entre ambas às formações, fato este contestado por Lange (1967). Cunha *et al.* (2007) também incluem no Grupo Trombetas desde a Formação Autás-Mirim até a Formação Jatapu na sua Sequência Ordovício-Devoniana. No Grupo Trombetas de Ludwig (1964b), foi evidenciada uma discordância dentro da Formação Pitinga, outra entre a Formação Pitinga Superior e a Formação Manacapuru e outra entre os membros Jatapu e Lontra da Formação Maecuru (Grahn, 1991; Grahn & Paris, 1992).

Devido à presença de discordâncias na seção, o Grupo Trombetas passa a conter apenas as três formações basais concordantes: **Autás-Mirim**, **Nhamundá e Pitinga**, de idade ordoviciano a Siluriana. Entretanto, não está clara ainda a relação de contato entre as sequências ordoviciano e siluriano (isto é, entre as formações Autás-Mirim e Nhamundá+Pitinga), visto que a seção crítica é essencialmente arenosa e desprovida de fósseis, não permitindo detectar hiatus ou continuidades bioestratigráficas.

No Ordoviciano depositaram-se os primeiros sedimentos conhecidos representados pela **Formação Autás-Mirim**, proposta por Caputo (1984). Esta formação está presente somente em subsuperfície, jazendo em *onlap* sobre as bordas norte, sul e oeste, em direção ao Arco do Purus. O contato desta formação é discordante com a Formação Alter do Chão no Arco de Gurupá (**figuras 1.10 e 1.14**). Aparentemente esta unidade aflora em sua borda NW.

A seção-tipo da Formação Autás-Mirim situa-se no poço 1-AM-1-AM (Autás-Mirim pioneiro nº 1, Estado do Amazonas) no intervalo de 1.941 a 2.235 m de profundidade, com coordenadas 3° 17' 06" S e 59° 52' 24" W. A formação é composta de arenitos finos a médios, micáceos, brancos a levemente esverdeados, radiativos, e secundariamente intercalados com delgadas

camadas de siltitos e folhelhos cinza esverdeados, com cerca de 350 m de espessura máxima inferida. A unidade apresenta em testemunhos de poços nas plataformas da bacia os icnofósseis skolithos, típicos de ambiente litorâneo, mas a unidade não foi amostrada em poços mais profundos do depocentro da bacia. Raros quitinozoários indicam idade neo-ordoviciana (Neocaradociano a Neoasgilliano ou Katiano), de acordo com Grahn (1992b).

A **Formação Nhamundá**, proposta por Breitbach (1957a), Lange (1967) e Caputo *et al.* (1972) como membro e por Caputo (1984) como formação, aflora no flanco norte da bacia, jazendo em *onlap* sobre as suas bordas, semelhantemente ao que ocorre com a Formação Autás-Mirim, com espessura máxima inferida de 450 m. A seção tipo da Formação Nhamundá se encontra no rio de mesmo nome, entre as estações 73 e 79 do mapa de Breitbach (1957a, inédito), com coordenadas cerca de 1° 12' 35" a 1° 13' 55" S e 57° 53' 37" a 57° 54' 11" W. Para seção de referência desta formação, foi designado, por Lange (1967), o intervalo de 1.654 a 1.943 m de profundidade do poço 1-AM-1-AM.

Nos afloramentos do flanco sul esta unidade apresenta apenas poucos metros de espessura ou está encoberta por folhelhos da Formação Pitinga. Esta formação é constituída por arenitos finos a médios, quartzíticos, de aspecto sacaroide, sílticos, cores branca, creme e rosa, e no meio do pacote com estratificação plano-paralela e cruzada. Apresenta raras intercalações de folhelho e três níveis de tilito na parte superior da seção (Caputo, 1985b, 1996; Caputo *et al.*, 1971, 1998; Carozzi *et al.*, 1973; Grahn & Caputo, 1992), indicando a presença de geleiras nas bordas da bacia e no embasamento, confirmado por seixos estriados e fragmentos de rochas ígneas e metamórficas, inseridos na matriz síltico-argilosa dos tilitos encontrados em afloramentos na drenagem do Rio Negro. Na Bacia do Parnaíba, no topo da Formação Jaicós equivalente à Formação Nhamundá, o autor observou diamictitos com seixos estriados, de mesma idade, indicando que a glaciação do Eosiluriano esteve também ativa no norte, nordeste e sul (Formação lapó) na Bacia do Paraná.

A **Formação Pitinga**, proposta como membro por Breitbach (1957a inédito), Lange (1967), Caputo *et al.* (1972) e Caputo (1984) como formação, tem sua seção dividida por apresentar uma discordância interna. A seção-tipo do pacote basal está exposta no Rio Pitinga, afluente do Rio Nhamundá ao longo do meridiano 57° 45' ao oeste de Greenwich, aproximadamente entre as coordenadas 1° 07' 42" e 1° 08' 39" S. Como seção de referência foi designada o intervalo de 1.654 a 1.636 m de profundidade no poço 1-AM-1-AM. A unidade consiste de folhelho cinza esverdeado e cinza escuro, micáceo, intercalados com siltito argiloso, com lentes sideríticas e hematíticas, em parte interdigitada com a Formação Nhamundá. Na faixa de afloramentos sul e nordeste da bacia, em geral, ela ocorre em situação de *onlap* diretamente sobre o embasamento. Esta unidade representa uma elevação geral do nível do mar, possivelmente diretamente relacionada ao degelo de geleiras presentes em grandes áreas do continente Gondwana Ocidental. A maioria dos macrofósseis e palinomorfos descritos na literatura provém desta unidade (Derby, 1878; Grahn, 1992a, b, 2005; Grahn & Paris, 1992; Caputo, 1984, 1996) que apresenta graptólitos e os mesmos tipos de quitinozoários que a Formação Nhamundá, conferindo a ambas as formações uma idade eo- a mesosiluriana (mesolandoveriana a

eowenlockiana) de acordo com Grahn & Paris (1992). A nova seção-tipo corresponde às estações geológicas JWB 5 e JWB 6 do mapeamento de Breitbach (1957a), ao longo do rio Pitinga, principal afluente da margem esquerda do rio Nhamundá, no Estado do Pará. Sua base se situa a 1.660 m e seu topo passa a ser 1.635 m de profundidade do poço 1-AM-1-AM (Grahn & Paris, 1992), tomado como poço de referência, onde se situa uma discordância que serve como limite natural do topo da formação. Nesse intervalo há um leve aumento da radioatividade e da resistividade, inclusive com um nível de cinco metros de folhelho anóxico com alto teor de matéria orgânica.

A unidade informal Pitinga Superior, não pertencente mais ao Grupo Trombetas, com discordância na base e topo, passa a ser uma unidade independente denominada **Formação Cajari** (Breithbach, 1957b). A nova seção-tipo da Formação Cajari corresponde à parte superior do Membro Cajari de Breithbach (1957b) e de Lange (1967) e se restringe às estações geológicas 219 a 223 do mapa geológico de Breitbach (1957b) do Rio Cajari, no Estado do Amapá.

A Formação Cajari é composta de folhelho cinza, com frequentes intercalações de arenito fino a muito fino e com intercalações de silexito nodular. A assembléia de quitinozoários indica uma idade meso a neosiluriana (neowenlockiana a eopridoliana) (Grahn & Paris, 1992). A seção de referência situa-se no intervalo entre 1.635 e 1.590 m de profundidade do poço 1-AM-1-AM, onde ocorre uma redução da radioatividade e aumento da resistividade.

A Formação Manacapuru, após ter sido proposta em subsuperfície, foi reconhecida em superfície no flanco noroeste da bacia, nos rios Urubu e Uatumã. No flanco Sul, esta unidade está encoberta por formações mais novas, não aflorando. A **Formação Manacapuru**, proposta por Caputo *et al.* (1972) como membro e por Caputo (1984) como formação, apresenta continuidade com o Membro Jatapu da Formação Maecuru, sendo proposto um novo grupo denominado **Grupo Iracema**, para reunir as formações concordantes Manacapuru e Jatapu, esta elevada de membro para formação litoestratigráfica por Cunha *et al.* (2007). O nome do grupo provém de afloramentos que ocorrem no estirão à jusante da Cachoeira Iracema, no Rio Urubu (Estado do Amazonas), nas estações geológicas AGS 563 a AGS 577, do mapeamento de Swan (1957). Como seção de referência é indicado o intervalo de 1.520 a 1.590 m do poço 1-AM-1-AM, conforme Caputo *et al.* (1971) e Grahn & Paris (1992).

A Formação Manacapuru, unidade basal do Grupo Iracema, se depositou em ambiente marinho a litorâneo e foi soerguida pela ação de falhas no flanco noroeste da bacia no Mesozoico ou Cenozoico. Esta formação consiste de arenito branco a amarelo pálido, muito fino, laminado e arenito médio, bem classificado, com estratificação cruzada e intercalações espessas de folhelho e siltito e com camadas oolíticas ferríferas. Na base da seção ocorrem os fósseis *Arthropycus sp* e *Lingula sp* que sugerem um ambiente raso, algo salobro, próximo à praia. Em subsuperfície, os arenitos são finos, principalmente com laminação paralela, micáceos e bioturbados com camadas de 15 a 20 cm, separadas por intercalações de siltitos. A assembleia de quitinozoários indica idade eodevoniana (eolockoviana) (Grahn & Paris, 1992) para a Formação Manacapuru.

A **Formação Jatapu** foi proposta por Breitbach (1957a, inédito), baseado no mapeamento de Freydanck (1957a), cuja seção tipo se situa no rio de mesmo nome, pouco a jusante da Cachoeira Anamão, até pouco abaixo da Cachoeira Manguirana, entre as estações 223 e 230 no mapa de Freydanck (1957a). A seção de referência, conforme Caputo *et al.* (1971), se encontra no intervalo 1.520 a 1.448 m de profundidade do poço 1-AM-1-AM, no estado do Amazonas. A Formação consiste de arenito fino a médio, argiloso, bastante micáceo, siderítico e altamente bioturbado, localmente com intercalações de folhelho e siltitos cinza. Camadas de hematita e siderita estão presentes na base da seção. Esta formação foi depositada durante o Neolockoviano tardio e Eoemsiano, em ambiente marinho transgressivo na base e no topo, com desenvolvimento de sedimentação deltaica regressiva na porção média (Grahn & Melo, 2003).

Acima do Grupo Iracema ocorre o **Grupo Urupadi**, proposto por Santos *et al.* (1975), que continha também o Grupo Trombetas, o qual foi modificado por Caputo (1984). O Grupo Urupadi passa a conter apenas as formações concordantes Maecuru e Ererê de idade devoniana. A seção-tipo do Grupo Urupadi se situa no rio de mesmo nome, no Estado do Pará, nas estações topográficas 1794-1824 do mapeamento de Caputo & Andrade (1968). A seção de referência do grupo situa-se no poço 1-AM-1-AM, no intervalo de 1.317 a 1.448 m de profundidade.

A **Formação Maecuru**, proposta por Derby (1878, 1897), antigo Membro Lontra e parte do Membro Cachoeira de Lange (1967), apresenta sua seção tipo na 19ª cachoeira do Rio Maecuru, segundo Smith (1879), Derby (1897) e Cook (1955). A seção de referência encontra-se no poço 1-AM-1-AM, no intervalo 1.390 a 1.448 m de profundidade, com baixa radioatividade no perfil de raios gama. A formação é constituída por arenito fino a médio, de cor branca amarelada, passando a avermelhada e preta na superfície exposta, mal classificado, grãos subarredondados a angulosos, com estratificação horizontal e cruzada, matriz argilosa, micáceo, com horizontes microfossilíferos marinhos. Essas camadas contêm a mais alta diversidade de faunas de conchas do Devoniano do Brasil. Nos afloramentos do flanco sul mostra abundante estratificação cruzada, com grãos grosseiros a conglomeráticos, que denotam ambiente fluvial e deltaico. A Formação Maecuru foi depositada durante o intervalo Eodevoniano-Mesodevoniano (Neoemsiano a Eoefeliano) segundo Melo & Loboziak (2003).

A **Formação Ererê**, proposta por Derby (1878) para afloramentos no centro do Domo de Monte Alegre (Planície de Ererê), tem sua seção de referência no poço 1-AM-1-AM no intervalo de 1.319 a 1.390 m de profundidade, contendo na sua base os dez metros superiores do Membro Cachoeira, de Lange (1967). A formação consiste predominantemente de siltitos com intercalações de arenitos. Os siltitos são cinza esverdeados, laminados, argilosos, micáceos, comumente microfossilíferos. Os arenitos são em geral finos, argilosos, micáceos, laminados, dispostos em bancos de 10 a 50 cm de espessura. Em alguns poços da borda sul (Maués, Urupadi, Abacaxis, Cupari) e em superfície (Rio Cupari), no topo da unidade, ocorrem espessos pacotes de arenitos médios, cinza claro esverdeados, com porosidade baixa a regular, às vezes friáveis, grãos subangulares e mal selecionados, indicando uma regressão e um contato abrupto discordante com folhelhos cinza escuros da formação

superior seguinte (Formação Barreirinha). Foi atribuída idade mesodevoniana (eifeliana tardia a eogivetiana) à Formação Ererê (Melo & Loboziak, 2003).

O **Grupo Curuá** deriva da Série Curuá de Derby (1878) formado quase inteiramente de folhelhos cinza escuros, aflorantes no rio de mesmo nome, no flanco norte da bacia. Este grupo anteriormente constituído pelas formações Barreirinha, Curiri e Oriximiná (Caputo, 1984) apresenta discordâncias em seu interior. Em função dessas descontinuidades na sedimentação, as subdivisões do Grupo Curuá foram aqui redefinidas, sendo excluídas as formações discordantes, Curiri e Oriximiná.

É aqui proposto que a seção do Grupo Curuá seja redefinida com três formações aflorantes com seções-tipo na superfície, mapeadas ou discutidas na literatura, denominadas **Barreirinha** (Carvalho, 1926; Lange, 1967), **Nambi** (novo nome - Caputo & Andrade, 1968) e **Panacu** (Derby, 1878; Lange (1967), para substituir os membros Abacaxis, Urubu e Urariá definidos recentemente em poços inacessíveis por Cunha *et al.* (2007), e também com nomes derivados de rios, nos quais não afloram as camadas correspondentes. O nome Abacaxis deriva do Rio Abacaxis que não possui afloramentos devonianos; a denominação Membro Urubu já foi utilizada por Lange (1967) para uma seção siluriana e Urariá é um Paraná (onde foi perfurado o poço 1-UA-1-AM (Urariá) que corre paralelamente ao Rio Amazonas em terrenos quaternários.

A **Formação Barreirinha** foi nomeada por Carvalho (1926) na localidade Barreirinha, no Rio Tapajós e descrita na parte inferior da seção da "Série Curuá" por Derby (1878), como folhelhos pretos, bem laminados, que exalam forte cheiro de petróleo em fratura fresca. Kutzer (1903) acrescenta que o folhelho é físsil e contém pirita. Lange (1967) delimitou a seção Barreirinha em subsuperfície como uma unidade, muito condensada, caracterizada por alta radioatividade e alta resistividade. Ele usou o intervalo de 2.978 a 2.852 m do poço 1-LF-2-AM (Lago do Faro, estratigráfico no 1, Estado do Amazonas), facilmente reconhecível, como seção de referência e coordenadas geográficas 2° 13' 25" S e 56° 22' 50" W.

Esta formação foi depositada em um mar transgressivo anóxico, com elevada acumulação de matéria orgânica. Outra seção de referência em subsuperfície encontra-se no poço 1-RX-2-AM (Rio Abacaxis pioneiro nº 2, Estado do Amazonas), no intervalo de 1.525 a 1.602 m de profundidade nas coordenadas 4° 35' 47" S e 58° 11' 43" W. Melo & Loboziak (2003) atribuíram à seção radioativa uma idade devoniana desde o fim do Eogivetiano ao Mesofameniano.

A seção, acima dos folhelhos pretos e radiativos da Formação Barreirinha de Caputo (1984), foi aqui individualizada como a Formação Nambi do Grupo Curuá.

A **Formação Nambi** é proposta para substituir o Membro Urubu de Cunha *et al.* (2007) para designar uma seção predominante de folhelho cinza médio chumbo, com delgadas intercalações de arenito muito fino, com seção-tipo no Rio Nambi, no flanco sul da bacia, no Estado do Amazonas, nas estações topográficas 2.455 a 2.460 do mapeamento de Caputo & Andrade (1968). Este folhelho apresenta radioatividade normal de folhelho, condições redutoras mais baixas e resistividade menor do que a da Formação Barreirinha. A seção de

referência em subsuperfície encontra-se no poço 1-LF-2-AM, no intervalo de 2.726 a 2.852 m de profundidade e no poço 1-UR-1-AM (Urubu, pioneiro nº 1, Estado do Amazonas), no intervalo de 1.895 a 1.965 m de profundidade, com coordenadas geográficas de 3° 05' 53" S e 58° 51' 47" W. Melo & Loboziak (2003) atribuíram uma idade neodevoniana (neofameniana) à seção correspondente à Formação Nambi.

A **Formação Panacu** foi descrita por Derby (1878, 1897) e proposta formalmente por Lange (1967) como membro para designar folhelhos silticos e siltitos cinza médio, micáceos, amarelados, castanhos e avermelhados por alteração. Caputo *et al.* (1972) e Caputo (1984) incluíram essa seção na Formação Curiri, mas como existe uma discordância no topo, ela é aqui separada da Formação Curiri e incorporada à parte superior do Grupo Curuá como Formação Panacu, por ser concordante com a Formação Nambi. A seção-tipo da Formação Panacu (Lange, 1967) se estende desde a estação 143, a montante da Cachoeira Panacu, até as Cachoeirinhas, estação 187 do mapeamento de Cook (1955), a serviço da Petrobras. Uma característica dessa seção é a presença de marcas do icnofóssil *Spirophyton* e com abundantes fósseis de *Protosalvinia*. A seção de referência em subsuperfície se encontra no poço 1-LF-1-AM no intervalo de 2.613 a 2.726 m de profundidade ou no poço 1-UA-2-AM (Urariá 2), no intervalo de 3.005 a 3.093 m de profundidade com coordenadas geográficas de 3° 45' 22,06" S e 58° 46' 42" W. Lange (1967) na seção de referência, no poço LF-1-1-AM (Lago do Faro), posicionou mal o seu Membro Panacu que em superfície corresponde a uma seção imediatamente mais acima, no intervalo de 2.613 a 2.726 m de profundidade desse poço. Em algumas seções de subsuperfície, por exemplo, nos poços da área de Autás-Mirim, a Formação Panacu está faltando (Loboziak *et al.*, 1997b; Melo & Loboziak, 2003), possivelmente erodida pela atividade glacial no fim do Devoniano.

Acima da Formação Panacu existe uma discordância sobre a qual ocorre a Formação Curiri, proposta por Lange (1967) como membro e por Caputo (1984) como formação; esta formação apresenta novos limites com a exclusão do Curiri inferior (aqui denominada Formação Panacu do Grupo Curuá).

A **Formação Curiri** aflora ao longo do igarapé do mesmo nome, no Estado do Pará, desde a estação topográfica 59 até ao norte da estação 54 do mapeamento de Roberts (1960) a serviço da Petrobras, ou entre as estações topográficas 2.018 a 2.039 do mapeamento de Caputo & Andrade (1968). A seção de referência encontra-se no poço 1-LF-1-AM, no intervalo de 2.472 a 2.613 m de profundidade.

A Formação Curiri consiste de diamictito cinza médio a preto, maciço, meio mole, micáceo, piritoso, contendo grãos de areia, bem arredondados a irregulares e seixos de vários tamanhos de folhelho, quartzo, riólito, silixito, arenito, quartzito disseminados em uma matriz argilosa. Seixos e matações estriados são observados em subsuperfície (Bouman *et al.*, 1960) e em superfície (Caputo, 1984, 1985b; Caputo *et al.*, 2006, 2008), e em alguns casos chegam a ultrapassar 20 cm de diâmetro, indicando deposição sob condições glaciais. Corpos de arenito fino argiloso deformados estão presentes no interior dos diamictitos em subsuperfície, possivelmente representam canais inglaciais. A idade da formação em base a palinomorfos é do final do Neodevoniano (Struniano) conforme Melo & Loboziak (2003). Palinomorfos retrabalhados no

tilito de idades mesodevoniana a neodevoniana indicam erosão glacial profunda nas margens da bacia durante a glaciação. Esta unidade é discordante na base e no topo. Na Bacia do Parnaíba, a fase glacial expansiva (erosão predominante) e retrativa (sedimentação predominante), dessa glaciação continental, teria tido duração aproximada de 1-1,5 Ma e 2,5-3 Ma, respectivamente (Caputo & Ponciano, 2010).

Formação Oriximiná, proposta em subsuperfície, como membro por Caputo *et al.* (1972) e como formação por Caputo (1984) não foi reconhecida nas faixas de afloramentos, exceto na região do domo de Monte Alegre. Esta seção se situava na parte basal do Membro Faro de Lange (1967). O Membro Faro foi elevado à categoria de formação por Caputo *et al.* (1972) por apresentar litotipos distintos dos da Formação Oriximiná. Inicialmente a Formação Faro foi datada como viseana (Daemon & Contreiras, 1971; Melo & Loboziak, 2003), mas estudos posteriores mostraram uma idade tournaisiana (Melo & Playford, 2012), indicando que a Formação Faro representa uma mudança lateral de fácies da Formação Oriximiná.

A seção-tipo da Formação Oriximiná se encontra no poço 2-OA-1-PA (Oriximiná estratigráfico nº 1, Estado do Pará) no intervalo de 1.618 a 1.805 m de profundidade, nas coordenadas geográficas de 1° 44' 19,97" S e 55° 52' 48" W. Considera-se como seção de referência da Formação Oriximiná aquela situada no intervalo de 2.245 a 2.465 m do poço 2-LF-1-AM. A formação é composta por uma seção, com cerca de 210 m de espessura máxima, de arenitos intercalados com siltitos e folhelhos e subordinadamente diamictitos que podem ocorrer próximo à base da seção. A Formação consiste de uma alternância de sedimentos deltaicos e fluviais depositados em água doce ou salobra, com redução progressiva do nível da água. Quitinozoários encontrados na parte média e superior da unidade são retrabalhados do Devoniano e redepositados no Carbonífero (Daemon, 1974, Melo & Loboziak, 2003). Na Formação Oriximiná não foram encontrados microfósseis, com exceção de *Estheriae* que são conhecidos no testemunho 24 do poço 1-UA-1-AM (Urariá). De acordo com Loboziak *et al.* (1991) e Melo & Loboziak (2003), a idade da Formação Oriximiná no poço 2-LF-1-AM é mississipiense (final do Eotournaisiano até a transição do Mesotournaisiano-Neotournaisiano) (Zonas de esporos BP-PC).

A **Formação Faro** foi proposta por Lange (1967) como o membro superior da antiga Formação Curuá. Caputo *et al.* (1972) propuseram o membro superior, composto basicamente por arenitos, como uma formação independente da Formação Curuá de Lange (1967) por apresentar litotipos diferentes do restante da sessão Curuá. A Formação Faro, tal como redefinida no presente trabalho, apresenta continuidade lateral e sincronismo com a Formação Oriximiná, que também lhe é parcialmente sotoposta. Em sua concepção original, a formação era considerada inteiramente viseana (Daemon & Contreiras, 1971; Melo & Loboziak, 2003). Porém, os novos estudos de Melo & Playford (2012) permitiram redefinir a Formação Faro, limitando sua idade ao Tournaisiano (mesotournaisiano tardio ao início do neotournaisiano), sendo equivalente à parte superior da Zona PD de miósporos, e correlacionável com uma parte da Zona PC da Europa Ocidental. Isso porque os estratos que antes constituíam o "intervalo da parte superior do Membro Faro de Lange (1967)", mais pelítico, de idade viseana, agora compõem a nova Formação Urucuricaia,

conforme será aqui discutido. A Formação Faro consiste essencialmente de arenitos cinza claro a escuro, variando desde muito finos a grosseiros, com estratificação cruzada do tipo *hummocky* e clastos de folhelho na base. Os arenitos finos a médios apresentam estratificação plano-paralela e cruzada de baixo ângulo, com tendência de granocrescência ascendente. Ocorrem zonas de arenitos grosseiros, cinza claros a brancos, mal selecionados, subangulares, silicificados, duros, laminados e com estratificação cruzada e pouca bioturbação, bem como intercalações muito delgadas de lentes de folhelhos ou siltitos cinza escuros, micáceos, por vezes carbonosos. Além disso, ocorrem algumas intercalações de diamictito no arenito Faro, conforme observado, por exemplo, no poço 1-MA-1-PA (Monte Alegre pioneiro nº 1, Estado do Pará) conforme Caputo (1984) e Melo & Playford (2012). A formação ocorre apenas na porção ocidental e centro-ocidental da Bacia do Amazonas (**figuras 1.17 e 1.18**). O seu contato basal é contínuo (a localmente diastêmico) com a Formação Oriximiná, e o contato superior é abrupto e discordante com a Formação Urucuricaia. A Formação Faro não ocorre nas faixas marginais de afloramentos, sendo encoberta pela Formação Monte Alegre no interior da bacia. Apenas nos flancos do Domo de Monte Alegre ela está exposta. Como seção-tipo é proposto o novo intervalo de profundidade de 2.244 a 2.190 m do poço 2-LF-1-AM (Lago do Faro estratigráfico nº 1, Estado do Amazonas), localizado nas coordenadas 02° 13' 25" S e 56° 22' 50" W. A seção de referência está situada no poço 1-AD-1A-AM (Andirá pioneiro nº 1, adjacente, Estado do Amazonas) nas coordenadas geográficas de 3° 18' 06" S e 57° 05' 16" W, corresponde ao novo intervalo de profundidade de 3.300 a 3.366 m. A unidade resultou da deposição em condições continentais a subaquosas rasas, num vasto lago ou mar residual que se fechou durante a fase inicial de uma ampla regressão de caráter mundial. A mesma iria atingir seu clímax mais tarde, no Mesocarbonífero (Namuriano), quando promoveu emersão e erosão generalizadas das bacias paleozoicas brasileiras. A Formação Faro correlaciona-se com a parte superior da Formação Longá da Bacia do Parnaíba. A comunicação marinha pelo leste da Bacia do Amazonas ficou bloqueada no noroeste da África e sudeste da América do Norte (Flórida), pela colisão que reuniu vários continentes no Supercontinente Pangea. Glaciações no sul do continente sul-americano e no Continente Gonduana também contribuíram para a queda do nível do mar na região. Playford *et al.* (2012) relacionaram o arenito Faro a canais incisos e deltas originados em resposta a uma regressão forçada de curta duração, observável globalmente no limite meso/neotournaisiano em decorrência de uma glaciação gonduânica de mesma idade. Esta é documentada por diamictitos, estratos deformados e corpos arenosos nas bacias do Solimões e Parnaíba, todos referíveis à palinozona PD de Melo & Loboziak (2003).

A **Formação Urucuricaia** consiste basicamente de folhelhos na base e no topo, separados por um corpo de arenito na parte média, o qual tende a desaparecer para oeste da bacia, como observado no poço 1-RX-1-AM (Rio Abacaxis pioneiro nº 1, Estado do Amazonas), e também para leste, na seção-tipo. A formação apresenta mapeabilidade e persistência através de grande parte da bacia (excetuando suas plataformas marginais), e é discordante na base e no topo. Propõe-se aqui para seção-tipo o poço 1-IU-1-PA (Ilha Urucuricaia pioneiro nº 1, Estado do Pará) no Rio Amazonas, próximo à Foz do Rio Xingu, nas coordenadas 1° 33' 24,01" S e 51° 58' 27,62" W, no intervalo de

profundidade de 1.296 a 1.248 m. No poço 2-OAST-1-PA, a Formação Urucuricaia se situa no intervalo entre 1.510 e 1.489 m de profundidade. A maioria dos folhelhos é laminada, com algumas camadas maciças, de cor preta a cinza escura, ocasionalmente com tons avermelhados. Eles incluem delgadas intercalações de arenito muito fino, às vezes bioturbado e com forma ondulada, apresentando algumas concreções pequenas de pirita. Os arenitos são muito finos a sílticos, cinza esbranquiçados, com acamamento ondulado ou lenticular. Nas camadas mais espessas de arenito este é muito fino a síltico, cinza esbranquiçado, micáceo e calcífero, com estruturas *hummocky*. Em alguns poços situados na parte sudoeste da bacia (por exemplo, na região de Nova Olinda, AM), os arenitos mississipianos da Formação Urucuricaia são sucedidos diretamente, em discordância, pelos arenitos da Formação Monte Alegre (pensilvaniana), destes se distinguindo por sua maior argilosidade e pelo maior grau de bioturbação, assim como pelo menor teor de cimento calcífero. Já na região do Rio Abacaxis, ainda mais ao sul, onde predominam os termos pelíticos, a Formação Urucuricaia, devido à similaridade litológica, era até recentemente incorporada ao topo da Formação Oriximiná, sobre a qual na verdade se assenta em discordância. Uma vez que o hiato entre ambas pode atingir 16 Ma, essas formações representam duas sequências de 2ª ordem (Melo & Playford, 2012).

A idade da Formação Urucuricaia é viseana (mesoviseana tardia a neoviseana inicial), de acordo com Melo & Playford (2012). Palinologicamente, isto corresponde à Zona Mag de miósporos (Melo & Loboziak, 2003), que é correlacionável com a sucessão zonal TC-NM da Europa Ocidental e a Zona MQ do noroeste da Argentina (Melo & Playford, 2012). Esta última, associada aos diamictitos glaciogênicos da Formação Cortaderas na Bacia de Río Blanco, foi datada radiometricamente como $335,99 \pm 0,06$ Ma (Gulbranson *et al.*, 2011), correspondendo, portanto, à transição dos andares Holkeriano/Asbiano do Viseano das Ilhas Britânicas (Melo & Playford, 2012). Ainda não foram comprovados diamictitos de mesma idade na Formação Urucuricaia, porém eles ocorrem em intervalos síncronos (Zona Mag) nas bacias do Solimões e Parnaíba, no âmbito das formações Jandiatuba e Poti, respectivamente (Caputo *et al.*, 2008; Playford *et al.*, 2012, e referências ali citadas).

O Arco de Purus, que separa as bacias do Amazonas e Solimões, foi sendo parcialmente soterrado, mas, seu topo, permaneceu exposto desde o Proterozoico até pouco antes do início da deposição do Grupo Tapajós, de idade pensilvaniana. Durante esse longo tempo de exposição, a ampla área do arco foi bastante desgastada por erosão, permitindo o *onlap* costeiro e a passagem marinha da Bacia do Solimões para a Bacia do Amazonas. Isto ocorreu somente a partir do final do Eopensilvaniano (neobashkiriano), quando o nível do mar se elevou. Daí em diante, o arco passou a ser gradualmente sepultado pelas camadas do Grupo Tapajós. Estas se depositavam a partir das frequentes ingressões marinhas rasas vindas de oeste (através das bacias do Acre e Solimões), sob condições de clima quente e semiárido, evidenciado por extensa sedimentação carbonático-evaporítica.

Hartt (1874) usou o termo "Série Itaituba" para designar todas as rochas carboníferas que afloram na Bacia do Amazonas. Estes termos foram consagrados para as camadas intermediárias daquela idade, excluindo-se a parte basal que passou a ser chamada de **Formação Monte Alegre** e a

superior **Formação Nova Olinda**, esta em parte, só foi observada em subsuperfície em poços da Petrobras.

Santos *et al.* (1975) propuseram o **Grupo Tapajós** que abrange as formações supostamente concordantes **Monte Alegre, Itaituba e Nova Olinda**, depositadas em clima semiárido e quente em função do deslocamento do continente sul-americano, devido à deriva continental, de altas para médias latitudes.

Freydanck (1957b) em sua investigação nos flancos sul e leste da estrutura dômica de Monte Alegre, usou pela primeira vez a denominação Monte Alegre, apesar de não estabelecer uma localidade específica dentro do amplo anel de serras que circunda a região do domo. Há a possibilidade de que o arenito da Formação Faro ter sido considerado como pertencente à Formação Monte Alegre. Morales (1959) empregou o termo Monte Alegre em sua publicação apresentada no 5º Congresso Mundial de Petróleo em *New York*. Outros termos anteriormente foram usados como Arenito do Forno (Albuquerque, 1922) ou Arenito Maloquinha (Kremer, 1956), mas não foram consagrados pelo uso.

A **Formação Monte Alegre** em geral apresenta um conglomerado basal com grânulos e seixos de várias naturezas petrográficas, seguido por arenito fino a médio, branco, creme a verde claro, com estratificação de pequena e grande escala, caulínítico, friável, grãos foscos e bimodais, depositados em condições flúvio-eólicas. Folhelhos são raríssimos na seção em superfície e em direção ao topo a formação torna-se calcífera. A espessura varia de 30 m nos afloramentos do flanco sul a até 140 m em subsuperfície. A seção de referência da unidade está compreendida no intervalo de 2.445 a 2.525 m do poço 1-NO-6-AM (Nova Olinda pioneiro nº 6, Estado do Amazonas), com coordenadas geográficas 3° 53' 09" S e 59° 04' 01" W. Repousa discordantemente sobre todas as unidades sotopostas desde o Grupo Trombetas até a Formação Urucuricaia, principalmente no flanco leste do Arco de Purus (**figura 1.14**). No ápice do Arco de Purus apresenta poucos metros de espessura ou está ausente. Nas faixas de afloramentos, em geral sobrepõe-se à Formação Curiri e ao Grupo Curuá. A unidade foi depositada na parte superior do Mesopensilvaniano (Neobashkiriano ou Morrowano), de acordo com Playford & Dino (2000a,b) e Melo & Loboziak (2003).

As formações Itaituba e Nova Olinda registraram um ciclo deposicional principal com 11 ciclotemas (ou ciclos secundários) e muitos ciclos menores, começando com camadas continentais (folhelho, siltito ou arenito) na base, seguidas por calcário marinho e anidrita e terminando eventualmente com camadas de halita, cobertas por camadas continentais do ciclo seguinte. Somente o ciclo 7, porção superior do subciclo 12, terminou na Formação Nova Olinda com silvinita (= Silvita [KCl] + Halita [NaCl]), indicando a fase de máxima aridez na área (Szatmari *et al.*, 1975).

A **Formação Itaituba** (Hart, 1874) é composta basicamente por calcário cinza claro a escuro, creme, fossilífero, anidrita ou gipsita nodular e laminada, cor branca a cinza, relativamente coesa e folhelho cinza e variegado. Esta formação mostra um caráter cíclico na deposição. Os calcários consistem de calcarenitos com uma matriz bioclástica ou calcisiltica. A gipsita raramente aflora. A seção-tipo se situa no Rio Tapajós, a montante da sede municipal da

cidade de Itaituba, onde ocorrem ótimas exposições, sendo considerada a seção de referência o intervalo de 2.100 a 2.245 m do poço 1-NO-6-AM (Nova Olinda, pioneiro nº 6, Estado do Amazonas). A espessura total varia de 110 m na faixa de afloramentos a 420 m nas partes centrais da bacia. Foi atribuída por Playford & Dino (2000a,b) idade mesopensilvaniana (atocana-eodesmoinesiana ou neobashkiriana-moscoviana). Na Formação Itaituba é muito rara a presença de delgadas camadas de halita.

A **Formação Nova Olinda** foi proposta por Kistler (1954) no relatório final do poço 1-NO-1-AM (Nova Olinda pioneiro nº 1, Estado do Amazonas) em um intervalo com camadas de evaporitos situada acima da Formação Itaituba. A seção-tipo da formação está localizada no poço do mesmo nome, no intervalo de 780 a 2.075 m de profundidade, excluindo 153 m de diabásios intercalados na seção. O poço fica situado à margem direita do Rio Madeira, às proximidades da cidade de Nova Olinda, no Estado do Amazonas, com coordenadas 3° 52' 52" S e 59° 05' 05" W.

Matsuda *et al.* (2004) reconheceram uma discordância na parte superior da Formação Nova Olinda, o que permite separá-la em duas formações. Cunha *et al.* (2007) a subdividiram em membros Fazendinha e Arari, mas o Membro Fazendinha nunca poderá ser elevado à formação, pois já é utilizado para uma formação metamórfica na Bahia, de acordo com o banco de dados da CPRM (<http://geobank.sa.cprm.gov.br>). Portanto, esta denominação não pode ser usada, por questões de prioridade.

Aqui é proposto que a seção inferior, situada desde o marco 70 até o marco 07 de Szatmari *et al.* (1975), continue com a designação de Formação Nova Olinda, com seção tipo no poço 1-NO-1-AM no intervalo entre 2.075 e 1.181 m de profundidade. A seção superior discordante, Membro Arari, do marco 07 ao marco 0 (zero), passa a receber o nome de Formação Arari, com seção tipo no poço 1-AR-1A-AM (Arari pioneiro adjacente nº 1, Estado do Amazonas).

A porção basal da Formação Nova Olinda aflora nas faixas de afloramentos, mas o restante da formação ocorre apenas em subsuperfície. A ciclicidade na deposição desta unidade é resultante de mudanças rápidas do nível do mar e de flutuações sazonais e climáticas na região, ligadas possivelmente aos ciclos de Milankowitch. Ela é composta de arenito fino variegado ou folhelho variegado, calcário de granulação fina, pobre em fósseis, anidrita ou gipsita branca a cinza clara, nodular ou laminada, e halita branca a rosa, em repetições cíclicas. Ocorrem também depósitos de silvinita branca rósea na parte superior da unidade, no topo do ciclo VII, no marco 11 de Szatmari *et al.* (1975). Em superfície afloram geralmente folhelhos variegados e arenitos, mas calcário é relativamente muito raro. O sal não aflora. A anidrita por ser dissolvida ou encoberta, em virtude das condições climáticas úmidas atuais da região, aflora muito raramente, como no Rio Cupari. Uma seção de referência de superfície situa-se no Rio Tapajós entre o Paraná do Castanho e a montante da cidade de Aveiro. Entretanto, as seções de subsuperfície espelham melhor a composição litológica da formação. De acordo com Playford & Dino (2000a,b), a idade da Formação Nova Olinda na nova acepção situa-se na porção superior do Mesopensilvaniano (idade eo- e mesodesmoinesiana). O topo da unidade se situa no subciclo 12, no topo do ciclo VII (Wolf *et al.*, 1986).

A **Formação Arari**, anteriormente proposta por Cunha *et al.* (2007) como membro, também apresenta sedimentação cíclica, devido às flutuações sazonais e climáticas na região, mas com menos influência marinha na deposição. Esta formação corresponde a uma fase regressiva com aumento de sedimentação continental clástica e com halita cristaloblástica com rede argilosa, indicando redeposição de sal em bacia fechada, proveniente da erosão desse material nas bordas por águas fluviais. Após o Ciclo VII a bacia evaporítica foi gradativamente isolada e submetida à diluição com sedimentos continentais, culminando com o seu assoreamento total por clásticos dos ciclos VIII e IX (Szatmari *et al.*, 1975). A seção-tipo fica situada no intervalo de 1.710 a 940 m do poço 1-AR-1A-AM (Arari pioneiro adjacente nº 1, Estado do Amazonas) com coordenadas geográficas de 3° 36' 09" S e 58° 12' 22" W. Como seção de referência é considerada a seção do poço 1-NO-1-AM (Nova Olinda pioneiro nº 1, Estado do Amazonas) no intervalo 1.181 a 780 m de profundidade nas coordenadas geográficas de 3° 52' 52" S e 59° 52' 52" W. O hiato temporal com a Formação Nova Olinda pode exceder 20 Ma. Para a seção correspondente à Formação Arari foi atribuída idade eopermiana (sakmariana–artinskiana ?) por Playford & Dino (2000a,b). Esta formação se correlaciona com a parte superior da Formação Copacabana das bacias subandinas do Peru e Bolívia e com a Formação Cruzeiro do Sul da Bacia do Acre.

A **Formação Andirá**, proposta por Caputo *et al.* (1972), foi incluída por Caputo (1984) no Grupo Tapajós de Santos *et al.* (1975). Cunha *et al.* (2007), apesar de reconhecerem discordâncias na base e no topo, não a desvincularam do Grupo Tapajós. Aqui a unidade é retirada do grupo. Ela encerra a deposição paleozoica na bacia com sedimentação flúvio-lacustre e eólica. Esta formação não aflora e sua seção-tipo fica situada no poço 1-AD-1A-AM (Andirá pioneiro adjacente nº 1, Estado do Amazonas), no intervalo entre 1.120 e 393 m de profundidade, localizado no Município de Maués. As coordenadas geográficas deste poço são 3° 08' 06" de latitude S e 57° 58' 16" de longitude W. Adota-se, como seção de referência, o intervalo entre 1.100 e 422 m de profundidade do poço 1-AR-1A-AM (Arari pioneiro adjacente nº 1, Estado do Amazonas), com coordenadas geográficas de 3° 36' 09" S e 58° 12' 22" W. A Formação Andirá se restringe ao centro da bacia, discordante sobre a Formação Arari e sob a Formação Jazida da Fazendinha de idade cretácea.

A Formação Andirá consiste de siltitos, folhelhos, arenitos vermelhos e, secundariamente, na sua parte média, apresenta calcários, silexitos e, ocasionais, camadas de anidrita. A abundância de muitas camadas de siltitos sugere a deposição eólica de *löss*. A unidade é muito pobre em microfósseis, sendo até agora encontrados ostracóides (*Bythocypris?* sp.), Conchostraca (*Estheria*) e escamas de peixes. A sua idade de acordo com Daemon & Contreiras (1971) é neopermiana, situada no Intervalo Bioestratigráfico XVI. Picarelli & Quadros (1992), que também estudaram a Formação Andirá, em base a esporomorfos, a situaram nos andares Guadalupiano até o Andar Ochoano (Neopermiano) da coluna norte-americana ou Zechstein da coluna européia. Esta formação se correlaciona com as formações Fonte Boa da Bacia do Solimões, Motuca da Bacia do Parnaíba.

No final do Triássico (204 Ma), de acordo com Wanderley Filho *et al.* (2005) ocorreu extenso tectomagmatismo básico, com introdução de diques e de

soleiras com cerca de mais de 1.000 m de espessura total de diabásio na seção paleozoica (**figura 1.23**). Este evento, denominado magmatismo Penatecaua por Issler *et al.* (1974), provocou soerguimento da seção paleozoica e erosão em toda a extensão da bacia, de aproximadamente 1.800 m (Gonzaga *et al.*, 2000) de sedimentos paleozoicos, principalmente da Formação Andirá, que foram possivelmente redepositados no Jurássico na Bacia do Acre e em parte nas bacias subandinas. Esse tectomagmatismo está relacionado com a abertura do Oceano Atlântico Norte, com distensão e fraturas no norte do Cráton Amazônico.

Durante a perfuração do poço 1-AC-1-PA, na margem direita do Rio Tapajós, se verificou que os sedimentos, vermelhos pós-paleozoicos, atingiram uma profundidade de 545 m. Kistler (1954), a serviço da Petrobras, denominou essas camadas de Formação Alter do Chão, com idade cenozoica inferida, termo este empregado por Morales (1959) e a maioria dos geólogos que trabalharam na região.

Posteriormente, a seção pós-paleozoica foi considerada de idade cretácea e cenozoica na Bacia do Amazonas, com base em palinórfos (Daemon & Contreiras, 1971), concluindo que na região central da bacia aflorava cretáceo. Daemon (1975) realizou novo estudo na seção discutida e no poço 1-AC-1-PA, atribuindo idade mesoalbiana/neo-albiana a eocenomaniana para a parte inferior da seção e neocenomaniana a turoniana para a parte média, de acordo com as Zonas K-400 a K-600, estabelecidas anteriormente por Lima (1971) para a Bacia de Barreirinhas. Em muitos poços foi também reconhecida uma seção cenozoica inominada na bacia por Daemon & Contreiras (1971).

As formações do Cretáceo e do Terciário foram reunidas no Grupo Javari por Cunha *et al.* (1994, 2007) na Bacia do Amazonas e por Eiras *et al.* (1994), Eiras & Wanderley (2006) e Wanderley Filho *et al.* (2007) na Bacia do Solimões. Caputo (2011) constatou que a Formação Alter do Chão na seção-tipo, no poço 1-AC-1-PA, é de idade cenozoica e discordante com sedimentos cretáceos sotopostos, concluindo que o Grupo Javari não deve mais persistir, pois existe uma discordância entre esses pacotes sedimentares. Além disso, a seção tipo do suposto Grupo Javari se situa em outra bacia, no poço 1-RJ-1-AM, na Bacia do Solimões, na fronteira com a Colômbia.

A seção pós-paleozoica, comprovadamente de idade cretácea, foi denominada de Formação Jazida da Fazendinha e a seção cenozoica permaneceu com a denominação de Formação Alter do Chão (Caputo 2009, 2011).

A **Formação Jazida da Fazendinha** se assenta sobre as formações paleozoicas e o diabásio Penatecaua, sendo discordante na base e no topo. A sua seção-tipo se encontra no poço Fazendinha número 28 (9-FZ-28-AM, poço especial nº 28, Estado do Amazonas), no intervalo de 475 e 295 m de profundidade, aberto pela Petromisa, antiga subsidiária da Petrobras, para acesso à jazida subterrânea de silvinita, próximo à margem direita do Rio Madeira. O poço é localizado mais especificamente nas coordenadas geográficas de 3° 39' 59" S e 58° 56' 57" W, na elevação de 27 m.

A Formação Jazida da Fazendinha é restrita às partes centrais e profundas da bacia. Para seção de referência é designado o poço 1-NO-1-AM (Nova Olinda pioneiro nº 1, Estado do Amazonas), situado nas coordenadas geográficas de 3° 52' 52" S e 59° 05' 05" W, na elevação de 39 m e no intervalo entre 550 -

180 m de profundidade. É formada de duas sequências. A sequência inferior é composta por arenitos finos a grosseiros, de finos a grosseiros, conglomerados e folhelhos cinza e por folhelhos cinza esverdeados e vermelhos, e na sequência superior consiste de espessos pacotes de arenito branco fino a médio (Dino *et al.*, 1999, 2000).

Nas porções centrais da bacia, esta unidade jaz discordantemente sobre a Formação Andirá e nos flancos sobre as formações Arari e Nova Olinda. O contato basal da unidade é abrupto, onde sedimentos variegados, geralmente grosseiros, pouco consolidados e mal selecionados da Formação Jazida da Fazendinha, passam para sedimentos paleozoicos relativamente finos e bem consolidados das formações Andirá, Arari e Nova Olinda. Em muitos casos o contato basal é feito também com soleiras do Diabásio Penatecaua. O paleorelevo onde se assenta a Formação Jazida da Fazendinha é irregular e bastante colinoso, conforme pode ser visualizado em algumas seções sísmicas. Espessuras conhecidas em torno de 100 a 300 m. A unidade se afina para os flancos e desaparece para as margens da bacia e esta ausente nos arcos de Gurupá e do Purus (**figura 1.22**). Na extremidade oeste da bacia a formação é coberta discordantemente pelas formações Solimões e Içá.

A natureza dos sedimentos e a ausência de formas marinhas (Daemon & Contreiras, 1970, 1971), e presença de âmbar (Pereira *et al.*, 2006) e dentes de dinossauro (Price, 1960) indicam que a Formação Jazida da Fazendinha foi depositada em ambiente continental (fluvial e flúvio-lacustre) com forte influência eólica nos intervalos arenosos. Gipsita não foi encontrada, sugerindo um clima mais ameno nos intervalos fossilíferos e mais árido nos intervalos arenosos espessos, em função do forte retrabalhamento eólico. De acordo com Dino *et al.* (1999, 2000), que detalharam melhor a paleontologia da unidade, os esporos encontrados posicionaram as camadas da sequência inferior (SEQ 1) no Alagoas Superior (Neo-aptiano-Albiano), dentro das palinozonas P-270 e P-280. A sequência superior (SEQ 2), situada dentro da Palinozona P-380, foi depositada no eocenomaniano.

Na última revisão feita pela Petrobras na carta estratigráfica da bacia apresentada por Cunha *et al.* (2007), parte de sedimentos da porção oriental foi designada de Formação Marajó e na porção ocidental de Formação Solimões, de idade cenozoica e o restante da seção foi considerado de idade cretácea, mas sem comprovação paleontológica de idade cretácea. Na confirmação de que a Formação Alter do Chão é cenozoica (Caputo, 2011) e capeia continuamente as camadas da Bacia do Amazonas, o termo Marajó deve ser desconsiderado, por questões de prioridade e para evitar duplicidade de nomes. Além disso, a Formação Marajó da Bacia do Marajó não tem continuidade na Bacia do Amazonas. A denominação Marajó deve permanecer restrita apenas aos sedimentos do lado oriental do Arco de Gurupá.

A **Formação Alter do Chão** é composta por intercalações de arenitos, argilitos, siltitos e, subordinadamente conglomerados, predominantemente vermelhos. As camadas de granulação grosseira mostram composição ortoquartzítica a arcósica, com feldspatos frequentemente alterados para caulinita. Ocorrem frequentemente arenitos brancos caulínicos. A espessura máxima perfurada da unidade foi 1.266 m, no poço 1-AL-1-PA (Almeirim pioneiro nº 1, Estado do Pará), mas espessuras entre 200 e 400 m são comuns.

A seção-tipo da Formação Alter do Chão se encontra no poço 1-AC-1-PA (Alter do Chão pioneiro nº 1, Estado do Pará), perfurado nas coordenadas geográficas de 2° 31' 15" S e 54° 58' 30" W, na elevação de 14 m. A unidade estende-se desde o topo da Serra Piroca, com 126 m de altitude até a profundidade de 425 m no citado poço, com espessura total de cerca de 537 m. Para seção de referência, embora incompleta, considera-se a seção aflorante em Aveiro, no Rio Tapajós, no Estado do Pará.

Nas margens norte e sul das extremidades ocidentais da bacia, a Formação Alter do Chão cobre várias unidades paleozoicas em discordância erosional e a Formação Prosperança em discordância angular e o embasamento cristalino em discordância litológica. Na extremidade leste encobre parcialmente o Arco de Gurupá, composto de metamórficas e ígneas pré-cambrianas (**figura 1.10**).

Nas porções centrais da bacia, esta unidade jaz discordantemente sobre as formações Jazida da Fazendinha, Arari e parte da Formação Nova Olinda. O contato basal também é feito com soleiras de diabásio mesozoicas. No Arco de Purus cobre a Formação Nova Olinda, e em direção ao Arco de Gurupá, cobre as formações paleozoicas inferiores e o embasamento. O contato das camadas Alter do Chão, com as formações paleozoicas, é abrupto, onde sedimentos vermelhos desta formação, geralmente grosseiros, inconsolidados e mal selecionados, passam para sedimentos paleozoicos relativamente finos e bem consolidados. Em perfis geofísicos de poços e em seções sísmicas, esta unidade mostra propriedades acústicas distintas e contrastantes com as da Formação Jazida da Fazendinha sotoposta (**figura 1.16**).

A natureza dos sedimentos, a cor vermelha e a presença de palinomorfos fósseis continentais e restos foliares indicam que a Formação Alter do Chão foi depositada em leques aluviais, planícies aluviais e em deltas fluviais relacionados aos ambientes lacustres, em clima tropical. A presença de paleossolos e superfícies laterizadas é comum devido à divagação dos rios que erodem, oxidam e expõem por longo tempo, sedimentos previamente depositados. Não foram encontrados indicadores de clima árido, como gipsita. Não há evidências paleontológicas que comprovem a ocorrência de afloramentos de idade cretácea na Bacia do Amazonas, conforme preconizam Rosseti & Netto (2006) e Nogueira *et al.* (2013).

Tabela 1.1 - Distribuição cronoestratigráfica dos restos foliares da Serra Paituna em torno do Domo de Monte Alegre (Duarte, 1987), indicando idade eocênica para os 100 metros acima da base da Formação Alter do Chão.

Material	K1	K2	Paleo	Eo	Olig	Mio	Plio	Pleist.	Terc. Indet	Holoc.
<i>Equisetum L.</i>		X	X	X	X	X	X	X		X
<i>Coccoloba L.</i>			X	X					X	X
<i>Minispermites Lesq.</i>	X	X		X						
<i>Capparis L.</i>				X		X				
<i>Rhamnus L.</i>		X		X	X					
<i>Gerviopsis Sap.</i>		X	X	X						

Amostras de restos de plantas coletadas na altura de aproximadamente 100 m na Serra de Paituna (200 m de altura total) na região do Domo de Monte Alegre, já mencionadas por Oliveira & Leonardos (1943), foram estudadas por Duarte (1987), a qual examinou restos foliares de trinta e cinco exemplares e estabeleceu uma distribuição cronoestratigráfica dos gêneros estudados (**tabela 1.1**). Duarte (1987) considerou uma idade neocretácea e eocênica para o material estudado, mas, em função da distribuição cronoestratigráfica apresentada pelo conjunto de gêneros examinados, é atribuída apenas idade eocênica. Esta idade para as camadas fóssilíferas cenozoicas próximas da base da seção aflorante da Serra Paituna é plenamente compatível com a idade eocênica obtida por Daemon & Contreiras (1971), fundamentados em esporomorfos, para os sedimentos basais da Formação Alter do Chão no poço Almeirim (1-AL-1-PA).

O intervalo bioestratigráfico XVII [Zonas K400 (Albiano) a K600 (Cenomaniano a Turoniano)] de Daemon (1975) se situa na Formação Jazida da Fazendinha, não fazendo mais parte da Formação Alter do Chão de idade cenozoica. Assim sendo, esta unidade se situa apenas no intervalo bioestratigráfico XVIII indiferenciado, proposto por Daemon & Contreiras (1971) e Daemon (1975) para caracterizar apenas o Cenozoico (Eoceno-Neomioceno) e o Holoceno.

Sedimentos situados 66 m acima da base da Formação Alter do Chão, com espessura total de 1.266 m no poço 1-AL-1-PA (Almeirim, pioneiro nº 1, estado do Pará), guardam os palinomorfos *Spinizonocolpites echinatus* Muller e *Bombacacidites* sp, identificados por Daemon & Contreiras (1970) do Eoceno.

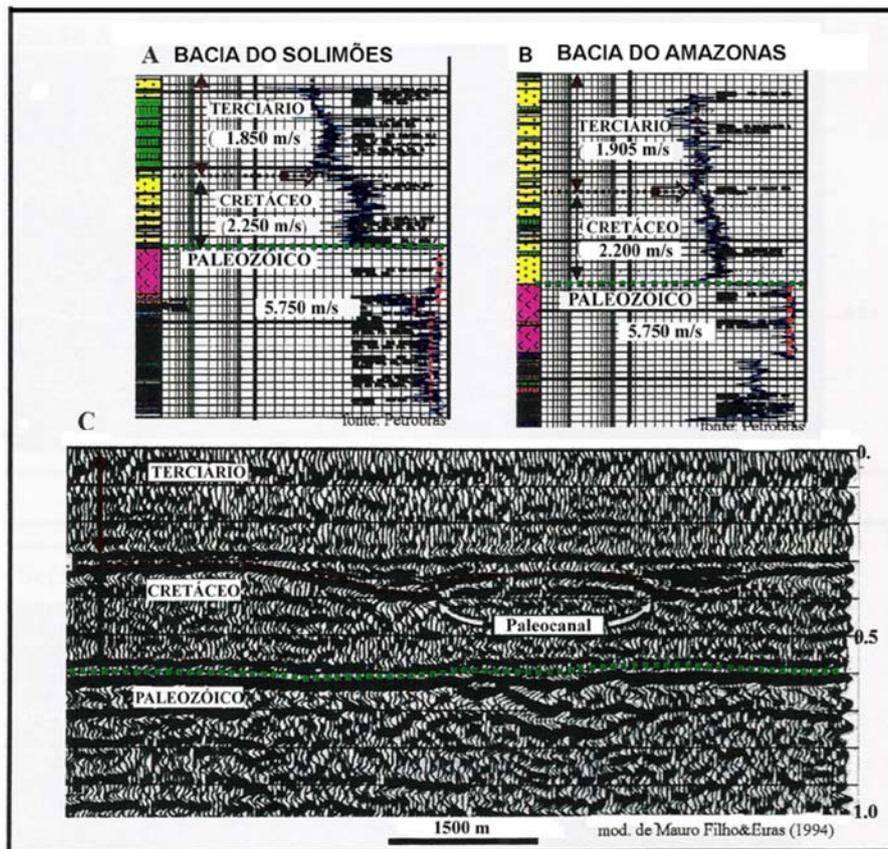


Figura 1.16 - Perfis sônicos de poços na Bacia do Solimões (A) e na Bacia do Amazonas (B), ao sul de Manaus, mostrando contrastes de velocidades intervalares entre Terciário, Cretáceo e Paleozoico. Na Bacia do Amazonas, o Terciário corresponde à Formação Alter do Chão e o Cretáceo à Formação Jazida da Fazendinha. Note na seção sísmica em (C) a presença de paleocanais no contato Cretáceo - Terciário na Bacia do Solimões (Mauro Filho & Eiras, 1994; Costa, 2002).

Perfis sônicos de poços na Bacia do Solimões e Bacia do Amazonas, ao sul de Manaus, mostram contrastes de velocidades intervalares entre Cenozoico, Cretáceo e Paleozoico. Na Bacia do Amazonas, o Terciário corresponde à Formação Alter do Chão e o Cretáceo à Formação Jazida da Fazendinha (figura 1.16).

Acima da Formação Alter do Chão ocorre a **Formação Solimões**, proposta como série por Rego (1930) e por Caputo *et al.*, (1972) como formação na Bacia do Solimões. Ela ocorre também em pequena parte na extremidade oeste da Bacia do Amazonas e sobre o Arco do Purus (figura 1.17). Esta formação tem continuidade e ampla distribuição nas bacias do Solimões e Acre. Direções de paleocorrentes deduzidas pela estratificação cruzada indicam áreas fontes nos Andes (Mason & Caputo, 1964). A unidade é caracterizada basicamente por argilitos e siltitos cinza e variegados, moles, mássiços ou laminados, frequentemente piritosos e arenitos desde finos a grosseiros, brancos, castanhos e vermelhos. Os sedimentos são frequentemente calcíferos e comumente apresentam gipsita disseminada. A formação contém abundante fauna terrestre e flora que consiste de ostracoides, escamas de peixe, dentes e ossos de vertebrados, gastrópodos,

bivalvos, algas carófitas, restos de plantas, folhas e caules, e esporomorfos. A idade desta unidade é neomiocênica-eopliocênica (Latrubesse *et al.*, 2010; Gross *et al.*, 2011). O ambiente de sedimentação é continental comprovado pelos fósseis, fácies sedimentares e geoquímica (Gross *et al.*, 2011). A presença de esporomorfos devonianos, cretáceos e cenozoicos (informação verbal Rosemary Rocha da Silveira) e minerais de origem andina na Formação Solimões em Coari (Bacia do Solimões), indica uma proveniência do desmantelamento dos Andes. No lado leste do Arco do Purus, na Bacia do Amazonas, também ocorre esta unidade na região imediatamente ao oeste do Rio Negro (Motta, 2008), indicando que o arco não ofereceu obstáculo à inversão da drenagem do Rio Amazonas em direção ao Atlântico, a partir do Tortoniano (parte inicial do Neomioceno).

A seguir ocorre a seção mapeada no Rio Içá discordante representada pela **Formação Içá** proposta por Maia *et al.* (1977) para camadas mais arenosas que a Formação Solimões. Ela apresenta distribuição sobre o Arco do Purus e extremidade oeste da Bacia do Amazonas. A unidade é limitada ao leste pelo relevo mais alto da Formação Alter do Chão na região ao oeste do Rio Negro e mostra continuidade, com ampla distribuição, nas bacias do Solimões e Acre no Brasil e nos países andinos desde a Colômbia até a Bolívia. Esta unidade apresenta estratificação cruzada que indica a direção das paleocorrentes para o sentido leste.

Portanto, desde o Neomioceno, o arco não bloqueou a drenagem no sentido leste, pois ocorrem as formações Solimões e Içá de idade neomiocênica-pliocênica e pleistocênica, respectivamente ao leste desta feição. Além disso, durante a erosão no Tortoniano, devido ao forte abaixamento do nível do mar e à subsidência do Arco de Gurupá, o Arco de Purus foi levemente deprimido, em função da transferência de grande volume de sedimentos para a costa atlântica.

O Rio Amazonas escavou profundamente a Formação Alter do Chão no vale central em função de uma erosão remontante desde a Bacia do Marajó, quando o nível do mar baixou em torno de 100 m. Considerando o relevo da Formação Alter do Chão com mais de 125 m de altura, o desnível total ultrapassou 200 m no Tortoniano entre o topo da Formação Solimões e o fundo do vale do Rio Amazonas. Desde o fim do Plioceno e Pleistoceno o mar oscilou várias vezes, devido às fases glaciais e interglaciais, ocasionando a formação de vários terraços ao longo da drenagem do Rio Amazonas. Aluviões quaternários mais novos que a Formação Içá estão presentes ao longo das margens dos rios sob a forma de terraços e ilhas holocênicas.

As cartas litoestratigráfica e cronoestratigráfica da Bacia do Amazonas são apresentadas nas **figuras 1.17 e 1.18**, respectivamente.

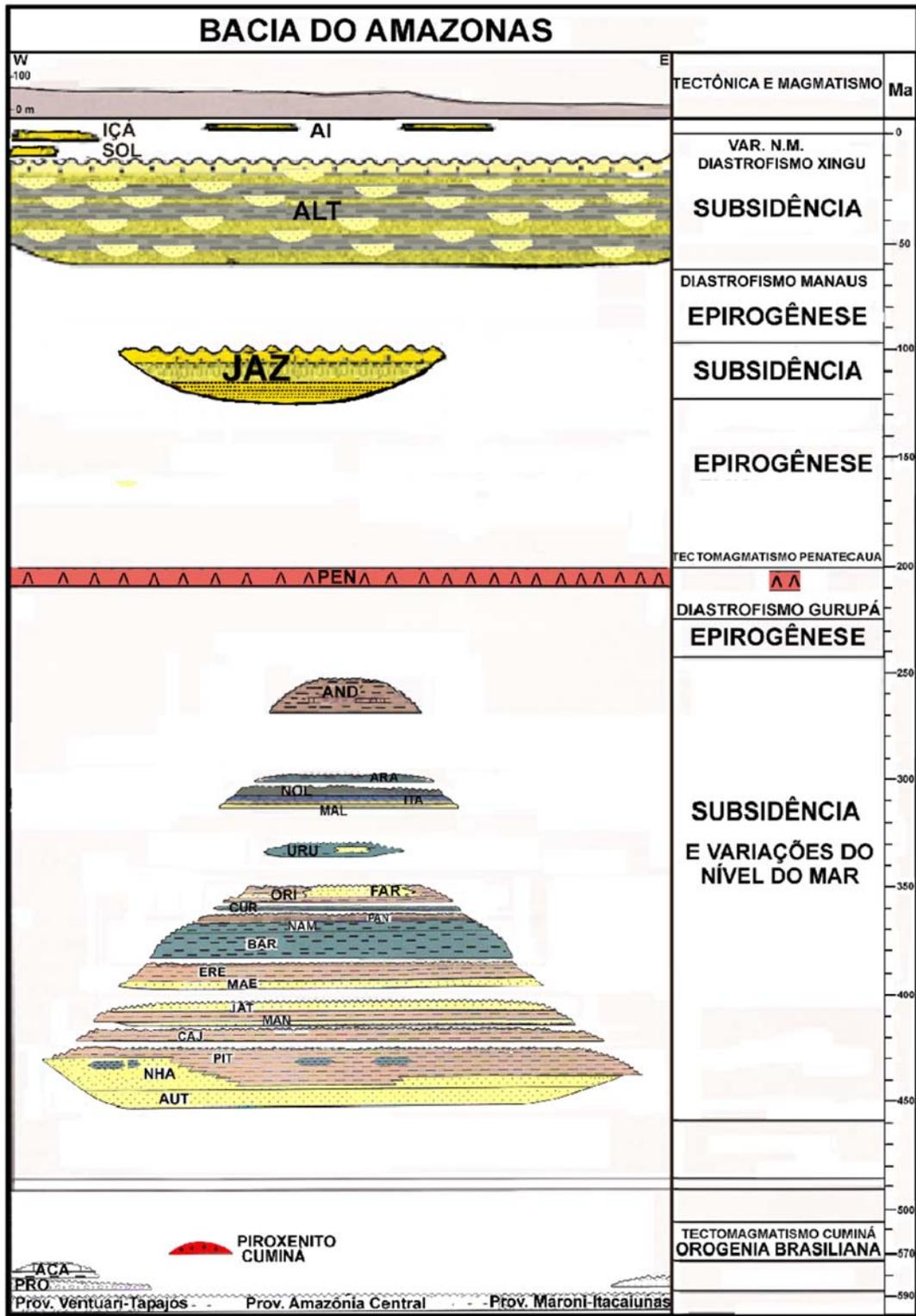
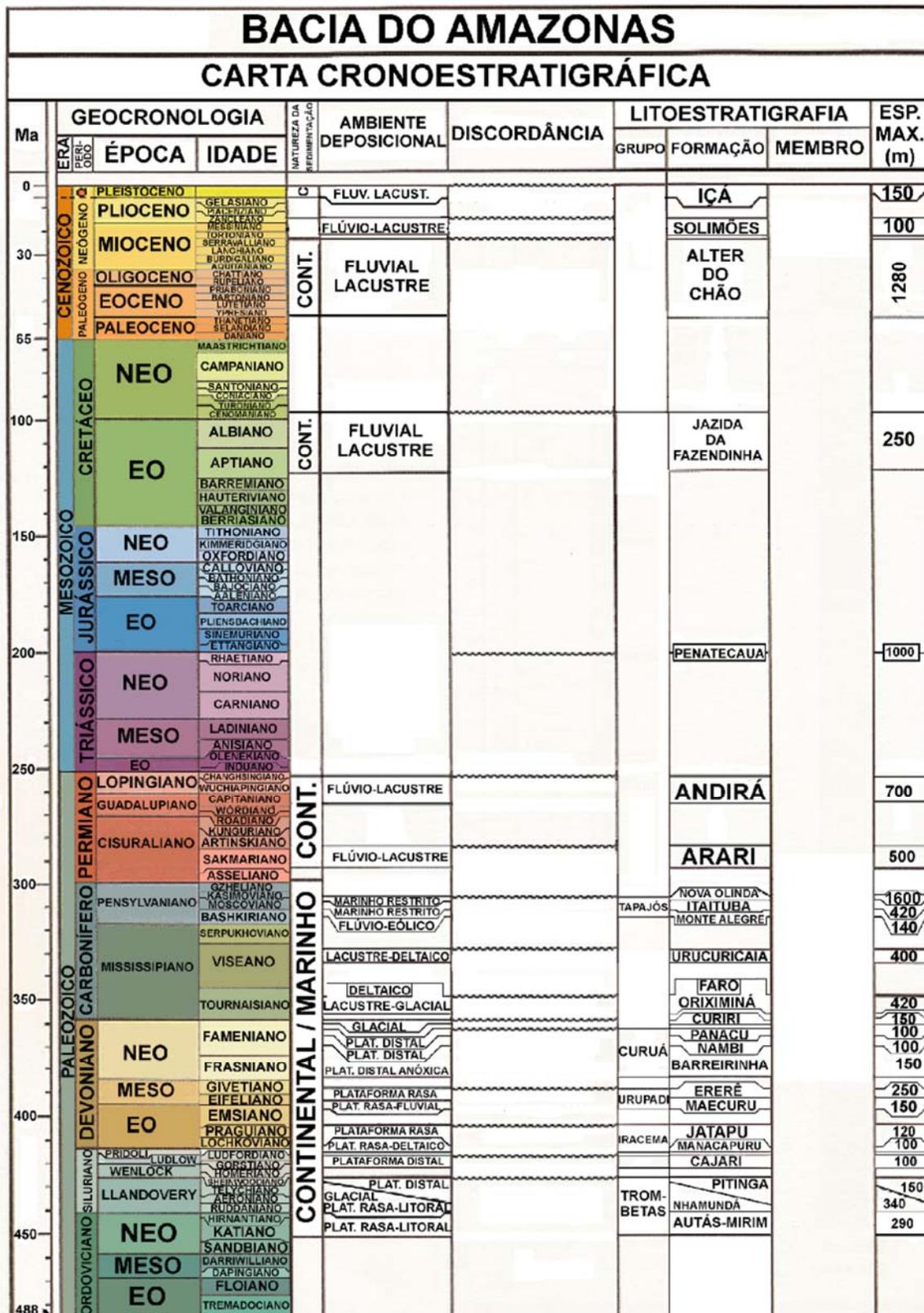


Figura 1.17 - Carta Litoestratigráfica da Bacia do Amazonas, modificada de Cunha et al. (2007).



1.3.3 - Tectônica

A Bacia do Amazonas se instalou no cráton amazônico, composto pelo Escudo das Guianas e Escudo Brasileiro, no início do Paleozoico, com a formação de um rifte que evoluiu para uma bacia intracratônica, não desenvolvendo uma bacia oceânica. A evidência principal da existência do rifte precursor é a presença de uma cadeia de altos gravimétricos com mais de 1.300 km de comprimento, na região axial, ladeado por duas faixas de baixos gravimétricos nos flancos da bacia (**figura 1.11**), indicando a existência de rochas densas ultrabásicas alinhadas em forma de *dogleg* no interior de seu embasamento (Linsser, 1958, 1974), indicando elevação do manto. A bacia é composta por segmentos longos, orientados na direção ENE-WSW, correspondentes às falhas normais, que se alternam com segmentos curtos de direção aproximada NW-SE, correspondentes às falhas de transferência, em padrão de zigue-zague (*dogleg*). A **figura 1.19** mostra um mapa de isólitais de camadas de sal que reflete a estrutura em zigue-zague do rifte formador da bacia em sua parte ocidental.

As massas ultrabásicas do embasamento pré-cambriano, relacionadas com a implantação do rifte precursor, apresentam uma idade de 570 ± 70 Ma (Método Sm/Nd - Informação escrita por Donald J. DePaolo a M.V. Caputo, 1985a) em amostras de piroxenito, no embasamento, subaflorante à coluna sedimentar da bacia, no poço Cuminá. Esta idade corresponde ao intervalo do fim do Neoproterozoico até o Neocambriano, dentro do intervalo de tempo da Orogenia Brasileira. As formações Prosperança e Acari são mais antigas que a idade do Evento Tectomagmático Cuminá, pertencendo a outro ciclo sedimentar anterior à formação da bacia.

Os esforços compressivos, durante o fechamento do Cinturão Brasileiro Paraguai-Araguaia de direção leste-oeste no norte do Brasil, gerariam esforços distensivos de direção norte-sul que resultariam na abertura da Bacia do Amazonas (Caputo *et al.*, 1983; Caputo, 1984; Neves, 1989) durante o Evento Cuminá.

A grande inflexão para sul no embasamento da margem norte da bacia ocorre também no seu eixo, na charneira da plataforma norte, nas curvas de isólitais, isópacas e contorno estrutural de todas as unidades estratigráficas da bacia, refletindo a estrutura em *dogleg* herdada do rifte precursor (**figura 1.21**).

Durante o Paleozoico, a Bacia do Amazonas esteve abrigada no interior do Continente Gondwana Ocidental, apresentando grande estabilidade tectônica, sem evidências nas camadas de esforços compressivos, ocorrendo apenas subsidência que propiciou o preenchimento sedimentar da bacia e variações do nível do mar. As linhas de fraqueza desenvolvidas no Pré-Cambriano pouco se manifestaram no Paleozoico, mas foram reativadas no Mesozoico e Cenozoico em função da ruptura dos continentes Pangea e Gondwana no Mesozoico e da individualização da América do Sul que passou a ser limitada por crosta oceânica. A interação com a Placa do Caribe também apresentou consequências tectônicas.

Segundo Wanderley Filho *et al.* (2005) ocorrem falhas de direção NW-SE, denominadas Jari-Pacajaí, Paru-Anapu e Manacapuru-Rio Negro que deslocam os depocentros de todas as unidades Paleozoicas. Nas regiões dos rios Urubu, Uatumã, Maecuru e Urupadi foram observadas por M. V. Caputo

(inédito), em mapeamento de superfície que essas falhas deslocam também os sedimentos cenozoicos, indicando reativações muito novas.

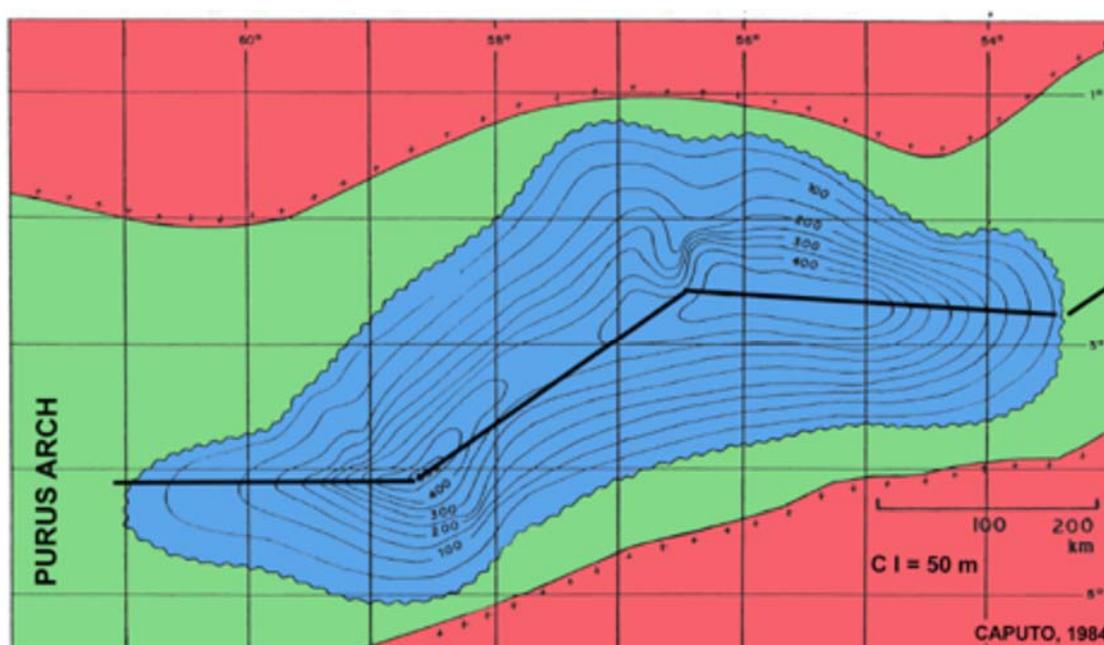


Figura 1.19 - Observe a segmentação, sob a forma de *dogleg* do pacote de várias camadas de halita com até 500 m de espessura total, que delinea, na parte ocidental da Bacia do Amazonas, o comportamento estrutural em zigue-zague herdado do seu rifte precursor formador (Caputo, 1984).

No fim do Triássico (200 Ma.) ocorreu um tectomagmatismo com o desenvolvimento de soleiras e fraturas que foram preenchidas com diabásio (Tectonismo Penatecaua e Diabásio Penatecaua). Este magmatismo faz parte da Província Magmática Atlântico Central (*Central Atlantic Magmatic Province - CAMP*) definida por basaltos e diabásios toleíticos com idade de ~ 200 Ma, que afloram em partes antigamente unidas da América do Norte, Europa, África e América do Sul (Marzoli *et al.*, 1999). As fraturas do tectomagmatismo Penatecaua foram profundas e de natureza transtensiva, relacionadas à abertura do Oceano Atlântico Norte. Nesse mesmo intervalo de tempo, ocorreu o soergimento do Marajó, com rifteamento, ao leste da Bacia do Amazonas, no Jurássico ou Cretáceo, cuja ombreira passou ser denominada de Arco de Gurupá (**figura 1.10**). O tectonismo Gurupá foi o evento tectônico mais expressivo da região depois do Evento Cuminá formador da Bacia do Amazonas, pois cortou sua comunicação com as bacias do Parnaíba e do noroeste da África e soergueu o assoalho oriental da Bacia do Amazonas. Isto proporcionou a erosão de sedimentos paleozoicos, causando a remoção de pacote sedimentar paleozoico da região do ápice do Arco de Gurupá, pois se manteve alto e exposto até o início do Neomioceno (Tortoniano). Somente mais tarde o Arco de Gurupá foi encoberto pela sedimentação do fim do Cenozoico representado pela Formação Tucunaré na Bacia do Marajó.

Durante as intrusões básicas, a introdução de espessas soleiras de diabásio soergueu epigeneticamente o pacote sedimentar paleozoico da Bacia do Amazonas, de mais de 1.000 metros (espessura aproximada total das soleiras), provocando erosão e peneplanização generalizada em toda a sua extensão,

inclusive com a erosão de possíveis derrames superficiais de lavas basálticas relacionadas a este magmatismo.

Após o tectomagmatismo Penatecaua e durante a citada erosão, ocorreu o tectonismo do Juruá (Caputo, 1985a, 1991) no Neojurássico, conhecido também como Diastrofismo Juruá (Campos & Teixeira, 1988) ou Orogenia Juruá (Barros & Carneiro, 1991; Caputo, 2013, 2014), muito intenso nas bacias do Solimões e Acre, como também nas bacias subandinas, alcançando também a parte ocidental da Bacia do Amazonas de forma muito atenuada (Costa, 2002). Esta orogênese bem identificada nas bacias subandinas e nas bacias do Solimões e Acre, deve estar relacionada à separação final do continente Gondwana do Supercontinente Pangea, ocasionando a abertura inicial do Oceano Atlântico Central. Isto deve ter causado mudanças angulares entre a zona de subdução da placa oceânica e a Placa Sul-Americana, resultando ampla deformação ao longo da costa ocidental da América do Sul. Somente no Aptiano-Cenomaniano a subsidência retornou na bacia com a deposição da Formação Jazida da Fazendinha.

Em torno de 110 (Gonzaga *et al.*, 2000) ou 106 Ma (Pina *et al.*, 2014), no Albiano, houve resfriamento (epirogênese) na área sedimentar e no embasamento da Bacia do Amazonas, observado por traços de fissão, sugerindo uma ampla exumação, alcançando com mais intensidade a parte leste da bacia, onde seção paleozoica está mais erodida e na região não ocorrem sedimentos cretáceos. Também estudos de modelamento, baseados em geoquímica orgânica, realizados por Gonzaga *et al.* (2000) em camadas paleozoicas da Bacia do Amazonas, indicam que uma seção paleozoica de 1.800 m de espessura foi erodida quando as margens da bacia se estendem muito além dos seus limites atuais.

Falhamentos que afetaram os sedimentos cretáceos, sem envolver os cenozoicos, foram datados como pré-Mioceno por Costa (2002), mas como o pacote terciário não afetado é de idade eocênica-miocênica, esse tectonismo poderá ser datado com mais propriedade como pré-eocênico ou entre o Turoniano e o Paleoceno. Este tectonismo, pouco evidente, foi designado de Diastrofismo Manaus (Caputo, 2011), nome derivado da região da plataforma de Manaus, onde seções sísmicas evidenciam o citado diastrofismo (Costa, 2002). É especulado que o diastrofismo Manaus possa ter sido originado da colisão inicial da Placa do Caribe com a Placa Sul-Americana, no fim do Neocretáceo com efeitos transtensivos na Bacia do Amazonas.

Após e durante a sedimentação da Formação Alter do Chão, novo tectonismo tafrogênico afetou a bacia na sua parte leste com o desenvolvimento de falhas transtensivas de gravidade de direção leste-oeste, formando numerosos *grabens* e *horsts* estreitos, mapeados sismicamente pela Petrobras.

Na parte centro-ocidental da Bacia do Amazonas, um tectonismo foi identificado por Travassos & Barbosa Filho (1990) denominado de “Tectônica Terciária” (**figura 1.20**). Essas duas manifestações tectônicas que se desenvolveram em toda a bacia foram reunidas no Diastrofismo Xingu (Caputo, 2011). O intenso Tectonismo Xingu, na Bacia do Amazonas, pode ser atribuído à ação de um binário dextral E-W que se implantou na Placa Sul-Americana, em decorrência de sua movimentação roto-translacional para NW e interação com a Placa do Caribe (Hasui, 1990; Costa, 2002). A seção cenozoica foi

afetada pela Tectônica Xingu ainda atuante e por halocinese, na parte ocidental da bacia (Costa, 2002), e apenas por tafrogenia na sua parte oriental onde não há sal. Costa (2002) datou esse tectonismo como Mio-Plioceno, pois supôs idade miocênica para as camadas envolvidas, mas pode ter atuado também durante o Paleógeno, concomitante com a sedimentação da Formação Alter do Chão a partir do Eoceno.

O tectonismo Terciário estudado por Travassos & Barbosa Filho (1990) está presente na área onde ocorre a maior acumulação de sal, com espessura total das camadas de sal de 500 m. A movimentação da massa plástica de sal foi acionada pela tectônica Xingu, que criou inúmeras estruturas anticlinais que mascararam o real comportamento estrutural das camadas abaixo do sal de interesse para a exploração de petróleo. A presença de inúmeras soleiras de diabásio também causaram problemas nos levantamentos sísmicos. Muitos poços foram perfurados nessas feições provocadas pelo movimento e deformação do sal, trazendo resultados negativos para a prospecção de petróleo na Bacia do Amazonas. As descobertas sub-comerciais dessa bacia foram realizadas em trapas estratigráficas, independentemente das estruturas halocinéticas. Os levantamentos sísmicos com maior resolução permitiram entender melhor o problema. Na Bacia do Solimões com pouco sal, praticamente três soleiras de diabásio contínuas por grandes distâncias e uma tectônica ativa no Jurássico permitiram o sucesso exploratório de petróleo.

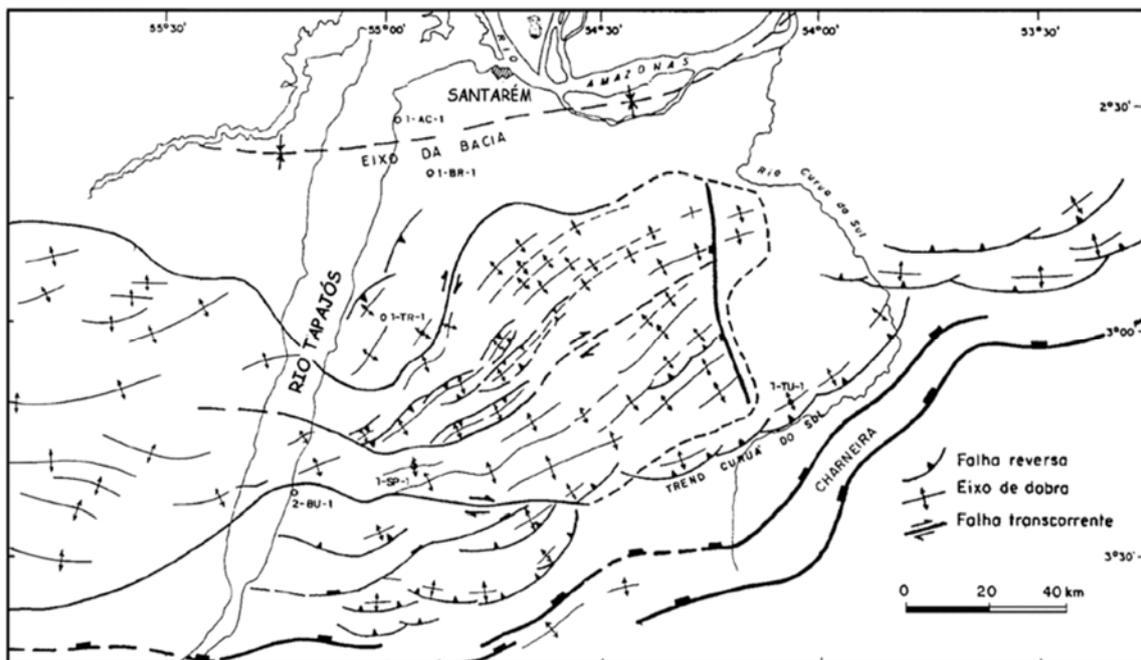


Figura 1.20 - Tectônica Terciária. Arcabouço estrutural do Bloco Tapajós e adjacências, baseado em dados sísmicos de reflexão. Segundo Travassos & Barbosa Filho (1990) destaca-se o limite da faixa terciária (Formação Alter do Chão), onde ocorre falha transcorrente principal, padrão *en échelon* transpressivo das falhas e dobras e a presença de estruturas antigas ao sul e ao leste do bloco.

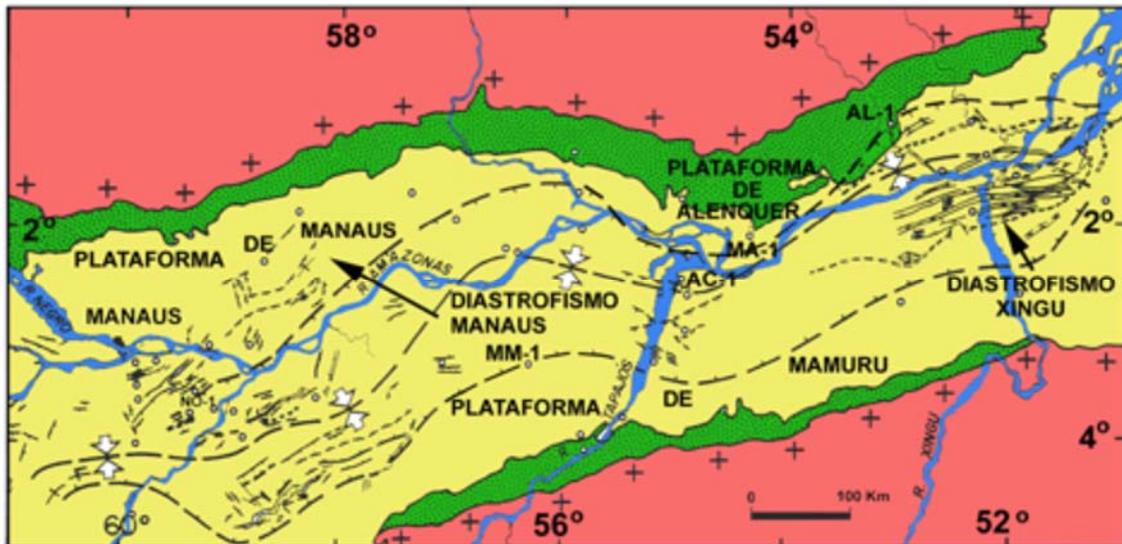


Figura 1.21 - Arcabouço estrutural da Bacia do Amazonas com as áreas de afloramentos paleozoicos (verde), plataformas, charneiras, estruturas e eixo central em forma de *dogleg*, isto é, segmentos com direções diferentes em zigue-zague. Na parte leste ocorrem grabens estreitos de direção E-W. Modificado de Caputo (1986).

O Arco de Purus seria um gráben invertido ainda no Proterozoico com uma coluna sedimentar de idade proterozoica, com cerca de 8.000 m de espessura e que tem continuidade ao sul da bacia, conforme Wanderley Filho & Travassos (2011).

Sobre ambos os flancos do arco de Purus, Caputo & Vasconcelos (1971) observaram o afinamento das formações paleozoicas basais e seu recobrimento estratigráfico progressivo por camadas mais novas (onlap) e que não estão presentes os efeitos físicos típicos de tectonismo nas camadas paleozoicas da região, tais como falhas e dobras, assim como basculamentos. A situação geológica era incompatível com a proposição de um modelo de soerguimento de grandes proporções desse arco, após a deposição de camadas siluro-devonianas, sem afetá-las, conforme colocado por Morales (1957, 1959). Este fato levou à indicação da existência de uma feição elevada e exposta desde antes do início da sedimentação paleozoica entre as bacias sedimentares. Esta evidência levou à conclusão da presença de duas bacias independentes cujo divisor geológico seria o Arco do Purus (Caputo & Vasconcelos, 1971). Esta interpretação foi decorrente da percepção de que havia onlap das formações ordovicianas-devonianas sobre ambos os lados do Arco de Purus conforme a seção A da figura 1.22, indicando sua existência desde antes do Paleozoico. O arco permaneceu exposto até antes do início da deposição do Grupo Tapajós de idade pensilvaniana, quando foi encoberto pela primeira vez pela Formação Monte Alegre. O arco teve seu ápice na área dos municípios de Tefé e Coari, quando recebeu seus primeiros sedimentos paleozoicos no Eopensilvaniano (Neomorrovano, Becker, 2005). O Arco do Purus, bastante rebaixado por erosão, foi então ultrapassado e encoberto pela primeira vez pelo mar vindo de oeste, com ingressões marinhas intermitentes. As transgressões alcançaram até mesmo a Bacia Paleozoica do Parnaíba e provavelmente a África, com generalizada sedimentação ciclôtêmica clástica, carbonática e evaporítica, contendo fósseis com afinidades andinas (Mesner & Wooldridge, 1962). A comunicação marinha entre essas bacias era

intermitente, conforme se deduz das mudanças de fácies verticais (ciclotemas) nas formações pensilvanianas das três bacias paleozoicas do norte do Brasil.

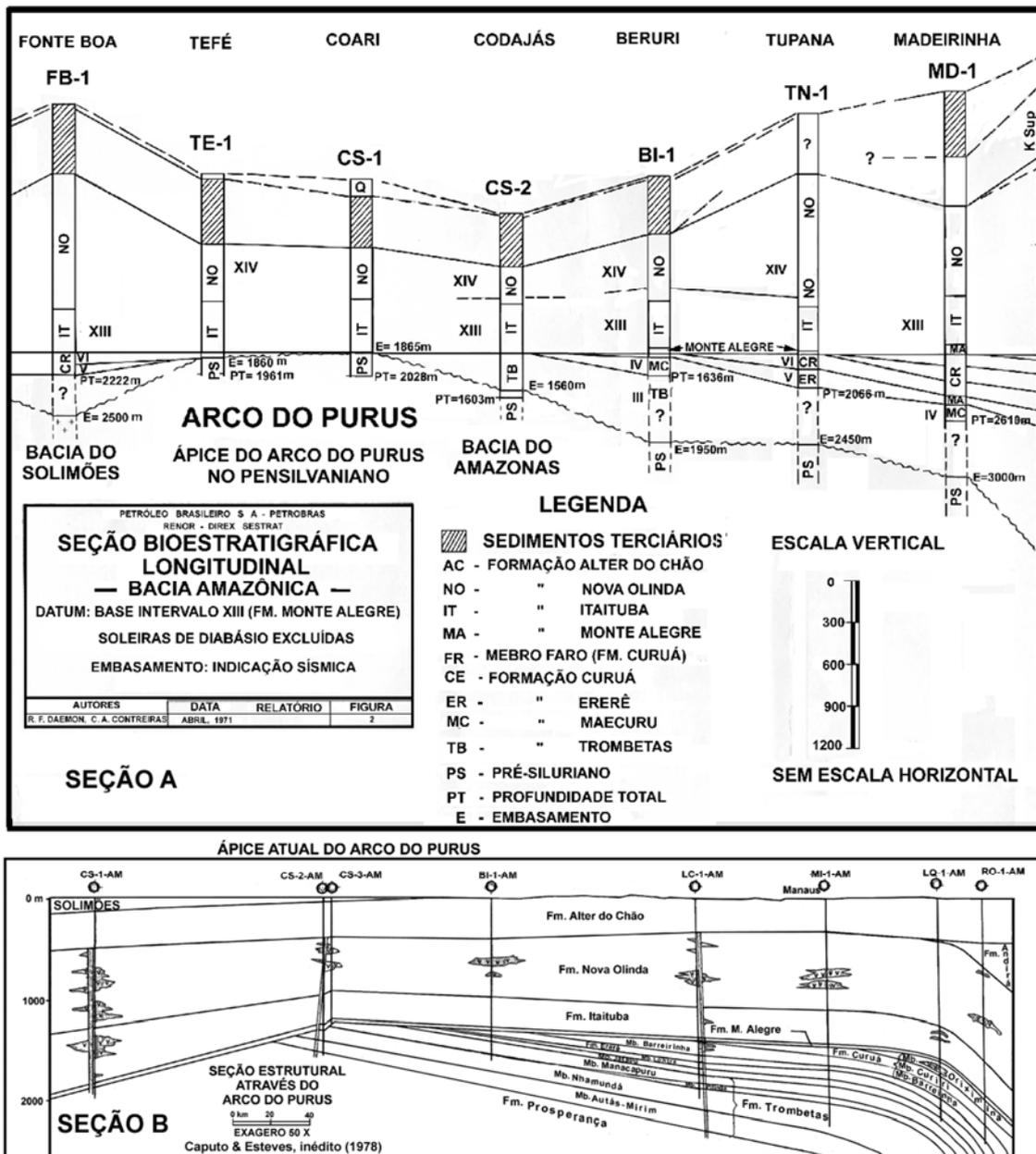


Figura 1.22 – Seções geológicas parciais das bacias do Solimões e Amazonas e Arco do Purus. O datum da seção estratigráfica **A** (Daemon & Contreiras, 1971) é a base da Formação Monte Alegre, que mostra a posição do Arco do Purus no Pensilvaniano (Morrovan), quando o mar ingressou pela primeira vez na Bacia do Amazonas pelo oeste. A seção estrutural **B** (Caputo & Esteves, inédito) mostra a nova posição do ápice do Arco do Purus, modificada pela sobrecarga adicional do diabásio Penatecau na porção ocidental do arco. Veja também **figura 1.30**. Sedimentos terciários ao leste do Arco do Purus pertencem à Formação Alter do Chão e ao oeste pertencem à Formação Repouso de natureza mais pelítica. A Formação Solimões ultrapassa o arco no sentido leste e é mais nova que as formações Repouso e Alter do Chão.

1.3.4 - Magmatismo

A Bacia do Amazonas apresenta um tectomagmatismo ultrabásico (Piroxenito Cuminá) do fim do Proterozoico ou início do Paleozoico (570 ± 70 Ma) relacionado à abertura da bacia sedimentar e tectomagmatismo básico (Diabásio Penatecaua) do fim do Triássico (204 Ma), relacionado à abertura do Oceano Atlântico Norte. Este magmatismo pertence à Província Magmática Atlântico Central (*Central Atlantic Magmatic Province* - CAMP) definida por basaltos e diabásios toleíticos com idade de 200 Ma que afloram em partes antigamente contíguas da América do Norte, Europa, África e América do Sul (Marzoli *et al.*, 1999). As soleiras de diabásio com maior espessura (**figura 1.23**) e abundância na seção ordoviciana-devoniana ocorrem na porção oriental da bacia (Baixo Amazonas). Na porção ocidental, as soleiras são mais abundantes na seção permocarbonífera. Como o nível de energia para elevar o magma deve ter sido o mesmo para toda a bacia, Rezende & Ferradaes (1971) propuseram que a parte leste da bacia (área do Arco de Gurupá) já estava mais soerguida (**figura 1.22**), quando da atividade magmática. Por isso as soleiras de diabásio se introduziram na seção inferior da coluna estratigráfica mais soerguida na porção mais oriental da bacia. A figura abaixo não mostra a espessura das soleiras inferiores introduzida na seção ordoviciana–devoniana. A espessura total de todas as soleiras em toda a coluna deve ultrapassar 1.000 m.

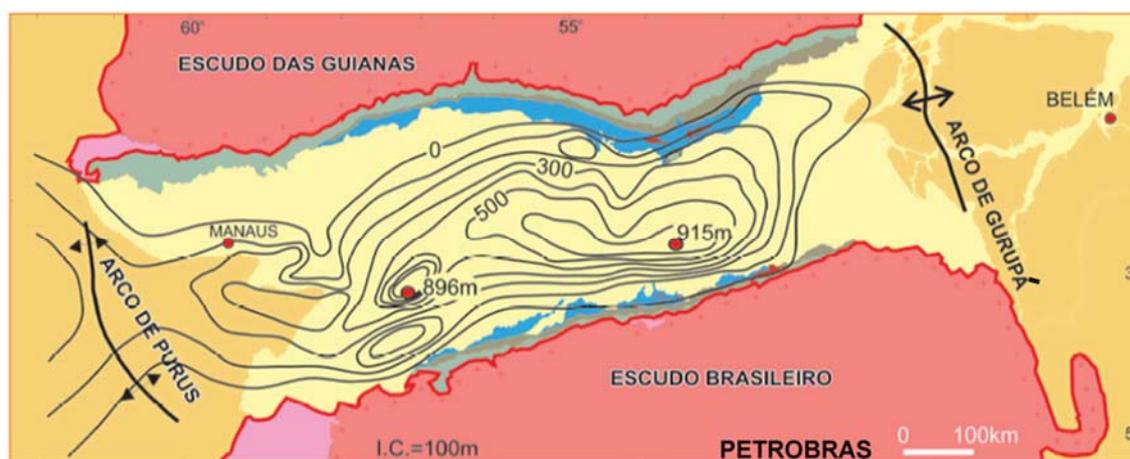


Figura 1.23 - Isótopos das várias soleiras de diabásio dentro da sequência permocarbonífera da Bacia do Amazonas (Wanderley Filho *et al.*, 2005).

1.4 - Bacia do Solimões

1.4.1 - Introdução

Verificou-se desde o início das explorações geológicas que ocorrem somente sedimentos cenozoicos na superfície, na parte ocidental da região amazônica brasileira. Em função desta ausência de afloramentos mesozoicos e paleozoicos, a todas as informações procedem de levantamentos geofísicos e de poços, realizados em campanhas de exploração petrolífera, principalmente pela Petrobras, a partir da segunda metade do Século XX e do Projeto Carvão no Alto Solimões na década de 70 (Maia *et al.*, 1977). A área é carente de mapeamentos de superfície. Esta bacia recebeu inicialmente o nome de Bacia do Alto Amazonas.

A Bacia do Alto Amazonas foi estudada pela primeira vez em escala regional em 1957 por Morales a serviço da Petrobras, que programou levantamentos gravimétricos e três poços estratigráficos para a região. Com os dados geofísicos e de poços, além de dados estratigráficos da Bacia do Amazonas, *sensu lato*, Morales (1959) apresentou a sucessão estratigráfica da bacia no 5º Congresso Mundial de Geologia em Nova Iorque, nos Estados Unidos. Posteriormente, Bouman *et al.* (1960) estudaram a região (*Amazon Basin Study*) com informações de poços adicionais. Eles construíram uma coluna estratigráfica para a Petrobras, não divulgada, baseada na coluna da Bacia do Amazonas e também naquela preparada por Morales, pois os citados autores consideravam as bacias do Baixo, Médio e Alto Amazonas como uma só bacia. Entre 1958 e 1963, apenas 17 poços (15 estratigráficos nas margens de rios e 2 pioneiros) haviam sido perfurados na Bacia do Alto Amazonas, quando cessaram por um tempo as atividades exploratórias na região.

Na década de 70, a evolução tecnológica verificada no método sísmico, a utilização de helicópteros para o transporte de sondas e cargas para áreas mais afastadas das margens dos rios e o avanço das telecomunicações e computação eletrônica permitiram a retomada do processo exploratório com um reconhecimento sísmico com longas linhas regionais na Bacia do Alto Amazonas. Em uma das linhas, se registrou em 1975 uma expressiva inversão das camadas paleozoicas. Trabalhos sísmicos adicionais de detalhe revelaram um alinhamento estrutural com feições dômicas e anticlinais de grande porte, associado a um extenso cisalhamento transpressivo, orientadas na direção NE-SW (**figura 1.31**).

Em 1978 foi descoberto o primeiro campo de gás e condensado em uma bacia paleozoica brasileira, em estrutura associada a esse alinhamento, e em 1986 se descobriu o primeiro campo de óleo, gás e condensado. A partir daí a exploração geológica foi intensificada. Atualmente existem mais de 20 campos de gás, condensado e óleo na região.

Mais tarde, esta bacia passou a ser denominada por Caputo (1984, 1988) de Bacia do Solimões, com a justificativa de que ela teve uma evolução geológica em parte independente da Bacia do Médio Amazonas. A Bacia do Solimões situa-se na Região Norte do Brasil (Estado do Amazonas), entre os paralelos de 2° e 8° S e meridianos 62° e 72° W. Ela abrange uma área total de cerca de 1.200.000 km², dos quais apenas 400.000 km² são prospectáveis para petróleo, em áreas onde ocorrem subafloramentos paleozoicos.

A bacia é orientada na direção aproximada E-W e limitada geologicamente pelos escudos das Guianas e Brasileiro ao norte e ao sul, respectivamente. Está separada da Bacia do Acre pelo Arco Envira e da Bacia do Amazonas pelo Arco do Purus.

O substrato proterozoico, ígneo, metamórfico e sedimentar, sobre o qual se desenvolveu a Bacia do Solimões, corresponde às faixas móveis Ventuari-Tapajós (em parte) e Rio Negro-Juruena na Sub-bacia do Juruá e Rondoniense-San Inácio na Sub-bacia de Jandiatuba (Tassinari *et al.*, 2000).

O Arco do Purus é constituído por rochas sedimentares proterozoicas das formações Acari e Prosperança, além de outras formações profundas, não nomeadas, embutidas originalmente em um *graben*. Este foi invertido ainda no Proterozoico (Wanderley Filho, 1991; Wanderley Filho & Costa, 1991; Eiras &

Wanderley Filho, 2006, Wanderley Filho & Travassos, 2011), tornando a região um divisor paleogeográfico entre as bacias do Solimões e Amazonas. As formações proterozoicas Acari e Prosperança citadas não pertencem às sequências deposicionais clássicas paleozoicas da bacia. A região de Carauari, situada na zona de sutura entre a Província Rio Negro-Juruena e o Cinturão Rondoniense (Porsche, 1985), evoluiu para o Alto de Carauari a partir do Eojurássico, conforme será discutido no item sobre tectônica. O Arco Envira evoluiu no Neojurássico, relacionado à Orogenia Juruá.

A Bacia do Solimões compõe-se de uma área ocidental, com sedimentação de fácies marinhas mais profundas, e uma área oriental, com sedimentação mais rasa. A Bacia de Jandiatuba era uma bacia flexural ligada ao rifteamento da parte oeste da América do Sul conforme Eiras & Wanderley Filho (2006) e a Sub-Bacia do Juruá era uma plataforma mais estável, havendo uma charneira entre ambas. Daí a diferença de espessura sedimentar e de fácies entre ambas.

A Bacia do Solimões comportou-se *grosso modo* como uma rampa, cuja parte mais profunda se situava na Sub-bacia do Jandiatuba, e a parte mais rasa na Sub-bacia do Juruá que constituía uma plataforma. Esta última é a mais bem conhecida, em função da pesquisa geológica e geofísica que propiciou descobertas de vários campos de óleo, condensado e gás. A bacia oriental (Juruá) é cerca de três vezes maior do que a bacia ocidental, que teve suas dimensões bastante reduzidas por intensa erosão a partir do Neojurássico, relacionada aos soerguimentos causados pela Orogenia Juruá. A espessura máxima da coluna ígneo-sedimentar da Sub-bacia do Jandiatuba é de cerca de 3.500 m e da Sub-bacia do Juruá é de cerca de 3.800 m. A aparente espessura maior na Bacia do Juruá é devida a presença de maior espessura de diabásio.

Durante toda a sedimentação paleozoica da Bacia do Solimões, as ingressões marinhas provieram sempre de oeste (**figura 1.24**). O preenchimento sedimentar deu-se gradativamente, por *onlap*, a partir de transgressões de mares pretéritos que ocupavam as bacias do oeste da América do Sul, todas mais subsidentes que as bacias epicontinentais brasileiras. A sedimentação marinha só ocorria quando o nível do mar se elevava suficientemente para alcançar a Sub-bacia de Jandiatuba e a Plataforma do Juruá, como também a Bacia do Amazonas, a partir do Pensilvaniano.

ORDOVICIANO a EODEVONIANO



Devoniano - Eocarbonífero



Neocarbonífero - Permiano



Figura 1.24 - Direções das ingressões marinhas intermitentes nas bacias do Solimões e Amazonas no Paleozoico. Interpretação simplificada, modificada de Wanderley Filho & Travassos (2011). Nessa época não existia o Alto de Carauari, que na área haveria apenas uma charneira. A Bacia do Solimões comportou-se como uma rampa com dois gradientes, onde as transgressões marinhas subiram a topografia paulatinamente até ultrapassar o Arco do Purus no Pensilvaniano.

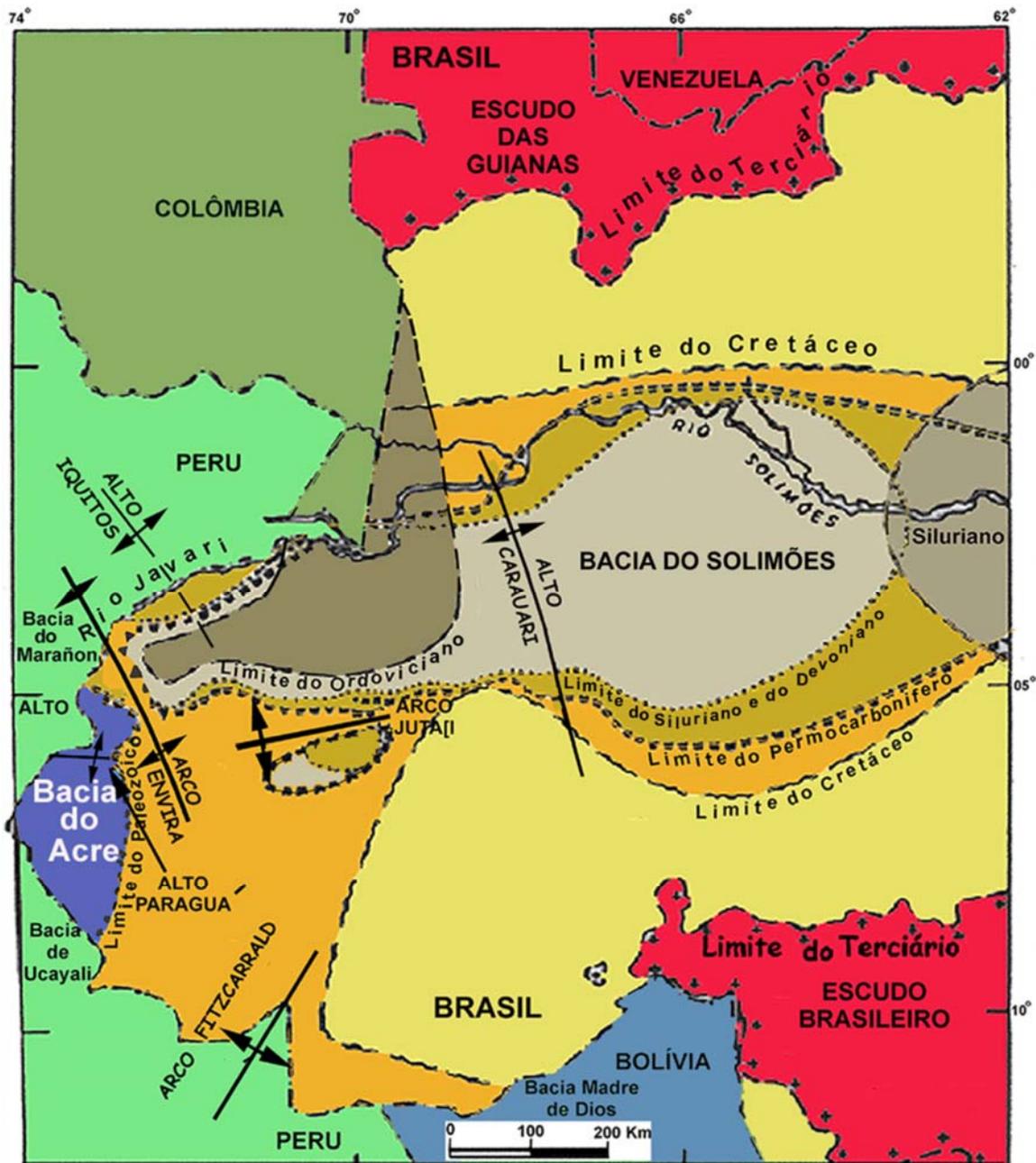


Figura 1.25 - Bacia do Solimões e limites dos subafloramentos das seqüências estratigráficas desde o Ordoviciano ao Mesozoico e altos e arcos bacinais. Camadas ordovicianas têm continuidade no Peru e Colômbia (Baldis, 1988).

A coluna litoestratigráfica específica da Bacia do Solimões foi alvo de revisões por Esteves (1982), Caputo (1984), Silva (1988), Eiras *et al.* (1994) e Wanderley Filho *et al.* (2007). Na Sub-bacia de Jandiatura há poucos poços, o que limita muito os estudos estratigráficos.

1.4.2 - Unidades Estratigráficas

A **Formação Benjamin Constant**, proposta por Silva (1988), consiste de arenito mal selecionado, cinza esbranquiçado, com estratificação plano-paralela e cruzada de baixo ângulo, com características litorâneas e folhelho

cinza escuro a preto, depositado em mar aberto. A seção-tipo desta unidade abrange o intervalo 1.075 a 1.178 m do poço 2-BT-1-AM (Benjamin Constant estratigráfico nº 1, Estado do Amazonas), com as seguintes coordenadas 4° 23' 45" S e 69° 56' 55" W. A seção de referência se encontra no intervalo de 2.497 a 2.582 m de profundidade do poço 2-JT-1-AM (Jutaí estratigráfico nº 1, Estado do Amazonas), perfurado pela Petrobras, com as seguintes coordenadas geográficas: 5° 25' 50" S e 69° 3' 0" W. Esta unidade registra a primeira ingressão marinha na Sub-bacia de Jandiatuba. A Sub-bacia do Juruá e Arco do Purus estavam expostos à erosão e serviam também como área fonte de parte da sedimentação. O autor suspeitou da provável correlação dos folhelhos escuros da Formação Benjamin Constant com os da Formação Contaya, do Ordoviciano do Peru (Bacia de Ucayali), próximo à fronteira brasileira. As amostras de testemunhos que encaminhou a Luiz Padilha Quadros, uma vez analisadas palinologicamente, confirmaram sua idade meso-ordoviciano, à época datada "Arenigiano-Lanvirniano", por Quadros (1986), e hoje referida ao Dapingiano-Eodarriviliano, por Grahn (2006). Até o presente, em nenhuma bacia sedimentar brasileira foram encontradas camadas fossilíferas desta idade.

O **Grupo Marimari**, proposto por Silva (1988), para agrupar as formações Jandiatuba, Biá, Uerê, Urucu e Jaraqui foi redefinido por Eiras *et al.* (1994), em função de discordâncias estratigráficas no interior do grupo. A parte inferior da Formação Jandiatuba do Grupo Marimari foi individualizada por Eiras *et al.* (1994) como uma formação independente, denominada Formação Jutaí, incluindo o Membro Biá.

A **Formação Jutaí** foi proposta por Caputo (1984) para designar uma seção clástica do poço 2-JT-1-AM (Jutaí estratigráfico nº 1), de suposta idade siluriana. Silva (1988) a incluiu na Formação Jandiatuba, pois não reconheceu discordâncias na seção, mas Eiras *et al.* (1994) redefiniram a unidade, em função de diferentes características litológicas e discordâncias estratigráficas identificadas na base e no topo, no intervalo de 2.415 a 2.497 m de profundidade do poço 1-JT-2-AM (Jutaí pioneiro nº 2), com coordenadas 5° 25' 50" S e 69° 3' 0" W. Esta formação apresenta um membro arenoso, proposto por Silva (1988), cuja seção-tipo se encontra no poço 1-RBI-1-AM (Rio Biá pioneiro nº 1, Estado do Amazonas), no intervalo 1.805 a 1.870 m de profundidade, com as coordenadas geográficas 5° 30' 30" S e 68° 0' 35" W.

A Formação Jutaí compreende principalmente folhelho cinza escuro e acastanhado com intercalações subordinadas de siltito cinza micáceo e arenito fino branco. Estes litotipos correspondem à parte distal da sedimentação. O Membro Biá consiste de uma seção de arenito médio a grosso, até conglomerático, folhelho cinza escuro e preto com intercalações delgadas de dolomito creme claro. Ele representa uma sedimentação costeira proximal. A sedimentação da Formação Jutaí avançou mais sobre a Bacia do Solimões, recobrando progressivamente a Formação Benjamin Constant e depositando-se também sobre a área de Caruari e plataforma do Jutaí. A espessura da formação alcança 150 m, porém ela abrange duas sequências sedimentares distintas, intermediadas por um hiato equivalente ao final do Siluriano. As seções não foram separadas em duas formações pela falta de poços que poderiam emprestar seus nomes e individualizá-las. A sequência mais antiga, denominada provisoriamente de Formação Jutaí **A**, corresponde ao Pridoli

inferior (Neossiluriano, não terminal), e a outra, mais jovem, Formação Jutai **B**, ao Lochkoviano e Pragiano (Eodevoniano), conforme as últimas datações palinológicas (Grahn, 2003, 2006; Grahn *et al.*, 2003; Rubinstein *et al.*, 2005, 2008).

O antigo Grupo Marimari de Eiras *et al.* (1994) é aqui subdividido em dois grupos, denominados Marimari e Jandiatuba, devido à presença de discordâncias na base e no topo de cada grupo. A parte inferior do antigo Grupo Marimari, correspondente às formações Jandiatuba basal, Uerê e Membro Arauá de Eiras *et al.* (1994) passa agora a constituir o novo **Grupo Marimari**, composto apenas pelas formações Itamarati e Uerê, correspondente ao intervalo entre 2.414 a 2.368 m de profundidade do poço 1-JD-1-AM (Jandiatuba pioneiro nº 1, Estado do Amazonas), com coordenadas geográficas de 5° 35' 55" S e 70° 01' 20" W, utilizado como seção de referência. O Membro Arauá, por apresentar desenvolvimento muito local, foi excluído.

A **Formação Itamarati**, situada na base do novo Grupo Marimari, é aqui proposta provisoriamente, originada de localidade no Rio Juruá, para descrever uma formação, composta por folhelho e siltito subordinado, cinza escuros e silicosos. A formação é situada estratigraficamente acima da Formação Jutai B e abaixo de folhelhos anóxicos, extremamente radioativos da base do novo Grupo Jandiatuba. A Formação Itamarati muda lateralmente para uma fácies arenosa e bastante silicosa em direção à Sub-bacia do Juruá, recebendo a designação de Formação Uerê (Silva, 1988).

A **Formação Uerê**, formalizada por Silva (1988), é composta basicamente por camadas silicosas, tais como silexito e arenito duro, a maioria com espículas de esponja, e folhelho silicoso cinza escuro. A Formação Itamarati muda de fácies para a Formação Uerê e ambas são limitadas por discordância, na base e no topo. A Formação Uerê ocorre até o flanco oeste do Arco do Purus, onde ela exhibe discordância litológica com o embasamento ígneo-metamórfico e discordância angular com a Formação Prosperança, ambos de idade proterozoica. A seção-tipo da Formação Uerê se encontra no intervalo de 2.100 a 2.003 m de profundidade do poço 1-UE-1-AM (Uerê pioneiro nº 1, Estado do Amazonas), no Município de Carauari, com coordenadas geográficas de 5° 02' 51" S e 67° 02' 25" W. Como seção de referência foi escolhido o intervalo de 2.788 a 2.900 m do poço 1-JR-1-AM. A distribuição da Formação Uerê indica que o *onlap* marinho avançou mais para leste, sem ultrapassar o Arco de Purus. A idade da seção do Grupo Marimari na concepção atual é eoeifeliana a eogivetiana, conforme Grahn *et al.* (2003).

É interessante notar que os silexitos espiculíticos são recorrentes no tempo, intercalando-se em três sequências bem distintas com idades mesodevoniana (Grupo Marimari – Fm. Uerê, muito abundantes), frasniana/fameniana (Grupo Jandiatuba - pouco abundantes) e fameniana terminal (Formação Jaraqui - pouco abundantes). A proliferação das esponjas seria talvez resultante de condições ecológicas inerentes à paleobatimetria submarina da bacia.

Acima do Grupo Marimari ocorre o novo **Grupo Jandiatuba**, discordante na base e no topo. A antiga Formação Jandiatuba, que fazia parte do antigo Grupo Marimari, é aqui redefinida na categoria de grupo para reunir as formações concordantes A, B e C, compostas de folhelhos pretos e cinza escuros a claros

de idade frasniana e neofameniana. Aqui também existem poucos poços, o que inviabiliza a nomeação das novas formações. É bom assinalar que aqui também ocorrem silexites intercalados.

A **Formação A** do Grupo Jandiatuba é aqui proposta para reunir folhelhos pretos e cinza escuros, laminados, físseis, ricos em matéria orgânica, piritosos, anóxicos e radioativos. Estes folhelhos ocorrem no intervalo de 2.343 a 2.370 m de profundidade do poço 1-JD-1-AM (Jandiatuba pioneiro nº 1, Estado do Amazonas), usado como referência, com as coordenadas 5° 35' 55" S e 70° 01' 20" W. A unidade **A** é facilmente reconhecível, por apresentar curvas de raios-gama e de resistividade bastante elevadas, em comparação com as unidades, subjacente e sobrejacente. A Formação **A** correlaciona-se com a Formação Barreirinha da Bacia do Amazonas, ambas geradoras de petróleo nessas bacias. A Formação **A** corresponde a um evento anóxico de caráter mundial e é marco estratigráfico das bacias do Solimões e Amazonas (Formação Barreirinha). Na Sub-bacia de Jandiatuba e possivelmente nas partes mais centrais da Sub-bacia do Juruá, a idade desta seção condensada situa-se desde o Eofrasniano ao Mesofameniano (Melo & Loboziak, 2003; Grahn *et al.*, 2003), sendo improvável que se estenda além do Frasniano terminal ou Eofameniano, em outras regiões da bacia.

A **Formação B** do Grupo Jandiatuba é aqui proposta para uma seção de folhelhos cinza escuros, situados acima dos folhelhos radioativos. Estes folhelhos apresentam radioatividade normal, ao passo que as curvas de raios-gama e de resistividade mostram na base, valores bem mais baixos do que na unidade inferior e se mantém com os mesmos valores até o topo. Essa configuração em perfis é bem clara nos poços 1-JD-1-AM (Jandiatuba) e 1-JT-2-AM (Jutaí, pioneiro nº 2, Estado do Amazonas), na Sub-bacia de Jandiatuba. Na Sub-bacia do Juruá devido a truncamentos tal formação não é reconhecida. Esta unidade correlaciona-se com a Formação Nambi do Grupo Curuá da Bacia do Amazonas, tendo sido datada palinologicamente como neodevoniana (neofameniana) por Grahn *et al.* (2003) e Melo & Loboziak (2003).

A **Formação C** do Grupo Jandiatuba é aqui proposta para uma seção de folhelhos e siltitos cinza claros a cinza médios, muito micáceos, com delgadas intercalações de arenito fino a muito fino, pouco laminados, parcialmente bioturbados. Suas curvas de raios-gama e de resistividade apresentam valores regularmente crescentes a partir da base da unidade. Esta formação correlaciona-se com a Formação Panacu do Grupo Curuá da Bacia do Amazonas, que se caracteriza por conter o icnofóssil *Spirophyton* e plantas fósseis do gênero *Protosalvinia* em abundância naquela bacia. A idade da formação, palinologicamente determinada por Grahn *et al.* (2003) e Melo & Loboziak (2003), é neodevoniana (neofameniana).

A **Formação Jaraqui**, proposta por Caputo (1984), foi redefinida como membro da Formação Jandiatuba por Eiras *et al.* (1994). Porém, como esta seção é discordante sobre a Formação Jandiatuba, ela não pode ser mais referida como membro dessa formação. Portanto, propõe-se aqui que ela seja novamente elevada à categoria de formação. A Formação Jaraqui é composta principalmente por diamictitos negros, com intercalações de folhelhos e siltitos cinza escuros. Ela consiste de diamictito maciço, de cor cinza e preta, com uma matriz siltico-argilosa, rico em matéria orgânica de tipo lenhoso (potencial gerador de gás), que suporta desde areia, grânulos e seixos de várias

naturezas petrográficas. Em alguns poços mostra dois ou mais pacotes de diamictitos separados por pacotes de arenitos. Em afloramentos das bacias do Amazonas e do Parnaíba, formações de constituição e idade semelhantes apresentam várias características glaciais (Caputo, 1984, 1985b; Caputo *et al.*, 2008). A unidade apresenta altos valores nas curvas de raios-gama, sendo às vezes confundida em perfis de poços com a Formação A do Grupo Jandiatuba, por sua alta radioatividade. Na Bacia do Parnaíba, a erosão glacial removeu grande quantidade de sedimentos devonianos mais antigos, desde a Formação Cabeças até a Formação Itaim, podendo a erosão atingir o embasamento (Loboziak *et al.*, 2000; Caputo *et al.*, 2008). Por analogia, os tilitos Jaraqui também podem ter contribuído com parte da geração de hidrocarbonetos líquidos na Sub-bacia do Juruá, devido a algum conteúdo de matéria orgânica incorporada em sua matriz, oriunda do retrabalhamento de pelitos do Grupo Jandiatuba, durante a movimentação das geleiras. O nome da formação Jaraqui deriva do poço 1-JI-1-AM (Jaraqui pioneiro nº 1, Estado do Amazonas), com seção-tipo no intervalo de 2.743 a 2.768.m de profundidade, localizado nas coordenadas 4° 50' 10" S e 66° 21' 34" W. Como perfil de referência é considerado o poço 1-BV-1-AM (Boa Vista pioneiro nº 1, Estado do Amazonas), nas coordenadas 4° 11' 32" S e 65° 25' 08" W, no intervalo entre 3.195 e 3.130 m de profundidade. Melo & Loboziak (2003) atribuíram à Formação Jaraqui idade fameniana terminal ("Struniano"), com base em miósporos das zonas LE-LN.

Assentados em discordância sobre os diamictito glaciogênicos neodevonianos, ocorrem sedimentos clásticos associados com outros diamictitos na Sub-bacia do Juruá. Tal sequência é posicionada palinologicamente na transição Meso/Neoturnaisiano (Mississipiano), indicando outro evento glacial com reflexos globais (Caputo *et al.*, 2008). Às vezes, os diamictitos mississipianos estão amalgamados com os diamictitos devonianos, exibindo também abundante retrabalhamento de material devoniano, evidenciado pela mistura de palinomorfos devonianos alóctones e tournaisianos autóctones (Melo & Loboziak, 2003; Loboziak *et al.*, 2005). Esta sequência, apesar de discordante, é temporariamente mantida na Formação Jaraqui, em face da dificuldade de separação, amostragem deficiente, e pequenas espessuras. Ela equivale à Formação Oriximiná e à parte inferior (arenosa) da Formação Faro, ambas da Bacia do Amazonas. Em nova revisão estratigráfica da bacia e com mais dados de poços, os diamictitos mississipianos (tournaisianos) poderão ser eventualmente separados dos devonianos (famenianos).

A **Formação Sernambi**, proposta por Caputo (1984), foi incorporada à Formação Juruá por Silva (1988), na suposição de que não existia discordância entre as duas unidades. Eiras *et al.* (1994) e Wanderley Filho & Eiras (2007) situaram-na na parte superior da Formação Jandiatuba, desligando-a da Formação Juruá, por constatarem uma discordância no topo da seção. A Formação Sernambi é agora revalidada para a seção original proposta por Caputo (1984), uma vez que existem discordâncias no topo e na base da seção considerada, no poço de referência 1-JD-1-AM no intervalo de 2.186 a 2.218 m, de acordo com estudos palinológicos de Melo & Loboziak, (2003) e Loboziak *et al.* (2005). Ainda é incerta a idade desta unidade se Tournaisiana ou Viseana no poço-tipo. Caso seja Tournaisiana os diamictitos Tournaisianos da Sub-bacia do Juruá anteriormente discutidos devem ser parte desta formação.

A seção-tipo desta unidade situa-se no intervalo de 2.800 a 2.761 m de profundidade do poço 1-SB-1-AM (Sernambi pioneiro nº 1, Estado do Amazonas), nas coordenadas de 4° 54' 18" S e 66° 27' 34" W. A Formação Sernambi consiste de arenito médio a muito grosso, branco a cinza claro, silicificado, com estratificação paralela e cruzada, arenito conglomerático e intercalação de folhelhos cinza escuros e micáceos. A unidade é petrograficamente imatura, em parte com grãos de feldspatos e seixos disseminados em matriz argilosa cinza escura na sua parte superior no poço 1-JD-1-AM. Trata-se de um diamictito, possivelmente de origem glacial observado até o presente no poço 1-JD-1-AM. Esta formação se correlaciona com partes da Formação Faro e Oriximiná da Bacia do Amazonas e com parte da Formação Longá da Bacia do Parnaíba, que contém tilitos (Playford *et al.* 2012).

Após a deposição da Formação Sernambi, começou ampla erosão nas margens das bacias do Solimões e Amazonas e no Alto do Purus. A erosão resultou de um rebaixamento mundial do nível do mar, possivelmente relacionado em parte à amalgamação dos continentes Gondwana e Laurásia, formando o Supercontinente Pangea. Isto provocou um encurtamento da crosta continental, aumento da capacidade volumétrica oceânica planetária e fechamento dos oceanos Phoibico e Rheico, situados entre Laurásia e Gondwana antes do fechamento desses oceanos durante a colisão Gondwana-Laurásia. Outro fator que contribuiu para a redução do nível do mar foram as glaciações do fim do Serpukhoviano ao início do Bashkiriano e fim do Bashkiriano ao início do Moscoviano, registradas por diamictitos glaciais dessa idade em bacias subandinas bolivianas e argentinas (Gulbranson *et al.*, 2011).

Durante o Neobashkiriano e a maior parte do Moscoviano, ocorreu novo ciclo sedimentar na região amazônica, em condições de clima seco e quente, decorrente de nova disposição geográfica dos continentes em relação aos pólos e da nova distribuição de terras e mares de caráter mundial. Em função de oscilações do nível do mar, ocorreram várias ingressões e recuos marinhos que produziram uma sedimentação cíclica, carbonático-evaporítica. As incursões marinhas vieram de oeste, com primeiro *onlap* na Bacia do Acre e do Solimões (originando sedimentação inicialmente arenosa em contexto litorâneo, depois marinha rasa), e finalmente atingindo as bacias do Amazonas e Parnaíba.

Um basalto, que fica situado na região entre a Bacia do Acre e Bacia do Eirunepé, no poço 2-FG-1-AM (Foz do Gregório stratigráfico nº 1, Estado do Amazonas), coordenadas geográficas 6° 48' 45" S e 70° 38' 45,02" W, no intervalo de 2.003 a 1.737 m de profundidade é aqui proposto como **Formação Gregório**. A unidade é formada por vários derrames de basalto castanho avermelhado, vesicular. Possivelmente a coloração é devida à alteração e ele se situa sobre o embasamento cristalino e sob calcários da Formação Caruari. Este basalto é mais velho que o Mesopensilvaniano, mas sua idade inferior ainda não foi definida, pois ocorre sobre o embasamento cristalino e ainda não foi datado por isótopos.

O **Grupo Tefé**, proposto por Silva (1988), inclui as formações Juruá, Caruari e Fonte Boa. Silva considerou este grupo concordante ao Grupo Marimari. Eiras *et al.* (1994) reconheceram uma discordância na base do Grupo Tefé com o antigo Grupo Marimari, como também modificaram os limites das unidades

integrantes do grupo. Verifica-se que o Grupo Tefé apresenta três discordâncias e por isso será novamente redefinido, passando a conter apenas a Formação Juruá e parte da Formação Carauari.

A **Formação Juruá** foi proposta por Silva (1988) para uma seção arenosa com intercalações de pelitos. Apresenta, além disso, cerca de 30% de anidrita e calcário no intervalo de 2.712 a 2.529 m de profundidade do poço 1-JR-1-AM (Juruá pioneiro nº 1, Estado do Amazonas), com coordenadas geográficas 4° 47' 08" S e 66° 15' 14" W, considerado como perfil-tipo por Eiras *et al.* (1994). A Formação Juruá consiste de arenito muito fino a grosso, branco e cinza, com estratificação cruzada de pequeno e grande porte, com intercalação de folhelho e siltito cinza e castanho. Os litotipos dessa unidade indicam ambiente de deposição flúvio-eólica, com influência marinha em direção ao topo (Eiras *et al.*, 1994). Foi-lhe atribuída idade mesopensilvaniana (westfaliana A-B ou neobashkiriana-eomoscoviana), com base em palinologia (Melo & Loboziak, 2003). Porém, os foraminíferos e conodontes presentes nos primeiros carbonatos acima dos arenitos asseguram-lhe idade neobashkiriana (= neomorrowana, ou eowestfaliana; cf. Lemos, 1990; Altiner & Savini, 1995). A parte inferior da Formação Juruá, cuja associação polínica carece de grãos bissacados teniados, é talvez neonamuriana (Melo *et al.*, 1999; Melo & Loboziak, 2003), e portanto, mais antiga do que a Formação Monte Alegre da Bacia do Amazonas. A Formação Juruá pode ser considerada como o início do subciclo basal dos ciclotemas evaporíticos pensilvanianos da Formação Carauari sobrejacente.

A Formação Carauari, proposta por Silva (1988), é aqui subdivida em duas formações, em função de uma discordância interna, com um hiato de 10,5 Ma. Nas seções pensilvanianas e eopermianas da Formação Copacabana, é também observada uma discordância na região andina (Bolívia e sul do Peru), onde é datada por meio de estudos bioestratigráficos (Wood *et al.*, 2002; Grader *et al.*, 2008). Em função desta discordância, a Formação Carauari foi subdividida. Na parte inferior foi mantida a denominação de Formação Carauari e na parte superior passa a constituir uma nova formação denominada Formação Taititu com seção-tipo no poço 1-TU-1-AM.

Formação Carauari é formada por ciclotemas evaporíticos. Cada subciclo começa com folhelho ou arenito, depois calcário, anidrita e halita. Em geral os subciclos são incompletos, com exposições subaéreas. As oscilações do nível do mar que provocaram a deposição dos ciclotemas evaporíticos devem estar relacionadas com as fases glaciais e interglaciais no sul do continente e em outros continentes que faziam parte do supercontinente Gondwana. No Peru, a Formação Tarma, composta por clásticos e calcários, correlacionável à base da Formação Carauari, já apresenta algumas camadas de anidrita (Benavides, 1968), indicando que já havia certa restrição do mar, sob clima árido, na região subandina, possivelmente causada por um arco de ilhas ou uma soleira de outra natureza mais ao oeste. A seção tipo da Formação Carauari se situa no poço 1-CI-1-AM (Carauari, pioneiro nº 1, Estado do Amazonas) no novo intervalo de 2.455 a 1.645 m de profundidade, nas coordenadas geográficas de 4° 56' 12" S e 66° 47' 54" W. A seção de referência fica no intervalo de 2.159 a 1.370 m de profundidade do poço 1-JD-1-AM (Jandiatuba nº 1, Estado do Amazonas), nas coordenadas 5° 35' 55" S e 70° 01' 20" W. A Formação Carauari correlaciona-se com as formações Itaituba e Nova Olinda da Bacia do

Amazonas. Na Bacia do Amazonas a Formação Nova Olinda apresenta novos limites, de modo que a correlação é apenas com a parte inferior de sua seção evaporítica. Os conodontes e foraminíferos mais jovens na seção pensilvaniana do Amazonas e do Solimões são de idade moscoviana não-terminal (= eodesmoinesiana, segundo as reinterpretações de Altiner & Savini (1995) e Lemos & Scomazzon (2001). A duração da discordância com a seção superior abrangeu desde o Kasimoviano até Eosakmariano. Durante estas idades ocorreu prolongada glaciação em várias regiões do Supercontinente Gondwana, inclusive no sul do Brasil (Fielding, *et al.*, 2008a,b), com forte abaixamento mundial do nível do mar que, provavelmente, causou exposição e erosão na Bacia do Solimões. Becker (2005) sugere que houve tectonismo, ocasionado por um suposto Evento Tectônico Jandiatuba, caracterizado por basculamento e erosão na Sub-bacia de Jandiatuba, responsável pela citada discordância entre as formações Carauari e Taititu. Entretanto, neste caso, o abaixamento do nível do mar condicionado por causas climáticas (glaciação) é mais plausível que um evento tectônico para causar erosão e ou não deposição na área nesse tempo.

A **Formação Taititu** ocorre discordantemente sobre a Formação Carauari de caráter carbonático-evaporítico, semelhante ao da Formação Carauari, mas com pouca halita, pobreza de calcário e abundância de anidrita e clásticos finos. Esta unidade apresenta tendência mais continental e sua datação eopermiana é feita com palinomorfos, pois carece de outras microfauas diagnósticas. O fim da deposição da Formação Taititu marca o encerramento da deposição dos ciclotemas evaporíticos na Bacia do Solimões no Eopermiano. Os altos de Carauari e Iquitos não influenciaram na sedimentação evaporítica desta seção, pois as feições estruturais se formaram posteriormente à sua deposição no Neojurássico e no Neógeno, respectivamente. A seção-tipo se situa no poço 2-TU-1-AM (Taititu estratigráfico nº 1, Estado do Amazonas) no intervalo de 1.615 a 1.432 m de profundidade, perfurado nas coordenadas geográficas de 4° 21' 23,80" S e 66° 30' 23,33" W. A seção de referência se encontra no intervalo 1.370 – 987 m de profundidade do poço 1-JD-1-AM.

A **Formação Fonte Boa**, proposta por Caputo (1984) apresenta discordância na base e no topo, mas Matsuda *et al.* (2004) e Becker (2005) mudaram a posição do seu contato basal. A datação palinológica da Formação Andirá e da parte superior da antiga Formação Nova Olinda (Formação Arari), feita por Playford & Dino (2000a,b), mostra a existência de uma discordância regional pré-Andirá e pré-Fonte Boa. Nela, parece faltar, pelo menos, o registro sedimentar do Kunguriano e da parte mais antiga do Guadalupiano. Esta formação ocorre apenas nas áreas de depocentros das sub-bacias do Jandiatuba e do Juruá, estando ausente no Alto de Carauari devido à ascensão posterior deste alto e a consequente erosão. A Formação Fonte Boa consiste principalmente de siltitos variegados com intercalações menores de folhelho variegado e arenito calcífero, cor cinza claro a creme claro, e rara anidrita branca. A significativa presença de siltito sugere que foi depositado em ambiente continental, provavelmente com sedimentos transportados pelo vento e depositados como *löss* sobre a superfície paleotopográfica e em lagos (Caputo, 1984). A seção-tipo está situada no poço 2-FB-1-AM (Fonte Boa estratigráfico nº 1, Estado do Amazonas), no intervalo de 838 a 538 m de

profundidade, nas coordenadas geográficas de 3° 31' 03" S e 66° 04' 51" W (Becker, 2005). A idade desta formação é ainda polêmica. Com base em esporomorfos, Picarelli & Quadros (1992) atribuíram-lhe idade meso/neopermiana, desde o Guadalupiano até o Ochoano da coluna norte americana, ou o Zechstein da coluna europeia. As correlações com as bacias subandinas do Peru e Bolívia, e também com a Bacia do Amazonas, mostram uma idade mais restrita, entre o Guadalupiano e, talvez, o início do Lopingiano. Ela se correlaciona com as formações Andirá (Bacia do Amazonas) e Motuca (Bacia do Parnaíba).

No final do Triássico ocorreu o **Tectomagmatismo Penatecaua** (204 Ma) já referido na Bacia do Amazonas, sob a forma de soleiras e diques de diabásio. Este diabásio recebeu o nome de **Formação Penatecaua** (Issler *et al.*, 1974).

A cobertura pós-paleozoica na Bacia do Solimões era denominada Formação Alter do Chão. Caputo *et al.* (1972) e Caputo (1984) designaram como Formação Solimões a seção predominantemente argilosa da parte superior dessa seção, de idade cenozoica, permanecendo a seção inferior essencialmente arenosa, com a denominação de Formação Alter do Chão.

Eiras *et al.* (1994, 2006) criaram o Grupo Javari para abrigar as formações Solimões e Alter do Chão, termos estes usados igualmente por Wanderley Filho *et al.* (2007). Cunha *et al.* (1994, 2007) usaram o Grupo Javari também para a Bacia do Amazonas. Entretanto, foi comprovado que a seção-tipo da Formação Alter do Chão na Bacia do Amazonas é de idade cenozoica. (eocênica-mesomiocênica). Portanto, o que se chama supostamente de Formação Alter do Chão na Bacia do Solimões é na verdade correlacionável com a Formação Jazida da Fazendinha (de idade cretácea) na Bacia do Amazonas. Além disso, há uma discordância entre as duas formações, o que inviabiliza a constituição de um grupo. Portanto, aqui é proposta a redução de categoria do Grupo Javari, individualizando a Formação Javari, de idade cretácea para a seção arenosa inferior do antigo grupo para substituir a suposta Formação Alter do Chão que deve ser abolida nesta bacia.

A **Formação Javari** é aqui proposta para designar uma seção não aflorante na bacia, composta de arenitos, localizada sob a Formação Solimões e acima da seção paleozoica e das soleiras de diabásio na Bacia do Solimões. Ela é discordante na base e no topo, e constituída predominantemente por arenitos desde finos a grossos e também conglomerados, cor cinza esbranquiçada, com intercalações delgadas de folhelho castanho e vermelho e subordinadamente folhelhos cinza. Camadas de conglomerados apresentam seixos de quartzo, quartzito e arenito que ocorrem em vários níveis da formação, sugerindo um ambiente fluvial anastomosado. A seção-tipo desta formação se situa no intervalo 1.261 a 765 m de profundidade do poço 2-RJ-1-AM (Rio Javari estratigráfico nº 1, Estado do Amazonas), nas coordenadas geográficas de 4° 45' 49" S e 72° 11' 49" W. Essa seção ainda não foi diretamente datada, porém sua proximidade e continuidade lateral, posição estratigráfica e correlação litológica com formações cretáceas da Bacia do Acre sugerem uma idade aptiana-maastrichtiana (?). O intervalo de 305 a 665 m de profundidade do poço 1-BV-1-AM (Boa Vista pioneiro nº 1, Estado do Amazonas), situado nas coordenadas geográficas de 4° 11' 32" S e 65° 25' 08" W, é tomado como seção de referência da Formação Javari. Outra seção de referência é encontrada no intervalo de 745 a 401 m de profundidade do poço 1-JR-1-AM

(Juruá). Esta unidade recobre as formações paleozoicas e além das margens da bacia, o embasamento.

Acima da Formação Javari ocorre uma seção argilosa, com intercalações de arenito e siltito, denominada neste trabalho de **Formação Repouso**, a qual foi considerada como sendo a Formação Solimões em todos os trabalhos de palinologia da bacia até então, devido à semelhança entre ambas as unidades. Entretanto, existe uma discordância que a separa superiormente da Formação Solimões de idade neomiocênica–pliocênica descrita na superfície por Rego (1930). Sedimentos, desta unidade, são conhecidos nas bacias do Acre e Solimões. Ela é formada por argilitos e siltitos cinza escuro e esverdeado claro, plásticos, laminados ou maciços, calcíferos e piritosos. Intercalações de arenito fino cinza esverdeado, frequentemente sílticos, estão presentes. Calcário branco e cinza esverdeado ocorre em pequena proporção.

O poço 1AS-4a-AM do Projeto Carvão no Alto Solimões (Maia *et al.*, 1977), proposto aqui como a seção-tipo da Formação Repouso, na localidade do mesmo nome, no Rio Javari, foi perfurado nas coordenadas 04° 23' S e 70° 55' W na cota de 90 m. Hoorn (1993) datou esta unidade com idade eomiocênica até início do Neomioceno, mas as camadas basais arenosas não foram datadas, podendo alcançar o Oligoceno tardio (Hoorn *et al.*, 2010). O poço-tipo fica relativamente próximo da localidade Pebas, no Peru, no Rio Marañon (Rio Solimões), cuja seção apresenta a mesma idade e conteúdo fóssilífero que a seção Repouso, de acordo com vários pesquisadores, usando outros grupos de fósseis além de palinomorfos (Hoorn *et al.*, 2010). Esta unidade possui a mesma idade da Formação Barreiras na costa do Brasil e também da parte superior da Formação Alter do Chão da Bacia do Amazonas, com a qual mostra continuidade.

Cruz (1984), que zoneou a seção cenozoica da Bacia do Solimões, com base em esporomorfos, em vários poços do Projeto Carvão do Alto Solimões (Maia *et al.*, 1977), colocou estes sedimentos apenas no Mioceno, na Zona **A**, mas excluiu o Eomioceno–Plioceno, Zona **B**, que pertence à Formação Solimões propriamente dita. Como a Formação Repouso é ainda pouco conhecida, mais estudos estratigráficos serão necessários. Em subsuperfície, em horizontes desta unidade, entre 170,90 e 174,40 m de profundidade do poço 1-AS-31-AM do Projeto Carvão, há evidências de ambientes continental, transicional e marinho, com base em fácies sedimentares, foraminíferos plantônicos e bentônicos, briozoários, ostracóideos nodulosos (*Cyprideis*), raias, dentes de tubarão, crustáceos (cracas), otólitos de peixes marinhos, moluscos marginais marinhos datados do início do Mesomioceno (Ramos *et al.*, 2011; Linhares *et al.*, 2011). Pólenes de plantas de mangues no poço 1AS-4a-AM, estudado por Hoorn (1993), provavelmente indicam ambiente costeiro nas proximidades, em intervalos diferentes desta formação, durante o Burdigaliano, o Langhiano e o Serravaliano, quando o nível do mar esteve alto. Ocorrem intercalações de lentes delgadas de linhito através da seção, indicando ambiente continental em partes da seção

O nome Série Solimões, aflorante ao longo do vale do Rio Solimões e afluentes, próximos à fronteira tríplice brasileira–colombiana-peruana foi usado por Rego (1930) para designar uma seção também argilosa cenozoica e Caputo *et al.* (1972) propuseram revalidá-la como **Formação Solimões**. A Formação Solimões é composta principalmente de argila variegada mole, cinza

clara, cinza média e cinza azulada, laminada ou maciça com intercalações de lentes delgadas de linhito. A unidade representa uma molassa distal do orógeno andino que ocorre em toda a bacia homônima. A Formação Solimões recobre discordantemente a Formação Repouso e parte do embasamento cristalino das margens da bacia.

Esta unidade apresenta flora e fauna terrestre abundante, que consiste de ostracóides não marinhos, escamas de peixes, gastrópodos, bivalvos, algas carófitas, plantas (folhas e troncos) e esporomorfos. A Formação Solimões, observada em superfície nas bacias do Solimões e Acre, apresenta ambiente continental paludal, lacustre, flúvio-lacustre, fluvial e flúvio-deltaico, a qual se correlaciona com a Formação Ipururo da Bacia do Ucayali (Carlotto *et al.*, 2008). A idade neomiocênica-eopliocênica (Cruz, 1984; Nogueira *et al.*, 2013) da Formação Solimões indica que ela é mais nova que a Formação Alter do Chão com idade eocênica-mesomiocênica. Portanto, estas duas unidades não se correlacionam.

O contato superior discordante entre as formações Repouso e Solimões foi estabelecido por Campbell Jr. (2006) no campo, recebendo o nome de discordância Ucayali no Rio Acre. Conglomerados acima da discordância contém frequentemente a fauna *Huayqueriana* de mamíferos fósseis (SALMA - *South American Land Mammals Age*), indicando idade neomiocênica entre 9 e 6,5 Ma para a fauna e sedimentos associados à base da Formação Solimões, a qual foi muito bem detalhada por Latrubesse *et al.* (2007, 2010) e Gross *et al.* (2011). Esta unidade também se correlaciona com a Formação Pebas Superior da Bacia do Marañon (Peru).

A discordância abaixo do conglomerado frequentemente fossilífero da Formação Solimões não tem sido reconhecida por alguns pesquisadores (Räsänen *et al.*, 1995; Cozzuol *et al.*, 2006; Rebata, 2006a,b; Silva, 2001), mas foi observada na Bolívia, Peru e Equador (Campbell Jr. *et al.*, 2006; Carlotto *et al.*, 2008) e Colômbia (Hoorn *et al.*, 1995) como também na região costeira na Formação Barreiras por Rossetti *et al.* (2001) e marinha atlântica por Figueiredo *et al.* (2009), onde ocorre um hiato de 0,7 Ma no leque do Rio Amazonas.

A Formação Solimões apresenta uma fauna malacológica fóssil, bastante desenvolvida como na Formação Repouso, que ocorre nas argilas cinza escuras do Rio Alto Solimões (Rego, 1930). Após a reorganização da drenagem no início do Neomioceno (Tortoniano), a Formação Solimões de idade neomiocênica-eopliocênica (Cruz, 1984; Silva-Caminha, 2010; Latrubesse *et al.*, 2007, 2010; Gross *et al.*, 2011; Nogueira *et al.*, 2013) representa a sedimentação da drenagem do Rio Amazonas no sentido do Oceano Atlântico, quando o nível do mar subiu novamente após a queda no início do Neomioceno (Tortoniano), pois apresenta palinomorfos e minerais andinos (Mapes, 2009; Nogueira *et al.*, 2013).

Acima ocorre a **Formação Içá** proposta por Maia *et al.* (1977) para nomear uma seção discordante ao longo do Rio Içá, constituída principalmente por arenitos amarelo-avermelhados, friáveis, de granulometria fina a conglomerática, às vezes silticos argilosos e conglomerados, siltitos e folhelhos cinza e variegados depositados em meio continental ao longo das margens dos rios da região. A Formação Içá, proveniente dos Andes, cobriu grande parte

dos vales da Bacia do Solimões até pouco além do Arco de Purus na Bacia do Amazonas, sendo possivelmente o terraço mais antigo depositado sobre a Formação Solimões no Plio–Pleistoceno, conforme se deduz do trabalho de Maia *et al.* (1977). Estes autores indicaram como seção-tipo as exposições situadas no Rio Içá, desde Boa União (poço 1AS-39-AM), perfurado na cota de 78 m, até sua confluência com o Rio Solimões, e para seção de referência a seção de afloramentos até 79 m de profundidade do poço 1AS-41-AM, perfurado na cota de 72 m em São Joaquim, com coordenadas 02° 46' S e 67° 37' W, na margem esquerda do Rio Solimões.

Os conglomerados existentes na seção basal, geralmente lenticulares e pouco litificados, são formados por clastos arredondados de quartzo, hialino ou enfumaçado, calcedônia, sílex e fragmentos de rochas com matriz argilo-arenosa. Ocorrem nos conglomerados bolas de argila moles com tamanhos milimétricos a centimétricos até cerca de 60 cm de diâmetro (Maia *et al.*, 1977), que parecem proceder da Formação Solimões.

A Formação Içá apresenta espessura de dezenas de metros até 140 m, no poço 2-FG-1-AM (determinação talvez excessiva), perfurado na cota de 144,7 m acima do nível do mar e possui uma distribuição areal de mais de 600.000 km² no Brasil segundo Maia *et al.* (1977). O limite oriental da Formação alcança um pouco além do Arco do Purus, já na Bacia do Amazonas, em contato discordante com os paredões da Formação Alter do Chão. Aluviões ocupam grandes áreas da bacia e formam também terraços e ilhas nos vales dos grandes rios. Para a Bacia do Solimões, as cartas litoestratigráfica e cronoestratigráfica estão ilustradas nas **figuras 1.26 e 1.27**.

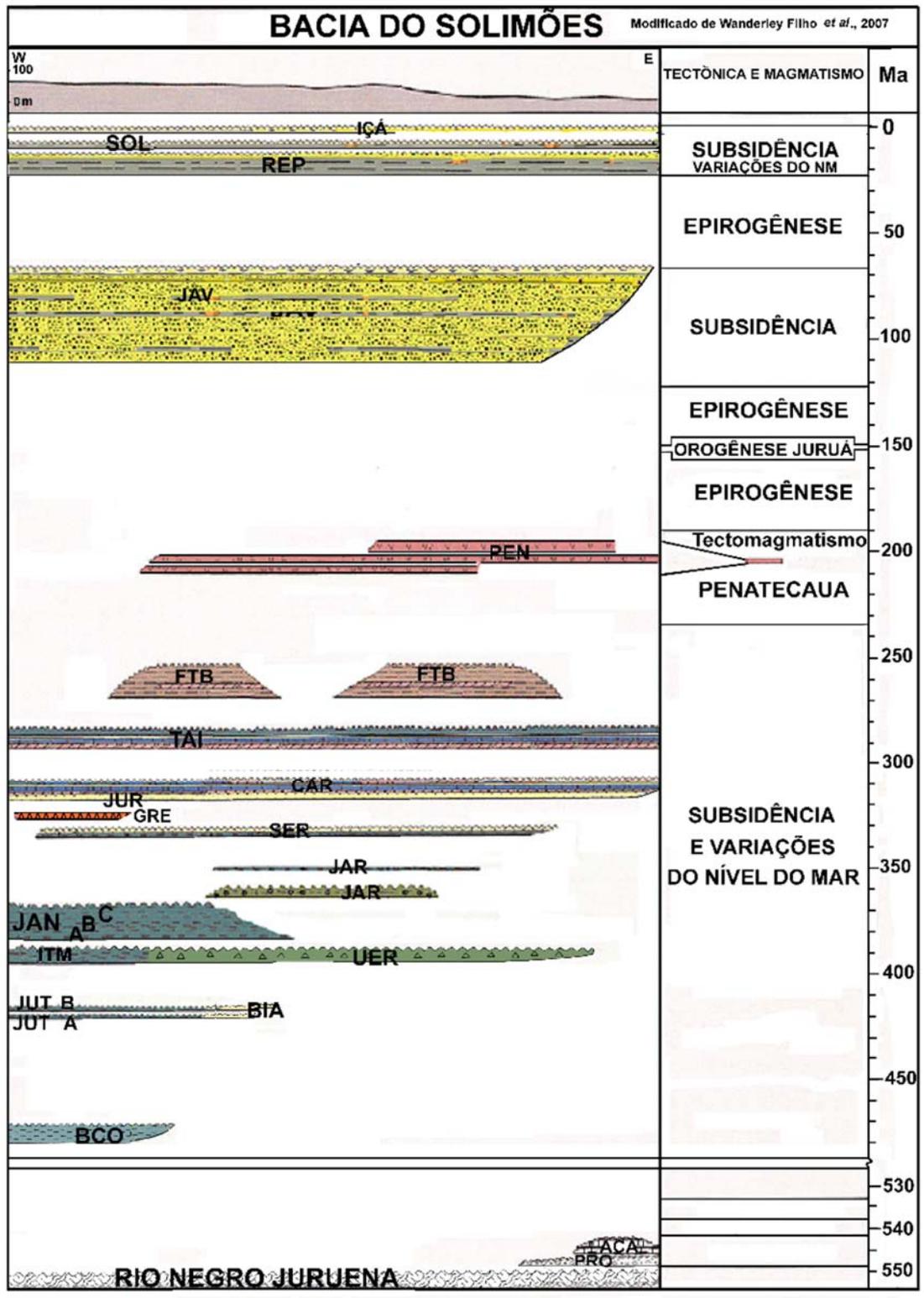


Figura 1.26 - Carta litoestratigráfica da Bacia do Solimões, modificada de Wanderley Filho *et al.* (2007).

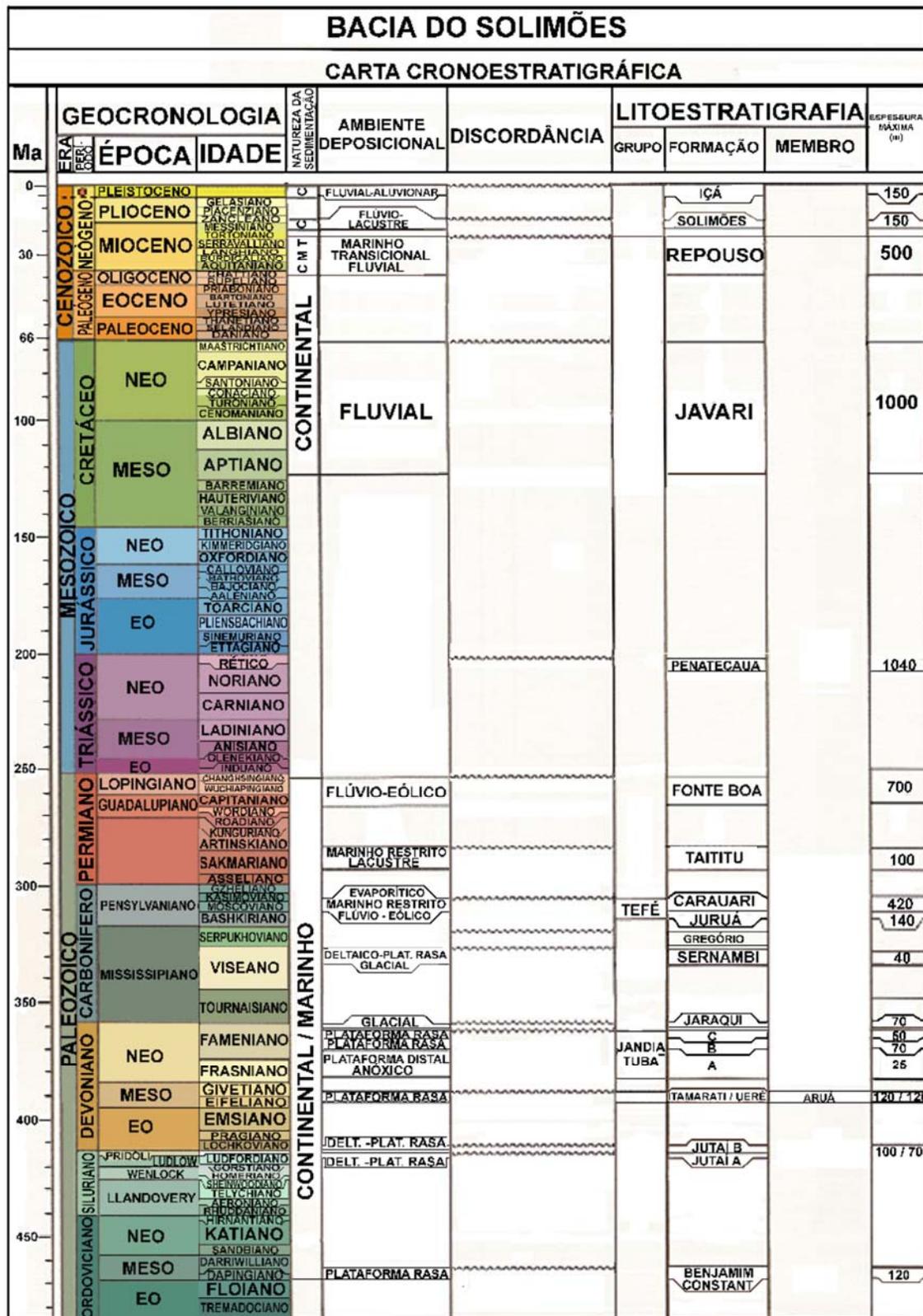


Figura 1.27 - Carta cronoestratigráfica da Bacia do Solimões, modificada de Wanderley Filho *et al.* (2007).

Em resumo, a história geológica da Bacia do Solimões se inicia no Ordoviciano. A princípio, as transgressões afogaram intermitentemente a Sub-bacia do

Jandiatuba, onde se depositaram sequências marinhas do Meso-Ordoviciano. A partir do Neosiluriano o mar epicontinental passou a ocupar também a Sub-bacia do Juruá, chegando até os flancos do Arco de Purus. Três ciclos mais restritos de sedimentação glácio-marinha ocorreram na bacia, no fim do Devoniano e no Mississípiano (Tournaisiano e Viseano). O mais antigo deles, ocorreu no Struniano (Devoniano terminal) correlacionável ao da vizinha Bacia do Amazonas (Formação Curiri). O segundo deu-se na Sub-bacia do Juruá, durante a transição Meso/Neotournaisiano. O mais jovem limitou-se à Sub-bacia de Jandiatuba, no início do Neoviseano, sendo correlacionável com sequências homócronas observadas na Bacia de Madre de Dios e em bacias subandinas mais ao sul. Durante cada glaciação, o nível do mar baixou, expondo a Bacia do Solimões, que *grosso modo*, perdurou até o início do Mesopensilvaniano.

A partir do Neobashkiriano e durante quase todo o Moscoviano (*i.e.*, do Meso- ao Neopensilvaniano), sucessivas transgressões provindas de oeste ultrapassaram o Arco do Purus, afogando ciclicamente as bacias do Solimões e Amazonas, sendo que as mais antigas e possantes delas alcançaram também a Bacia do Parnaíba. Foi quando se verificou, pela primeira vez, extensa sedimentação carbonático-evaporítica no Paleozoico brasileiro. Seguiu-se nova fase de exposição geral mais das bacias do Acre, Solimões e Amazonas, entre o final do Pensilvaniano e o início do Permiano (intervalo Kasimoviano–Eosakmariano). Ela foi ocasionada pela última grande era glacial gonduânica no Brasil (registrada na Bacia do Paraná) e também nos outros continentes formadores do Supercontinente Gondwana (Fielding *et al.*, 2008; Mory *et al.*, 2008). Após as glaciações do sul, no Eopermiano, ocorreram as últimas transgressões paleozoicas das bacias amazônicas brasileiras. Estas se deram do Neosakmariano até pelo menos o Artinskiano, restabelecendo a sedimentação carbonático-evaporítica desde a Bacia do Acre até a do Amazonas. No Mesopermiano, um novo ciclo de sedimentação, predominantemente siliciclástica e continentalizada (*red beds*), se estendeu pelas duas bacias paleozoicas amazônicas. Tal ciclo persistiu até possivelmente o início do Neopermiano, quando uma fase de emersão geral cessou em definitivo a sedimentação paleozoica na região. A sedimentação cretácea (Albiano-Maastrichtiano?) e cenozoica (Eomioceno–Mesomioceno), foi de caráter marinho, transicional e continental e a sedimentação do Neomioceno - Plioceno e Plio-Pleistoceno foi de caráter apenas continental. Terraços pleistocênicos mais novos continuamente marginam os grandes rios, cuja continuidade é interrompida por afluentes.

1.4.3 - Tectônica

A origem da Bacia do Solimões ainda não é conhecida, mas Eiras & Wanderley Filho (2006) aventaram a hipótese de que a subsidência da bacia se deu em regime flexural, progressivo de oeste para leste e a bacia poderia ser uma rampa vinculada à tectônica paleozoica da região ocidental da América do Sul.

A Bacia de Jandiatuba faz parte do antepaís Andino e o restante da Bacia do Solimões (Sub-bacia do Juruá) corresponde a uma plataforma rasa. Na Bacia do Solimões, os *onlaps* marinhos paleozoicos e cenozoicos sempre ocorreram de oeste para leste, desde o Ordoviciano até o Permiano, com muitas interrupções na sedimentação em função de variações do nível do mar e tectônica. A Sub-bacia de Jandiatuba apresentou maior subsidência e

profundidade (3.500 m) na sedimentação do que na Sub-bacia do Juruá. Entretanto, a sub-bacia oriental apresenta maior espessura de soleiras de diabásio, aparentando atualmente uma seção mais espessa (3.800 m).

A origem do Alto de Caruari foi interpretada por Caputo (2013) como resultante de uma grande sobrecarga diferencial exercida pela espessa soleira superior de diabásio (1ª soleira em ordem descendente) na Sub-bacia do Juruá que deprimiu o seu substrato crustal e adjacências. Isto criou uma intumescência periférica relativamente afastada (*forebulge*) e uma depressão atrás do alto (*backbulge*) (**figuras 1.28 e 1.29**). O alto de Caruari, portanto seria consequência dessa sobrecarga diferencial principalmente provocada pela espessa primeira soleira de diabásio após o Triássico (**figura 1.30**).

Intumescências flexurais da crosta são geradas como consequência de sobrecarga sobre a litosfera (peso de geleiras, deltas, orógenos, espesso pacote de rochas vulcânicas ou intrusivas). A astenosfera migra das regiões de alta pressão devido à sobrecarga, para as de baixa pressão, provocando um soerguimento lateral da crosta (**figura 1.28**).

Em comparação, a densidade do diabásio é mais do que três vezes maior ($2,9 \text{ g/cm}^3$) do que a densidade do gelo ($0,92 \text{ g/cm}^3$), o qual afunda a crosta durante glaciações. O embasamento e as formações abaixo da primeira soleira junto com a periferia da soleira foram deprimidos pelo peso diferencial adicional de diabásio e mais além da periferia a área foi soerguida no Alto de Caruari e Arco do Purus. O soerguimento causou a erosão total da Formação Fonte Boa e da parte superior da Formação Taititu nas regiões do Arco do Purus e Alto de Caruari (**figura 1.30**).

A parte oeste do Arco do Purus, que estava na periferia da sobrecarga de diabásio, teve um aprofundamento em relação à sua parte leste, na área soerguida além da periferia (**figura 1.22**).

As camadas e soleiras que ocorrem no ápice do Arco do Purus mergulham para leste e oeste mais pronunciadamente, devido principalmente ao efeito da intumescência periférica provocada pelo peso diferencial das soleiras de diabásio nas áreas das bacias sedimentares (**figura 1.30**).

Ocorreu significativa erosão, após o Tectomagmatismo Penatecaua na Bacia do Solimões, com remoção de grande parte da Formação Fonte Boa, devido à introdução de espessas soleiras de diabásio na seção sedimentar. Na área do Alto de Caruari a erosão foi mais profunda, removendo além de toda a Formação Fonte Boa, também uma parte da seção superior da Formação Taititu. O arco separou a Formação Fonte Boa em duas áreas de ocorrência (**figura 1.26**), devido ao soerguimento do Alto de Caruari na parte central da bacia. Portanto, o Alto de Caruari não deve ter impedido ou afetado a sedimentação paleozoica, pois foi formado posteriormente, no fim do Triássico – início do Jurássico.

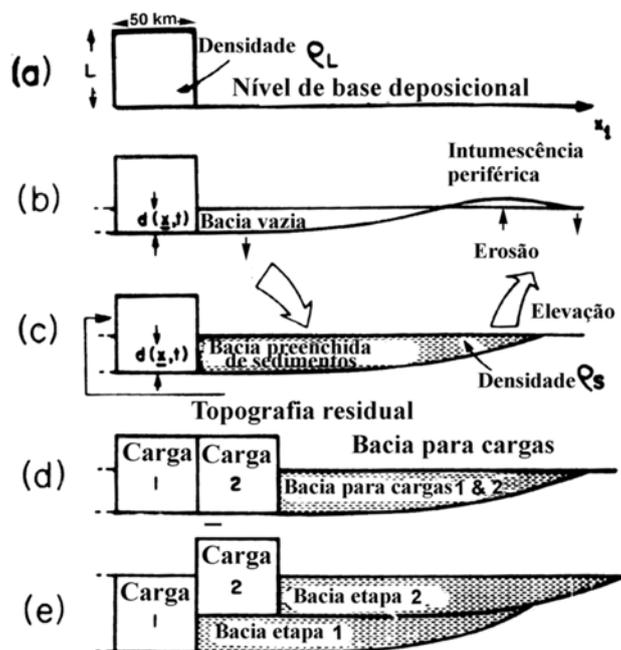


Figura 1.28 - O modelo de carga supracrustal de Beaumont (1981) pode ser aplicado aos altos de Iquitos e Carauari. Cargas impostas 1, 2 etc. provocam a subsidência flexural do antepaís com preenchimento de sedimentos nas áreas adjacentes e a formação afastada de uma intumescência periférica lateral. Diagramas (d) e (e) são alternativos que mostram diferentes configurações, dependendo de como as cargas são adicionadas. Este exemplo serve para uma carga na extremidade de placa litosférica. No caso da sobrecarga se situar no interior de uma placa litosférica a intumescência ocorre em toda a sua periferia.

No seu limite ocidental, a Bacia do Solimões foi isolada da Bacia do Acre e da Bacia Madre de Dios da Bolívia pela Orogenia Juruá, ocorrida há 150 Ma, no Kimmeridgiano (Neojurássico), criando o Arco Envira (Caputo, 2013, 2014). A formação do Arco Envira data dessa fase, quando a Sub-bacia do Jandiatuba foi bastante soerguida e erodida, expondo grande parte do embasamento ao oeste e ao sul, reduzindo sobremaneira sua área de ocorrência (**figura 1.31**).

Na porção ocidental da Sub-bacia de Jandiatuba, a ascensão do Alto de Iquitos pode representar uma intumescência periférica resultante da sobrecarga da cadeia dos Andes, na extremidade oeste da Placa Sul-Americana (**figuras 1.28 e 1.29**) a partir do Neógeno (Caputo, 1991, 2012; Roddaz *et al.*, 2005).

O Arco de Purus (**figura 1.30**) também sofreu menos subsidência no tempo em função das sobrecargas diferenciais das pilhas sedimentar e ígnea nas bacias do Amazonas e Solimões.

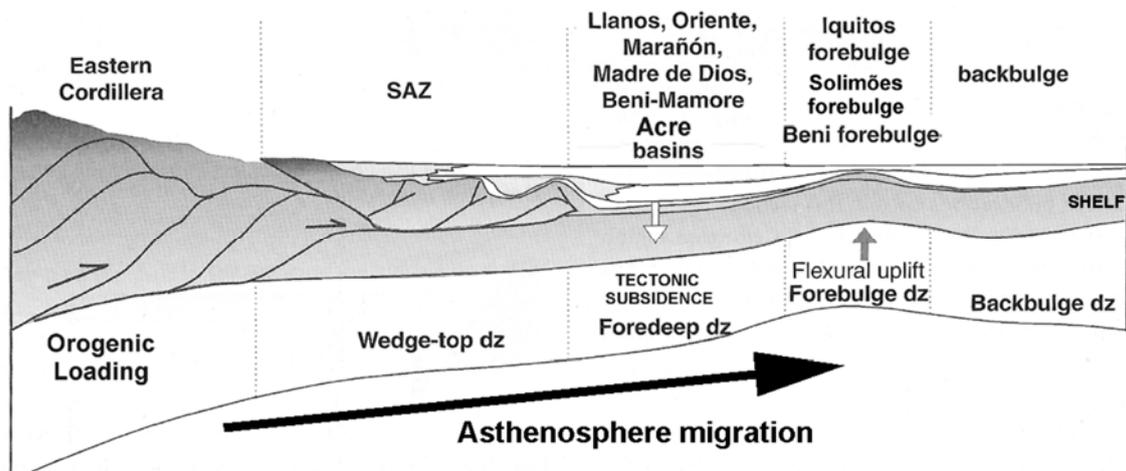


Figura 1.29 - Seção geológica esquemática desde o orógeno andino até a parte oeste da Bacia do Solimões no Neógeno. A sobrecarga orogênica gerou o Alto de Iquitos no Neógeno (Roddaz *et al.*, 2005). O Alto de Iquitos não separa a Bacia do Solimões da Bacia do Acre, conforme preconizado por Morales (1957, 1959). Quando o orógeno é erodido invertem os movimentos de epirogênese e subsidência. O símbolo SAZ corresponde a Zona Subandina e dz a depozona. Modificado de figura 5 http://retosterricolas.blogspot.com/2013_04_01_archive.html. Acessado em 19-01-2014.

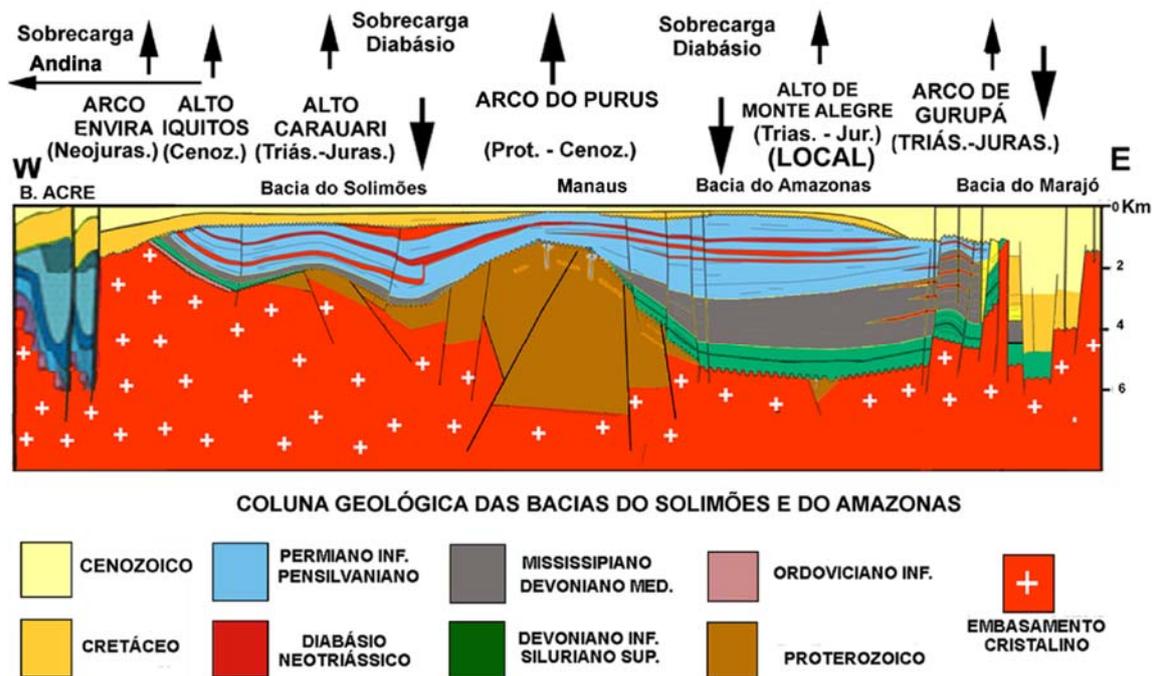


Figura 1.30 - Na seção geológica de Wanderley Filho & Travassos (2011) das bacias do norte do Brasil é indicada a movimentação vertical (epirogênese e subsidência) e sobrecargas laterais diferenciais durante o Fanerozoico. É feita distinção entre arco (que separa bacias) e alto (que não separa bacias).

A carga da espessa sedimentação das pilhas sedimentares dessas bacias causou esforços contrários aos da subsidência no Arco do Purus. Sobre o Arco

do Purus é reduzida a espessura total das soleiras de diabásio e dos sedimentos permocarboníferos que o ultrapassaram. Note que as soleiras sobem mergulho acima em direção ao ápice do Arco de Purus, em parte em função do soerguimento flexural, com consequente erosão de sedimentos permocarboníferos na sua região apical (**figura 1.30**).

No fim do Jurássico se desenvolveu um tectonismo denominado Tectonismo Juruá (Caputo, 1984, 1985a), conhecido também como Diastrofismo Juruá (Campos & Teixeira, 1988), Cisalhamento Solimões (Caputo, 1991) ou Orogenia Juruá (Barros & Carneiro, 1991; Caputo, 2013, 2014). A orogenia se manifestou com falhas, dobras e blocos elevados que deformaram ambas as sub-bacias do Solimões, desde as proximidades do Alto de Purus até além da Bacia do Acre e nos países andinos (**figuras 1.31 e 1.32**). As falhas se estendem até próximo aos Andes orientais peruanos (Barros & Carneiro, 1991). Na verdade, os efeitos da forte Orogenia Juruá aumentam desde as bacias do Solimões e Acre até as bacias subandinas, de uma maneira muito mais ampla e acentuada, desde a Venezuela até o Chile e Argentina (Caputo, 2013, 2014).

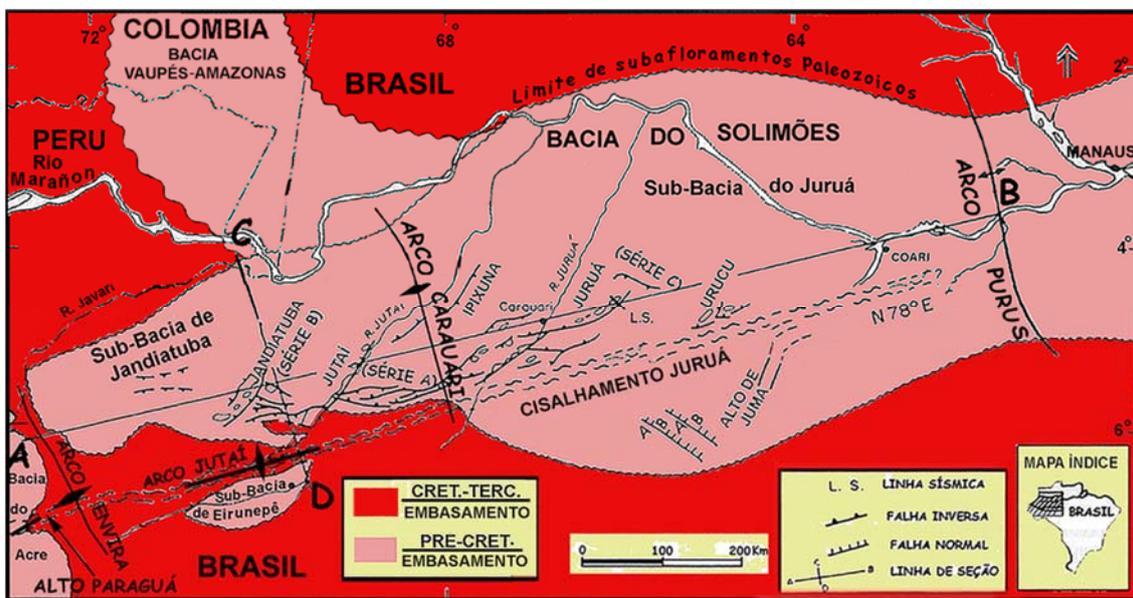


Figura 1.31 – A Orogenia Juruá, de idade neojurássica, afetou no Brasil as bacias do Solimões e Acre. Ao longo de uma zona de falha transcorrente se originaram cinco trends estruturais potencialmente produtores de hidrocarbonetos (Jandiátuba, Jutai, Ipixuna, Juruá e Urucu) e três séries de falhas com direções diferentes (Séries A, B e C) (Caputo, 1985a, 1991). As bacias de Eirunepé e do Acre foram desconectadas da Bacia do Solimões pelos arcos Jutai e Envira, respectivamente. No Eopaleozoico a Bacia do Solimões teve continuidade com a Bacia Vaupés-Amazonas da Colômbia (Baldís, 1988). O Alto de Iquitos não separa a Bacia do Solimões da Bacia do Acre.

Na Bacia do Solimões, ao longo desta importante zona de falhas transpressivas, formaram-se altos transpressionais e estruturas anticlinais relacionadas às falhas inversas secundárias (**figuras 1.31 e 1.33**). Os altos transpressionais, ao sul e ao norte da zona de falhas, sofreram elevado soerguimento e erosão, com remoção parcial ou total da seção paleozoica e exposição do embasamento (**figura 1.32**), antes da sedimentação cretácea. Foram separadas as bacias de Eirunepé e do Acre da Bacia do Solimões em função desse tectonismo. O diastrofismo é de idade neojurássica (kimmeridgiana) (**figura 1.34**), provavelmente coincidente com a separação

final entre os continentes Laurásia e Gondwana e abertura inicial do Oceano Atlântico Central (Jaillard *et al.*, 1995; Caputo, 2013).

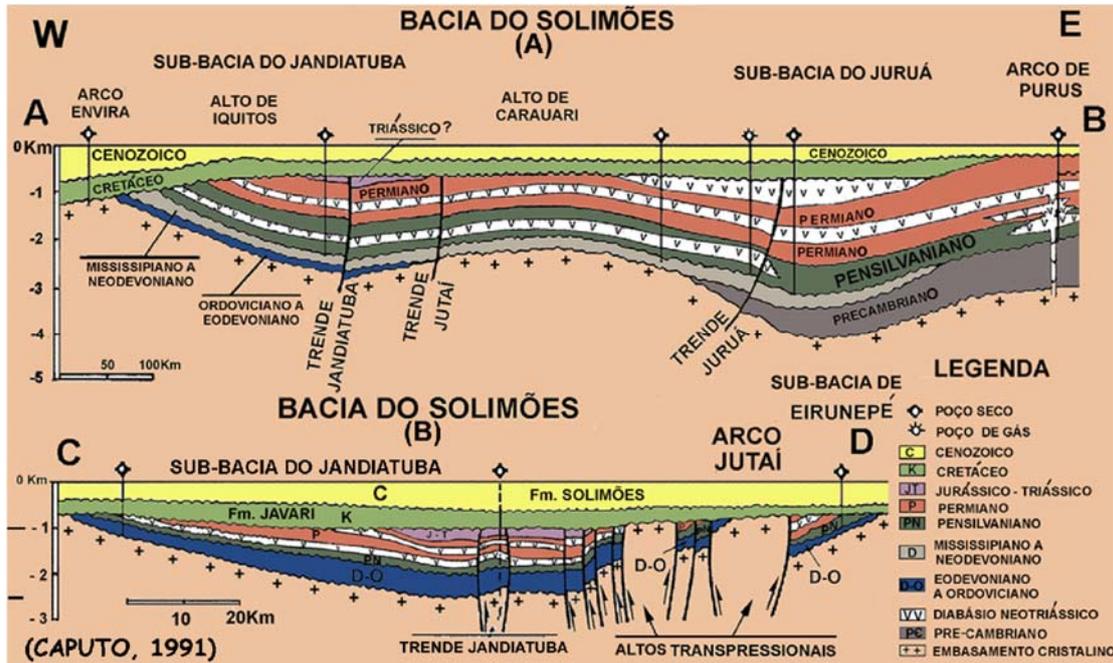


Figura 1.32 – Seções longitudinais e transversais da Bacia do Solimões. **(A)** A região sob a 1ª soleira e adjacências foi deprimida parcialmente pelo efeito do peso do diabásio e áreas periféricas afastadas foram soerguidas. **(B)** Os altos transpressionais foram elevados por mais de 1,5km, com remoção de todas as formações paleozoicas sobrejacentes pela Orogenia Juruá.

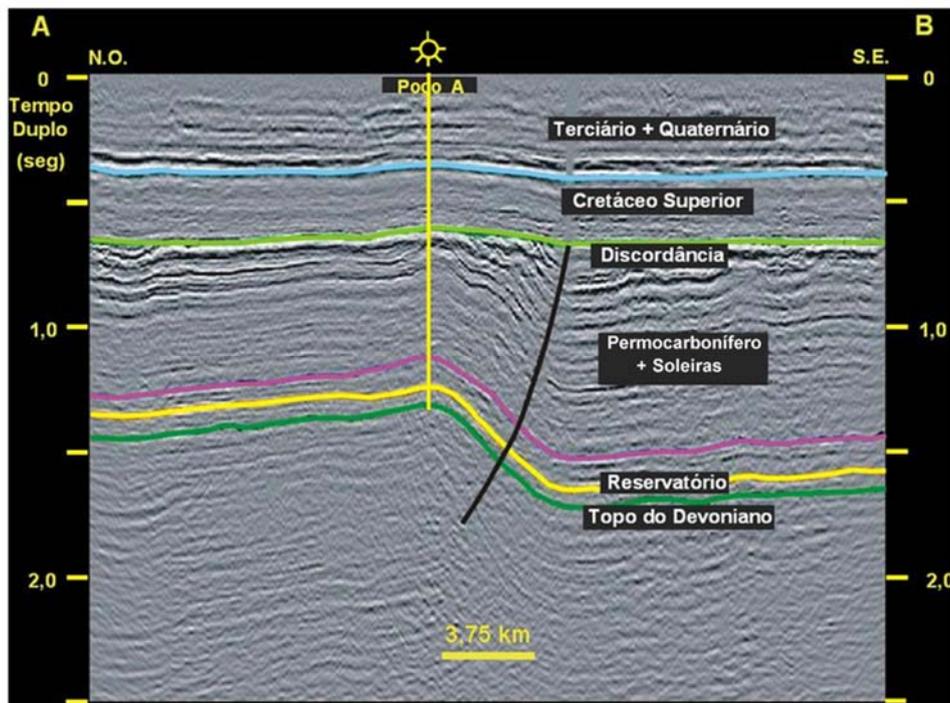


Figura 1.33 - Estrutura petrolífera com falha inversa formada durante a Orogênese Juruá, ocorrida no fim do Jurássico (Kimmeridgiano). Seção Sísmica: Petrobras. Interpretação: Costa, (2002).

1.4.4 – Magmatismo

No Mississipiano ocorreram derrames da Formação Gregório, sob a Formação Carauari, encontrado apenas na região do poço 1-FG-1-AM (Foz do Gregório pioneiro nº 1, Estado do Amazonas), na área entre a Bacia do Solimões e a Bacia do Acre. Mais dados são necessários para melhor definir a idade e a distribuição dessa unidade pontual.

No final do Triássico (204 Ma.), ocorreu extenso tectomagmatismo básico nas bacias do Amazonas e Solimões, sob a forma de diques e soleiras de diabásio, denominado Magmatismo Penatecaua por Issler *et al.* (1974). Esse tectomagmatismo é relacionado com a abertura do Oceano Atlântico Norte que gerou distensão na porção norte do interior da placa sul americana. A Bacia do Amazonas apresenta milhares de diques e dezenas de soleiras de diabásio, relativamente delgadas, enquanto que a Bacia do Solimões possui apenas diques e duas a três soleiras principais de diabásio bastante espessas.

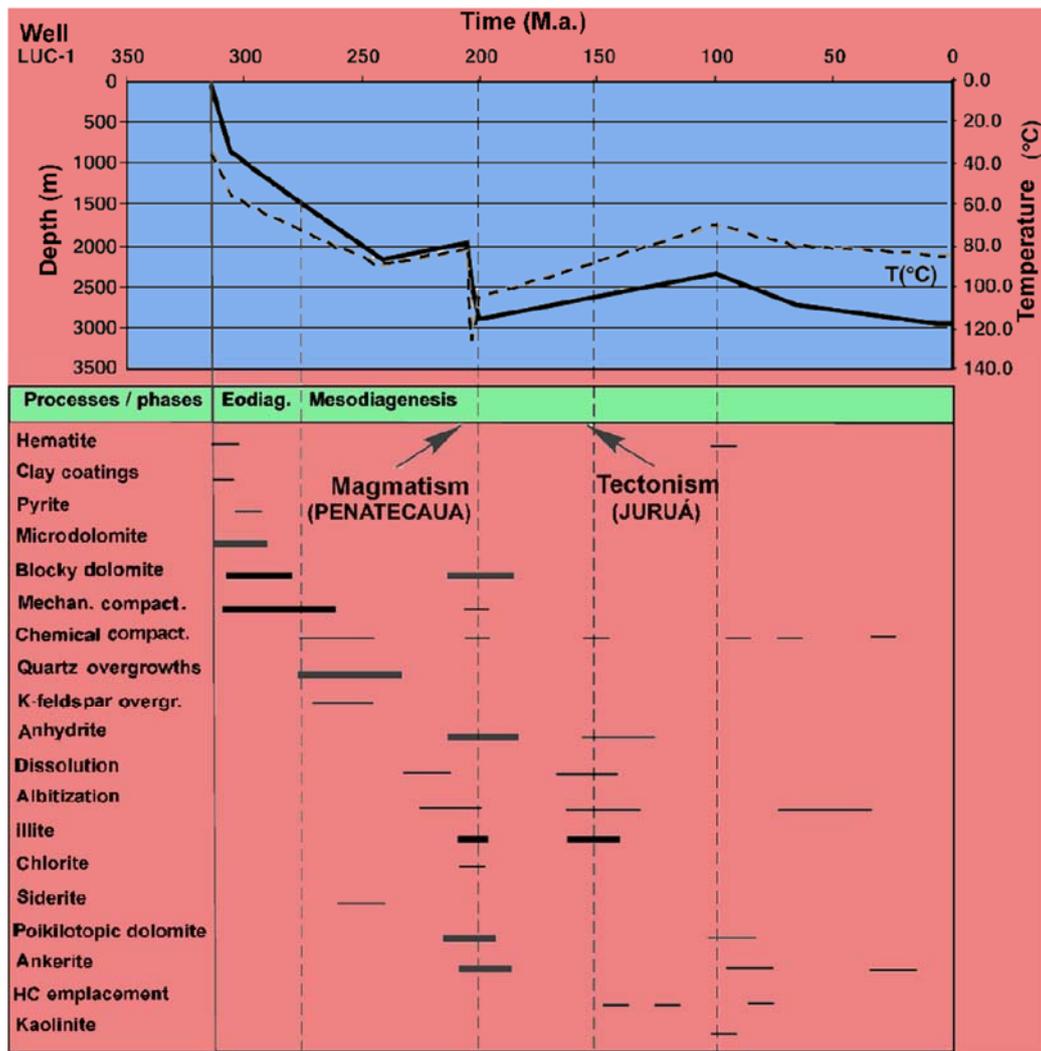


Figura 1.34 - Idades K–Ar de illita autigênica relacionada ao volumoso magmatismo básico do fim do Triássico (~200 Ma) e ao generalizado tectonismo Neojurássico (Kimmeridgiano) Juruá (~150 Ma), conforme Elias *et al.* (2007).

Um estudo diagenético e isotópico (Elias *et al.*, 2007) com base no método K–Ar de arenitos reservatórios da Formação Juruá (**figura 1.34**) mostrou que illitas autigênicas tiveram sua gênese possivelmente induzida pelo magmatismo Penatecaua (~200 Ma) e pelo tectonismo Juruá transpressivo em torno de 150 Ma (Neojurássico) no Kimmeridgiano.

O calor do diabásio causou alto grau de maturação e senilização da matéria orgânica das rochas geradoras de petróleo, como também sua gaseificação. Nos casos em que a soleira se introduziu em camadas próximas ao reservatório de petróleo, este sofreu gaseificação; já nos casos em que a soleira se introduziu em camadas afastadas acima do reservatório, o petróleo foi preservado (Caputo & Silva, 1991).

1.5 - Bacia do Acre

1.5.1 - Introdução

A bacia se situa na região mais ocidental do Brasil entre os paralelos 6° e 9° S e os meridianos 69° 30' e 74° W, na parte norte do Estado do Acre e na extremidade oeste do Estado do Amazonas (**figuras 1.35 e 1.36**). Ela abrange uma área total de aproximadamente 23.000 km². Esta bacia é separada da Bacia do Solimões, ao leste pelo Arco Envira; ao noroeste tem continuidade parcial com a Bacia do Marañon no Peru; ao oeste é separada da Bacia de Ucayali do Peru pelo *divortium aquarum* da Serra do Divisor. No sudeste do Estado do Acre, existe outra pequena bacia, sem denominação, atualmente independente da Bacia do Acre, que faz parte da Bacia Madre de Dios da Bolívia. Elas são separadas pelo Arco de Fitzcarrald, bem desenvolvido na Bolívia (**figura 1.36**).

Na verdade, a Bacia do Acre faz parte das bacias do antepaís andino (*Andean foredeep*), que ocorre na parte oriental dos Andes desde o leste da Venezuela até o oeste da Argentina. Esta bacia apresenta muita atividade tectônica, ligada aos esforços da interação da Placa de Nazca com a Placa Sul-Americana. O embasamento da bacia é constituído pelo cinturão Rondoniano, formado entre 1.450 e 1.100 Ma, com direções das estruturas NW-SE e composto de granitos, gnaisses e migmatitos (Tassinari & Macambira, 2004).

Na Bacia do Acre foram realizados vários mapeamentos de geologia de superfície e subsuperfície e levantamentos sísmicos de reflexão, gravimétricos, magnetométricos, aerofotogramétricos e com imagens de radar, os quais contribuíram para o conhecimento geológico da bacia, mas muito resta a fazer. Os trabalhos de geologia iniciais nas décadas de 1930 e 1950 foram realizados por instituições governamentais, e a partir de meados da década de 50 pela Petrobras. No período de 1958 a 1964 operaram a serviço da Petrobras 6 equipes de geologia de superfície. A exploração geológica esteve interessada na seção cretácea, onde foram feitas descobertas de petróleo, importantes no Peru, Equador e Colômbia. Com as descobertas de petróleo na seção paleozoica da Bolívia, levantamentos sísmicos e perfurações de poços foram também programados para a seção paleozoica. Foram perfurados 9 poços estratigráficos e 7 poços pioneiros pela Petrobras e 2 pelo CNP (Conselho Nacional do Petróleo). A estratigrafia das formações mais antigas que o Cretáceo se baseia nesses poucos poços. A coluna sedimentar alcança a espessura máxima de 5.000 m, na região a leste da falha Batã e cerca de 6.000 m no Rio Javari, ao leste da mesma falha de Batã (**figura 1.35**), de acordo com dados sísmicos.

A Bacia do Acre apresenta grande complexidade estrutural em comparação com as demais bacias sedimentares paleozoicas brasileiras, devido a sua instabilidade tectônica, em função de sua proximidade com o Orógeno Andino. Ela apresenta duas calhas profundas: Calha Jaquirana e Calha Sul ou Central, separadas por um alto denominado Paraguá (Barros & Carneiro, 1991) e uma plataforma carbonática na parte oriental da bacia, denominada Cruzeiro do Sul, (**figura 1.35**). Muitas falhas são bastante ativas até a atualidade, pois terremotos frequentemente ocorrem na região.



Figura 1.35 - Localização e Arcabouço estrutural da Bacia do Acre. Os sete poços estão posicionados pelas letras de A até G. A seção pré-cretácea ocupa uma área de apenas 30.000 km². (Modificado de Cunha, 2006).

É possível que existam sedimentos ordovicianos, silurianos e devonianos na Bacia do Acre, pois eles são encontrados na Bacia do Solimões, que teve ingressões marinhas vindas de oeste, passando possivelmente pela Bacia do Acre. No poço Texaco110, perfurado na Bacia Marañón, no Peru, relativamente próximo à fronteira brasileira, há sedimentos ordovicianos e devonianos. Além disso, seções sísmicas indicam a presença de camadas mais antigas do que as que foram amostradas nas sondagens do Brasil (**figura 1.43**).

1.5.2 - Unidades Estratigráficas

A bacia do Acre apresenta afloramentos isolados do embasamento cristalino em seu interior, em função de falhamentos relacionadas à Orogênese Andina, diferentemente das demais bacias paleozoicas brasileiras, cujo embasamento aflora em toda a extensão de suas margens. Além disso, a bacia apresenta um relevo relativamente movimentado em sua fronteira oeste, com altitudes de cerca de 460 m, onde se expõem camadas cretáceas. As bacias do Acre e do

Parnaíba são as únicas bacias paleozoicas do norte do Brasil, em que afloram formações cretáceas.

Em pequenas áreas, próximas à fronteira com o Peru, nos igarapés Três Águas e Espreado das cabeceiras do Rio São Francisco, no eixo da Serra de Jaquirana, ocorrem gnaisses, granitos, anfíbolitos, quartzo dioritos e xistos do **embasamento cristalino** descritos por Wanderley (1938) e Leite (1958). Dois granulitos (DCL-467 e DCL-495), colhidos por Leite (1958) a serviço da Petrobras, foram datados, fornecendo idades isotópicas mínimas K/Ar 911 ± 13 Ma e 877 ± 42 Ma dentro do Neoproterozoico (Barros *et al.*, 1977). Diques de diabásio não datados cortam estas rochas. Cordani *et al.* (1984) realizaram datações em rochas do embasamento em poços da região, cujas determinações K/Ar indicaram idades de 871 ± 10 Ma, 935 ± 39 Ma, 1.293 ± 18 Ma e 1.321 ± 50 Ma. As datações Rb/Sr indicaram 1.424 ± 47 Ma e 1.540 Ma, resultados estes semelhantes ao de Tassinari & Macambira (2004).

Os sedimentos mais antigos encontrados em mapeamentos de superfície realizados por Moura & Wanderley (1938) são constituídos de quartzito cinza escuros, arenitos quartzíticos muito duros e sílex cinza e branco e metassiltitos castanhos dobrados e fraturados, com mergulhos em torno de 15° para $S30^\circ E$, os quais foram englobados na **Formação Formosa** por Leite (1958), no Rio Capanaua. Estes sedimentos sofreram numerosas intrusões e metamorfismo de sienitos, quartzo queratófiro e outras rochas ígneas associadas que foram colocadas no Sienito República por Barros *et al.* (1977). As rochas ígneas foram datadas pelo método Rb/Sr em rocha total para um quartzo-sienito e um quartzo-traquito, com idades respectivas de 210 ± 96 e 162 ± 51 . As amostras deram resultados pouco precisos, necessitando novas determinações com melhores amostras, pois elas estavam algo intemperizadas e suas idades podem estar alteradas. Barros *et al.* (1977) adotaram uma idade permiana-pensilvaniana para esse evento magmático. O que induziu estes autores a atribuição dessa idade, além das datações isotópicas, foi a presença de dois seixos rolados com fosseis pensilvanianos no leito do Rio Capanaua, encontrados por Moura & Wanderley (1938), que também sugeriram uma possível idade neocarbonífera para os quartzitos (Formação Formosa).

Por outro lado, afloramentos do embasamento se situam a 25 km de distância dos quartzitos, ao longo de eixo paralelo à anticlinal de Jaquirana, na direção $N20^\circ W$, indicando que possivelmente os afloramentos do embasamento cristalino e os quartzitos estão situados em um mesmo bloco elevado. O sienito expõe-se ao longo do Igarapé João Bezerra, formando uma escarpa íngreme de 174 m de altura (Moura & Wanderley, 1938), onde deve passar uma falha importante.

Aqui é dada uma interpretação alternativa para essa seção, colocando provisoriamente os quartzitos (Formação Formosa) cortados pelas rochas ígneas (Sienito República), ambos no Pré-Cambriano ou pelo menos no Pré-Devoniano. Em algumas seções sísmicas da bacia, o embasamento apresenta inúmeras reflexões internas paralelas (Oliveira, 1994), que podem estar relacionadas às rochas metamórficas de baixo grau descritas por Moura & Wanderley (1938) e Leite (1958) como Formação Formosa. Os fósseis rolados (o braquiópodo *Productus cora* e o briozoário do gênero *Fenestela*) podem bem ter vindo da desagregação de conglomerados da base do Cretáceo da Formação Capanaua que ocorre nas proximidades.

Antes da deposição de camadas cretáceas, ocorreu uma profunda erosão com ampla peneplanização após a Orogenia Juruá nas bacias andinas e bacias do Acre e Solimões, com remoção de partes das formações sotopostas. A parte oriental da Bacia do Acre apresenta uma área com subafloramentos de carbonatos (Plataforma Cruzeiro do Sul) relativamente extensa (**figura 1.35**), os quais estão diretamente sotopostos às camadas cretáceas. Os depósitos cretáceos poderiam ter incorporado esses moldes silicificados dos mencionados fósseis carboníferos em seus conglomerados basais, pois somente nessas regiões do Acre, a base do Cretáceo está exposta à erosão pela ação da tectônica andina. Semelhantemente na Cordilheira Oriental da Bolívia em conglomerado basal do Cretáceo, ocorrem seixos de calcário fossilífero da Formação Copacabana (Formação Cruzeiro do Sul na Bacia do Acre), de acordo com Martinez & Mamani (1995). Além disso, ocorrem afloramentos de outro conglomerado brechoso, compacto, com 1 a 3 m de espessura, acima da Formação Formosa, que pode ser de idade mississipiana, mais antiga, discordante sobre os quartzitos e as intrusivas. Esse conglomerado seria mais velho que o Pensilvaniano, pois apresenta algumas características de possível deposição sob condições glaciais ocorridas no Mississipiano. Sendo assim, os quartzitos não poderiam liberar os fósseis pensilvanianos mais novos que a idade mississipiana desse conglomerado sobreposto à Formação Formosa.

Sobre o Sienito República ocorre o citado conglomerado polimíctico, com aspecto de brecha, de cor escura, com mergulhos baixos (Moura & Wanderley, 1938 – estampa XIII), com seixos angulosos, subangulosos e subarredondados, sendo alguns facetados (tetraédricos), com matriz caulínica e cimento silicoso que passa a argila conglomerática vermelha, com espessura de apenas 1,5 m (Moura & Wanderley, 1938) e 2 a 3 m, segundo Leite (1958). O conglomerado brechoso é muito duro e litificado, com seixos de quartzito e mais raramente de quartzo, alguns com arestas levemente arredondadas. Localmente ocorrem lentes de argilitos micáceos escuros a cinza escuros, com material carbonoso de plantas. O fraturamento do conglomerado é distinto do apresentado pelas camadas cretáceas sobrejacentes e quartzitos subjacentes. Para montante do Igarapé Tapiche, o conglomerado é substituído por argila ferruginosa conglomerática vermelha com seixos de argilito. No Rio Capanaua, na massa argilosa notam-se feldspatos, assim como quartzo e fragmentos de quartzitos (diamictito). Em certas porções, esta rocha vai tendo seus elementos cada vez menores passando a um verdadeiro arcósio (Wanderley, 1938).

Conforme discussão a seguir este conglomerado, localmente aqui chamado de Conglomerado Tapiche (não mapeável), mostra semelhanças com uma espessa seção sedimentar perfurada sob a seção permiana (Formação Cruzeiro do Sul) conhecida da Bacia do Acre e em seções estratigráficas de bacias vizinhas do Peru e Bolívia. Estes sedimentos mais antigos, encontrados em perfurações na Bacia do Acre, são possivelmente do Mississipiano, representados pela **Formação Apuí**. Apesar de não existir um poço-tipo com a designação Apuí, ela foi proposta por Feijó & Souza (1994) para substituir o nome Formação Rio Branco, de Silva (1983), a qual já havia sido usada por Wanderley (1938) para sedimentos neocenoicos, que ocorrem no Rio Branco, afluente do Rio Juruá Mirim, que deságua no Rio Juruá.

A unidade no poço 1-RM-1-AC (Rio do Moura) consiste de conglomerados grosseiros polimícticos, folhelhos e diamictitos cinza e castanhos, compostos de grânulos e seixos de quartzo, feldspato, granito, com matriz argilosa e camada delgada de carvão. A formação apresenta cerca de 250 m de espessura em poços. Feijó & Souza (1994) presumiram uma idade neocarbonífera para a Formação Apuí, na suposição de que ela fosse concordante com a Formação Cruzeiro do Sul sobreposta, de idade eopermiana e de natureza química-evaporítica. Entretanto, alguns palinóforos mal preservados permitiram ao palinólogo Eglemar Conde Lima (informação verbal, 1983), datar precariamente parte da seção como mississipiana (viseana) e as litologias constituintes da formação sugerem que sejam de origem sintectônica e com influência glacial e periglacial como ocorre em seções estratigráficas contemporâneas da Bolívia.

A presença de carvão indica que nos estágios interglaciais ocorria umidade suficiente para sua formação e preservação, ao contrário do que ocorria na Formação Cruzeiro do Sul depositada em ambiente multicíclico marinho, transicional e continental, sob condições de extrema aridez, no Permiano. Além disso, nas bacias do norte do Brasil, as seções sotopostas às camadas eopermianas são carbonato-evaporíticas pensilvanianas, características estas bem diferentes daquelas das camadas da Formação Apuí. Nas bacias subandinas, os sedimentos sotopostos às camadas eopermianas e pensilvanianas (Formação ou Grupo Copacabana) são correspondentes ao Grupo Ambo do Peru e Retama da Bolívia, de idade mississipiana (tournaisiana-serpukhoviana) (**figura 1.40**). Sempere (1995) descreve essas formações assim “*They contain conglomerates, thick mudstone slumps, some stratified sandstone slumps, and shallow marine black laminated shales, which grade upward into sandstone and coal. Dark diamictite occurs in the upper part*”. Segundo Sempere (1995), este contato marca, na região, uma mudança climática significativa de frio úmido para quente semi-árido. Situação semelhante ocorre na Bacia do Acre entre os sedimentos Apuí e Cruzeiro do Sul. Em vista do exposto, a Formação Apuí seria de provável idade mississipiana. O contato inferior da Formação Apuí é discordante com o embasamento e possivelmente com sedimentos mais antigos e o contato superior é discordante com a Formação Cruzeiro do Sul de idade eopermiana. A unidade correlaciona-se com o Grupo Ambo do Peru e parcialmente com as formações Sernambi, e Oriximiná-Faro-Urucuricaia e Longá-Poti das bacias do Solimões, Amazonas e Parnaíba respectivamente. O perfil-tipo da unidade se situa no intervalo de 4.226 a 3.992 m de profundidade do poço 1-RM-1-AC (Rio do Moura, pioneiro nº 1, Estado do Acre), com coordenadas geográficas de 08° 02' 33" S e 73° 13' 09" W.

A **Formação Cruzeiro do Sul**, proposta por Pamplona (1971) e por Silva (1983), formalizada por Feijó & Souza (1994). Ela consiste de calcarenito bioclástico fino e calcilutito cinza claro na parte inferior da seção que passam para intercalações de margas, folhelho calcífero preto e camadas de anidrita branca, na parte superior. No topo da unidade observam-se folhelhos cinza anóxicos que indicam uma inundação máxima nesta parte da formação (Lemos & Silva, 1996). No Peru esta seção anóxica, intercalada com calcários e dolomitos na parte superior da Formação Copacabana, é denominada de Formação Ene. Na Bacia do Acre, a seção inclui conodontes e foraminíferos, além de esporófitos. Na seção-tipo, no poço 2-CDS-1-AC (Cruzeiro do Sul

estratigráfico nº 1, Estado do Acre) no intervalo de 2.638 a 2.516 m de profundidade com coordenadas geográficas de 7° 43' 36" S e 72° 38' 46" W, a formação apresenta 116 m de espessura, mas no poço 1-RM-1-AC, tomado como referência, ela possui 279 m de espessura no intervalo de 3.992 a 3.713 m de profundidade, com coordenadas geográficas de 8° 02' 33" S e 73° 13' 09" W. Daemon & Contreiras (1971) dataram a unidade como eopermiana, com base em esporomorfos, e Lemos & Silva (1996) atribuíram idade sakmariana / artinskiana, com base em conodontes. A Formação Cruzeiro do Sul se correlaciona com a parte superior Permiana da Formação Copacabana do Peru. Ela foi depositada em ambiente de plataforma carbonática marinha rasa, em clima quente e seco, com eventuais restrições de circulação de correntes marinhas. No Peru, na Bacia do Ucayali, a Formação Copacabana mais completa mostra *onlap* em direção ao Brasil por sobre a Formação Ambo de idade mississipiana (**figura 1.40**). A Formação Cruzeiro do Sul é discordante na base com a Formação Apuí e também no topo com a nova Formação Serra do Divisor, aqui proposta. Seções sísmicas na Bacia do Acre indicam espessuras de até 700 m na calha central para esta formação, indicando que o mar ingressou inicialmente através das calhas profundas, preenchendo gradualmente velhos altos da bacia. Na porção leste da Bacia do Acre há uma ampla plataforma de carbonatos desta formação sob o Cretáceo (**figura 1.35**). A seção inferior, profunda revelada pela sísmica, ainda não amostrada na bacia, poderia corresponder aos sedimentos pensilvanianos correlacionáveis à Formação Itaituba e à parte inferior da Formação Carauari.

A próxima seção é uma unidade nova proposta, aqui denominada, **Formação Serra do Divisor**, que consiste essencialmente de um pacote de camadas, de arenito branco, creme esbranquiçado e vermelho, fino a médio. Esta seção foi retirada da base da Formação Rio do Moura para constituir a nova Formação Serra do Divisor depositada sob condições flúvio-eólicas. Estes arenitos ainda quando faziam parte da Formação Rio do Moura eram atribuídos ao Permiano (Cunha, 2006, 2007). O perfil-tipo compreende o intervalo de 2.825 a 2.648 m de profundidade do poço 1-SD-1-AC (Serra do Divisor pioneiro nº 1, Estado do Acre) nas coordenadas 8° 10' 44" S e 73° 22' 34" W e o perfil de referência se situa no intervalo 3.713 a 3.555 m de profundidade do poço 1-RM-1-AC (Rio do Moura pioneiro nº 1, Estado do Acre) nas coordenadas 8° 02' 33" S e 73° 13' 09" W. Esta nova unidade não deve ser confundida com a Formação Divisor da idade cretácea proposta por Moura & Wanderley (1938).

Esta formação se correlaciona com o Grupo Mitu das bacias subandinas do Peru. A idade do Grupo Mitu era tida como Permo-Triássica naquele país, mas estudos mais recentes (Reitsma, 2012) com base em dados geoquímicos, geocronológicos e isotópicos indicam apenas idade triássica (anisiana-carniana/noriana). Considerando que a idade da Formação Serra do Divisor seja mesotriássica-neotriássica ela pode ser correlacionada com os arenitos da Formação Sambaíba da Bacia do Parnaíba.

A **Formação Rio do Moura**, proposta informalmente por Silva (1983) e formalizada por Feijó & Souza (1994), como aqui redefinida é composta por siltito arenoso castanho, calcilutito, calcarenito e arenito fino intercalados. A parte superior da sequência Rio do Moura apresenta depósitos de *sabkha* com halita e anidrita intercalados com siltitos castanhos e vermelhos. A unidade é discordante na base com a Formação Serra do Divisor e no topo com a

Formação Juruá Mirim. Esta seção de sais fazia parte da porção basal da Formação Juruá Mirim, sendo reposicionada neste estudo no topo da Formação Rio do Moura por apresentar maior afinidade ambiental com esta unidade. No Peru, os evaporitos são denominados de Unidade Evaporítica, situada no topo da Formação Pucará, este pacote completo é atribuído ao Neotriássico e Eojurássico (Noriano-Toarciano). O perfil-tipo da Formação Rio do Moura é o novo intervalo de 3.555 a 2.990 m de profundidade do poço 1-RM-1-AC (Rio do Moura pioneiro nº 1, Estado do Acre), nas coordenadas 8° 02' 33" S e 73° 13' 09" W, com uma espessura de 565 m. O ambiente de deposição é marinho e em parte transicional (*sabkha*). O perfil de referência se situa no poço 1-SD-1-AC (Serra do Divisor pioneiro nº 1, Estado do Acre) no intervalo de profundidade entre 2.488 a 2.648 m, nas coordenadas geográficas de 8° 02' 33" S e 73° 13' 09" W, onde predominam calcisiltitos. Esta seção química-carbonática triássica-jurássica às vezes é confundida com a Formação Cruzeiro do Sul também de natureza química-carbonática, mas de idade eopermiana.

A Formação Juruá Mirim, proposta por Pamplona (1971) e usada por Miura (1972), foi formalizada por Feijó & Souza (1994). Era uma formação constituída por três conjuntos litológicos distintos, compostos por arenitos creme claro, na porção inferior (agora Formação Serra do Divisor), seguido por uma intercalação de siltito vermelho, calcisiltito, anidrita vermelha e branca e halita na porção média (agora na Formação Rio do Moura) e siltito castanho avermelhado, maciço, arenito, e conglomerado na parte superior. Apenas a seção de arenito e siltito predominante, acastanhado maciço, acima dos evaporitos, foi destacada como a Formação Juruá Mirim neste estudo. O topo da seção é caracterizado por um conglomerado polimítico, que nos poços 1-RM-1-AC e 1-SDS-1-AC apresenta cerca de 50 m de espessura. Este conglomerado era considerado parte da base do Cretáceo, mas não foi observado em afloramentos conglomerados com tanta possança na área.

A **Formação Juruá Mirim** consiste de siltitos maciços de cor castanha a vermelha, e camadas de arenito, com idade inferida meso- a neojurássica, pois não foram reconhecidos fósseis. Na Formação Juruá Mirim ocorre vulcanismo básico, composto por vários derrames de basalto, um dos quais datado de 177 ± 8 Ma (transição eojurássica a mesojurássica) conforme Cunha (2007). O basalto é cinza acastanhado, vesicular maciço e parcialmente alterado. O perfil-tipo da Formação Juruá Mirim se situa no poço 2-JM-1-AC (Juruá Mirim estratigráfico nº 1, Estado do Acre) nas coordenadas geográficas de 8° 14' 37" S e 73° 16' 19" W e a seção de referência se situa no intervalo de 2.990 a 2.475 m de profundidade do poço 1-RM-1-AC, nas coordenadas geográficas de 8° 02' 33" S e 73° 13' 09" W.

A idade dessas formações mesozoicas é incerta no Brasil, pois ainda não foram obtidos dados paleontológicos consistentes devido ao estado de oxidação dessas camadas e pequena amostragem. A correlação com as formações das bacias do Ucayali e Marañon do Peru permite inferir as suas idades.

Sua principal fonte de sedimentos deve ficar nas bacias do Amazonas e Solimões e Arco de Gurupá, cujas camadas foram soerguidas pela introdução de cerca de 1.000 m de soleiras de diabásio no fim do Triássico, propiciando grande erosão das mesmas e transporte dos detritos desde o Arco de Gurupá

(ombreira da Bacia do Marajó) até as bacias andinas e Bacia do Acre. A Formação Juruá Mirim pode ser correlacionada com a Formação Sarayaquillo do Peru de idade jurássica que também apresenta espesso pacote de conglomerado no seu topo em afloramentos e poços.

O Grupo Acre, proposto por Rego (1930) como Série, foi substituído na Petrobras pelo Grupo Jaquirana (Silva, 1983). O Grupo Jaquirana, inteiramente clástico, de idade cretácea, apresenta discordâncias entre cada formação, isto é, entre as formações Moa, Rio Azul e Divisor. Inclusive a própria Formação Moa apresenta uma discordância interna. Portanto, os termos Grupo Acre e Grupo Jaquirana devem ser excluídos da nomenclatura estratigráfica da Bacia do Acre, permanecendo as formações não agrupadas.

A Formação Moa, proposta por Oppenheim (1937), foi dividida por Moura & Wanderley (1938) em camadas Capanaua e Moa. Aqui é proposto elevar as camadas Capanaua à categoria de Formação Capanaua, deixando a porção superior como Formação Moa.

A **Formação Capanaua** consiste de arenito argiloso de cores rosa esbranquiçado, amarelo e roxo, com granulação média a grosseira, friável e estratificação cruzada. Apresenta no campo espessura de cerca de 100 m e sua seção-tipo encontra-se no Igarapé de mesmo nome, afluente da margem esquerda do Rio Moa (Moura & Wanderley, 1938). A idade da formação é neoptiana-eoalbianiana a Cenomaniana (Cunha, 2007). Esta formação se correlaciona com a Formação Cushabatay da Bacia do Marañon no Oriente Peruano, com a base da Formação Javari na Bacia do Solimões e com a Formação Jazida da Fazendinha da Bacia do Amazonas. Nos afloramentos não são descritos os espessos pacotes de conglomerados observados nos poços da Petrobras. Por essa razão, esse conglomerado foi colocado na parte superior da Formação Juruá Mirim, como ocorre semelhantemente na Formação Sarayaquillo no Peru, onde foram perfurados centenas de poços onde ocorre o citado pefito.

A **Formação Moa** é composta de arenito fino, duro, cor creme, com estratificação cruzada, com frequentes lâminas de arenito grosseiro. Esta unidade apresenta espessura de 300 m, indicando sedimentação fluvial, com raras intercalações de siltito castanho. Sua seção-tipo ocorre no Rio Moa afluente do Rio Juruá, apresentando limites discordantes. Sua idade é eoalbianiana a eoturoniana (Cunha, 2007) ou mais provavelmente cenomaniana a turoniana, pois este autor datou as duas formações Capanaua e Moa juntas. Esta unidade se correlaciona com a Formação Águas Calientes da Bacia do Marañon no oriente peruano.

A **Formação Rio Azul**, proposta por Moura & Wanderley (1938), consiste de folhelho argiloso e siltito cinza escuro, siltito castanho e arenito fino branco, com níveis de calcário. A unidade é altamente calcífera e espessura de 800 m (talvez repetida por falhamento) depositada em ambiente marinho raso. Sua seção-tipo se situa no Rio Azul, afluente do Rio Moa que deságua no Rio Juruá no Estado do Acre e sua idade é neoturoniana-coniaciana a eocampaniana (Cunha, 2007). A seção de referência em subsuperfície se situa no poço 1-RM-1-AC, no intervalo entre 2.076 e 1.998 m de profundidade. A Formação Rio Azul se correlaciona em parte com a Formação Chonta da Bacia do Marañon no Peru e Formação Napo no Equador, onde é oleígena.

A **Formação Divisor**, proposta por Moura & Wanderley (1938), é caracterizada por arenito branco de aspecto sacaróide, às vezes glauconítico, fino, com algumas intercalações de argila rósea, em superfície e cinza, em subsuperfície. A seção - tipo se situa na Serra do Divisor, no entorno da fronteira Brasil - Peru e sua seção de referência, em subsuperfície, se localiza no poço 1-RM-1-AM, no intervalo entre 1.998 e 1.876 m de profundidade. A unidade se depositou em ambiente marinho raso e litorâneo e apresenta uma espessura de cerca de 150 m, cuja idade é campaniana (Cunha, 2007). Ela se correlaciona com a Formação Vivian da Bacia do Marañon de mesma idade. Esta unidade não deve ser confundida com a Formação Serra do Divisor.

A **Formação Ramon**, termo este utilizado por Bouman (1959) para sedimentos do Igarapé Ramon, afluente do Rio Moa, situado no sopé da Serra do Divisor. Sua seção de referência se situa no poço 1-RM-1-AC, no intervalo entre 1.876 e 1.815 m de profundidade. A unidade consiste de folhelho cinza esverdeado, micáceo, duro, silicificado e calcarenito muito fino, branco. Na base ocorrem siltitos cinza escuros. A idade da Formação, em função de sua suposta correlação com a Formação Cashiyacu da Bacia do Marañon, é maastrichtiana. Barros *et al.* (1977) a consideram de idade oligocênica. Esta unidade pode ser de idade maastrichtiana a paleocênica.

Acima ocorre uma seção predominantemente argilosa, composta de várias formações em subsuperfície ainda não estudadas ou delimitadas, mas sua presença é deduzida em comparação com a estratigrafia das bacias peruanas de Ucayali e Marañon. A Petrobras considerou toda essa seção como a Formação Solimões, com idade eocênica-pliocênica (Cunha, 2007). Na calha do Rio Jaquirana (**figura 1.35**) junto à fronteira com o Peru a seção alcança 3.000 m de espessura e deve conter outras unidades ainda não estudadas. A idade desta unidade é controversa e de acordo com Daemon & Contreiras (1971) a seção cenozoica no Acre se distribui entre o Paleoceno e o Mioceno. Neste caso podem estar envolvidas também a Formação Ramon e outras unidades não estudadas.

Neste estudo na parte superior dessa seção foram reconhecidas quatro unidades, separadas por discordâncias. Ocorre a unidade inferior ainda não denominada, seguida pelas formações Repouso, Solimões e Içá que são também usadas para a Bacia do Solimões. A Formação inominada corresponde a um refletor sísmico dentro da ampla seção cenozoica da Bacia do Acre (**figura 1.41**) que representa a Formação Pozo no Peru, com idade eocênica-oligocênica, depositada em ambiente marinho. Estudos posteriores poderão subdividir esta parte da seção no Brasil.

A **Formação Repouso**, proposta neste relatório para a Bacia do Solimões, consiste de folhelhos e siltito cinza azulados, cinza escuro e também com cores castanha, verde e vermelha, calcífero, com intercalações de arenito fino com cores variegadas. Ocorrem níveis de calcário branco fino e camadas delgadas de linhito, bastante fossilífera. A idade da formação é neo-oligocênica ou eomiocênica a eo-neomiocênica datada por Hoorn (1993) com base em palinomorfos.

A **Formação Solimões**, proposta por Caputo *et al.* (1972) para englobar a Série Solimões de Rego (1930), corresponde a uma seção fossilífera aflorante composta de argilas de cor cinza azulada, vermelha e variegada, e

secundariamente, apresenta arenitos, calcários e conglomerados pouco consolidados. Macrofósseis de moluscos, vertebrados e madeiras fósseis carbonizadas e níveis de linhito caracterizam a formação.

A seção-tipo se situa ao longo do Alto Rio Solimões e rios Javari e Quixito, este afluente daquele. Eiras *et al.* (1994) consideraram como seção-tipo o poço 1-RJ-1-AM (Rio Javari) da Petrobras, mas uma seção-tipo da superfície não pode ser mudada para um poço. A seção-tipo de Eiras *et al.* (1994) pode conter outras formações acima e abaixo da Formação Solimões.

Acima da Formação Solimões ocorrem camadas de ampla distribuição nas bacias do Acre e Solimões nas margens dos rios e em pequena ocorrência na parte oeste da Bacia do Amazonas, sendo denominada de **Formação Içá** por Maia *et al.* (1977). A seção é composta de arenito fino a médio e mesmo grosso parcialmente conglomerático, creme, amarelo avermelhado, com estratificação cruzada, friável, às vezes síltico e argiloso, argilito cinza e variegado e conglomerados. A formação contém bolas de argila (*clay galls*). Maia *et al.* (1977) estimaram idade pleistocênica para a Formação Içá e Nogueira *et al.* (2013) com base em palinórfos confirmaram essa idade. A seção de referência em subsuperfície se encontra no poço 1AS-41-AM, na localidade de São Joaquim, coordenadas geográficas de 2° 46' S e 67° 37' W, na margem esquerda do Rio Solimões no intervalo da superfície até 79 m de profundidade de acordo com Maia *et al.* (1977).

Segundo Del'Arco *et al.* (1977), em seu retrospecto histórico da geologia da folha do Juruá (Projeto RADAM), vários paleontólogos referenciados desde o século XIX colocaram fósseis invertebrados e vertebrados encontrados em afloramentos da Formação Solimões e da agora reconhecida Formação Içá no Neomioceno–Plioceno e Pleistoceno respectivamente. A espessura da unidade é apenas estimada na Bacia do Acre.

As cartas litoestratigráfica e cronoestratigráfica da Bacia do Acre são apresentadas na **figura 1.36** e **figura 1.37**, respectivamente.

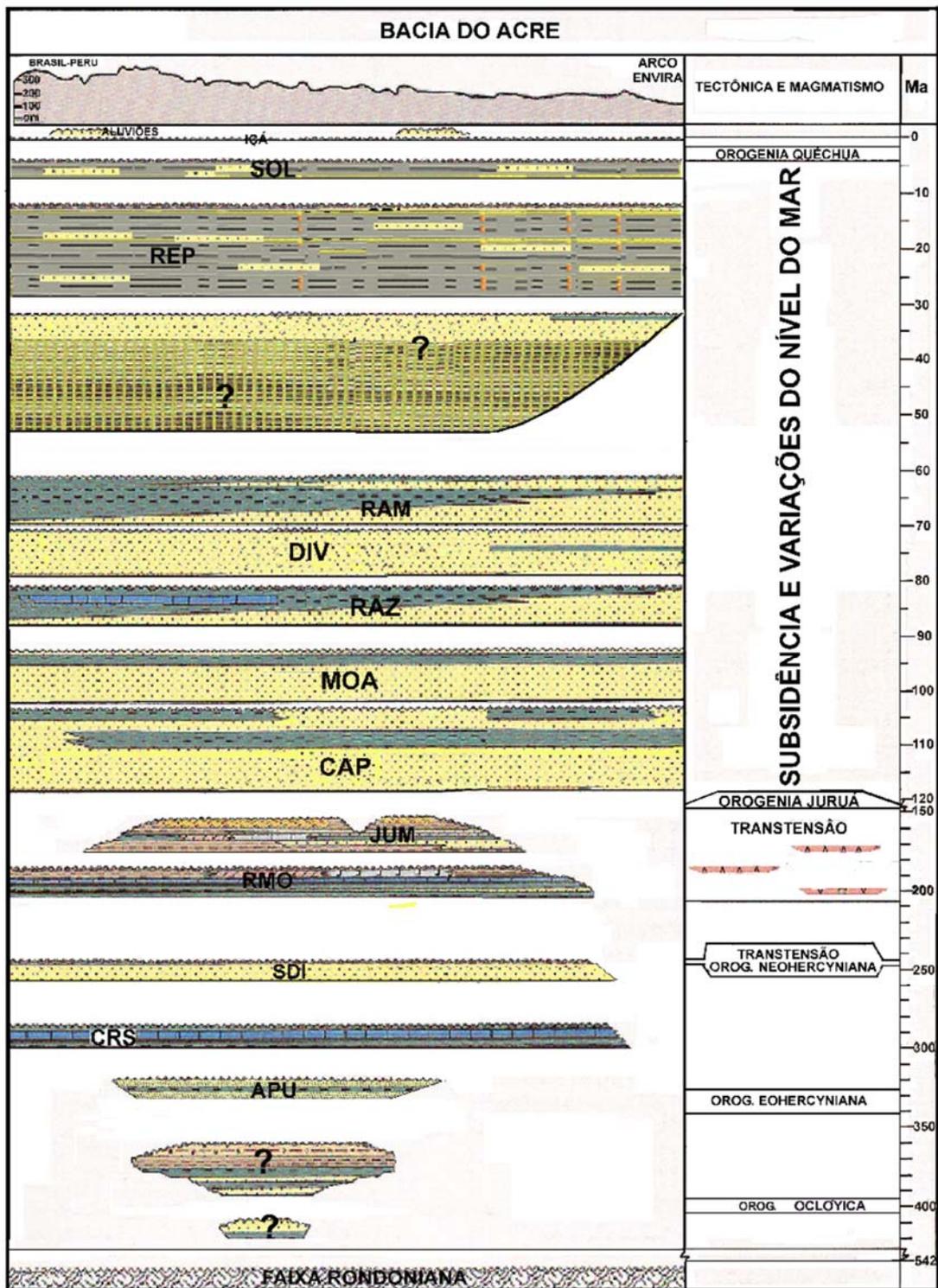


Figura 1.36 - Carta litoestratigráfica da Bacia do Acre, modificada de Cunha (2007).

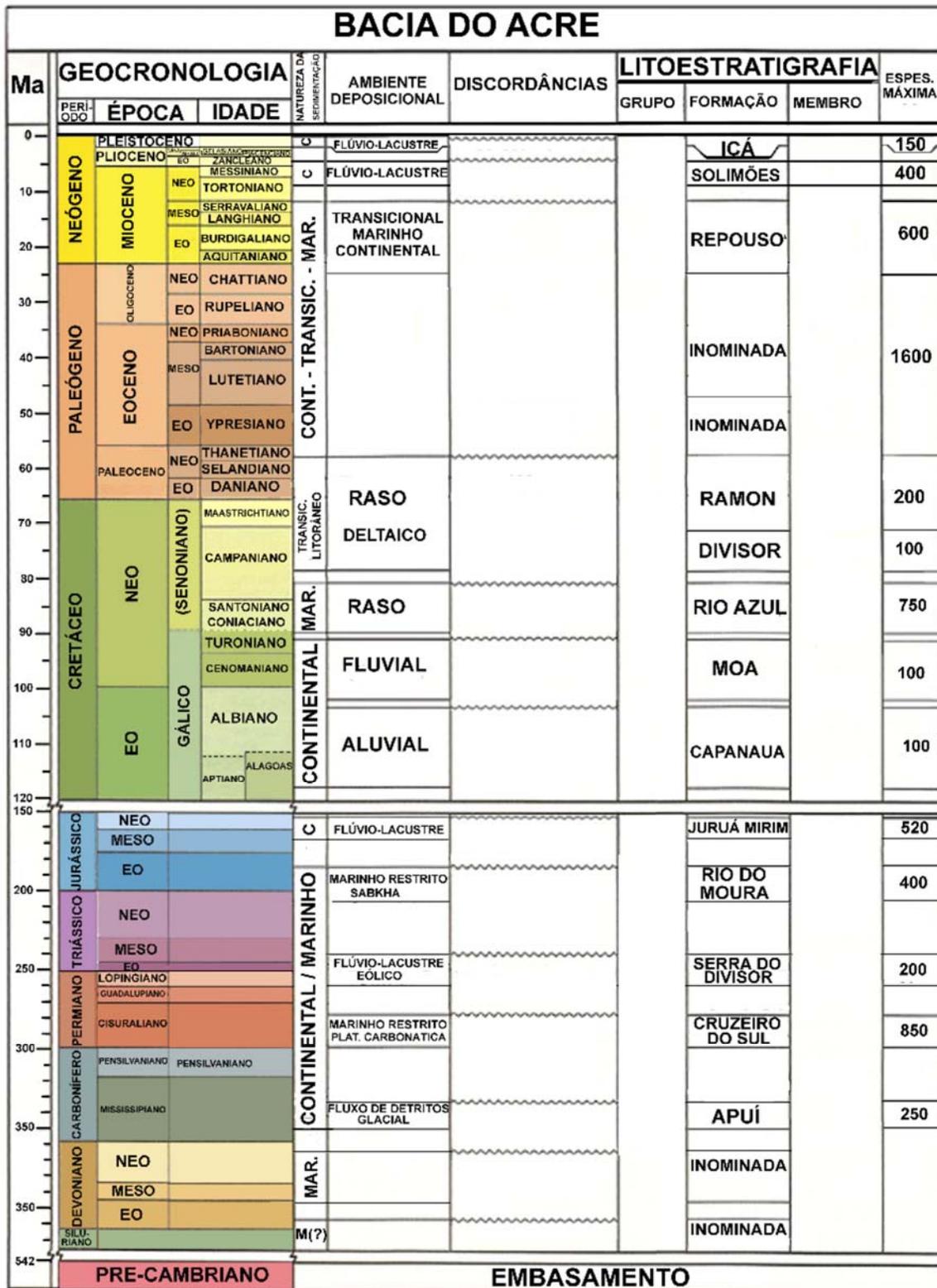


Figura 1.37 - Carta cronoestratigráfica da Bacia do Acre, modificada de Cunha (2007).

1.5.3 – Tectônica

A região da parte ocidental da América do Sul situada em países andinos sofreu intenso tectonismo e magmatismo e na Bacia do Acre também o tectonismo foi muito ativo, pois a Bacia do Acre foi alvo de muitas orogenias comuns ao oeste da América do Sul durante o Fanerozoico. No Cenozoico a América do Sul envolveu-se em colisão com a Placa de Nazca e terrenos alóctonos, criando o Orógeno dos Andes. Ela é atualmente uma bacia de retro-arco continental (antepaís) do cinturão orogênico andino (**figura 1.38**).

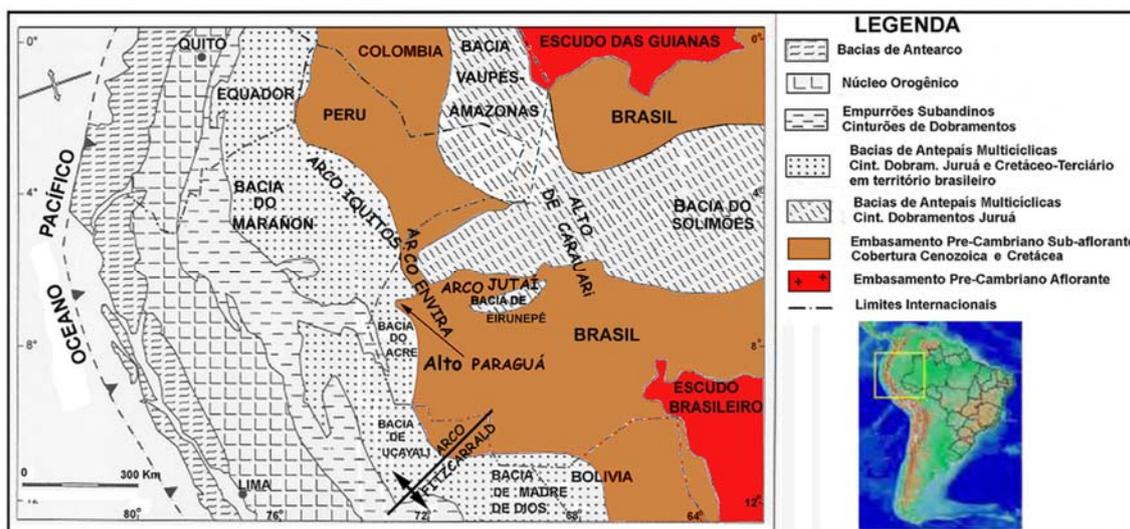


Figura 1.38 - Bacias e províncias estruturais da parte ocidental da América do Sul. Modificado de Oliveira *et al.* (1994) e Duarte (2011). O Arco Envira se formou durante a Orogenia Juruá (neojurássica) e o Arco de Iquitos durante a Orogenia Andina (neógena) e ainda está ativo, portanto ambos os arcos têm natureza e idade distintas.

O exame de seções sísmicas mostra falhamentos que atingiram somente formações pré-carboníferas, não identificadas, até próximo à região do Arco Envira no Brasil. Outra família de falhas atravessou a seção paleozoica-jurássica sem deformar a seção cretácea e outras falhas atravessaram toda a seção, envolvendo também as camadas cenozoicas. Portanto pelo menos ocorreram três episódios tectônicos compressivos, mais significativos que deformaram a Bacia do Acre (**figura 1.39**).

A ausência em poços de sistemas sedimentares eo- e mesopaleozoicos, evidentes em levantamentos sísmicos na Bacia do Acre, nas áreas perfuradas em altos estruturais, é indicação de que o tectonismo propiciou, em muitos locais soerguidos, a erosão de sedimentos, previamente, depositados.

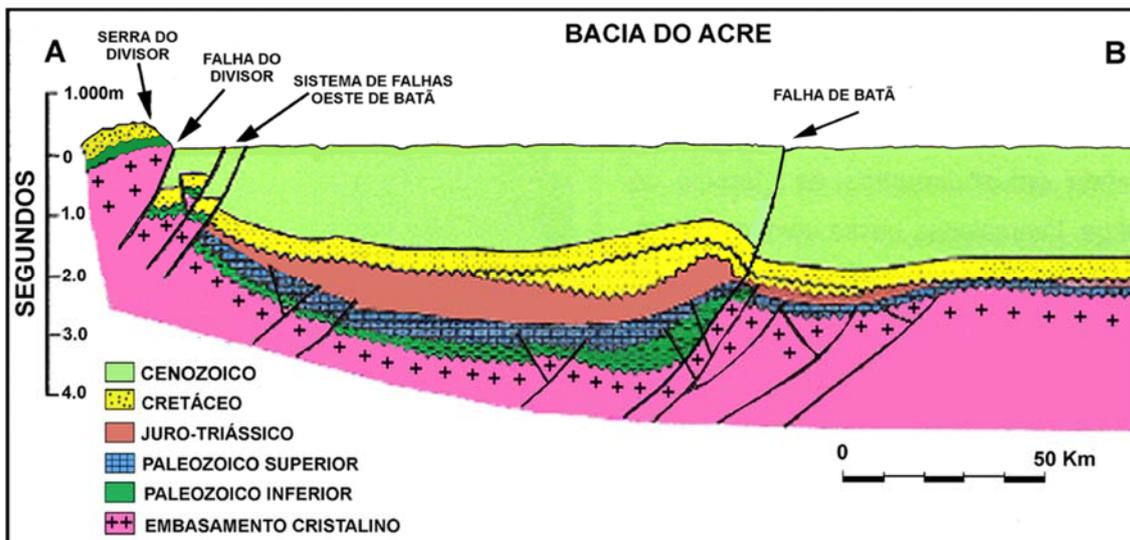


Figura 1.39 - Seção geológica esquemática da Bacia do Acre A-B, segundo a linha A-Á do mapa geológico da Bacia do Acre da **figura 1.35**. A região da Falha Batã se tornou um baixo do embasamento no lado oeste do Mississipiano ao Permiano e também no Triássico-Jurássico. A depressão foi preenchida por sedimentos e nivelada no Permiano, Triássico e Jurássico. A falha de cavalgamento Batã aproveitou o plano de falha normal antigo e soergueu a região depois do Mesomioceno. Figura modificada de Cunha (2006).

No Mississipiano, as bacias subandinas foram envolvidas em distensão (transtensão), possivelmente após a Orogenia Eoherciniana, quando houve a formação de *grabens* e *horsts* (**figura 1.40**) em profusão, desnivelando fortemente o terreno, com a formação de montanhas e calhas profundas (Grader *et al.*, 2008), inclusive na Bacia do Acre. Nessas bacias o relevo muito acidentado, influenciou nas características dos sedimentos. A Formação Apuí testemunhou esse diastrorfismo, comprovado por espessos conglomerados polimíticos e diamictitos (250 m de espessura conhecida no Acre), alguns com possível influência glacial, como ocorre com sedimentos glaciais da Formação Ambo do Peru e Bolívia, também com forte componente sintectônico (Díaz-Martinez *et al.*, 1999). A Formação Copacabana - Cruzeiro do Sul se depositou sob condições tectonicamente calmas, preenchendo as depressões formadas e nivelando o terreno nas bacias do antepaís andino e Bacia do Acre (**figura 1.40**).

Na região subandina da Colômbia e do Peru, posteriormente houve outra distensão generalizada com formação de *grabens* que foram preenchidos por sedimentos triássicos e jurássicos. Outro processo tectônico que atuou no fim do Jurássico foi a Orogenia Juruá (Barros & Carneiro, 1991; Caputo, 2013, 2014), também denominada Cisalhamento Solimões (Caputo, 1985a, 1991), Diastrorfismo Juruá (Campos & Teixeira, 1988) de caráter transpressivo. Este tectonismo seccionou parcialmente a Bacia do Acre, criando o Alto de Paraguá, em uma direção aproximadamente leste-oeste (**figuras 1.31, 1.32 e 1.33**), dividindo a bacia em duas calhas: Calha de Jaquirana ao norte e Calha Central ao sul. Possivelmente existia somente uma calha, cuja parte norte foi deslocada para leste pelo cisalhamento dextral transpressivo. Esse diastrorfismo ocorreu em um intervalo de tempo relativamente curto no final do Jurássico no Kimmeridgiano (Caputo, 2014).

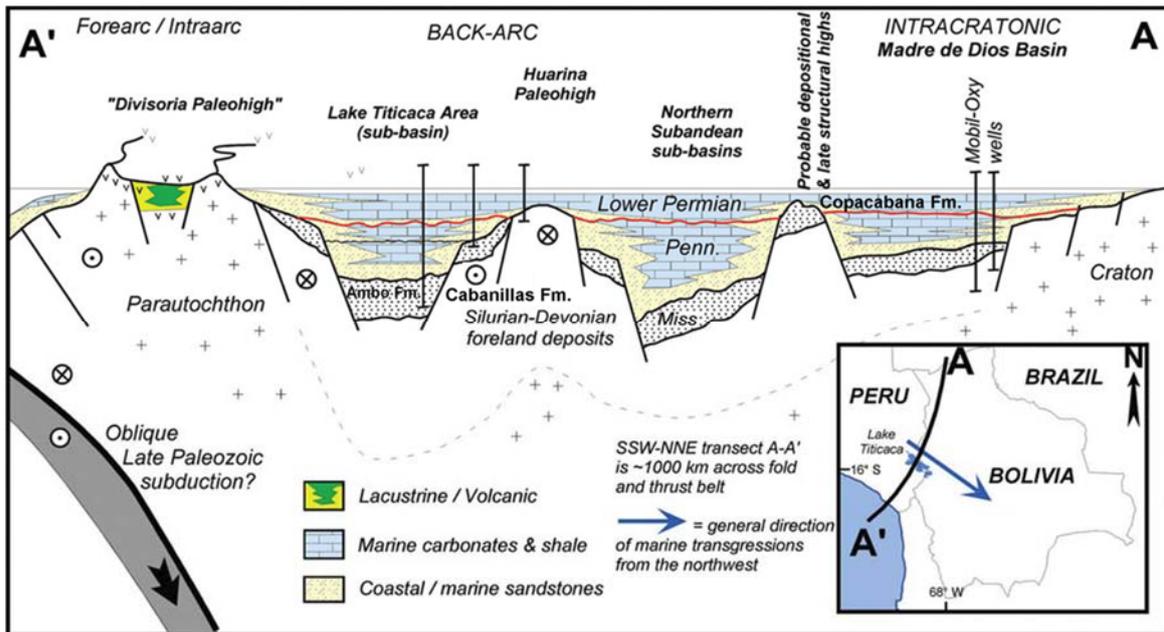


Figura 1.40 – Seção geológica da região andina e subandina do Peru e Bolívia (Grader *et al.*, 2008), onde se observa que apenas a parte superior da Formação Copacabana, de idade eopermiana (equivalente à Formação Cruzeiro do Sul) composta principalmente por calcários, avança sobre o cráton amazônico (Embasamento). A região da passagem do mar Pensilvaniano (Copacabana Inferior) para as bacias brasileiras é desconhecida, mas pode ter sido realizada através de grabens e baixos interligados. Observe também a formação de *horsts* e *grabens* antes da deposição dos calcários e após as camadas mississipianas da Formação Ambo, em parte erodida.

A Orogenia Juruá soergueu grandes regiões das bacias do Solimões e Acre, reduzindo suas dimensões devido à erosão posterior. Em algumas regiões, no Arco Envira, ainda restam remanescentes isolados de camadas pré-cretáceas (**figura 1.42**). O diastrofismo desconectou a Bacia do Acre através do Arco Envira e Bacia de Eirunepé, através do Arco Jutai (**figuras 1.31 e 1.36**). A Orogenia Juruá não se enquadra em nenhum evento tectônico supostamente mais conhecido dos países andinos: Eoherciniano, Tardiherciniano, Peruano, Incaico e Quéchua. No Triássico e Jurássico ocorreram fases distensivas na parte oeste da América do Sul, inclusive na Bacia do Acre. A Orogênese Juruá parece estar relacionada à separação final do Continente Gondwana do Supercontinente Pangea e abertura do Oceano Atlântico Central no fim do Jurássico há 150 Ma (Caputo, 2013, 2014), quando houve transpressão na parte ocidental da América do Sul. Nos países andinos esta orogenia tem tido pouca divulgação, recebendo o nome de Orogenia Nevadiana (Peru), identificada na Sierra Nevada e montanhas Klamath na América do Norte, ou Orogenia Auraciana reconhecida na Argentina e Chile.

Uma nova fase tectônica compressiva no Cenozoico provocou três notáveis zonas de falhamentos inversos de cavalgamento, de grande rejeito e extensão, com direção aproximada N-S na Bacia do Acre (**figura 1.39**). As estruturas aproveitaram os planos de falha de gravidade desenvolvidos no Paleozoico e Triássico-Jurássico e os reativaram como falhas inversas no Cenozoico. Estas falhas, mapeadas em geologia de superfície (Moura & Wanderley, 1938; Mason

& Caputo, 1964) e em levantamentos sísmicos, afetaram também sedimentos da Formação Solimões. São conhecidas as falhas Batã, Oeste de Batã e a do *front* da Serra do Divisor (**figura 1.39**). Nesta falha inversa, com bloco alto ao oeste, está exposto em pequena área o embasamento no lado leste da Serra do Divisor e do Jaquirana. Estes falhamentos de cavalgamento são atribuídos à Orogenia Andina da fase Quéchuá, que provocou deformações afastadas do Orógeno Andino, formando as montanhas na fronteira do Brasil com o Peru. A elevação de vários blocos reduziu mais a área das calhas profundas da Bacia do Acre. O Arco Envira se dirige para a Colômbia e se cruza com o Alto de Iquitos no Peru. Essas feições apresentam natureza, idade e posições geográficas diferentes.



Figura 1.41 – Na seção sísmica na Bacia do Acre se observa que inicialmente o embasamento foi bastante rebaixado por falha normal no lado oeste, provocando espessamento das formações no bloco baixo. Depois o bloco baixo foi soerguido através de falhamento inverso devido aos esforços compressivos da Orogênese Andina (Fase Quéchuá). O refletor superior alaranjado corresponde à Formação Pozo do Oligoceno-Eoceno do Peru, unidade esta que no Brasil ainda não foi nomeada ou estudada. Fonte Petrobras.

Na região da falha Batã ocorreram falhamentos normais no Mississipiano (**figuras 1.39 e 1.41**), com a formação de um *Horst* no lado leste da falha e uma fossa do lado oeste. As formações carboníferas, permianas, triássicas e jurássicas ficaram protegidas em um baixo e somente foram alçadas no Cenozoico. A feição elevada (bloco leste da Falha Batã) já se manifestava quando da deposição da Formação Cruzeiro do Sul de idade eopermiana (Lemos & Silva, 1996). Em partes do Triássico e Jurássico teria ocorrido distensão reativando as falhas pré-existentes e com novo preenchimento das antigas calhas. No bloco baixo ocorreu preenchimento do Triássico e Jurássico nivelando o terreno. Durante a sedimentação cretácea e cenozoica, a região já estava aplainada e preenchida por sedimentos juro-triássicos. A Falha do Batã, com seu movimento inverso, elevou todas as formações, inclusive a Formação Solimões.

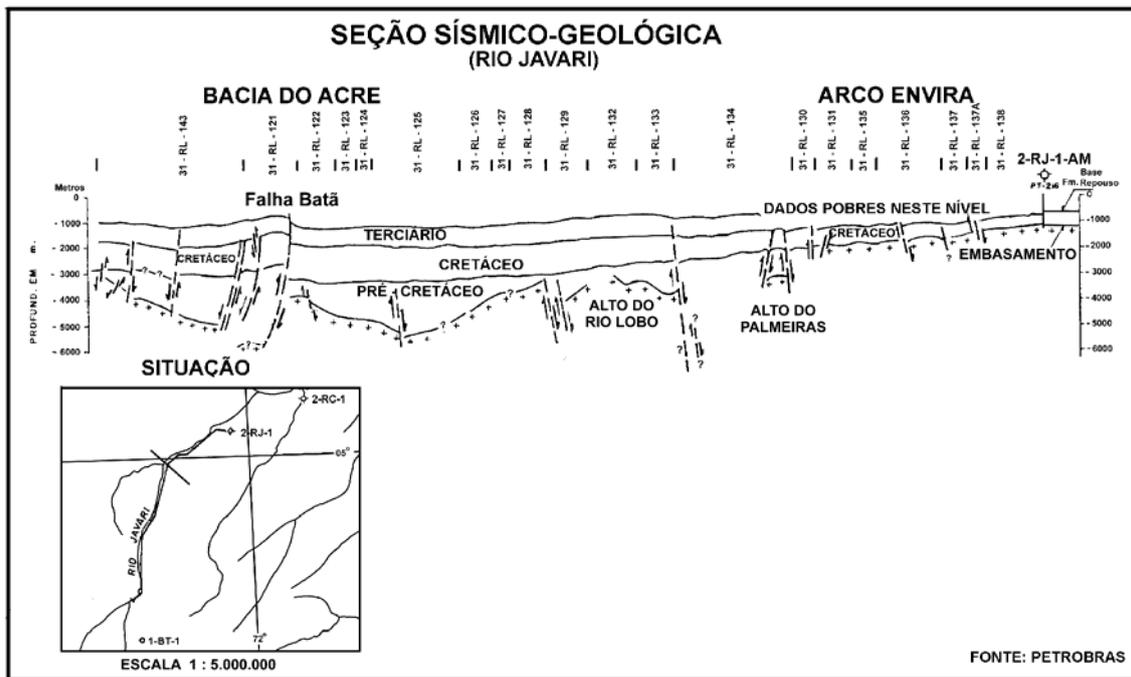


Figura 1.42 - Seção sísmico-geológica ao longo do Rio Javari na fronteira Brasil-Peru em parte da Bacia do Acre. A região sofreu intenso tectonismo transtensivo no Mississipiano conforme **figura 1.40** e tectonismo transpressivo no fim do Jurássico (**figura 1.39**). O terreno foi aplainado antes da deposição das formações cretáceas. As falhas normais foram reativadas com movimentação inversa de cavalgamento, alçando toda a seção e criando o Alto de Batã, onde antes era um baixo (Caputo *et al.*, 1979). Ao Leste está situado o Arco Envira que separa a Bacia do Acre da Bacia do Solimões. Ocorrem remanescentes paleozoicos na região do arco (altos do Rio Lobo e Palmeiras) e na região do poço 2-RJ-1-AM ocorre apenas embasamento abaixo do Cretáceo.

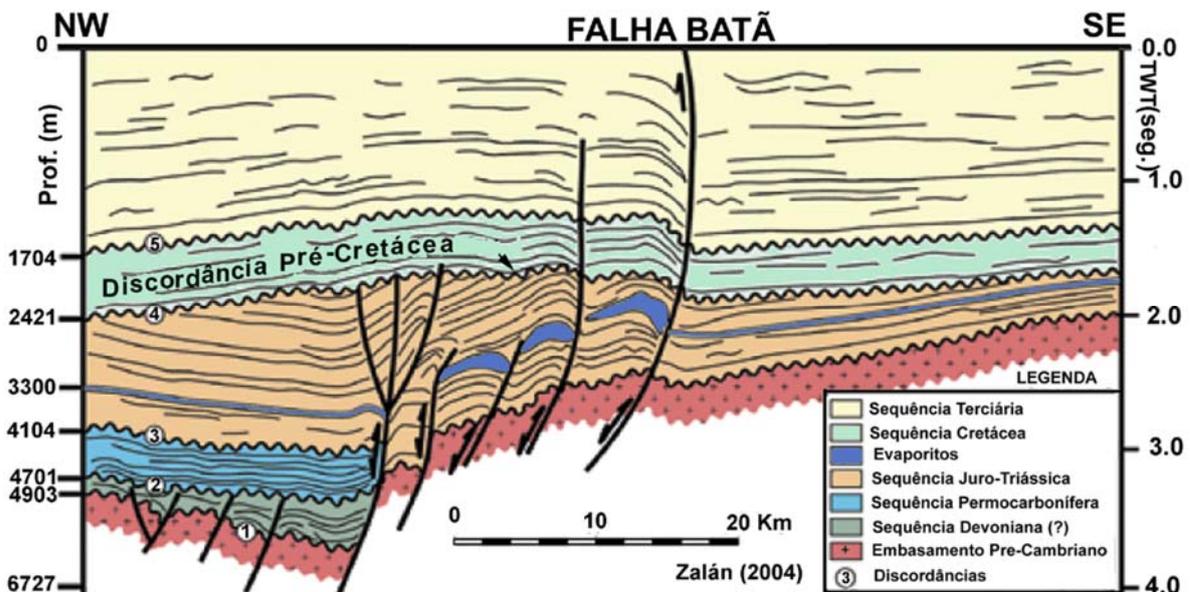


Figura 1.43 - Na figura de Zalán (2004) as falhas sob a discordância (2) nas camadas pré-permocarboníferas foram possivelmente formadas pela Orogenia Eoherciniana, as falhas abaixo da discordância (4) da base do Cretáceo foram geradas pela Orogenia Juruá no Neojurássico e as falhas que cortam as camadas cenozoicas foram geradas pela Orogenia Andina, no Neógeno, fase Quéchu.

Abaixo é ilustrada a carta de correlação entre as bacias de Ucayali e Acre (figura 1.44).

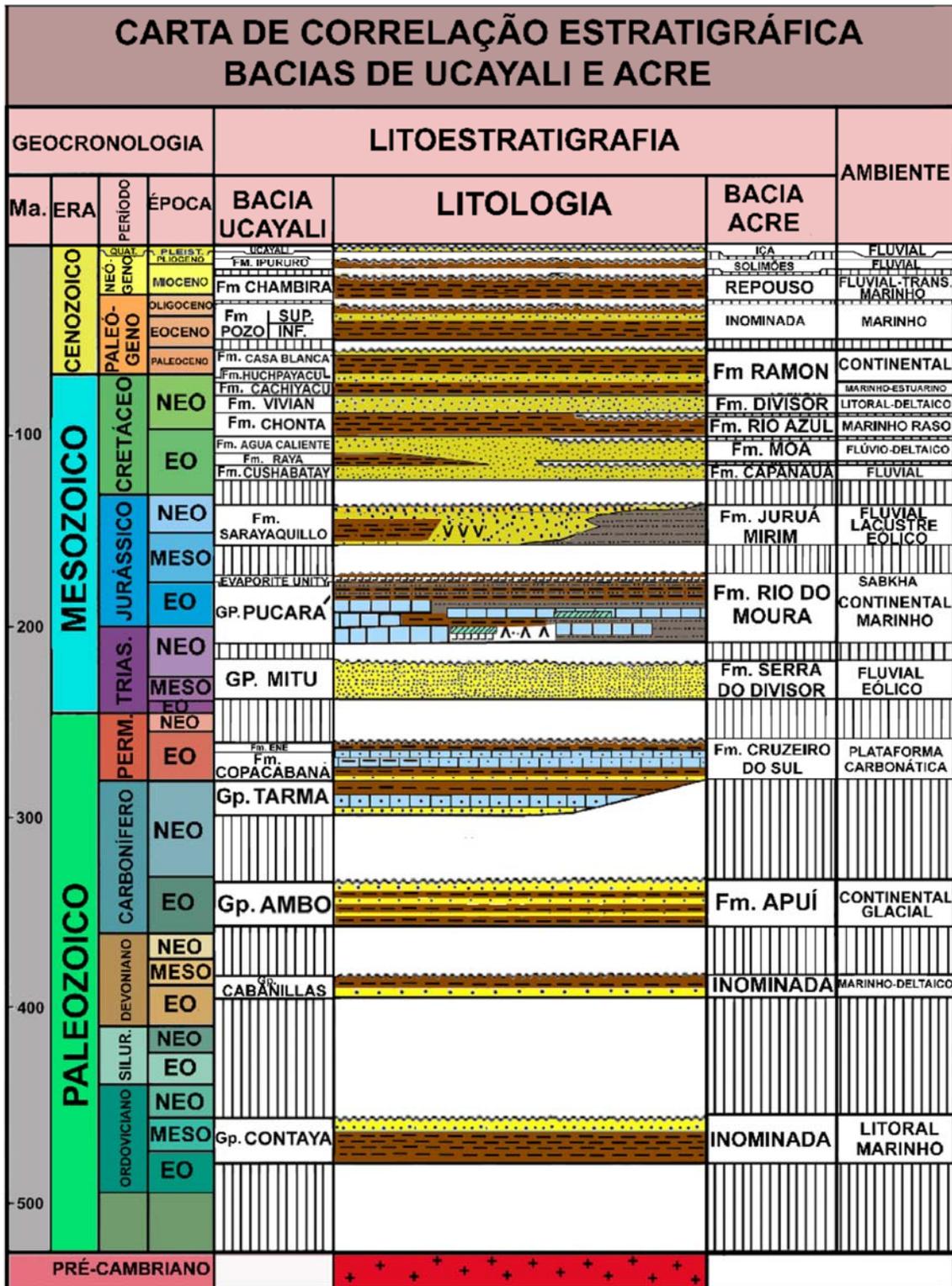


Figura 1.44 - Carta de correlação litoestratigráfica das bacias de Ucayali e Acre, modificada de Barros & Carneiro (1991) e Cunha (2007).

Um tectonismo epirogênico de outra natureza formou o Alto Iquitos, relacionado a uma intumescência periférica exercida pela sobrecarga do Orógeno Andino sobre o limite ocidental da Placa Sul-Americana (Caputo, 1985a, 1991; Roddaz *et al.*, 2005), a partir do Neógeno. No Peru esta feição é mais marcante (**figura 1.45**).

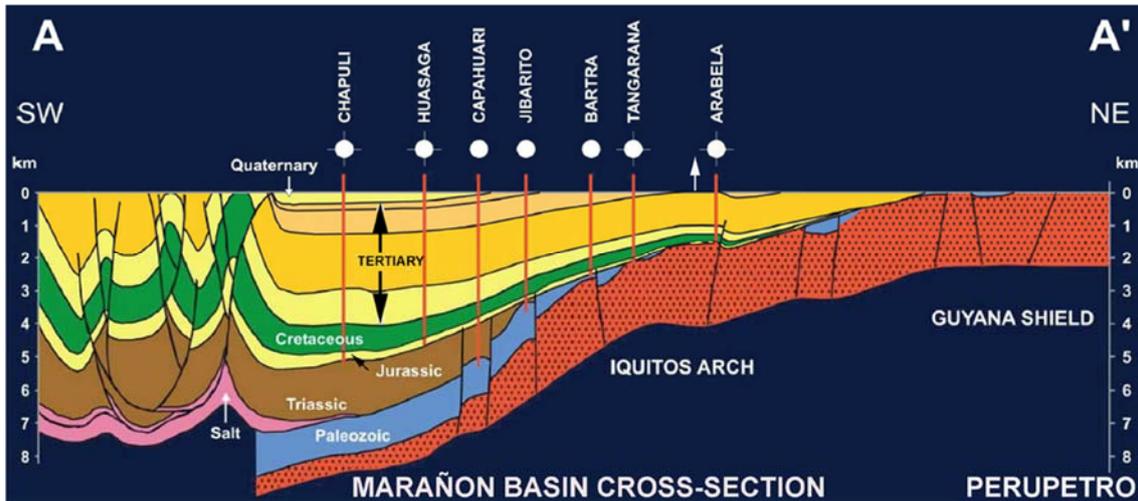


Figura 1.45 - Na Bacia do Maraçon, no Peru, a seção geológica NW-SE mostra soerguimento do Alto de Iquitos no fim do Neógeno e Quaternário. Também se observa na figura tectonismos pós-Paleozoico, pós-Triássico, pós-Jurássico e Andino. Sobre Escudo das Guianas a NE, onde ocorrem remanescentes paleozoicos, o soerguimento que separou a Bacia do Maraçon do Peru da Bacia Vaupés-Amazônia da Colômbia corresponde ao Arco Envira no Brasil, de idade neojurássica, situado na porção NE desta figura. Fonte Perupetro.

1.5.4 – Magmatismo

Na nova Formação Juruá Mirim discutida no texto, ocorre vulcanismo básico, composto por dois derrames de basalto, um dos quais com a idade, segundo Cunha (2007), de 177 ± 8 Ma (transição eojurássica-mesojurássica). Outra amostragem no Centro de Pesquisas Geocronológicas da USP (Universidade de São Paulo) indicou em duas amostras idades K/Ar de $229 \pm 7,9$ e $221,8 \pm 6,7$ Ma (Oliveira, 1994), dentro do Triássico.

Rocha intrusiva sem denominação, constituída por traquito nefelínico, apresenta idade de 194 ± 12 Ma (Cunha, 2007). Esta unidade possivelmente pode ser correlacionada com o Tectomagmatismo Penatecaua na Formação Rio do Moura, que engloba os evaporitos que antes estavam na base da Formação Juruá Mirim.

2 – Referências Bibliográficas

AGASSIZ, L. Physical history of the Amazon Valley. **The Atlantic Monthly**, no 49-60, p.159-169, 1886.

ALBUQUERQUE, O. R. **Reconhecimento geológico no vale do Amazonas**. Boletim do Serviço Geológico e Mineralógico, nº 3, 1922. 84 p.

ALMEIDA, L. F. G. A drenagem festonada e seu significado fotogeológico. In: XXVIII Congresso Brasileiro de Geologia, 1974, Porto Alegre – RS. **Anais**. Porto Alegre: SBG, 1974. p. 175-97.

ALTINER, D.; SAVINI, R. Pennsylvanian foraminifera and biostratigraphy of the Amazonas and Solimões basins (north Brazil). **Revue de Paléobiologie**, vol. 14, nº 2, p. 417-453, 1995.

AMARAL, S.E. **Notas sobre a série das Barreiras no Vale do Rio Tapajós**. In: SBG, Núcleo São Paulo, Boletim, vol. 3, nº 1, p. 29-50, 1954.

ARAI, M. A grande elevação eustática do Mioceno Médio e sua influência na Origem do Grupo Barreiras. **Geologia Série Científica USP**, vol. 6, nº 2, p. 1-6, 2006.

ARAI, M.; SHIMABUKURO, S. The Tortonian unconformity and its relation with the stratigraphic framework of the Barreiras Group and correlative units (Neogene, Brazil). In: 3rd Latinamerican Congress of Sedimentology, 2003, Belém – PA. **Anais**. Belém: UFPA, 2003. p. 263-264.

BALDIS, B. A. Posibilidades de correlación del Ordovícico de Los Llanos Colombianos y La Alta Amazonia – Brasileño - Equatoriana. In: VII Congresso Latino-Americano de Geologia, 1988, Belém - PA. **Anais**. Belém: SBG, 1988. p.500-506.

BARROS, A. M.; ALVES, E. D. O.; ARAÚJO, J. F. V.; LIMA, M. I. C.; FERNANDES, C. A. In: BRASIL. Departamento Nacional de Produção Mineral. Projeto RADAMBRASIL. **Folhas SB/SC.18 - Javari/Contamana: geologia, geomorfologia, pedologia, vegetação e uso potencial da terra**. Rio de Janeiro. 1977. p.17-101.

BARROS, M. C.; CARNEIRO, E. P. The Triassic orogeny and the tectono-sedimentary evolution of Peruvian Oriente Basin – Exploratory Implications. In: Simpósio Bolivariano sobre Exploracion Petrolera en las Cuencas Subandinas, 1991, Bogotá- Colômbia. **Anais**. Bogotá: Asociacion Colombiana de Geólogos y Geofísicos del Petroleo: Bogotá- Colômbia, 1991. 42 p.

BEAUMONT, C. Foreland basins. **Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society**, vol. 65, p. 291-329, 1981.

BECKER, C. R. Cicloestratigrafia da Sequência carbonático-evaporítica pensilvaniana da Bacia do Solimões, Norte do Brasil. **Revista Brasileira de Geociências**, vol. 35, p. 45-56, 2005.

BENAVIDES, V. Saline deposits of South America. In: SALINE DEPOSITS: **Geological Society of America Bulletin - Special Paper**, nº 88, p. 249-290, 1968.

BIGARELLA, J. J. Geology of the Amazon and Parnaíba basins. In: NAIRN, A. E. M.; STEHLY, F. G. (Eds.). **The Ocean and Basins and Margins**, New York, vol. 1. p. 25-86, 1973.

BOTT, M. H. P. Crustal doming and the mechanism of continental rifting. **Tectonophysics**, vol. 83, nº 1-3, p.1-8, 1981.

BOTT, M. H. P. Formation of sedimentary basins of graben type by extension of the continental crust. **Tectonophysics**, vol. 36, nº 1-3, p.77-86, 1976.

BOUMAN, Q. C. **Semi-detailed Geologic Reconnaissance of the Central Portion of the Serra do Moa Anticline**. Belém: PETROBRAS, 1959. 35 p.

BOUMAN, Q. C.; MESNER, J. C.; PADDEN, M. **Amazon Basin Study: Relatório Interno PETROBRAS**. Belém: PETROBRAS, 1960. 1102 p.

BREITHBACH, J. W. **Geology of the Cajari River: Relatório Interno PETROBRAS**. Belém: PETROBRAS, 1957b. 858 p.

BREITHBACH, J. W. **Geology of the Nhamundá área: Relatório Interno PETROBRAS**. Belém: PETROBRAS, 1957a. 781p.

CAMPBELL Jr. K. E; FRAYLEY, C. D; ROMERO, P. L. The Pan-Amazonian Ucayali Peneplain, late Neogene sedimentation in Amazonia, and the birth of the modern Amazon River system. **Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology**, vol. 239, p.166-219, 2006.

CAMPOS, J. N. P.; TEIXEIRA, L. B. Estilo tectônico do baixo Amazonas. In: 35º Congresso Brasileiro de Geologia, 1988, Belém - PA. **Anais**. Belém: SBG, vol.5, p.2161-2172, 1988.

CAPUTO, M. V. Arco Purus e Bacia do Solimões. **Boletim de Geociências da Petrobras**, vol. 2, nº 1, p.114, 1988.

CAPUTO, M. V. Arcos e altos e tectônicas relacionadas às Bacias do Norte do Brasil. In: 46º Congresso Brasileiro de Geologia, 2012, Santos - SP. **Anais**. Santos: SBG, 2012.

CAPUTO, M. V. Discussão sobre a Formação Alter do Chão e o Alto de Monte Alegre. In: NASCIMENTO, R. S. C.; HORBE, A. M. C.; ALMEIDA, C. M. (Org.). **Contribuição à Geologia da Amazônia**. Manaus: SBG - Núcleo Norte, vol. 7. p.7-23, 2011.

CAPUTO, M. V. Discussão sobre a Formação Alter do Chão e o Alto de Monte Alegre. XI Simpósio de Geologia da Amazônia, 2009, Manaus – AM. **Anais**. Manaus: SBG, 2009.

CAPUTO, M. V. Early Silurian glaciations and sea level changes. Second International Symposium on the Silurian System, 1996, New York - USA. **Anais**. New York: The James Hall Symposium, p. 39, 1996.

CAPUTO, M. V. Exploração de Petróleo na Região Amazônica. **Brasil Mineral**, vol. 36, p.108-130, 1986.

CAPUTO, M. V. Gênese do Alinhamento do Juruá - Bacia do Solimões, Brasil. In: Simpósio Bolivariano sobre Exploracion Petrolera en las Cuencas Subandinas, 1985c, Bogotá - Colômbia. **Anais**. Bogotá: Asociacion Colombiana de Geólogos y Geofísicos del Petroleo: Bogotá - Colômbia, 1985c. 16 p.

CAPUTO, M. V. Juruá Orogeny – Brazil and Subandean Countries. In: XIII Simpósio de Geologia da Amazônia, 2013, Belém – PA. **Anais**. Belém: SBG, 2013. CD ROM.

CAPUTO, M. V. Juruá Orogeny: Brazil and Andean Countries. **Brazilian Journal of Geology**, vol. 44, nº 2, p.181-190, 2014.

CAPUTO, M. V. Late Devonian Glaciation in South America. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, vol. 51, p.291-317, 1985b.

CAPUTO, M. V. Ordovician-Silurian glaciations and global sea-level changes. In: LANDING, E.; JOHNSON, M. E. (Eds.). **Silurian cycles: Linkage of Dynamic Stratigraphy with Atmospheric and Oceanic, and tectonic Changes**. New York: Museum Bulletin, nº 491, p.15-25, 1998.

CAPUTO, M. V. Origem do Alinhamento Estrutural do Juruá - Bacia do Solimões. In: 2º Simpósio de Geologia da Amazônia, 1985a, Belém - PA. **Anais**. Belém: SBG, vol.1, p.242-258, 1985a.

CAPUTO, M. V. **Stratigraphy, tectonics, paleoclimatology and paleogeography of northern basins of Brazil**. 1984. 586p. Tese (Doutorado) - University of California Santa Barbara.

CAPUTO, M. V. The Solimões Megashield - Intraplate Tectonics in Northwestern Brazil. **Geology**, vol. 19, p.246-249, 1991.

CAPUTO, M. V.; ANDRADE, F. G.; **Geologia em Semi-detelhe do Flanco Sul da Bacia Amazônica entre os Rios Cupari e Abacaxis**. Belém: PETROBRAS - Sistema de informação de exploração, 1968, p.130-3521.

CAPUTO, M. V.; JUCÁ, G. A. C.; BRAZIL, I. R. **Bacia do Acre: possibilidades de petróleo na seção Pré-Cretácea: Relatório interno PETROBRAS**. Belém: PETROBRAS, 1979. 27 p.

CAPUTO, M. V.; MARQUES, L. F. S. P.; CARVALHO, L. C. A. **Desenvolvimento Tectônico das Bacias do Amazonas e do Parnaíba**.

Belém: PETROBRAS - Sistema de informação de exploração, 1983, p.130-4410.

CAPUTO, M. V.; MELO, J. H. G.; STREEL, M.; ISBELL, J. L. Late Devonian and Early Carboniferous glacial records in South America. In: FIELDING, C. R.; FRANK, T.D.; ISBELL, J. L. (Eds.). Resolving the Late Paleozoic Ice Age in Time and Space. **Geological Society of America - Special Paper**, nº 441, p.161-173, 2008.

CAPUTO, M. V.; PONCIANO, L. C. M. O. **Pavimento Estriado de Calembre, Brejo do Piauí – Registro de geleiras continentais há 360 milhões de anos no Nordeste do Brasil.** Disponível em: <<http://vsites.unb.br/ig/sigep/sitio052/sitio052.pdf>>. Acesso em: 30 maio 2010.

CAPUTO, M. V.; SILVA, O. B. Sedimentação e tectônica da Bacia do Solimões. In: RAJA, G. G. P.; MILANI, E. J. **Origem e Evolução das Bacias Sedimentares.** Rio de Janeiro: PETROBRAS, 1991, p.169-193.

CAPUTO, M. V.; STREEL, M.; MELO, J. H. G.; VAZ, L. F. Glaciações eocarboníferas nas bacias do Norte do Brasil. In: IX Simpósio de Geologia da Amazônia, 2006, Belém - PA. **Anais.** Belém: SBG, 2006.

CAPUTO, M. V.; VASCONCELOS, D. N. N. **Possibilidades de Hidrocarbonetos no Arco Purus.** Belém: PETROBRAS - Sistema de informação de exploração, 1971, p.130-5164.

CAPUTO, M. V.; RODRIGUES, R.; VASCONCELOS, D. N. H. Nomenclatura estratigráfica da Bacia do Amazonas: histórico e atualização. In: 26º Congresso Brasileiro de Geologia, 1972, Belém – PA. **Anais.** Belém: SBG, vol. 3, p.35-46, 1972.

CAPUTO, M. V.; RODRIGUES, R.; VASCONCELOS, D. N. H. **Litoestratigrafia da Bacia Amazônica: Relatório interno PETROBRAS.** Belém: PETROBRAS, 1971, nº 641-A. 92p.

CARLOTTO, V.; CÁRDENAS, J.; JAIMES, F.; ROMERO, D.; VALDIVIA, W. Nuevos datos en la litoestratigrafía y tectónica Mio-Pleistocena en el Occidente Amazónico: Sur-Este Perú. In: 14º Congreso Peruano de Geología y 13º Congreso Latinoamericano de Geología, 2008, Lima - Peru, 2008. **Resúmenes.** Lima: Sociedad Geológica del Perú, 2008. 6 p. Disponível em: <<http://bibliotecavirtual.ingemmet.gob.pe:84/xmlui/handle/123456789/143>>. Acesso em: 20 dez 2014.

CAROZZI, A. V.; ALVES, R. J.; CASTRO, J. C. Controle tectônico sinsedimentar dos carbonatos Permo-Carboníferos das Formações Itaituba e Nova Olinda da Bacia do Amazonas. In: XXVI Congresso Brasileiro de Geologia, 1972, Belém – PA. **Anais.** Belém: SBG, vol. 3, p.47-64, 1972.

CAROZZI, A. V.; PAMPLONA, H. R. P.; CASTRO, J. C.; CONTREIRAS, C. J. A. Ambientes deposicionais e evolução tecto-sedimentar da seção clástica

Paleozoica da Bacia do Médio Amazonas. In: XXVII Congresso Brasileiro de Geologia, 1973, Belém – PA. **Anais**. Belém: SBG, vol. 3, p.279-314, 1973.

CARVAJAL D. A.; DORMAN J. T.; KENCK A. R.; KEY C. F.; MILLER, C. J.; SPECHT, T. D. **Final report of the third exploration phase, Marajó**. Belém: Texaco/Canada, 1989. 61 p.

CARVALHO P. F. **Reconhecimentos geológicos e sondagens na Bacia do Amazonas**. Rio de Janeiro: Serviço Geológico e Mineralógico/Divisão de Geologia e Mineralogia, Boletim nº 15, p.1-28, 1926.

CASTRO, J. C.; VASCONCELOS, D. N. **Estudo Sedimentológico Integrado da Bacia do Marajó: Relatório Interno PETROBRAS**. Belém: PETROBRAS, 1970, nº 631-A.

CHANDLESS, W. Notes on the Arinos, Juruena and Tapajós rivers. **Journal of Royal Geographic Society**, vol. 32, p.268-280, 1862.

COOK, J. T. **Rio Maecuru, geological progress report**. Rio de Janeiro: PETROBRAS, Relatório interno nº 497, 1955.

CORDANI, U.; NEVES, B. B. B.; FUCHS, R. A.; PORTO, R.; THOMAZ FILHO, A.; CUNHA, F. M. B. **Estudo preliminar de integração do Pré-Cambriano com outros eventos tectônicos das bacias sedimentares brasileiras**. Rio de Janeiro: PETROBRAS - Série Ciência-Técnica-Petróleo, vol. 15, p. 67-70, 1984.

COSTA, A. R. A. **Tectônica cenozoica e movimentação salífera na Bacia do Amazonas e suas relações com a Geodinâmica das placas da América do Sul, Caribe, Cocos e Nazca**. 2002. 237 p. Dissertação de Mestrado - Universidade Federal do Pará - UFPA, Pará, 2002.

COSTA, J. B. S.; HASUI, Y.; BEMERGUY, R. I.; SOARES JUNIOR, A. V.; VILLEGAS, J. M. Tectonic and Paleogeography of the Marajó Region, Northern Brazil. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, vol. 74, p.519-531, 2002.

COSTA, N. M. Distribuição estratigráfica e biocronologia de Quitinozoários da Formação Trombetas, Estado do Pará. In: XXVIII Congresso Brasileiro de Geologia, 1975, Belém – PA. **Anais**. Belém: SBG, p.177-203, 1975.

COSTA, N. M. **Quitinozoários silurianos do Igarapé da Rainha, Estado do Pará**. Belém: Departamento Nacional da Produção Mineral - Div. Geol. Mineral, Boletim nº 255, 1971.

COZZUOL, M. The Acre vertebrate fauna: diversity, geography and time. **Journal of South American Earth Sciences**, vol. 21, p.185-203, 2006.

CUNHA, P. R. C. Bacias sedimentares Brasileiras - Bacia do Acre. **Fundação Paleontológica Phoenix**, ano 8, vol. 6, nº 86, 2006.

- CUNHA, P. R. C.; Gonzaga, F. G.; Coutinho, L. F. C.; Feijó, F. J. Bacia do Amazonas. **Boletim de Geociências da PETROBRAS**, vol. 8, nº 1, p.47-55, 1994.
- CUNHA, P. R. C.; MELO, J. H. G.; SILVA, O. B. Bacia do Amazonas. **Boletim de Geociências da PETROBRAS**, vol. 15, nº 2, p.227-251, 2007.
- DAEMON, R. F. Contribuição à datação da Formação Alter do Chão, Bacia do Amazonas. **Revista Brasileira de Geociências**, vol. 5, p.78-84, 1975.
- DAEMON, R. F. Palinomorfos-guias do Devoniano Superior e Carbonífero Inferior das bacias do Amazonas e Parnaíba. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, vol. 46, p.549-587, 1974.
- DAEMON, R. F.; CONTREIRAS, J. A. **Zoneamento palinológico da Bacia do Amazonas: Relatório Interno PETROBRAS**. Belém: PETROBRAS, 1970, nº 635a.
- DAEMON, R. F.; CONTREIRAS, J. A. Zoneamento palinológico da Bacia do Amazonas. In: 25º Congresso Brasileiro de Geologia, 1971, Belém – PA. **Anais**. Belém: SBG, vol.3, p.79-88, 1971.
- DE BOER, N. P. **Geologia e prospectos das bacias do Amazonas: Relatório Interno PETROBRAS**. Rio de Janeiro: PETROBRAS, 1965, nº 2317.
- DE BOER, N. P. **Report on the geology of northern Brazil: Relatório Interno PETROBRAS**. Rio de Janeiro: PETROBRAS, 1964, nº 2020.
- DE BOER, N. P. The tectonic framework and history of the Sedimentary Basins of Northern Brazil. In: VI Conferência Geológica das Guianas, 1966, Rio de Janeiro. **Anais**. Rio de Janeiro: DNPM - DGM, Boletim nº 223, 1966.
- DEL'ARCO, J. O; SANTOS, R. O. B.; RIVETTI, M.; ALVES, E. D. O; FERNANDES, C. A. C.; SILVA, L. L. In: BRASIL. Departamento Nacional de Produção Mineral. Projeto RADAMBRASIL. **Folha SB.19 – Juruá: geologia, geomorfologia, pedologia, vegetação e uso potencial da terra**. Rio de Janeiro. 1977. vol.15.
- DERBY, O. A. A contribution to the Geology of the Lower Amazonas. **Proceedings of the American Philosophical Society**, vol. 18, nº 103, p.155-178, 1879.
- DERBY, O. A. **Contribuições para a Geologia da região do Baixo Amazonas**. Rio de Janeiro: Arquivo do Museu Nacional II, vol. 2, p.77-104, 1878.
- DERBY, O. A. **O Rio Trombetas**. Belém: Boletim do Museu Paraense, vol.2, nº 3, p.366-382, 1898.

DERBY, O. A. **Reconhecimento do Rio Maecuru**. Belém: Boletim Museu Paraense, vol. 2, nº 2, p.192-204, 1897.

DÍAZ-MARTÍNEZ, E.; VAVRDOVÁ, M.; ISAACSON, P. E. Late Devonian (Famennian) glaciation in Western Gondwana: Evidence from central Andes. In: FEIST, R.; TALENT, J. A.; DAURER, A. (Eds.). **North Gondwana: Mid-Paleozoic Terranes, Stratigraphy and Biota Wien**. Jahrbuch der Geologischen Bundesamts, vol. 54, p.238–247, 1999.

DINO, R.; SILVA O. B.; ABRAHÃO D. Palynostratigraphic characterization of the Cretaceous strata from the Alter do Chão Formation, Amazonas Basin. In: 31º International Geological Congress, 2000, Rio de Janeiro – RJ. **Anais**. Rio de Janeiro: SBG, vol.31, p.557-565, 2000.

DINO, R.; SILVA, O. B.; ABRAHÃO, D. Caracterização palinológica e estratigráfica de estratos cretáceos da Formação Alter do Chão, Bacia do Amazonas. In: UNESP, **Boletim do 5º do Simpósio sobre o Cretáceo do Brasil**, p.557-565, 1999.

DUARTE, K. S. Levantamentos exploratórios da ANP na Bacia do Acre. **Revista Técnico-Científica da ANP**, nº 1, 2011.

DUARTE, L. Restos foliares de *angiospermae* da Serra de Paituna, PA. In: 10º Congresso Brasileiro de Paleontologia, 1987, Gramado – RS. **Anais**. Gramado: SBP, p.859-877, 1987.

EIRAS, J. F.; BECKER, C. R.; SOUZA, E. M.; GONZAGA, F. G.; SILVA, J. G. F.; DANIEL, L. M. F.; MATSUDA, N. S.; FEIJÓ, F. J. Bacia do Solimões. **Boletim de Geociências da PETROBRAS**, vol.8, nº 1, p.17-45, 1994.

EIRAS, J. F.; WANDERLEY FILHO, J. R. Bacias sedimentares brasileiras – Bacia do Solimões. **Fundação Paleontológica Phoenix**, ano 8, nº 85, 2006. 6p.

ELIAS, A. D.; ROS, L. F.; MIZUSAKI, A. M.; KAWASHITA, K. Isotopic evidence on the diagenetic evolution of coastal sabkha reservoirs from the Solimões Basin, northern Brazil. **Gondwana Research**, vol. 11, p.553-567, 2007.

ESTEVES, F. R. Exploração na área do Juruá. In: 2º Congresso Brasileiro de Petróleo, 1982, Rio de Janeiro – RJ. **Anais**. Rio de Janeiro: PDPETRO, nº TT23, p.422-468, 1982.

FEIJÓ, F. J.; SOUZA, R. G. Bacia do Acre. **Boletim de Geociências da PETROBRAS**, Rio de Janeiro, vol. 8, nº 10, p.9-16, 1994.

FIELDING, C. R.; FRANK, T. D.; ISBELL, J. L. (Eds.). Resolving the Late Paleozoic Ice Age in Time and Space. **Geological Society of America - Special Paper**, vol. 441, p. 354, 2008a.

- FIELDING, C. R.; FRANK, T. D.; ISBELL, J. L. The late Paleozoic ice age - A review of current understanding. In: FIELDING, C. R., FRANK, T. D.; ISBELL, J. L. (Eds.). Resolving the Late Paleozoic Ice Age in Time and Space. **Geological Society of America - Special Paper**, vol. 441, p.41-57, 2008b.
- FIGUEIREDO, J.; HOORN, C.; VEN, P. V. D.; SOARES, E. Late Miocene onset of the Amazon River and the Amazon deep-sea fan: Evidence from the Foz do Amazonas Basin. **Geology**, vol. 37, p.619-622, 2009.
- FREYDANCK H. G. **Geology of rio Jatapú and rio Capú-Capú**. Belém: Petrobras/Sraz - Relatório Interno, nº 156-A, 1957a.
- FREYDANCK H. G. **Geology of the rios Uatumã and Abacate**. Belém: Petrobras/Sraz - Relatório Interno DEPEX-677, 1958.
- FREYDANCK, H. G. **Limited investigation along eastern and southern flank of Monte Alegre dome**. Belém: Petrobras/Sraz - Relatório interno, nº 165-A, 1957b.
- GALVÃO, M. V. G. Bacias sedimentares brasileiras: Bacia do Marajó, Aracaju: **Fundação Paleontológica Phoenix - Série Bacias Sedimentares brasileiras**, ano 6, nº 7, 2004.
- GALVÃO, M. V. G. **Evolução Termomecânica da Bacia de Marajó, Estado do Pará, Brasil**. 1991. 193 p. Dissertação (Mestrado) – Universidade Federal de Ouro Preto - UFOP, Ouro Preto, 1991.
- GONZAGA, F. G., GONÇALVES, F. T. T.; COUTINHO, L. F. C. Petroleum geology of the Amazonas Basin, Brazil: Modeling of hydrocarbon generation and migration. In: MELLO, M. R.; KATZ, B. J. (Eds.). Petroleum systems of South Atlantic margins. **AAPG Memoir**, vol. 73, p.159-178, 2000.
- GRADER, G. W.; ISAACSON, P. E.; DÍAZ-MARTÍNEZ, E.; POPE, M. C. Pennsylvanian and Permian sequences in Bolivia: Direct responses to Gondwana glaciation. In: FIELDING, C. R.; FRANK, T. D.; ISBELL, J. L. (Eds.). Resolving the Late Paleozoic ice age in time and space. **Geological Society of America - Special Paper**, vol. 441, p.143-159, 2008.
- GRAHN, Y. Devonian chitinozoan biozones of Western Gondwana. **Acta Geologica Polonica**, vol. 55, nº 3, p. 211-227, 2005.
- GRAHN, Y. Integrated correlation of Late Silurian (Pridoli s.l.) – Devonian chitinozoans and miospores in the Solimões Basin, Northern Brasil. **Acta Geologica Polonica**, vol. 53, nº 4, p. 283-300, 2003.
- GRAHN, Y. Ordovician and Silurian chitinozoan biozones of western Gondwana. **Geological Magazine**, vol.143, nº 4, p.509-529, 2006.
- GRAHN, Y. Ordovician Chitinozoa and Biostratigraphy of Brasil. **Geobios**, nº 25, fasc. 6, p.703-723, 1992b.

GRAHN, Y. Revision of Silurian and Devonian strata of Brazil. **Palynology**, vol. 16, p.35-61, 1992a.

GRAHN, Y. The Ordovician-Devonian biostratigraphy of Brazil. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, vol. 63, nº 1, p.94, 1991.

GRAHN, Y.; CAPUTO, M. V. Early Silurian glaciations in Brazil. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, vol. 99, p.9-15, 1992.

GRAHN, Y.; CAPUTO, M. V. Late Ordovician evolution of the intracratonic basins in northwestern Gondwana. **Geologische Rundschau**, vol.83, p. 665-668. 1994.

GRAHN, Y.; LOBOZIAK, S.; MELO, J. H. G. Integrated correlation of Late Silurian (Pridoli s.l.) - Devonian chitinozoans and miospores in the Solimões Basin, northern Brazil. **Acta Geologica Polonica**, vol. 53, nº 4, p.283-300, 2003.

GRAHN, Y.; MELO, J. H. G. Integrated Middle Devonian chitinozoan and miospore zonation of the Amazonas Basin, Northern Brazil. **Revue de micropaléontologie**, vol. 47, p.71-85, 2004.

GRAHN, Y.; MELO, J. H. G. Silurian-Devonian chitinozoan biostratigraphy along the Urubu, Uatumã and Abacate rivers in the western part of the Amazonas Basin, Northern Brazil. **Bulletin of Geosciences**, Czech Geological Survey, vol. 78, nº4, p.373-391, 2003.

GRAHN, Y.; PARIS, F. Age and correlation of the Trombetas Group, Amazonas Basin, Brazil. **Revue de Micropaleontologie**, vol. 35, p.20-32, 1992.

GROSS, M.; PILLER, W. E.; RAMOS, M. I.; SILVA PAZ, J. D. Late Miocene sedimentary environments in south-western Amazonia (Solimões Formation; Brazil). **Journal of South American Earth Sciences**, vol. 32, p.169-181, 2011.

GULBRANSON, E. L.; MONTAÑEZ, L. P.; SCHMITZ, M. D.; LIMARINO, C. O.; ISBELL, J. L.; MARENSSI, S. A.; CROWLEY, J. L. High-precision U-Pb calibration of Carboniferous glaciation and climate History, Paganzo Group, NW Argentina. **GSA Bulletin**, vol.122, nº9-10, p.1480-1498, 2011.

HARTT, C. F. Contributions to the geology and physical geography of the Lower Amazonas. **Buffalo Society of Natural Sciences**, vol. 1, p. 201-235, 1874.

HARTT, C. F. **Geology and Physical Geography of Brazil**. Boston: Fields Osgood, 1870. 620p.

HASUI, Y. Neotectônica e aspectos fundamentais da tectônica ressurgente no Brasil. In: 1º Workshop sobre Neotectônica e Sedimentação Cenozoica Continental no Sudeste Brasileiro, 1990, Belo Horizonte – MG. **Anais**. Belo Horizonte: Sociedade Brasileira de Geologia, p. 766-771, 1990.

HOORN, C. Marine incursions and influence of Andean tectonics on Miocene depositional history of northwestern Amazonia; results of a palynostratigraphic study. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, vol. 105, p.267-309, 1993.

HOORN, C.; GUERRERO, J.; SARMIENTO, G. A.; LORENTE, M. A. Andean tectonics as a cause for changing drainage patterns in Miocene northern South America. **Geology**, vol. 23, nº 3, p.237-240, 1995.

HOORN, C.; WESSELINGH, F. (Eds.). **Amazonia: Landscape and species evolution - a look into the Past**. Malaysia: Wiley-Blackwell, 2010. 464 p.

ISSLER, R. S.; ANDRADE, A. R. F.; MONTALVÃO, R. M. G.; GUIMARÃES, G.; SILVA, G. G.; LIMA, M. I. C. In: BRASIL. Departamento Nacional de Produção Mineral. Projeto RADAMBRASIL. **Folha SA.22 - Belém: geologia, geomorfologia, pedologia, vegetação e uso potencial da terra**. Rio de Janeiro. 1974. vol. 5, p. 1-60.

JAILLARD, E.; SEMPERE, T.; SOLER, P.; CARLIER, G.; MAROCCO, R. **The role of Tethys in the evolution of northern Andes between Late Permian and Late Eocene times**. In: The Ocean Basins and Margins, vol. 8 - The Tethys Ocean, capítulo 5a, p. 463-492. NewYork: Springer, 1995.

KATZER, F. **Grundzüge der Geologie des unteren Amazonasgebietes: (des Staates Pará in Brasilien)**. Deutsch: Ulan Press, 1903. 296 p.

KATZER, F. **Relatório resumido sobre os resultados geológicos práticos da viagem de exploração do Rio Tapajós e a região de Monte Alegre**. Belém: Typographia Diário Oficial, 1898. 36 p.

KATZER, F. Geologia do Estado do Pará (Brasil). **Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi**, nº 9, p.1-269, 1933.

KISTLER, P. **Historical Resumé of the Amazon Basin**. Belém: PETROBRAS - Relatório Interno, nº 104-A, 1954.

KREMER, G. **Geological report on the rio Tapajós, rio Cupari and rio Tracoá**. Rio de Janeiro: PETROBRAS - Sistema de Informação em Exploração (SIEX), 1956.

LANGE, F. W. Subdivisão bioestratigráfica e revisão da coluna Siluro-Devoniana da Bacia do Baixo Amazonas: Atas do Simpósio sobre a Biota Amazônica. **Geociências**, vol. 1, p. 215-326, 1967.

LATRUBESSE, E. M.; CAZZUOL, M.; SILVA-CAMINHA, S. A. F.; RIGSBY, C. A.; ABSY, M. L.; JARAMILLO, C. The Late Miocene paleogeography of the Amazon Basin and the evolution of the Amazon River. **Earth-Science Reviews**, vol. 99, p.99-124, 2010.

LATRUBESSE, E. M.; SILVA, S. A. F.; COZZUOL, M.; ABSY, M. L. Late Miocene continental sedimentation in southwestern Amazonia and its regional significance: Biotic and geological evidence. **Journal of South American Earth Sciences**, vol. 23, p.61-80, 2007.

LEITE, D. C. **Detailed investigations of northwestern Território do Acre (Serra do Moa, Jaquirana, headwaters of Rio Javari)**. Belém: PETROBRAS - Relatório Interno, nº 281-A, 1958. 58 p.

LEMOS, V. B. **Assembléias de conodontes do Carbonífero da Bacia do Amazonas**. 1990. 259p. Tese (Doutorado em Geociências) - Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 1990.

LEMOS, V. B.; SCOMAZZON, A. K. Carboniferous biochronostratigraphy of the Amazonas Basin, Brazil, based on conodonts. In: MELO, J. H. G.; TERRA, G. J. S. (Eds.). **Correlação de Seqüências Paleozoicas Sul-Americanas. Ciência-Técnica-Petróleo**, Seção - Exploração de Petróleo, vol.20, p.131-138, 2001.

LEMOS, W. B.; SILVA, O. A. Ciclos sedimentares e ocorrências de conodontes e fusulinídeos na Bacia do Acre – Plataforma carbonática da Formação Cruzeiro-Eirunepê, Permiano Inferior. In: V Simpósio de Geologia da Amazônia, 1996, Belém – PA. **Anais**. Belém: SBG, p.188-191, 1996.

LIMA, E. C. **Bioestratigrafia da Bacia de Barreirinhas**. Belém: PETROBRAS, - Relatório Interno, nº 381, 1971.

LINHARES, A. P.; RAMOS M. I. R.; GROSS, M.; PILLER, W. E. Evidence for marine influx during the Miocene in southwestern Amazonia, Brazil. **Geologia Colombiana**, vol. 36, nº 1, p.91-104, 2011.

LINSSER, H. **Interpretação das anomalias gravimétricas regionais na área Amazônica**. Rio de Janeiro: Boletim Técnico da Petrobras, vol.17, nº 1, p.3-15, 1974.

LINSSER, H. **Interpretation of the regional gravity anomalies in the Amazonas área**. Rio de Janeiro: PETROBRAS - Relatório interno, 1958.

LOBOZIAK, S. Late Early to Late Devonian palynologic events in Western Gondwana: an application to Brazilian Devonian basins. In: RODRIGUES, M.A.C.; PEREIRA, E. (Eds.). **Ordovician-Devonian Palynostratigraphy in Western Gondwana: update, problems and perspectives**. Rio de Janeiro: UERJ, 1999. p.63-75.

LOBOZIAK, S.; CAPUTO, M. V.; MELO, J. H. G. Middle Devonian-Tournaisian miospore biostratigraphy in the Southwestern outcrop belt of the Parnaíba Basin, North-Central Brazil. **Revue de Micropaléontologie**, vol. 43, nº4, p.301-318, 2000.

LOBOZIAK, S.; MELO, J. H. G. Devonian miospore successions of Western Gondwana: Update and correlation with Southern Euramerican miospore zones. **Rev. Palaeobot. Palynol.**, vol. 121, p.133-148, 2002.

LOBOZIAK, S.; MELO, J. H. G. Miospore events from late Early to Late Devonian strata of Western Gondwana. **Geobios**, vol. 33, nº 4, p.399-407, 2000.

LOBOZIAK, S.; MELO, J. H. G.; DINO, R.; VACHARD, D.; STREEL, M. Earliest taeniate bisaccates from the Amazon Basin are not older than Westphalian. **Geobios**, vol. 30, p.467-474, 1997a.

LOBOZIAK, S.; MELO, J. H. G.; MATSUDA, N. S.; QUADROS, L. P. Miospore biostratigraphy of the type Barreirinha Formation (Curuá Group, Upper Devonian) in the Tapajós River area, Amazon Basin, North Brazil. **Bull. Centre Rech. Elf Explor.**, vol. 21, p.187-205, 1997b.

LOBOZIAK, S.; MELO, J. H. G.; QUADROS, L. P.; DAEMON, R. F.; BARRILARI, I. M. R. Biocronoestratigrafia dos palinomorfos do Devoniano Médio ao Carbonífero Inferior das Bacias do Solimões e Parnaíba: estado da arte. In: 2º Sintex - Seminário de Interpretação Exploratória, 1994a, Rio de Janeiro – RJ. **Anais**. Rio de Janeiro: PETROBRAS, p. 51-56, 1994a.

LOBOZIAK, S.; MELO, J. H. G.; QUADROS, L. P.; DAEMON, R. F.; BARRILARI, I. M. R.; STREEL, M. **Devonian-Dinantian miospore biostratigraphy of the Solimões and Parnaíba Basins (with considerations on the Devonian of the Parana Basin)**. Rio de Janeiro: PETROBRAS - Relatório Interno, vol.2, 1994b.

LOBOZIAK, S.; MELO, J. H. G.; QUADROS, L. P.; STREEL, M. Palynological evaluation of the Famennian Protosalvinia (Foerstia) Zone in the Amazon Basin, Northern Brazil: a preliminary study. **Rev. Palaeobot. Palynol.**, vol. 96, p.31-45, 1997c.

LOBOZIAK, S.; MELO, J. H. G.; RODRIGUES, R.; STREEL, M.; QUADROS, L. P.; BARRILARI, I. M. R. Age and correlation of the Barreirinha Formation (Curua. Group, Amazon Basin): new evidence from the miospore biostratigraphy. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, p. 207-212, 1996.

LOBOZIAK, S.; MELO, J. H. G.; STREEL, M. Devonian Palynostratigraphy in Western Gondwana. In: KOUTSOUKOS, E. A. M. (Ed.). **Applied stratigraphy**. Netherlands: Springer, 2005. p.73-99.

LOBOZIAK, S.; MELO, J. H. G.; STREEL, M. Reassessment of Visean miospore biostratigraphy in the Amazon Basin, northern Brazil. **Rev. Palaeobot. Palynol.**, vol.104, p.143-155, 1998.

LOBOZIAK, S.; STREEL, M. **Middle Devonian to Lower Carboniferous miospore stratigraphy in Amazonas and Paraná Basins (Brazil)**. PEREIRA,

E. (Eds.). Ordovician-Devonian Palynostratigraphy in Western Gondwana: update, problems and perspectives. Rio de Janeiro: UERJ, 1992. p. 63-75.

LOBOZIAK, S.; STREEL, M. West Gondwanian aspects of the Middle and Upper Devonian miospore zonation in North Africa and Brazil. **Rev. Palaeobot. Palynol.**, vol. 86, p.147-155, 1995.

LOBOZIAK, S.; STREEL, M.; CAPUTO, M. V.; MELO, J. H. G. Evidence of West European-determined miospore zones in the uppermost Devonian and Lower Carboniferous of the Amazonas Basin (Brazil). **Geobios**, vol. 24, p.5-11, 1991.

LOBOZIAK, S.; STREEL, M.; CAPUTO, M. V.; MELO, J. H. G. Middle Devonian to Lower Carboniferous miospore Stratigraphy in the central Parnaíba Basin (Brazil). **Ann. Soc. Geol. Belg.**, vol.115, p.215-226, 1992.

LOBOZIAK, S.; STREEL, M.; CAPUTO, M. V.; MELO, J. H. G. Middle Devonian to Lower Carboniferous miospores from selected boreholes in the Amazonas and Parnaíba basins (Brazil): Additional data, synthesis, and correlation. In: Paléontologie et Stratigraphie d'Amérique Latine. **Documents des Laboratoires de Géologie de Lyon**, vol. 125, p.277-289, 1993.

LUDWIG, G. **Geology of Marajó Basin**. Rio de Janeiro: PETROBRAS - Relatório Interno, nº 2074, 1964a.

LUDWIG, G. **Nova Divisão estratigráfico faciológica do Paleozoico da Bacia do Amazonas**. Rio de Janeiro: PETROBRAS – Cenap, 1964b.

MAIA, R. G. N.; GODOY, H. K.; YAMAGUTI, H. S.; MOURA, P. A.; COSTA, F. S. F.; HOLANDA, M. A.; COSTA, J. A. **Projeto Carvão no Alto Solimões: Relatório final**. Manaus: DNPM/CPRM, 1977. vol.11.

MANTELLI, L. R.; ROSSETTI, D. F. Significado tectônico de lineamentos de drenagem no sudoeste da ilha do Marajó. **Revista Brasileira de Geociências**, vol.39, nº1, p. 42-54, 2009.

MARTINEZ, E. D.; MAMANI, N. C. Paleozoico superior y Cretacico del area de Huaranca (Sapahaqui-Rio La Paz), Cordillera oriental. **Revista Técnica de PFB**, vol.16, nº 1-2, p.161-167, 1995.

MARZOLI, A.; RENNE, P. R.; PICCIRILLO, E. M.; ERNESTO, M.; BELLINI, G.; MIN, A. Extensive 200-Million-year-old Continent Flood Basalts of the Central Atlantic Magmatic Province. **Science**, vol. 284, p.616-618, 1999.

MASON, H. C.; CAPUTO, M. V. **Reconhecimento e Semi-detache Geológico do Centro Oeste do Acre**. Belém: PETROBRAS - Sistema de informação de exploração, p.130-1940, 1964.

MATSUDA, N. S.; DINO, R.; WANDERLEY FILHO, J. R. Revisão litoestratigráfica do Grupo Tapajós, Carbonífero Médio - Permiano da Bacia do

Amazonas. **Boletim de Geociências da PETROBRAS**, vol.12, nº 2, p.435-441, 2004.

MAURO FILHO, A. E.; EIRAS, J. F. Canais terciários da Bacia do Solimões. In: 4º Simpósio de Geologia da Amazônia, 1994, Belém – PA. **Anais**. Belém: SBG, p.18-21, 1994.

MELO, J. H. G.; LOBOZIAK, S. Viséan miospore biostratigraphy and correlation of the Poti Formation (Parnaíba Basin, northern Brazil). **Rev. Palaeobot. Palynol.**, vol.112, p.147-165, 2000.

MELO, J. H. G.; PLAYFORD, G. Miospore palynology and biostratigraphy of Mississippian strata of the Amazonas Basin, northern Brazil: Part Two. **American Association of Stratigraphic Palynologists Contributions Series**, vol.47, p.91-201, 2012.

MELO, J. H. G.; LOBOZIAK, S. Devonian–Early Carboniferous biostratigraphy of the Amazon Basin, northern Brazil. **Review of Palaeobotany and Palynology**, vol.124, p.131-202, 2003.

MELO, J. H. G.; LOBOZIAK, S. New miospore zonation of Devonian–Early Carboniferous strata in the Amazon Basin: a preliminary account. In: MELO, J. H. G.; TERRA, G. J. S. (Eds.). **Correlação de Sequências Paleozoicas Sul-Americanas**. Rio de Janeiro: PETROBRAS – Série Ciência-Técnica-Petróleo, vol. 20, p.99-107, 2001.

MELO, J. H. G.; LOBOZIAK, S. **Reavaliação do zoneamento de miósporos nas seções viseana e neodevoniana do poço 1-JD-1-AM, na Sub-bacia de Jandiatura (Bacia do Solimões), e sua correlação com a Bacia do Amazonas: relatório parcial do projeto**. Rio de Janeiro: CENPES/DIVEX/SEBIPE, 1997. 37p.

MELO, J. H. G.; LOBOZIAK, S.; STREEL, M. Latest Devonian to Early Carboniferous Biostratigraphy of Northern Brazil: An update. **BCREDP**, vol. 22, p.13-22, 1998a.

MELO, J. H. G.; LOBOZIAK, S.; STREEL, M. Latest Devonian to Early Carboniferous Biostratigraphy of Northern Brazil: An update. **BCREDP**, vol.22, p.23-33, 1998b.

MELO, J. H. G.; LOBOZIAK, S.; STREEL, M. Latest Devonian to early Late Carboniferous biostratigraphy of northern Brazil: an update. **Bulletin du Centre de Recherches Elf Exploration Production**, vol.22, nº1, p.13-33, 1999.

MENDES, J. C. Chonotacea e Productacea carboníferos da Amazônia. **Boletim de geologia da USP**, vol. 17, nº 236, p.1-83, 1959.

MENDES, J. C. Notas sobre a Bacia Sedimentar Amazônica. **Boletim Paulista de Geografia**, vol. 26, p.3-37, 1957.

- MENDES, J. C. Notas suplementares sobre os brachiopodes carboníferos da Amazônia. **Boletim da Sociedade Brasileira de Geologia**, vol.10, nº1, p.5-24, 1961.
- MENDES, J. C. Spiriferacea Carboníferos do Rio Tapajós (Série Itaituba), Estado do Pará, Brasil. **Boletim de geologia da USP**, vol. 13, nº 193, p.1-81, 1956.
- MESNER, J. C.; WOOLDRIDGE, L. C. P. Maranhão Paleozoic Basin study. **Revision Petrobras Internal Report**, nº 205, 1962.
- MILANI, E. J.; MELO, J. H. G.; SOUZA, P. A.; FERNANDES, L. A.; FRANÇA, A. B. Bacia do Paraná. **Boletim de Geociências da PETROBRAS**, vol.15, nº 2, p.265-287, 2007.
- MIURA, K. Possibilidades petrolíferas da Bacia do Acre. In: 26º Congresso Brasileiro de Geologia, 1972, Recife - PE. **Anais**. Belém: SBG, vol.3, p.15-20, 1972.
- MORALES, G. L. General geology and oil possibilities of the Amazonas Basin, Brazil. In: 5º World Petroleum Congress, 1959, New York – USA. **Proceedings**. New York: USGS, p.925- 942, 1959.
- MORALES, L. G. **A study of Upper Amazonas and its oil possibilities**. Brazil: Petrobras Internal report, nº 218-A, 1957. 22 p.
- MORY, A. J.; REDFERN, J.; MARTIN, J. R. A review of Permian-Carboniferous glacial deposits in Western Austrália. In: FIELDING, C. R.; FRANK, T. D.; ISBELL, J. L. (Eds.). Resolving the Late Paleozoic Ice Age in Time and Space. **Geological Society of America - Special Paper**, vol.441, p.29-40, 2008.
- MOTTA, M. B. **Proveniência da Formação Içá e de sedimentos do Rio Solimões, entre os municípios de Tefé e Manacapuru, Amazonas**. 2008. 111p. Dissertação (Mestrado) – Universidade Federal do Amazonas – UFAM, Amazonas, 2008.
- MOURA, P. A. **A geologia do Baixo Amazonas**. Rio de Janeiro: Serviço Geológico e Mineralógico - Boletim nº 91, 1938. 94 p.
- MOURA, P. A. **Reconhecimentos geológicos no vale do Tapajós**. Rio de Janeiro: Serviço Geológico e Mineralógico - Boletim nº 67, 1932. 53 p.
- MOURA, P. A.; WANDERLEY, A. F. L. Noroeste do Acre. Reconhecimentos geológicos para petróleo. **Bol. Sev. Fom. Prod. Min.**, nº 26, 1938. 117 p.
- NEVES, C. A. O.; CAMPOS, J. N. P.; ARANA, J.; TEIXEIRA, L. B.; RODRIGUES, R.; TRIGUIS, J. A. **Integração geológica e exploratória da Bacia do Amazonas**. Belém: PETROBRAS - Relatório Interno, 1989.

NOGUEIRA, A. C. R.; SILVEIRA, R.; GUIMARÃES, J. T. F. Neogene-Quaternary sedimentary and paleovegetation history of the eastern Solimões Basin, central Amazon region. **Journal of South American Earth Sciences**, vol.46, p.89-99, 2013.

ODONNE, D. S. **Oil prospects in the Amazon Region**. 19th International Geol. Congress, sec.14, fasc.16, p.247-272, 1953.

OLIVEIRA A. I.; LEONARDOS, O. H. **Geologia do Brasil**. Rio de Janeiro: Serviço de Informação Agrícola, Ministério da Agricultura, 1943. 813 p.

OLIVEIRA, A. I. Petróleo na Amazônia e Bahia. **Eng. Min. Metalurgia**, vol. XXIV, nº 142, p.243-244, 1956.

OLIVEIRA, C. M. M. **Estilos estruturais e evolução tectônica da Bacia do Acre**. 1994. 206p. Dissertação (Mestrado em Geologia) – Universidade Federal de Ouro Preto – UFOP, Ouro Preto, 1994.

OPPENHEIM, V. Geological exploration between upper Juruá River, Brazil, and middle Ucayali River, Peru. **Bull. Am. Ass. Petrol. Geol.**, vol.21, nº1, p.97-110, 1937.

PAIVA, G. **Vale do Rio Negro (Physiografia e Geologia)**. Rio de Janeiro: Boletim do Serviço Geológico e Mineralógico do Brasil, vol.40, 1929. 62p.

PAMPLONA, H. R. P. **Bacia do Acre e a extensão andina, possibilidades de hidrocarbonetos**. Salvador: PETROBRAS/RPBA/DIREX - Internal Report, 1971. 20 p.

PEREIRA, R.; CARVALHO, I. S.; AZEVEDO, D. A. Afinidades paleobotânicas de âmbar cretácicos das bacias do Amazonas, Araripe e Recôncavo. **Geociências**, vol. 25, nº 2, p.217-224, 2006.

PETRI, S. Foraminíferos do Carbonífero da Amazônia. **Bol. Soc. Brasileira de Geologia**, vol. 5, nº 2, p.17-30, 1956.

PETRI, S. Foraminíferos Fósseis da Bacia do Marajó. **Boletim da Faculdade de Filosofia, Ciências e Letras da USP**, vol.11, p.1-172, 1954.

PETRI, S. Fusulinidae do Carbonífero do Rio Tapajós. **Bol. Soc. Brasileira de Geologia**, nº I, p.30-45, 1952.

PETRI, S. Perfis sobre o facies de evaporitos do Carbonífero da Amazônia. **B. Soc. Bras. Geol. São Paulo**, vol. 7, nº 1, p.35-45, 1958.

PICARELLI, A. T.; QUADROS, L. P. **Bioestratigrafia do Carbonífero e Permiano das bacias do Amazonas, Solimões, Acre e Parnaíba, com base em fusulinídeos, Plinologia e conodontes**. Rio de Janeiro: PETROBRAS - Relatório interno, 1992.

PINA, A. C. M.; MOURA, C. A. V.; VIGNOL-LELAGE, M. L. Termocronologia por traços de fissão em apatita em rochas ígneas do embasamento e sedimentar da Bacia do Amazonas, na região de Itaituba, PA, Brasil. **Pesquisas em Geociências**, vol. 41, nº 1, p.39-50, 2014.

PLAYFORD, G.; BORGHI, L.; LOBATO, G.; MELO, J. H. G. Palynological dating and correlation of Early Mississippian (Tournaisian) diamictite sections, Parnaíba Basin, Northeastern Brazil. **Revista Española de Micropaleontología**, vol.44, nº1-3, p.1-22, 2012.

PLAYFORD, G.; DINO, R. Palynostratigraphy of upper Palaeozoic strata (Tapajós Group), Amazonas Basin, Brazil: part one. **Palaeontographica Abt. B.**, vol. 255, nº 1-3, p.1-46, 2000a.

PLAYFORD, G.; DINO, R. Palynostratigraphy of upper Palaeozoic strata (Tapajós Group), Amazonas Basin, Brazil: part two. **Palaeontographica Abt. B.**, vol.255, nº4-6, p.87-145, 2000b.

PLAYFORD, G.; MELO, J. H. G. Miospore palynology and biostratigraphy of Mississippian strata of the Amazonas Basin, northern Brazil: Part One. **American Association of Stratigraphic Palynologists Contributions Series**, vol.47, p.1-89, 2012.

PORSCHÉ, E. **Tectônica da faixa de dobramentos do Juruá. Bacia do Alto Amazonas. Brasil: um modelo estrutural.** 1985. 214 p. Dissertação (Mestrado) – Universidade Federal de Ouro Preto - UFOP, Ouro Preto, 1985.

PRICE, L. I. Dentes de Therapoda num testemunho de sonda, no Estado do Amazonas. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, vol.32, nº1, p.79-84, 1960.

QUADROS, L. P. **Distribuição Bioestratigráfica dos Chitinozoa e Acritarchae na Bacia do Amazonas.** 1985. 179p. Tese (Doutorado) – Universidade Federal do Rio de Janeiro - UFRJ, Rio de Janeiro, 1985.

QUADROS, L. P. **Natureza do contato entre as formações Trombetas e Maecuru.** In: CAMPOS, D. A.; FERREIRA, C. S.; BRITO, I. M.; VIANA, C. F. (Eds.). Coletânea de trabalhos paleontológicos; trabalhos apresentados no VIII Congresso Brasileiro de Paleontologia. Brasília: DNPM, 1983, p.435-441.

QUADROS, L. P. **Ocorrência de microfósseis (Acritarchae) ordovicianos na Sub-Bacia do Alto Amazonas.** Rio de Janeiro: Boletim Técnico da PETROBRAS, vol. 29, nº 3, p.181-191, 1986.

QUADROS, L. P. Zoneamento bioestratigráfico do Paleozoico inferior e médio (seção marinha) da Bacia do Solimões. **Boletim de Geociências da PETROBRAS**, nº2, p.95-109, 1988.

RAMOS, M. I. F.; PEREIRA, A. P. L.; GROSS, G.; PILLER, W. E. Possible evidence for marine influx during Miocene in southwestern Amazônia (Brazil).

In: XIV Congreso Latinoamericano de Geología, 2011, Medellín - Colômbia. **Resúmenes**. Medellín: Sociedad Colombiana de Geología, p.174-175, 2011.

RÄSÄNEN, M.; LINNA, A.; SANTOS, J.; NEGRI, F. Late Miocene tidal deposits in the Amazonian foreland basin. **Science**, vol.269, p.386-390, 1995.

REBATA L. A. H.; GINGRAS, M. K.; RÄSÄNEN, M. E.; BARBERI, M. Tidal-channel deposits on a delta plain from the Upper Miocene Nauta Formation, Marañon Foreland Basin, Peru. **Sedimentology**, vol.53, p.971-1013, 2006b.

REBATA, L. A.; RÄSÄNEN, M.; GINGRAS, M. K.; VIEIRA Jr. V.; BARBERI, M.; IRION, G. Sedimentology and ichnology of tide-influenced Late Miocene successions in western Amazonia: The gradational transition between the Pebas and Nauta formations. **Journal of South American Earth Sciences**, vol.21, p.96–119. 2006a.

REGO, L. F. M. **Notas sobre a geologia do Território do Acre e da Bacia do Javari**. Manaus: DNPM, 1930. 45 p.

REITSMA, M. J. **Reconstructing the Late Paleozoic – Early Mesozoic plutonic and sedimentary record of south-east Peru: Orphaned back-arcs along the the western margin of Gondwana**. 2012. 228p. Tese (Doutorado) - Université de Genève - Faculté des Sciences, 2012.

REZENDE, W. M.; FERRADAES, J. O. Integração geológica Regional da Bacia Sedimentar da Foz do Amazonas. In: XXV Congresso Brasileiro de Geologia, 1971, São Paulo. **Anais**. São Paulo: Sociedade Brasileira de Geologia, 1971.

ROBERTS, W. D. **Geologic investigation in the Urupadi área**. Rio de Janeiro: PETROBRAS - Relatório Interno, 1960.

RODDAZ, M.; BABY, P.; BRUSSET, S.; HERMOZA, W.; MARIA DARROZES, J. Forebulge dynamics and environmental control in Western Amazonia: the case study of the Arch of Iquitos (Peru). **Tectonophysics**, vol. 399, p.87-108, 2005.

RODRIGUES, R.; VASCONCELOS, D. N. N.; CAPUTO, M. V. **Sedimentologia das formações pré-pensilvanianas da Bacia do Amazonas**. Belém: PETROBRAS - Relatório Interno, nº 643, 1971. 91 p.

ROSSETTI, D. F. Late Cenozoic sedimentary evolution in northeast Pará, Brazil, within the context of sea level changes. **Journal of South American Earth Sciences**, vol. 14, nº1, p.77-89, 2001.

ROSSETTI, D. F.; Netto, R. G. First evidence of marine influence in the Cretaceous of the Amazonas Basin, Brazil. **Cretaceous Research**, vol.27, nº4, p.13-528, 2006.

ROZO, J. M. G.; NOGUEIRA, A. C. R.; HORBE, A. M. C.; CARVALHO, A. S. Depósitos neógenos da Bacia do Amazonas. **Contribuições à Geologia da Amazônia**, vol. 4, p.201-207, 2005.

RUBINSTEIN, C.; LE HÉRISSE, A.; STEEMANS, P. Lochkovian (earliest Devonian) acritarchs and prasinophytes from the Solimões Basin, northwestern Brazil. **Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie Abhandlungen**, vol.249, nº 2, p.167-184, 2008.

RUBINSTEIN, C.; MELO, J. H. G.; STEEMANS, P. Lochkovian (Early Devonian) miospores from the Solimões Basin, northwestern Brazil. **Review of Palaeobotany and Palynology**, vol.133, nº 1-2, p.91-113, 2005.

SANTOS J. O. S. Considerações sobre a bacia Cenozoica Solimões. In: 28º Congresso Brasileiro de Geologia, 1974, Porto Alegre – RS. **Anais**. Porto Alegre: SBG, p.3-11, 1974.

SANTOS, D. B.; FERNANDES, P. E. C. A; DREHER, A. M.; CUNHA, F. M. B.; BASEI, M. A. S.; TEIXEIRA, J. B. G. In: BRASIL. Departamento Nacional de Produção Nacional. Projeto RADAMBRASIL. **Folha SB.21 – Tapajós: geologia, geomorfologia, pedologia, vegetação e uso potencial da terra**. Rio de Janeiro. 1975. p.15-99.

SCHALLER, H.; VASCONCELOS, D. N.; CASTRO, J. C. Estratigrafia preliminar da Bacia Sedimentar da Foz do Amazonas. In: 25º Congresso Brasileiro de Geologia, 1971, São Paulo – SP. **Anais**. São Paulo: SBG, vol. 3, p.189-202, 1971.

SEMPERE, T. Phanerozoic Evolution of Bolívia and Adjacents regions. In: TANKARD, A. J.; SORUCO, R. S. E WELSINK, H. J. (Eds). **Petroleum Basins of South America**, AAPG Memoir, vol.62, 1995.

SERVIÇO GEOLÓGICO DO BRASIL – CPRM. **Banco de Dados GEOBANK**. Brasília: CPRM, 2010. Disponível em: <<http://geobank.sa.cprm.gov.br>>. Acesso em: 30 out 2010.

SHACKLETON, R. M.; RIES, A. C.; COWARD, M. P.; COBBOLD, P. R. Structure, metamorphism and geochronology of the Arequipa Massif of coastal Peru. **Q.J. Geol. Soc.**, vol. 136, p.195-214, 1979.

SILVA, L. L. Um grave problema estratigráfico na região do Alto Solimões. In: REIS, N. J.; MONTEIRO, M. A. S. (Coords.). **Contribuições à Geologia da Amazônia**. **Manaus**, vol. 2, p. 449-463, 2001.

SILVA, O. B. **Relatório final do poço 1-RM-1-AC**. Belém: PETROBRAS - Relatório Interno, 1983.

SILVA, O. B. Revisão estratigráfica da Bacia do Solimões. In: 35º Congresso Brasileiro de Geologia, 1988, Belém – PA. **Anais**. Belém: Sociedade Brasileira de Geologia, vol. 6, p.2428-2438, 1988.

SMITH, H. H. **Brazil, the Amazons and the Coast**. New York: Charles Scribner's Sons, 1879.

SOUZA, L. S. B.; ROSSETTI, D. F.; PRADO, R. L. Radar de penetração no solo aplicado à caracterização de estruturas tectônicas miocênicas e quaternárias no leste da ilha do Marajó (PA). **Brazilian Journal of Geology**, vol. 44, nº1, p.55-72, 2014.

STREEL, M.; CAPUTO, M. V.; LOBOZIAK, S.; MELO, J. H. G. Late Frasnian - Famennian climates based on palynomorph analyses and the question of the Late Devonian glaciations. **Earth Science Reviews**, vol.52, nº1-3, p.121-173, 2000.

STREEL, M.; HIGGS, K.; LOBOZIAK, S.; RIEGEL, W.; STEEMANS, P. Spore Stratigraphy and correlation with faunas and floras in the type marine Devonian of the Ardenne-Renish regions. **Review of Paleobotany and Palinology**, vol. 50, nº 3, p.211-229, 1987.

SWAN, A. G. **Geology of the Paleozoics on Urubu River**. Belém: PETROBRAS - Relatório Interno, nº 197-A, 1957.

SZATMARI, P.; CARVALHO, R. S.; SIMÕES, I. A. **Evaporitos na Bacia do Amazonas**. Rio de Janeiro: PETROBRAS, 1975.

TASSINARI, C. C. G.; BETTENCOURT, J. S.; GERALDES, M. C.; MACAMBIRA, M. J. B.; LAFON, J. M. The Amazonian Craton. In: CORDANI, U. B.; MILANI, E. J.; THOMAS FILHO, A.; CAMPOS, D. A. (Eds.). **Tectonic evolution of South America**. Rio de Janeiro: International Geological Congress, p. 41-95, 2000.

TASSINARI, C. C. G.; MACAMBIRA, M. J. B. A evolução tectônica do Cráton Amazônico. In: MANTESSO-NETO, V.; BARTORELLI, A.; CARNEIRO, C. D. R.; BRITO NEVES, B. B. (Eds.). **Geologia do continente Sul-Americano: Evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida**. São Paulo: Beca, p. 471-485, 2004.

THOMAS FILHO, A.; MIZUSAKI, A. M. P.; MILANI, E. J.; DE CESERO, P. Rifting and Magmatism associated with South America and Africa Break up. **Revista Brasileira de Geociências**, vol. 30, nº1, p.17-19, 2000.

TRAVASSOS, W. A. S.; BARBOSA FILHO, C. M. Tectonismo Terciário na Área do Rio Tapajós, Bacia do Amazonas. **Boletim de Geociências da PETROBRAS**, vol.4, nº3, p.299-314, 1990.

TRÖESEN, J. C. **Biostratigraphy of the Marajó Basin**. Belém: PETROBRAS - Relatório Interno, nº 556-A, 1964.

VILLEGAS, J. M. **Geologia estrutural da Bacia de Marajó**. 1994. 119 p. Dissertação (Mestrado) - Universidade Federal do Pará – UFPA, Belém, 1994.

WANDERLEY FILHO, J. R. **Curso sobre bacias sedimentares: Seção geológica das bacias do Norte do Brasil**. Rio de Janeiro: PETROBRAS, 2007.

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

WANDERLEY FILHO, J. R.; COSTA, B. S. **Contribuição a Evolução Estrutural da Bacia do Amazonas e sua Relação com o Embasamento**. In: Simpósio de Geologia da Amazônia, Belém, 1991, p.244-259.

WANDERLEY FILHO, J. R.; EIRAS, J. F.; VAZ, P. T. Bacia do Solimões. **Boletim de Geociências da PETROBRAS**, vol.15, nº2, p.217-225, 2007.

WANDERLEY FILHO, J. R.; MELO, J. H. G.; FONSECA, V. M. F.; MACHADO, D. M. C. **Bacias sedimentares Brasileiras - Bacia do Amazonas**. Aracaju: Fundação Paleontológica Phoenix, ano 7, nº 82, 2005. 6 p.

WANDERLEY FILHO, J.; TRAVASSOS, W. A. S. O Graben Invertido do Purus. In: TAPIAS, J. G. XIV Congresso Latinoamericano de Geologia, 2011, Medellín – Colômbia. **Memórias**. Medellín: CLG, p. 268-269, 2011.

WANDERLEY, A. F. L. **Estrutura da Serra do Divisor – Estudos geológicos na Bacia de Ucayali e estratigrafia do noroeste do Acre**. Rio de Janeiro: DNPM, 1938. 213 p.

WANDERLEY FILHO, J. E.; EIRAS, J. M.; CUNHA, P. R. C.; VAN DER VEN, P. H. The Paleozoic Solimões and Amazonas basins and the Acre foreland basin of Brasil. In: HOORN, C.; WESSELINGH, F. (Ed.). **Amazonia: Landscape and species evolution – A Look into the past**. Wiley – Blackwell, 2010. 447 p.

WOLF, F. A. M.; DANTAS, C. A. P. R.; PEREIRA, J. C.; SILVA, V. P.; SOARES, J. A. M. Depósito de Arari, uma nova descoberta de sais de potássio na Amazônia. In: 34º Congresso Brasileiro de Geologia, 1986, Goiana - GO. **Anais**. Goiana: SBG, vol. 6, p.2182-2195, 1986.

WOOD, G. D.; GROVES, J. R.; WAHLMAN, G. P.; BRECKLE, P. L.; ALEMÁN, A. M. The paleogeographic and biostratigraphic significance of fusulinacean and smaller foraminifers, and palynomorphs from the Copacabana Formation (Pennsylvanian-Permian), Madre de Dios Basin, Peru. In: HILLS, L. V.; HENDERSON, C. M.; BAMBER, E. W. (Eds.). Carboniferous and Permian of the World. **Canadian Society of Petroleum Geologists Memoir**, vol.19, p.630-664, 2002.

ZALÁN, P. V. Evolução Fanerozoica das Bacias Sedimentares Brasileiras. In: MANTESSO-NETO, V.; BARTORELLI, C.; NEVES, C.; DAL RÉ, B. B. B. (Eds.). **Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução e obra de Fernando Flávio Marques de Almeida**. São Paulo: Beca Produções Culturais Ltda, 2004. 647 p.

ZALÁN, P. V.; MATSUDA, N. S. Bacia do Marajó. **Boletim de Geociências da PETROBRAS**, vol. 15, p.311-310, 2007.