Capítulo II

# Bacias Sedimentares Paleozóicas e Meso-Cenozóicas Interiores Paleozoic and Meso-Cenozoic Sedimentary Basins

Augusto J. Pedreira da Silva, Ricardo da Cunha Lopes, Antônio Maurílio Vasconcelos, Ruy B. C. Bahia CPRM – Serviço Geológico do Brasil

## Summary

The on-shore Phanerozoic Basins of Brazil are preserved within large Paleozoic syneclises (Acre, Amazonas, Solimões, Parnaíba and Paraná) and in Mesozoic intracratonic grabens and aulacogens (Brito Neves, 2002). The sedimentary fill of these basins consists of six cratonic super sequences (Alfa, Beta, Gama, Delta/Delta-A, Epsilon and Zeta) in the Amazonas, Parnaíba and Paraná syneclises (Soares et al. 1978). Petrobras studied seven of these interior basins (e.g. several papers published in the Bol. Geoc. PETROBRAS, vol. 8, no. 1, 1994) and proposed their division into supersequences separated by major unconformities, essentially similar to the former division, which is still adopted (e.g. Almeida et al. 2000; Brito Neves, 2002). These basins may be classified as of Interior Fracture (IF), Interior Sag (IS), Marginal Sag (MS), Marginal Sag-Interior Sag (MSIS) and Strike-Slip (LL) types (Kingston et al. 1983).

In the Northern Amazon Province there is a succession of IS- or IF/IS-type sedimentary basins along the Solimões/Amazonas river. The westernmost IS-type Acre Basin is interpreted as a retro arc foreland basin related to the Andean orogenesis (Jordan, 1995). Continental sediments filled a syneclisis from the Carboniferous until the Jurassic, with rocks of marine to continental environment followed by a flexure in the Cretaceous and Tertiary. East of this basin and separated from it by the Iquitos Arch, the Solimões Basin is internally divided in two by the Carauari Arch. It covers some 400.000 km<sup>2</sup> and its sedimentary fill range from the Ordovician to the Permian, grouped into three sequences. The sedimentary environment of these rocks is in general marine, with brief intervals of continental sedimentation. East of this basin, separated from it by the Purús Arch, is the IF/IS-type Amazonas Basin. Ordovician to Cretaceous rocks fill this basin, with a sedimentation environment ranging from marine to deltaic, fluvial and lacustrine. The northernmost basin of the province is the Tacutu Basin. This IF-type basin is an intracontinental rift system that straddles the border between Brazil and Guyana, covering some 4,500 km<sup>2</sup> of the Brazilian territory. Its sedimentary fill comprises a Jurassic super-sequence that contains the pre-rift rocks such as basaltic flows and lacustrine sediments. The rift rocks are lacustrine and fluvio-deltaic sediments with conglomerates from the rift border. The basin is interpreted as an aulacogen related to the opening of the Atlantic Ocean. IS-type Cenozoic fluvial and lacustrine clastics of the Solimões and Boa Vista basins were unconformably deposited above these basins. The former basin occupies a wide area of the Western Amazonia and the latter surrounds the Tacutu Basin.

In the Southern Amazon Province there are the IF/IS-types Alto Tapajós and Parecis basins. The former lies immediately south of the Amazonas Basin and is filled by Proterozoic to Triassic sediments and Cretaceous diabases. Silurian rift sequences with fluvial sediments are followed by alternating marine and continental sedimentary rocks. The Parecis Basin is divided into three domains separated by the Vilhena and Serra Formosa arches. The westernmost domain comprises an intracratonic rift system filled by Silurian rocks of alluvial fan, deltaic and lacustrine environments followed by glacial sediments. The syneclises host Devonian to Cretaceous sediments of transitional, marine, fluvial and peri-glacial environments. The Cenozoic Guaporé Basin unconformably overlies the basement of these basins in the border of Brazil and Bolivia. The easternmost Parecis Basin is dovetailed to the Cenozoic IS-type Alto Xingu and Bananal continental basins.

The Parnaíba Province covers some 600,000 km² and is composed by four successive basins/cycles. First the IF/IS-type Parnaíba Basin that has been filled by Ordovician to Early Triassic sediments, mostly of marine environment, but also fluvio-deltaic and desertic. Second, the IF-type Alpercatas Basin of Jurassic to Cretaceous age that encompasses fluvial-lacustrine and eolian sedimentary rocks alternated between basaltic flows. At last, the Grajaú and Espigão Mestre basins, both of Cretaceous age. The former is filled with sedimentary rocks deposited in closed marine environments whilst the latter is filled with eolian sandstones of the northern extension of the Urucuia domain (Sanfranciscana Basin).

The Paraná Province is comprised of three successive basins/cycles. The IF/MSIS-type Paraná Basin began in the Ordovician (IF). In the Silurian-Devonian it reverted to a passive margin (MS) and after being closed by the Andean Orogenesis it was transformed into an Interior Sag (IS) basin from the Late Carboniferous (Westphalian) up to the Early Triassic. The depositional environments were essentially marine with two glacial incursions (Late Ordovician and Late Carboniferous-Early Permian) and a few regressions, when continental environments dominated. Overlying the Paraná Basin is the IF-type Serra Geral Basin (1,200,000 km²), where the deposition of eolian sandstones was followed by rifting between South America and Africa and the formation of one of the Greatest Igneous Provinces of the World (Saunders et al. 1992; Scherer, 2002). The IS-type Bauru Basin unconformably overlies the Serra Geral Basin, with sediments deposited by gravitational and eolian processes.

The Atlantic Shield hosts the Borborema, São Francisco, Mantiqueira and Tocantins structural provinces. The sedimentary basins, scattered in this domain, range from the Neoproterozoic III-Early Cambrian to the Cenozoic. The Early Cambrian-Ordovician basins in the Borborema Province (Jaibaras, Jaguarapi, Cococi/Rio Jucá, São Julião, and São Raimundo Nonato basins) are intracontinental rifts that continue underneath the Parnaíba Basin. In the southeastern sector of the province the Palmares and Juá foreland and piggyback basins are associated to the Sergipano Belt (Brito Neves, 1998). In the Mantiqueira Province strike-slip (LL) type basins such as Castro, Camarinha and Guaratubinha contrast the Campo Alegre and Camaquã rifts (IF) and the Itajaí foreland (IS) basin, all of which have been filled up by volcano-sedimentary strata of the Alpha Sequence of Soares et al. (1978). The São Francisco Basin has Paleozoic sequences in the pre-rift phase of the Recôncavo-Tucano-Jatobá basins and Paleozoic-Mesozoic strata of the Delta, Epsilon and Zeta sequences of Soares et al. (1978). Mesozoic sediments occur scattered in the Borborema and São Francisco Provinces. In the Borborema Province the Araripe Basin is filled up by Gamma, Delta-A and Epsilon sequences and contains strata of continental and marine environmens. The Iguatu and Rio do Peixe are strike-slip (LL) type basins that comprise the following sub-basins: Iguatu, Malhada Vermelha, Lima Campos and Icó in Iguatu; and Brejo das Freiras, Sousa and Pombal in Rio do Peixe. Their sedimentary rocks are of alluvial fan, both braided and meandering, and lacustrine systems. An outstanding feature of the Brejo das Freiras and Sousa sub-basins is the presence of dinosaur footprints (Leonardi and Carvalho, 2000). Cenozoic deposits occur scattered over the Atlantic Shield both as sedimentary basins and as unconsolidated cover, mostly as gravels, sands, clays and, occasionally limestones, deposited by fluvial and lacustrine systems. The Boa Vista Basin in the Borborema Province comprises conglomeratic and fine-grained sandstones, and claystones, overlain by basaltic flows and tuffs of Eocene to Oligocene age. Conglomeratic sands of the Capim Grosso Formation crop out in the São Francisco Province, as do sands of inactive eolian dunes of the Middle São Francisco domain. In the Mantiqueira Province, east of the Iron Quadrangle, the Gandarela, Fonseca and Aiuruoca Basins are filled by arkoses and immature sediments followed by conglomerates and shales. At the southeastern coast of Brazil the Volta Redonda, Resende, Taubaté, São Paulo and Curitiba Cenozoic basins were deposited in grabens formed by neotectonic reactivation. Finally, in the Tocantins Province the Pantanal basin is a wide alluvial plain containing coarsely bedded conglomerates, sands and silts.

## Introdução

As bacias interiores do paleozóico e meso-cenozóico distribuemse por todo o País, como mostra a Fig. II.1. Essas bacias podem ser classificadas de acordo com o Sistema Global de Classificação de Bacias de Kingston *et al.* (1983). Neste sistema, existem diversos tipos básicos de tectônica formadora das bacias, dos quais os tipos abaixo se aplicam ao Brasil:

- Fraturas Interiores, produzidas por esforços distensivos (IF);
- Depressão Interior, causada por movimentos verticais (IS):

- 3. Depressão Marginal semelhante à anterior, porém com uma das margens abrindo-se para o mar (MS);
- 4. Depressão Marginal, passando a Depressão Interior devido à obstrução da margem aberta (MSIS); e
- 5. Transcorrência no interior do continente (LL).

As bacias interiores do Brasil podem ser classificadas de acordo com os seguintes tipos: Intracratônica, *Strike-Slip*, Antepaís e Riftes Abortados (Aulacógenos), representados, esquematicamente, na Fig. 11.2.

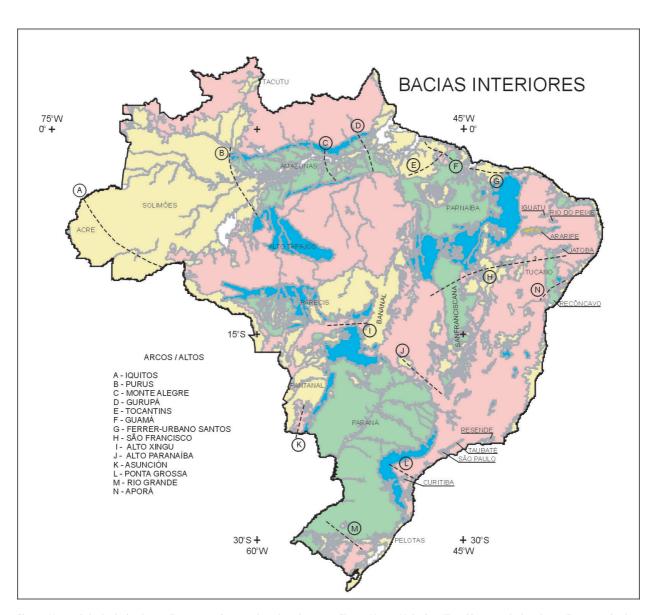


Figura II.1 – Principais bacias sedimentares fanerozóicas interiores do Brasil

Figure II.1 – Main Brazilian Phanerozoic interior sedimentary basins

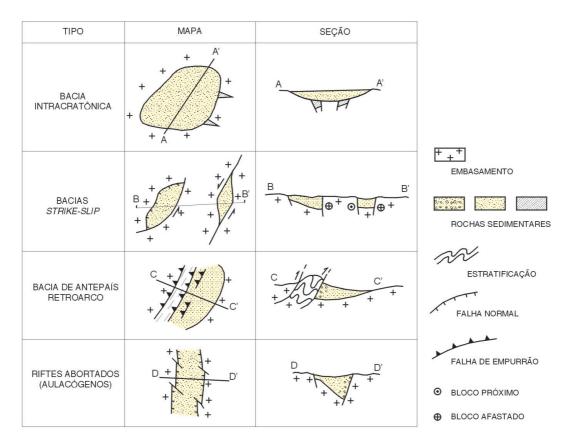


Figura II.2 – Representação esquemática dos principais tipos de bacias fanerozóicas interiores do Brasil

Figure 11.2 – Schematic representation of the major types of the interior Brazilian Phanerozoic basins

#### Bacias Intracratônicas

As bacias intracratônicas fanerozóicas do Brasil estão situadas no interior continental da Plataforma Sul-Americana (Almeida et al. 2000), região de história geológica longa e complexa, onde se depositaram espessas seqüências de rochas sedimentares paleozóicas e mesozóicas, algumas com intenso magmatismo básico e alcalino associado. Essas rochas sedimentares afloram em área superior a 3.500.000 km², remanescente de superfície primitivamente muito maior, cujos sítios deposicionais foram condicionados por estruturas herdadas do Ciclo Brasiliano-Pan-Africano (Milani e Thomaz Filho, 2000).

No Brasil elas abrangem tanto as sinéclises paleozóicas, conforme esses autores, como as bacias mesocenozóicas e cenozóicas, em alguns casos, superpostas às sinéclises. Sua evolução consiste em uma combinação e sucessão de diversos processos de formação de bacias, que incluem: 1) extensão continental; 2) subsidência termal sobre grande área; e 3) ajuste isostático posterior (Klein, 1995).

Em geral, elas estão superpostas a riftes, têm contorno oval ou arredondado, forma de pires em seção; sua sedimentação é continental ou marinha. De acordo com o Sistema Global de Classificação de Bacias (Klein *et al.* 1983), podem ser dos tipos IF/IS, IS, MS e MSIS.

## Bacias Strike-Slip

Este tipo de bacia comumente forma-se em áreas com regime de tectônica de placas mutantes, com alternância de transcorrências e falhamentos normais (Nilsen e Sylvester, 1995). Entre os diversos tipos de bacia *strike-slip*, descritos por esses autores, estão as bacias *pull-apart*, formadas como calhas extensionais (Kearey e Vine, 1996), e as bacias polihistóricas, formadas inicialmente como bacias rifte desenvolvidas sob extensão regional, convertidas para *strike-slip* por transcorrência posterior (Nilsen e Sylvester, 1995).

As bacias *strike-slip* que estão situadas no Nordeste do Brasil são intracratônicas, distribuídas ao longo de uma faixa de direção SW–NE e foram denominadas por Castro (1999) de "Bacias Rifte do Vale do Cariri" (Fig. II.13). Elas formaram-se em meio-grábens resultantes do regime extensional ao longo de linhas de falhas neoproterozóicas, reativadas durante o quebramento do Gondwana. Este tectonismo iniciou-se no

Jurássico Médio com tafrogênese, seguida de subsidência lenta que se prolongou até o Cretáceo Médio. O seu preenchimento foi inicialmente continental, passando a marinho apenas no Albiano. Na classificação de Kingston *et al.* (1983), são do tipo LL.

## Bacias de Antepaís Retroarco

As Bacias de Antepaís Retroarco são estruturas de grande escala e longa duração: centenas de quilômetros de largura, milhares de quilômetros de extensão, muitos quilômetros de espessura e 10–100 milhões de anos de duração (Jordan, 1995). Elas formam-se ao longo dos flancos de cinturões orogênicos de margem continental, do lado voltado para o interior do continente. Sua sedimentação é dominada por depósitos não-marinhos e marinhos rasos. São mais comumente ligadas à tectônica *thin-skinned*, isto é, sem envolvimento do embasamento. De acordo com Jordan (1995), este envolvimento é pouco comum nesse tipo de bacia. Podem ser classificadas como do tipo IS (Kingston *et al.* 1983). A única

bacia mesozóica deste tipo conhecida no Brasil é a Bacia do Acre. Ela faz parte do sistema de Bacias de Antepaís Retroarco formadas ao longo do flanco oriental da Cordilheira dos Andes, juntamente com as bacias de Bermejo (Jordan, 1995), Neuquén, Llanos-Barinas-Apure e Madre de Diós-Beni-Chaco (Milani e Thomaz Filho, 2000). Já as bacias paleozóicas tanto podem ser retroarco como periféricas, isto é, formarem-se do lado oposto à zona de subducção.

## Aulacógenos e Grábens

Quando a fragmentação de um continente ocorre pela concatenação de uma série de junções triplas tipo rifte-rifte-rifte, o ramo não utilizado na ruptura fica preservado dentro do continente como um rifte abortado ou aulacógeno (Kearey e Vine, 1996). Os aulacógenos referidos neste texto estão ligados aos processos de ruptura do Gondwana e à formação do Oceano Atlântico, tanto no seu setor equatorial, como meridional (Fig. II.3). Sua classificação corresponde a Fraturas Interiores (IF; Kingston *et al.* 1983).



Figura II.3 – Aulacógenos desenvolvidos nas margens do oceano Atlântico, como resultado da ruptura do Gondwana. Encarte: Situação préderiva, mostrando os principais aulacógenos: T = Tacutu; B = Benue; R = Recôncavo; A = Argentina

Figure II.3 – Aulacogens developed around the Atlantic Ocean as result of Gondwana break-up.Inset: Predrift situation, showing the main aulacogens: T = Tacutu; B = Benue; R = Recôncavo; A = Argentina

# Classificação das Bacias Interiores do Brasil e seu Preenchimento Sedimentar

A classificação utilizada neste texto segue, de modo geral, a adotada por Milani e Thomaz Filho (2000) (e.g. Parecis e Alto Tapajós), introduzindo, entretanto, as seguintes modificações: 1) foram acrescentadas descrições de bacias intracratônicas não-abordadas anteriormente; 2) as bacias do Parnaíba e Paraná foram desmembradas, sendo descritas as sub-bacias tectonicamente distintas que as compõem\*; 3) foram acrescentadas as descrições das bacias strike-slip do Nordeste do Brasil e dos grábens do Sudeste, além das bacias e coberturas cenozóicas.

As rochas sedimentares que preenchem essas bacias compõem seis seqüências cratônicas, relacionadas a seis ciclos tectonossedimentares maiores (Almeida *et al.* 2000), no sentido proposto por Sloss (1963). Neste sentido, elas correspondem a "unidades litoestratigráficas de hierarquia superior a grupo, megagrupo ou supergrupo, traçáveis através de grandes áreas

de um continente e limitadas por discordâncias de âmbito inter-regional".

As rochas pertencentes a essas seqüências ocorrem nas bacias interiores, sejam elas sinéclises, do tipo *strike-slip* ou riftes abortados (Fig. II.1, II.2, II.3). Essas seqüências foram formadas por sucessivos eventos maiores de imersão da superfície da plataforma abaixo do nível de base regional e seu soerguimento subseqüente. Discordâncias inter-regionais separam essas seqüências, cada uma das quais corresponde a um ciclo tectonossedimentar maior (Almeida *et al.* 2000).

As primeiras tentativas de definição dessas seqüências foram feitas por Gomes (1968), seguindo-se as de Almeida (1969), Ghignone (1972), Fúlfaro e Landim (1972), culminando com a de Soares *et al.* (1974; 1978) que, com poucas modificações, tem sido amplamente utilizada (cf. Almeida *et al.* 2000; Brito Neves, 2002).

O acervo de informações obtido a partir da exploração petrolífera em diversas bacias brasileiras levou a PETROBRAS, em 1987, a organizar um grupo de trabalho com o objetivo de

Ma		América do Norte	América do Sul				
0 -		Sloss 1963	Gomes 1968	Almeida 1969	Ghignome 1972	Fulfaro e Landim 1973	Soares e <i>t al.</i> 1974
	т	TEJAS		VI	VI?	IV	ZETA S
	'	20	5			10	
100 -	K	ZUNI	4	V	V	III	EPSILON
	J	A NA		IV	VI		72.5
		The Mark	3				DELTA-A
200 -	Т	**************************************					
	Р	27 T.	2	III	III		DELTA
300 -	s	ABSAROKA					
	C-i	KASKĄSKIĄ	?			_	7
	D	Supply Addition of the supply	1b	II	п	I	GAMA
400 -	s	TIPPECANOE 1a				BETA	
	0	SAUK	-				
500 -	-€	No. of the state o		ı	_		ALFA
		;;; <del>;</del>					
600		W E					AM PB PR

Figura II.4 – Limites das seqüências cratônicas nas sinéclises brasileiras segundo diversos autores e sua correlação com as do cráton da América do Norte. AM = bacias do Acre, Solimões e Amazonas; PB = Bacia do Parnaíba (Província Sedimentar do Meio Norte); PR = Bacia do Paraná (Província Sedimentar Meridional), segundo Soares *et al.* 1974

Figure 11.4 – Limits of the cratonic sequences in the Brazilian syneclises according to several authors and their correlation with the North American cratonic sequences. AM = Acre, Solimões and Amazonas basins; PB = Parnaíba Basin (Meio Norte Sedimentary Province); PR = Paraná Basin (Meridional Sedimentary Province), after Soares et al. 1974

<sup>\*</sup> Nota dos editores: Em outros capítulos desta obra o termo "Bacia do Paraná" refere-se àquele previamente descrito na literatura e não a uma subdivisão da Província Paraná, conforme proposta deste capítulo.

padronizar essas informações sob a forma de cartas estratigráficas. Essas cartas foram revistas, atualizadas e padronizadas em 1993, tendo sido publicadas em fevereiro de 1995, no *Boletim de Geociências da PETROBRAS* (vol. 8. n.º 1, 1994), obra que se tornou um documento síntese básico para o estudo das bacias sedimentares fanerozóicas do Brasil.

No presente texto, a coluna sedimentar das bacias abordadas por aquela coletânea (Acre, Amazonas, Paraná, Parnaíba, Recôncavo—Tucano—Jatobá, Solimões e Tacutu) está dividida nas seqüências sedimentares utilizadas por aquele grupo de trabalho. Nas demais bacias, as seqüências foram correlacionadas como tentativa tanto com as da PETROBRAS, como com as de Soares *et al.* (1974, 1978), de acordo com as estimativas de idade disponíveis.

As descrições das bacias sedimentares estão agrupadas de acordo com as Províncias adotadas nesta obra: Superprovíncia Cráton Amazonas, Província Parnaíba e Província Paraná. Diversas bacias que estão fora da área dessas províncias foram descritas como BACIAS INTERIORES DO ESCUDO ATLÂNTICO.

# Superprovíncia Cráton Amazonas

## Bacia do Acre (Província Amazonas)

A Bacia do Acre, do tipo IS (Kingston *et al.* 1983), está situada no setor brasileiro da Bacia Marañon–Ucayali–Acre, cuja área total é de 905.000 km² (Milani e Thomaz Filho, 2000; Fig.

II.5). Esta bacia integra o sistema de Bacias de Antepaís Retroarco, da Cordilheira dos Andes.

A Bacia do Acre é a parte mais distal da cunha sedimentar cuja idade compreende o intervalo do Cretáceo ao Plioceno (Feijó e Souza, 1994), preenchendo o domínio de antepaís da Bacia Marañon-Ucayali-Acre. Sua estrutura consiste-se do conjunto de falhas reversas de direção norte-sul, da qual a mais importante é a Falha Batã, que marca a terminação oriental da següência sedimentar paleozóico-jurássica que se estende desde os Andes (Milani e Thomaz Filho, 2000). O seu limite oriental com a Bacia do Solimões é o Arco de Iquitos (Fig. II.1). Os 6.000 m de rochas sedimentares da Bacia do Acre (Milani e Thomaz Filho, 2000) estão distribuídos em quatro supersegüências: carbonífero-permiana, jurássica, cretácea e terciária (Feijó e Souza, 1994). Superseqüências correspondem a ciclos de segunda ordem, com duração entre 3 e 50 m.a. (Emery e Myers, 1996) que, de acordo com esses autores, podem ser causados por mudanças na taxa de subsidência da bacia ou na taxa de soerguimento da área-fonte das rochas sedimentares que a preenchem.

A superseqüência carbonífero-permiana compreende as formações Apuí, composta de conglomerados formando cunha clástica, Cruzeiro do Sul, contendo carbonatos e evaporitos, e Rio do Moura, arenitos. Feijó e Souza (1994) interpretam o ambiente de sedimentação dessas formações como inicialmente aluvial, passando a nerítico. A Superseqüência Jurássica é inteiramente composta pela Formação Juruá-Mirim, que contém arenitos e *red beds*, intercalados com evaporitos e derrames de basalto, depositados em ambiente continental. Diversas formações compõem a superseqüência cretácea: Moa, Rio Azul, Divisor e Ramón, compostas por arenitos, folhelhos e

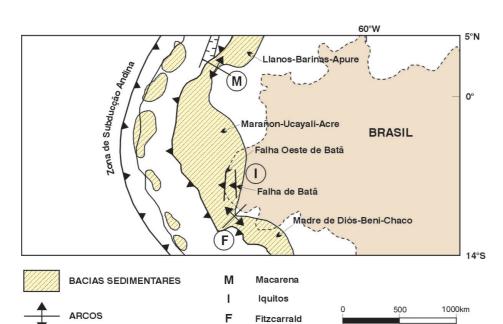


Figura II.5 – Localização da Bacia do Acre em relação à Cordilheira dos Andes e ao território brasileiro (segundo Milani e Thomaz Filho, 2000)

Figure 11.5 – Location of Acre Basin in relation to the Andean Cordillera and the Brazilian territory (after Milani e Thomaz Filho, 2000)

calcarenitos, depositados em ambiente flúvio-lacustre, na Bacia de Antepaís (flexural), adjacente à cadeia andina (Feijó e Souza, 1994). Ainda durante este episódio flexural, a superseqüência terciária, representada pela Formação Solimões, depositou-se em *onlap* contra o embasamento, possivelmente como conseqüência da Deformação Incaica na Cordilheira dos Andes (Ramos e Alemán, 2000). A superseqüência cretácea e a terciária somam mais de 3.000 m de espessura (Milani e Zalán, 1998).

## Bacia do Solimões (Província Amazonas)

Esta bacia (Fig. II.1), juntamente com a do Amazonas, corresponde à primitiva Bacia do Amazonas, dividida em três domínios: Alto, Médio e Baixo Amazonas, separados, respectivamente, pelo Alto de Purus e pelo Alto de Monte Alegre. Apesar da designação prévia de Bacia Solimões ter sido aplicada para a cobertura cenozóica do oeste da Amazônia (Santos, 1974), Caputo (1984) sugeriu a substituição do nome Alto Amazonas por Solimões. O nome da Bacia do Amazonas atualmente corresponde à antiga Bacia do Médio e Baixo Amazonas (Eiras et al. 1994a) sendo que as duas bacias (Amazonas e Solimões) estão separadas pelo Alto de Purus que corresponde aproximadamente ao limite entre as províncias Tapajós-Parima e Rio Negro (Santos et al. 2000). A Bacia do Solimões com ca. 500.000 km<sup>2</sup> de área é limitada a oeste com a Bacia do Acre, pelo Arco de Iguitos; a leste, com a Bacia do Amazonas, pelo Alto de Purus. Dentro da bacia, o Arco de Carauari a divide em duas sub-bacias: Jandiatuba a oeste, sotoposta por rochas ígneas e metamórficas, e Juruá a leste, com 3.800 m de espessura de sedimentos, sobre substrato semelhante, além de riftes proterozóicos (Eiras et al. 1994a). Isto permite classificar essas sub-bacias e, consequentemente a Bacia do Solimões, como IF/IS (Fratura Interior/Depressão Interior).

O preenchimento da bacia consiste-se de pacotes sedimentares separados por discordâncias bem marcadas, formando seis superseqüências (Eiras *et al.* 1994).

As superseqüências ordoviciana e siluro-devoniana, compreendendo, respectivamente, as formações Benjamim Constant (clásticos neríticos) e Jutaí (clásticos e calcários neríticos), são restritas à Sub-bacia de Jandiatuba (Eiras *et al.* 1994a). A Superseqüência devoniano-carbonífera abrange as rochas sedimentares marinhas e glácio-marinhas do Grupo Marimari (formações Uerê e Jandiatuba), que ultrapassam o Alto de Carauari, estendendo-se para a Sub-bacia de Juruá. A Superseqüência carbonífero-permiana consiste-se de clásticos, carbonatos e evaporitos marinhos e continentais do Grupo Tefé (formações Juruá, Carauari e Fonte Boa), tem o topo truncado por grande discordância (170 Ma), correspondente ao Diastrofismo Juruá com idade comparável à orogenia tardiherciniana (Eiras *et al.* 1994a). A seqüência Cretácea

corresponde aos depósitos fluviais da Formação Alter do Chão, preservados devido à subsidência relacionada à orogenia andina. Finalmente, os pelitos e os arenitos pliocênicos da Formação Solimões constituem a Superseqüência Terciária, enquanto a Formação Içá é produto de sedimentação pleistocênica. A Formação Içá é coberta por depósitos eólicos que formam os campos de dunas Araçá, Anauá e Catrimâni (Santos *et al.* 1993).

## Bacia do Amazonas (Província Amazonas)

As rochas sedimentares da Bacia do Amazonas, que possui 515.000 km² de área (Fig. II.1), estão em *onlap* sobre as rochas pré-cambrianas dos escudos das Guianas a norte e Brasil Central a sul. Seu limite ocidental é com a Bacia Solimões (Alto de Purus) e o oriental, com o rifte mesozóico de Marajó, é a ombreira do rifte, denominada de "Arco de Gurupá". A espessura total das rochas sedimentares que a preenchem atinge 5.000 m (Cunha *et al.* 1994).

A implantação do rifte precursor da Bacia do Amazonas está associada a movimento de pluma mantélica que produziu a província magmática Piranhas (Santos et al. 2002) no Cambriano Médio (507 Ma). Isso indica que o início do rifte é posterior ao encerramento do ciclo Brasiliano, não estando associado a esse ciclo (Cunha et al. 1994) e também que é pós-Vendiano, ao contrário do que propõe Teixeira (2001). O rifte foi inicialmente preenchido por rochas da Formação Prosperança, de ambiente de legue aluvial-fluvial, cuja idade máxima é 1030 Ma, idade obtida por U-Pb em zircão detrítico (neste trabalho, Capítulo IV). Por ser concordante com a Formação Trombetas, a deposição da Formação Prosperança é considerada pela CPRM como sendo cambro-ordoviciana (Santos et al. 1974, Schobbenhaus et al. 1984). Apesar de alguns trabalhos (e.g. Cunha et al. 1994) considerarem uma idade proterozóica ou até mesmo paleoproterozóica (Amaral, 1984) para a Formação Prosperança, o mais provável é que sua sedimentação tenha-se restringido ao princípio do Paleozóico como admitido por Schobbenhaus et al. (1984) e Milani e Zalán (1999).

A fase sinéclise, iniciada desde a deposição da Formação Acari, de ambiente transicional, ou da Formação Autás-Mirim, nerítica, está pontuada por orogêneses, responsáveis pelas discordâncias que separam as diversas superseqüências. Considerando o rifte preenchido pela Formação Prosperança como precursor da formação da bacia, ela pode ser classificada como IF/IS.

Neste último caso, em concordância com Cunha et al. (1994), a evolução da Bacia do Amazonas começa pela deposição da Superseqüência ordoviciano-devoniana composta pelos clásticos marinhos das formações Autás-Mirim, Nhamundá, Pitinga e Manacapuru, reunidas no Grupo

Trombetas; sua deposição é encerrada pelo reflexo da Tardiocloyica (ca. 400 Ma) responsável pelo hiato que a separa da Superseqüência devoniano-carbonífera. Esta é composta pelas formações Maecuru, Ererê, Curiri, Oriximiná e Faro, que representam a sedimentação flúvio-deltaica e nerítica dos grupos Urupadi (as duas primeiras) e Curuá (as três últimas). Este último foi acompanhado por sedimentação glacial e seguido por um hiato deposicional correspondente a orogênese Tardichânica (ca. 330 Ma).

O Grupo Tapajós, composto pelas formações Monte Alegre, Itaituba, Nova Olinda e Andirá, possui um amplo espectro de ambientes de sedimentação: clásticos, carbonatos e evaporitos, tanto continentais como marinhos restritos, que formam a Superseqüência carbonífero-permiana. Esta superseqüência é seguida sucessivamente pela Orogênese Sanrafaélica (ca. 260 Ma.) e pelo Diastrofismo Juruá. No princípio do Jurássico, fazendo parte da Província CAMP – Central Atlantic Magmatic Province (Marzolli et al. 1999), ocorreu amplo magmatismo basáltico formando diques tipo Penatecaua e derrames não-aflorantes situados entre as formações Nova Olinda e Alter do Chão (Santos et al. 1978).

A sedimentação na Bacia do Amazonas é encerrada pela deposição de duas seqüências continentais, uma cretácea superior (Formação Alter do Chão) e outra cenozóica (formações Solimões e Içá), depositadas por sistemas fluviais e flúvio-lacustres

#### Bacia dos Parecis

A Bacia dos Parecis está localizada na região centro-oeste do Brasil, no setor sudoeste do Cráton Amazonas (Fig. II.1), entre as províncias Rondônia-Juruena e Sunsás. Trata-se de bacia tipo IF, evoluindo para o tipo IS. A idade paleozóica da seção inferior é demonstrada pela presença de fósseis como acritarcas (Sysphaeridium sp.; Cruz, 1980), restos de plantas silicificadas (*Psaronius*), trilobitas e braquiópodes devonianos. A bacia está dividida, de oeste para leste, em três domínios tectonossedimentares separados respectivamente pelos altos de Vilhena e da Serra Formosa (Sigueira e Teixeira, 1993): de acordo com Siqueira (1989), o extremo oeste é depressão tectônica (Sub-bacia Rondônia), nome que está sendo revisto devido à anterior aplicação do nome "Rondônia" para granitos estaníferos), a região central é caracterizada por um baixo gravimétrico (Sub-bacia Juruena) e o extremo leste é bacia interior tipo sinéclise (Sub-bacia Alto Xingu).

A estrutura profunda da bacia (Braga e Siqueira, 1996) mostra que os grábens Pimenta Bueno e Colorado se estendem por baixo dela em direção sudeste. As principais deformações de média escala estão concentradas nas zonas de falha limitantes dos grábens Pimenta Bueno e Colorado, com brechas e silicificação.

No Paleozóico Inferior, a Região Amazônica foi afetada por evento extensional, quando se implantou sistema de riftes intracontinentais aproveitando zonas de fraqueza anteriores (Pedreira e Bahia, 2000), que foram preenchidas pelo menos em parte pela Formação Cacoal (Sigueira, 1989).

Em uma sinéclise desenvolvida sobre este sistema de riftes, depositaram-se, do Devoniano ao Cretáceo, as Formações Furnas, Ponta Grossa, Pimenta Bueno, Fazenda Casa Branca, Rio Ávila e Parecis (Fig. II.6). Essas unidades litoestratigráficas formam seqüências deposicionais separadas por discordâncias regionais, indicando a atuação de eventos tectônicos responsáveis por variações de suas fácies e espessuras dentro da bacia (Siqueira e Teixeira, 1993). Estas formações foram agrupadas em cinco superseqüências por Teixeira (2001): silurodevoniana, devoniana, carbonífero-permiana-triássica, jurocretácea e cretácea (Fig. II.6).

A Supersequência siluro-devoniana restringe-se à Formação Cacoal (Siqueira, 1989), composta de conglomerados, grauvacas, folhelhos e dolomitos, interpretados como depositados em legues aluviais, deltas e lagos. As Formações Furnas e Ponta Grossa (nomes sob revisão), componentes da Supersegüência devoniana, consistem-se, respectivamente, de arenito com seixos e folhelho (Costa et al. 1975; Ribeiro Filho et al. 1975); o seu ambiente deposicional determinado na Bacia do Paraná indica que essas rochas foram depositadas em ambientes transicional e marinho, respectivamente. A Supersequência Carbo-permo-triássica compreende os tilitos, folhelhos e arenitos da Formação Pimenta Bueno e os conglomerados, arcóseos e folhelhos da Formação Fazenda da Casa Branca (Montes et al. 1974; Costa et al. 1975; Ribeiro Filho et al. 1975), que são interpretados como glaciais na primeira (Bahia e Pedreira, 1996) ou periglaciais na segunda (Caputo, 1984).

Durante o Jurássico Inferior a região amazônica foi afetada por outro evento extensional, relacionado à separação entre a América do Sul e a África, quando depressões foram preenchidas por rochas sedimentares e vulcânicas. Na Bacia dos Parecis este evento corresponde aos derrames basálticos das formações Anari e Tapirapuā datados em aproximadamente 198 Ma (Marzoli *et al.* 1999).

Esses derrames cobriram os arenitos da Formação Rio Ávila (pré-Anari, 198 Ma), interpretada como de origem eólica.

A Superseqüência Cretácea restringe-se à Formação Parecis, do Cretáceo Superior, composta por conglomerados e arenitos, depositada em ambiente fluvial e eólico (Montes et al. 1974; Costa et al. 1975; Ribeiro Filho et al. 1975). Corpos kimberlíticos do mesmo período cortam esses rochas sedimentares nas regiões noroeste e sudeste da bacia. Na sub-bacia Alto Xingu as rochas paleozóicas estão cobertas por uma unidade arenosa de idade indeterminada e que sustenta o platô do Alto Xingu. Essa unidade foi considerada no passado como quaternária (Araújo e Carneiro, 1977) e até mesmo correlacionada com a

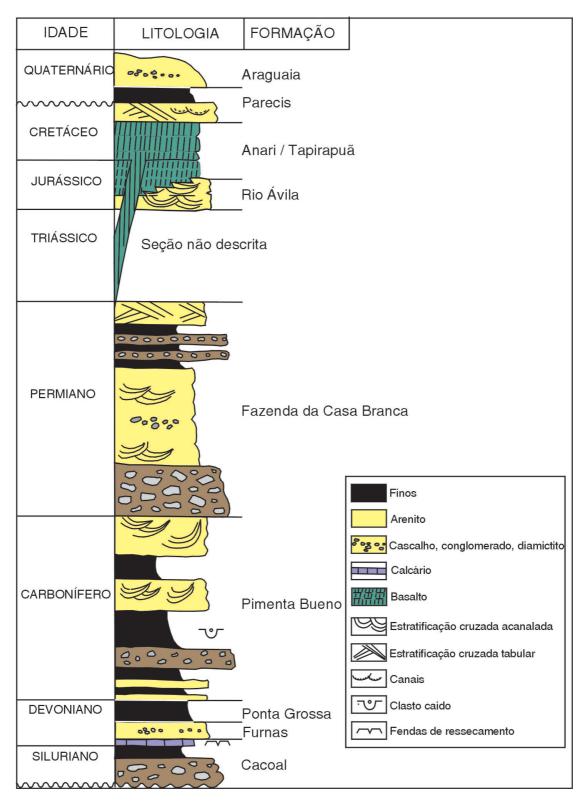


Figura II.6 – Coluna estratigráfica composta da Bacia dos Parecis. Segundo Montes *et al.* 1974, Costa *et al.* 1975, Ribeiro Filho *et al.* 1975, Siqueira 1989, Bahia e Pedreira, 1996. Espessura total: ~ 5.800 m (Braga e Siqueira, 1996)

Figure II.6 – Composite stratigraphic column of the Parecis Basin. After Montes et al. 1974, Costa et al. 1975, Ribeiro Filho et al. 1975, Siqueira 1989, Bahia e Pedreira, 1996. Total thickness: ~ 5,800 m (Braga e Siqueira, 1996)

Formação Araguaia. Essa formação é aqui separada da Formação Araguaia e designada de Formação Ronuro, interpretada como de idade terciária, mas que pode pelo menos em parte incluir camadas cretáceas equivalentes à Formação Parecis.

A Bacia dos Parecis está coberta discordantemente por areias, siltes e argilas de idade cenozóica, depositados sobre crosta laterítica desmantelada.

## Bacia do Alto Tapajós

Esta bacia está situada a sudoeste da Bacia do Amazonas, com a qual aparentemente se conecta, e a norte da Bacia dos Parecis (Fig. II.1). Sua área é de aproximadamente 105.000 km² e a sedimentação alcança 1.700 m de espessura (Santiago et al. 1980). A idade paleozóica (pós-proterozóica) da bacia é atestada pela presença de icnofósseis (Paleophycus sp.) na sua formação basal (Riker e Oliveira, 2001) e de chitinozoários, archritarcas e esporomorfos devonianos na Formação São Benedito e pela existência de hulha na Formação Borrachudo. Microfósseis devonianos foram confirmados por Teixeira (2001) na Formação São Benedito. Este mesmo autor, com base em dados aerogravimétricos e aeromagnetométricos, sugere para a bacia uma evolução iniciada com um sistema rifte interior/ depressão interior (IF/IS) rifeano/vendiano (Neoproterozóico), sucedido por outro sistema semelhante no Paleozóico (Fig. II.7). Todavia, a base da següência é a Formação Buiuçu, que apresenta idade paleoproterozóica e não vendiana.

O setor noroeste da Bacia do Alto Tapajós foi mapeado em nível de reconhecimento na escala 1:250.000 (Santiago *et al.* 1980), quando foram feitas as primeiras determinações paleontológicas. As rochas sedimentares aí aflorantes foram divididas por esses autores em dez formações: uma de idade proterozóica, (antiga Formação Palmares e atual Formação Buiuçu) e as demais paleozóicas. Recentemente, Teixeira (2001) agrupou-as em duas megasseqüências: uma megasseqüência proterozóica (Rifeano/Vendiano) e uma paleomesozóica (Fig. II.7).

A bacia está em não-conformidade sobre rochas vulcânicas dos grupos Colíder e Beneficente e sobre rochas da Suíte Magmática Sucunduri (Riker e Oliveira, 2001), entre outras. A megasseqüência paleozóica, formada pelas superseqüências Siluro-devoniana e Carbo-permo-triássica, que foi mapeada no flanco norte da bacia e ao longo do rio Sucunduri, compreende as formações Borrachudo, Capoeiras, São Benedito, Ipixuna, Navalha e o Diabásio Cururu. As unidades para as quais não se conseguiu designar uma localidade-tipo, foram atribuídas letras: F e G para as situadas entre as formações Ipixuna e Navalha, e I e J para as sobrepostas a esta última (Fig. II.7). O Diabásio Cururu, que corta a Formação

São Benedito, foi datado em 177 Ma (Jurássico Médio; Santiago *et al.* 1980).

Na extremidade sudeste da bacia foram perfurados alguns poços, no Campo de Provas Brigadeiro Velloso (Base do Cachimbo), da Força Aérea Brasileira. Foi examinada documentação de um desses poços (coordenadas UTM 8.966.491,2 N/712.362,5 E), com 1.029,10 m de profundidade, que mostra os perfis litológico, de densidade, raios gama, potencial espontâneo e resistividade. Além das variações dos parâmetros geofísicos em relação às litologias, estes dados sugerem importantes correlações com as rochas aflorantes em uma seção geológica levantada ao longo da rodovia Cuiabá–Santarém, entre o Posto Fiscal MT/PA e as cachoeiras do rio Curuá.

O poço em questão começa por conglomerados com clastos de rochas vulcânicas depositados sobre granófiro e passa a arenitos com seixos esparsos. Ao longo do poço ocorrem arenitos e argilitos interacamados, ritmitos com níveis de microbrecha, calcários e dolomitos. Próximo à superfície, o poço atravessou três camadas importantes para correlação: carbonatos encerrados por um nível de brecha, um nível de argilito e quartzo arenitos superpostos a ele.

Os carbonatos encerrados pelo nível de brecha foram mapeados por Santiago *et al.* (1980), que consideraram aquele nível uma camada-chave, atribuindo-a ao topo da unidade F (Fig. II.7). Assim, os argilitos e quartzo-arenitos superpostos àquele nível pertenceriam à unidade G; os primeiros parecem ser os folhelhos vermelhos que afloram no Posto Fiscal MT/PA e os últimos, os arenitos aflorantes próximos à antiga usina de força da Base do Cachimbo, e em outros locais da mesma região. Aí, os arenitos possuem estratificação cruzada acanalada de grande porte, o que permite interpretá-los como eólicos. As estratificações cruzadas indicaram paleoventos para sul (Pedreira, 2000).

Conglomerados e arenitos seixosos, semelhantes aos atravessados no final da perfuração, afloram nas cachoeiras do rio Curuá, situadas cerca de cem quilômetros a norte da Base do Cachimbo. Os conglomerados afloram nas cachoeiras do Espanto e da Prainha; os arenitos, com textura bimodal e seixos compostos de quartzo e rochas vulcânicas, afloram em toda a região. Suas estruturas sedimentares são estratificações cruzadas acanaladas de grande porte e sigmoidais, indicando paleoventos para SSE (Pedreira, 2000).

Os conglomerados e arenitos foram interpretados por este autor, respectivamente, como leques aluviais e fluxos em lençol, produzidos por enxurradas em clima árido, dentro de um rifte. Todavia, ainda não existem elementos suficientes para correlação segura entre a coluna estratigráfica da bacia (Fig. II.7), o poço e essas unidades.

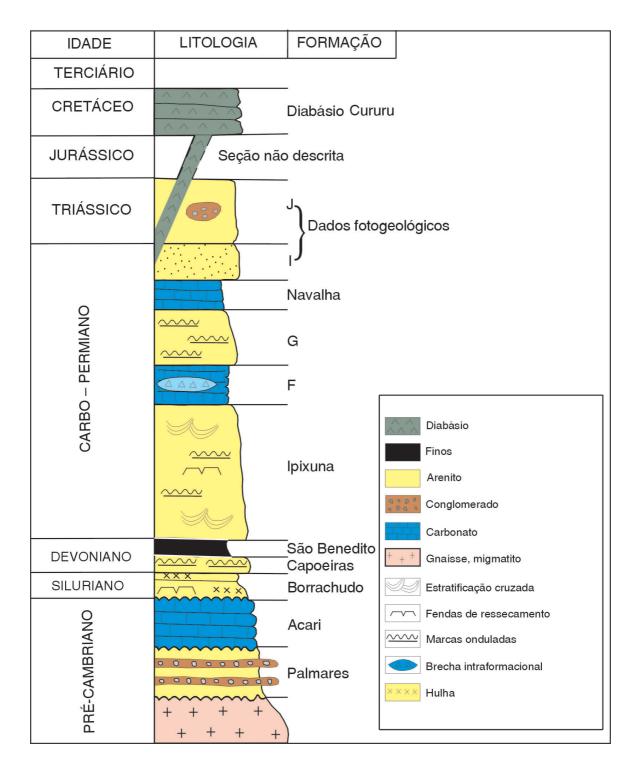


Figura II.7 — Coluna estratigráfica composta da Bacia do Alto Tapajós, segundo Santiago *et al.* 1980; Teixeira, 2001. Espessura estimada: >1.788 m (Santiago *et al.* 1980)

Figure II.7 – Composite stratigraphic column of the Alto Tapajós Basin. After Santiago et al. 1980; Teixeira 2001. Estimated thickness: >1,788 m (Santiago et al. 1980)

### Bacia do Tacutu

Esta bacia (Fig. II.1) é formada por sistema de grábens com direção NE-SW com 300 km de extensão e 30 a 50 km de largura (Eiras *et al.* 1994b), sendo portanto do tipo IF de Kingston *et al.* (1983). Este sistema está situado no Brasil e na República da Güiana, onde é chamado North Savannas Rift Valley. No Brasil, a Bacia do Tacutu possui 4.500 km²; seu embasamento são rochas vulcânicas Surumu, granitos das Suítes Mucajaí e Pedra Pintada e charnockitos da Suíte Serra da Prata (Delgado e Pedreira, 1995). O gráben principal é limitado por falhas normais e o seu perfil transversal é assimétrico; os rejeitos maiores estão na borda sudeste (Milani e Thomaz Filho, 2000).

De acordo com Eiras *et al.* (1994b), o seu preenchimento sedimentar compreende uma Superseqüência Jurássica, que engloba as formações da fase pré-rifte, Apoteri e Manari. A primeira consiste-se de 1.200 m de basaltos característicos de vulcanismo subaéreo e, ocasionalmente, subaquoso, associados a diques de diabásio com idade de 200 Ma (Marzolli *et al.* 1999); a segunda é formada por siltitos vermelhos de ambiente lacustre.

Na fase rifte, depositaram-se inicialmente as formações Rupununi e Pirara, compostas por evaporitos, folhelhos e arenitos, interdigitada em direção às margens do gráben com cunhas clásticas de conglomerado. Estas formações são seguidas pela Formação Tacutu, composta por siltitos lacustres e arenitos e pela Formação Serra do Tucano (arenitos flúvio deltaicos), que compõem a Superseqüência Cretácea; ambas as formações também são interdigitadas com os conglomerados da borda do gráben.

Durante o Cenozóico, ocorreu a inversão da bacia e o rearranjo das placas Sul-Americana, Nazca e Cocos que deram origem a estruturas compressivas na bacia (Milani e Thomaz Filho, 2000).

# Província Parnaíba (Província Sedimentar do Meio-norte)

A área da Província Parnaíba (600.000 km²) é coincidente com a da Província Sedimentar do Meio-Norte. Esta designação foi proposta por Góes (1995), que comprovou a dificuldade de compreensão do quadro tectono-sedimentar, no contexto de uma bacia única. A designação é pertinente, uma vez que sua evolução deu-se de maneira policíclica, compartimentada em bacias com gêneses, estilos tectônicos, preenchimento sedimentar e idades distintos.

A província é limitada a norte pelo Arco Ferrer (Arco São Vicente Ferrer-Urbano Santos-Guamá); a leste pela Falha de Tauá; a sudeste pelo Lineamento Senador Pompeu; a oeste

pelo Lineamento Tocantins-Araguaia; e, a noroeste, pelo Arco Tocantins (Góes, 1995; Fig. II.8).

Seu substrato, conforme descrito por Nunes (1993), consiste-se de maciços arqueanos (Granja e Goiás), crátons sinbrasilianos (São Luís e Núcleo Cratônico Central), cinturões orogênicos brasilianos (Gurupi, Araguaia e terrenos da Província Borborema). Sobre este substrato, implantaram-se estruturas grabenformes no Mesoproterozóico, Neoproterozóico e no Fanerozóico (Cambro-ordoviciano).

A Província Parnaíba consiste de quatro sítios deposicionais separados por discordâncias, que coincidem com as que limitam as superseqüências em que Góes e Feijó (1994) dividiram as rochas sedimentares da Bacia do Parnaíba: Bacia do Parnaíba propriamente dita, Bacia das Alpercatas, Bacia do Grajaú e Bacia do Espigão-Mestre (Góes, 1995): a primeira é do tipo IF/IS (Fratura Interior/Depressão Interior), a segunda do tipo IF (Fratura Interior), a terceira do tipo MS (Depressão Marginal) e a quarta do tipo IS (Depressão Interior). Sua evolução é mostrada esquematicamente na Fig. II.9.

#### Bacia do Parnaíba

A Bacia do Parnaíba ocupa aproximadamente metade da província em sua parte centro-sul (Fig. II.8). Ela foi implantada sobre os riftes cambro-ordovicianos de Jaibaras, Jaguarapi, Cococi/Rio Jucá, São Julião e São Raimundo Nonato (Fig. II.8; Brito Neves, 1998) sendo, portanto, do tipo IF/IS, compreendendo as superseqüências Siluriana (Grupo Serra Grande), Devoniana (Grupo Canindé) e Carbonífero-Triássica (Grupo Balsas) de Góes e Feijó (1994).

O Grupo Serra Grande compreende as Formações Ipu, Tianguá e Jaicós, bem caracterizadas em subsuperfície, porém ainda não-individualizadas em trabalhos de cartografia geológica de superfície. Góes e Feijó (1994) interpretam os ambientes de deposição do Grupo Serra Grande como flúvioglacial e glacial, passando a transicional (nerítico) e retornando às condições continentais (fluvial entrelaçado).

O Grupo Canindé é composto pelas Formações Itaim – em muitos trabalhos considerada como membro inferior da Formação Pimenteiras –, Pimenteiras, Cabeças, Longá e Poti. A Formação Itaim consiste-se de arenitos e folhelhos de ambiente de plataforma rasa. A Formação Pimenteiras está bem exposta nos arredores da cidade de Picos (PI), onde se consiste de arenitos com níveis de folhelhos, depositados em ambientes dominados por marés e tempestades. A Formação Cabeças é composta por arenitos com geometria sigmoidal abaulada e localmente intercalações de diamictitos; Góes e Feijó (1994) a interpretam como depósito de ambiente nerítico plataformal, com ação de correntes e influência periglacial. A Formação Longá consiste-se de arenitos finos e siltitos, interpretados pelos autores supracitados como depósitos



Figura II.8 – Unidades geotectônicas da Província Parnaíba (modificado de Góes, 1995)

Figure 11.8 – Geotectonic units of the Parnaíba Province (modified from Góes, 1995)

plataformais dominados por tempestades. O Grupo Canindé é encerrado pela Formação Poti para a qual Góes *et al.* (1997) interpretaram os ambientes de deposição como *shorefacel* submaré inferior e superior, canal flúvio-estuarino e planície de maré, sob condições climáticas de aridez, conforme evidenciado por *tepees* e concreções do tipo "rosa do deserto".

As formações Piauí, Pedra-de-Fogo, Motuca e Sambaíba compõem o Grupo Balsas, que representa a Superseqüência Carbonífero-Triássica da Bacia do Parnaíba. A Formação Piauí, examinada a nordeste da cidade de Floriano (PI), consiste-se de depósitos de dunas eólicas, de interdunas e planícies de deflação. A Formação Pedra de Fogo apresenta duas seqüências de arenitos: os arenitos inferiores correspondem a dunas; os superiores a um ambiente litorâneo com presença localizada de biostromas com estromatólitos hemisféricos. Estes, por sua vez, são superpostos por arenitos com estratificação cruzada sigmoidal e alternâncias de folhelho e arenito,

depositados em planície de maré. A Formação Motuca consistese de folhelhos vermelhos com níveis de siltito, localmente com estromatólitos dômicos, representando deposição em ambiente lacustre ou lagunar. Finalmente, a Formação Sambaíba consiste-se de arenito fino, caolínico, com granulometria bimodal, interpretado como eólico.

A estruturação do sítio deposicional desta bacia entre o Paleozóico Inferior e o Permo-Triássico é mostrada nas Figs. II.10a e II.10b.

## Bacia das Alpercatas

Esta bacia, foi denominada por Góes (1995) de anfíclise, "uma bacia intracratônica assoreada com rochas sedimentares e massas de derrames, tufos e outros materiais vulcânicos, trazidos à superfície através de falhas e formando pilhas"

# dade Tipo de Bacia Bacia do Bacia Grajaú/ Espigão-Mestre São Luís Cretáceo IS MS Arco Ferrer/ **Urbano Santos** Bacia das **Alpercatas** Jurássico -Cretáceo IF Bacia do Parnaíba Siluriano -Triássico IS Grabens de Jaibaras. Jaguarapi, Cococi, etc. Cambriano -Ordoviciano IF

### Província Sedimentar do Meio Norte Evolução Tectônica

Figura II.9 – Evolução tectônica da Província Sedimentar do Meio Norte, de acordo com a classificação global de bacias de Kingston et al. 1983

Figure 11.9 – Tectonic evolution of the Meio Norte Sedimentary Province, according to Kingston et al. 1983 global basin classification

(Ferreira, 1980). Anfíclese é uma terminologia russa muito pouco usada, adotada pelo autor devido ao alçamento das suas bordas e ao seu preenchimento vulcano-sedimentar. Posteriormente o autor abandonou este nome, substituindo-o por Bacia das Alpercatas (A.M. Góes, com. escrita, 2002). O seu nome é baseado na expressão geomorfológica da serra das Alpercatas, situada na região centro-sudeste do estado do Maranhão.

Sua área é de 70.000 km² e é formada por sistema de riftes de direções ENE-WSW e NNE-SSW (Fig. II.10c), preenchidos pela superseqüência jurássica, composta pelas Formações Pastos Bons e Corda (Grupo Mearim) balizadas na base e no topo, respectivamente, pelas formações Mosquito (Jurássico) e Sardinha (Cretáceo Inferior) de natureza ígnea.

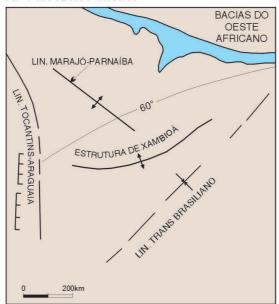
A Formação Mosquito é composta por basalto preto, amigdaloidal, tholeiítico que eventualmente possui intercalações de arenito, correlacionável com o Magmatismo Penatecaua, da Bacia do Amazonas (Góes e Feijó, 1994). Os diques associados foram datados por Ar-Ar em 198 Ma (Marzoli *et al.* 1999).

A Formação Pastos Bons aflora a norte da cidade de Floriano (PI) como seqüência granocrescente de folhelhos e arenitos interpretados como depósitos de ambiente fluvial e eólico.

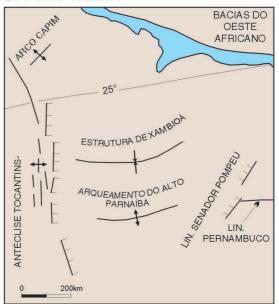
A Formação Corda consiste-se de arenitos avermelhados com granulometria bimodal, em seqüências separadas por superfícies limitantes onde há deposição de argila. O seu ambiente de sedimentação é interpretado como desértico.

A Formação Sardinha, que recobre a Formação Corda, consiste-se de basaltos pretos amigdaloidais, de ocorrência restrita às regiões de Barra do Corda (MA) e Lizarda (PI). São correlacionáveis aos basaltos da Formação Serra Geral (Góes e Feijó, 1994), da bacia homônima.

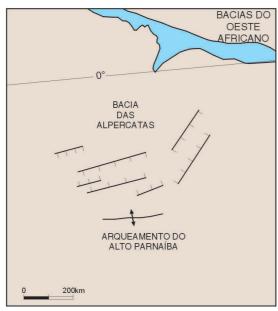
#### A. Paleozóico Inferior



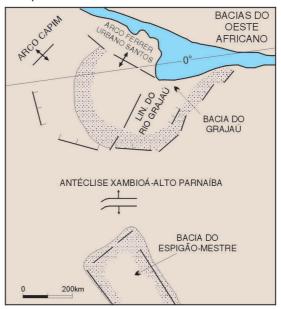
#### B. Permo-Triássico



#### C. Jurássico-Neocomiano



#### D. Aptiano-Albiano



ALTO ESTRUTURAL

FALHAS NORMAIS INFERIDAS

OPPALEOLATITUDE

ABRANGÊNCIA DA SEDIMENTAÇÃO

LINEAMENTO

Figura II.10 — Mapas paleotectônicos da Província Parnaíba entre o Paleozóico Inferior e o Aptiano-Albiano (modificado de Góes, 1995)

Figure II.10 – Paleotectonic maps of the Parnaíba Province between the Lower Paleozoic and the Aptian-Albian (modified from Góes, 1995)

## Bacia do Grajaú

Esta bacia está localizada a norte da Bacia das Alpercatas, separada da Bacia de São Luís pelo Arco Ferrer-Urbano Santos, o qual não exerce influência alguma sobre a continuidade da sedimentação entre as duas bacias (Góes e Rossetti, 2001). A Bacia do Grajaú é preenchida pela Superseqüência Cretácea, que compreende as formações Codó, Grajaú e o Grupo Itapecuru (Unidade Indiferenciada, formações Alcântara e Cujupe; Rossetti e Truckenbrodt, 1997). Não obstante a elevação da categoria de Itapecuru (de formação para grupo), nos mapeamentos geológicos até agora executados ao longo de sua área de exposição, tem-lhe sido sempre atribuída a hierarquia de formação. Rossetti (2001a) o subdividiu em três seqüências de ordem maior (?) abrangendo sistemas deposicionais continentais e transicionais.

A Formação Codó consiste-se de folhelhos, calcários e evaporitos, em sucessões raseantes para cima (Paz e Rossetti, 2001) e está em contato interdigitado e em *onlap* com a Formação Grajaú de ambiente costeiro. Próximo ao contato entre as formações Corda e Grajaú, ocorrem, nesta última, tapetes algais, indicando o seu ambiente costeiro.

No Grupo (Formação) Itapecuru as litologias predominantes são arenitos em camadas métricas ou em corpos lenticulares e camadas de pelitos (folhelhos), sendo o seu ambiente deposicional relacionado a deltas, marés e tempestades; deformações sinsedimentares devidas a sismos (Rossetti, 2001b) são encontradas nessas rochas. A reconstituição paleotectônica da Bacia do Grajaú é mostrada na Fig. II.10d.

## Bacia do Espigão-Mestre

Esta bacia é preenchida por arenitos de origem eólica, discordante sobre a Bacia do Parnaíba. Corresponde à extremidade norte da Sub-bacia Urucuia, domínio setentrional da Bacia Sanfranciscana. As duas bacias são separadas entre si pelo Alto do São Francisco.

# Província Paraná (Província Sedimentar Meridional)

A complementação do nome da Província Paraná (Fig. II.11) com a designação Província Sedimentar Meridional tem, como objetivo principal, enfatizar o estudo das bacias que a compõem, cada qual com seu processo tectônico de formação distinto.

Esta província, com cerca de 1.050.000 km² apenas em território brasileiro – uma vez que ela se estende para os territórios da Argentina, Paraguai e Uruguai (Milani e Thomaz

Filho, 2000) –, compreende três áreas de sedimentação independentes, separadas por profundas discordâncias: Bacia do Paraná propriamente dita, uma área de sedimentação que primitivamente se abria para o oceano Panthalassa a oeste (Milani e Ramos, 1998); a Bacia Serra Geral, compreendendo os arenitos eólicos da Formação Botucatu e os derrames basálticos da Formação Serra Geral; e a Bacia Bauru, uma bacia intracratônica (Fig. II.12).

O substrato da província compreende blocos cratônicos e maciços alongados na direção NE–SW (Rio Apa, Rio Aporé, Triângulo Mineiro, Rio Paranapanema, Guaxupé, Joinville e Pelotas), separados por faixas móveis brasilianas: de norte para sul, Paraguai–Araguaia, Rio Paraná, Apiaí e Tijucas (Milani e Ramos, 1998).

#### Bacia do Paraná

Na Bacia do Paraná propriamente dita (Figs. II.11, II.12), do tipo MSIS (Kingston *et al.* 1983), são determinados quatro ciclos de subsidência, correspondentes às superseqüências: Rio Ivaí, Paraná, Gondwana I e Gondwana II (Milani, 1997); a fase rifte corresponde à Superseqüência Rio Ivaí (Teixeira, 2001) e a fase sinéclise às demais superseqüências.

A Superseqüência Rio Ivaí (Ordoviciana–Siluriana) é ciclo transgressivo, compreendendo as formações Alto Garças, constituída por arenitos depositados em ambiente fluvial, transicional e costeiro; Iapó, composta por diamictitos de origem glacial conformando limite de seqüência de terceira ordem interno a esta superseqüência; e Vila Maria, constituída por folhelhos, hospedando a superfície de inundação máxima (Milani, 1997).

A superseqüência que se segue, Paraná (Devoniana), constitui ciclo transgressivo-regressivo e é composta pela Formação Furnas, de deposição em ambiente fluvial e transicional (arenitos e conglomerados, com abundantes icnofósseis) e pela Formação Ponta Grossa, constituída principalmente por folhelhos e dividida em três membros, dos quais o mais inferior, marinho, corresponde à superfície de inundação máxima do Devoniano.

A superseqüência subseqüente, Gondwana I, Carbonífera—Eotriássica, compreende as diversas formações componentes dos Grupos Itararé, Guatá e Passa Dois. De acordo com a interpretação de Milani (1997), a superseqüência compreende uma parte basal transgressiva, correspondente ao Grupo Itararé e ao Grupo Guatá. O primeiro, composto pelas formações Lagoa Azul, Campo Mourão, Taciba e Aquidauana, é constituído por depósitos sedimentares de origem glácio-marinha. O Grupo Guatá é formado por rochas de ambiente deltaico, marinho e litorâneo da Formação Rio Bonito e marinhos da Formação Palermo, com a superfície de inundação máxima na sua parte intermediária. A parte superior, regressiva, está registrada

## Provincia Paraná

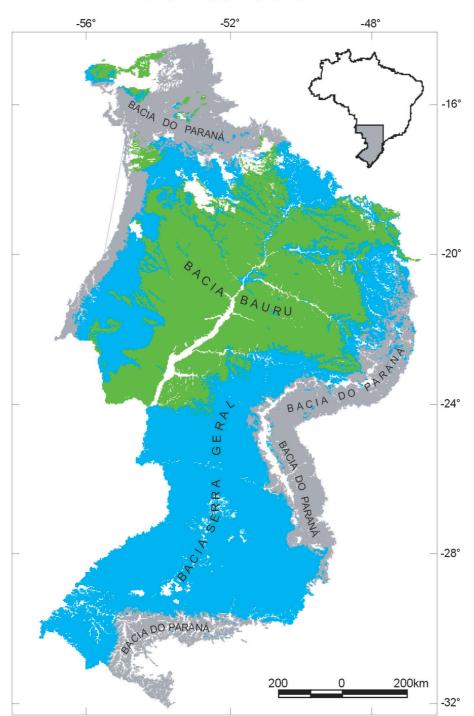


Figura II.11 – Esboço geológico da Província Paraná

Figure II.11 – Geologic sketch of the Paraná Province

nas rochas marinhas e transicionais do Grupo Passa Dois (Formações Irati, Serra Alta, Teresina, Corumbataí e Rio do Rasto), registrando, ao seu final, o início da instalação de clima desértico na bacia.

A Superseqüência Gondwana II (Triássico Médio a Superior), que encerra a sedimentação na Bacia do Paraná, ocorre apenas no estado do Rio Grande do Sul e no norte do Uruguai. Composta pelas rochas sedimentares do Grupo Rosário do Sul, inclui as formações Sanga do Cabral, Santa Maria, Caturrita e Guará. Caracteriza-se por arenitos e pelitos avermelhados, oriundos de depósitos fluviais e lacustres e possui abundante fauna de répteis e mamíferos (Milani, 1997).

### Bacia Serra Geral

Esta bacia (Figs. II.11, II.12), designada em referência à Serra Geral do Planalto Meridional Brasileiro (estado de Santa Catarina), corresponde à Superseqüência Gondwana III (Milani, 1997), que compreende as formações Botucatu e Serra Geral, reunidas no Grupo São Bento.

No caso da Bacia Serra Geral, com a abertura do Oceano Atlântico Sul, as antéclises limitantes da Província Sedimentar Meridional (Asunción a oeste, Alto Xingu a NNW, Paranaíba a NE, Ponta Grossa a SE e Rio Grande a Sul) foram reativadas e transformadas nos arcos homônimos. Com o rebaixamento do fundo da bacia, houve a formação de ampla depressão

topográfica, onde se depositaram arenitos de granulação fina a média, os quais, de acordo com Scherer (2002), podem ser separados em duas unidades genéticas: uma inferior, com espessura máxima de 100 m, correspondente à Formação Botucatu e discordante sobre a Bacia do Paraná, que inicia por depósitos de rios efêmeros e lençóis de areia, seguidos por arenitos eólicos; e outra superior, consistindo de lentes de arenitos eólicos, intercaladas nas rochas vulcânicas da Formação Serra Geral.

A Formação Serra Geral consiste-se de derrames basálticos continentais (*Continental Flood Basalts*), que formam uma das grandes províncias ígneas do mundo (Saunders *et al.* 1992). Compreende sucessão de derrames com cerca de 1.500 m de

## Província Sedimentar Meridional Evolução Tectônica

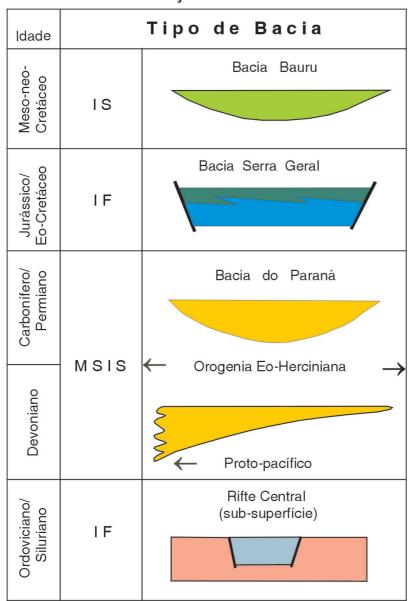


Figura II.12 – Evolução tectônica da Província Sedimentar Meridional, de acordo com a classificação global de bacias de Kingston *et al.* 1983

Figure II.12 – Tectonic evolution of the Meridional Sedimentary Province, according to Kingston et al. 1983 global basin classification

espessura junto ao depocentro da bacia e recobre área de 1.200.000 km². O produto deste magmatismo está constituído por seqüência toleiítica bimodal onde predominam basaltos a basalto andesitos (> 90% em volume), superpostos por riolitos e riodacitos (4% em volume). Com base em características químicas e isotópicas, é dividido como proveniente de dois reservatórios magmáticos distintos: alto e baixo TiO2, compreendendo oito subtipos com características químicas e reológicas distintas (Peate *et al.* 1992). Datações radiométricas Ar-Ar balizam seu início em 137,4 Ma e seu encerramento em torno de 128,7 Ma (Turner *et al.* 1994).

#### Bacia Bauru

A Bacia Bauru, assim designada por Fernandes e Coimbra (1998) possui 370.000 km² (Figs. II.11, II.12), é do tipo IS, inteiramente contida na seqüência neocretácea (Épsilon, de Soares *et al.* 1974) da "Bacia do Paraná" (Milani, 1997). O seu substrato é composto pelas rochas vulcânicas da Formação Serra Geral; os 300 m de espessura máxima das suas rochas sedimentares compõem duas unidades cronocorrelatas: Grupo Caiuá e Grupo Bauru (Fernandes e Coimbra, 1998; 2000).

O Grupo Caiuá compreende as formações Rio Paraná, Goio Erê e Santo Anastácio, compostas por arenitos finos a muito finos, interpretados por Fernandes e Coimbra (2000) como lençóis de areia, *wadis* e dunas. As Formações Uberaba, Vale do Rio do Peixe, Araçatuba, São José do Rio Preto, Presidente Prudente e Marília compõem o Grupo Bauru, com maior variabilidade das litologias, tais como conglomerados, argilitos e siltitos, interpretados pelos mesmos autores como sistemas de leques aluviais, fluviais e pântanos.

A parte superior da Formação Vale do Rio do Peixe possui intercalações de rochas ígneas alcalinas (*pipes* e derrames) extrusivas de natureza alcalina, com espessura máxima de 15 m, denominadas de Analcimitos Taiúva (Fernandes e Coimbra, 2000).

Estes autores atribuem, à Bacia Bauru, duas fases de deposição: a primeira fase compreende um trato de sistema desértico, com formação do Pantanal Araçatuba (Formação Araçatuba; siltitos); a segunda, um trato de sistema flúvio-eólico, proveniente do nordeste.

## Bacias Interiores do Escudo Atlântico

As bacias descritas a seguir estão situadas nas províncias Borborema, São Francisco, Mantiqueira e Tocantins, fora das grandes províncias sedimentares (Amazônia, Parnaíba e Paraná).

#### Bacias Sedimentares Paleozóicas

As bacias sedimentares paleozóicas existentes no interior do Escudo Atlântico preservam rochas sedimentares e vulcânicas associadas, pertencentes às seqüências de transição e estabilização de Soares et al. (1974, 1978; Fig. II.4), Alfa, Beta, Gama e Delta. Essas bacias podem ser classificadas como riftes, bacias de antepaís/piggy-back e sinéclises e, em geral, estão situadas sob ou adjacentes às Províncias Sedimentares Meio Norte e Meridional, nas Províncias Borborema e Mantiqueira, respectivamente. Na Província São Francisco, estão associadas ao Aulacógeno Recôncavo—Tucano—Jatobá.

As principais bacias da Província Borborema são riftes alongados no sentido NE–SW que afloram no estado do Ceará e continuam na direção sudoeste por baixo da Bacia do Parnaíba e bacias de antepaís e *piggy-back*, relacionadas com a Faixa Sergipana (Brito Neves, 1998). As bacias das partes norte e oeste da província (Jaibaras, Jaguarapi, Cococi/Rio Jucá, São Julião, São Raimundo Nonato, Correntes e Iara) têm suas evoluções durante as etapas tectônicas de formação e modificação condicionadas a zonas de cisalhamento muito longas (Brito Neves, 1998).

De acordo com Brito Neves, o seu preenchimento sedimentar, de idade cambro-ordoviciana e pertencente à seqüência Alfa, de Soares *et al.* (1974, 1978), consiste-se de arenitos imaturos, arcóseos, siltitos e folhelhos e, localmente, grauvacas e conglomerados. Essas rochas sedimentares podem ou não estar associadas a rochas vulcânicas e vulcanoclásticas e intrudidas por granitos diversos. As rochas cambrianas constituem a Formação Iara; as ordovicianas, as formações Massapê, Mealancia, Cococi, Parapuí (rochas vulcânicas) e Aprazível.

Pertencentes à mesma seqüência Alfa, são as formações Juá (Brito Neves, 1998) e Palmares. Esta última, de acordo com o Mapa Geológico do Estado de Sergipe, é neoproterozóica, o que não modifica o conceito: de acordo com Almeida *et al.* (2000), o estágio transicional, durante o qual se depositou a seqüência Alfa, inicia-se ainda no Neoproterozóico III.

A Formação Juá, depositada em sistema de antigos grábens (intrafossas, bacias *piggy-back?*), apresenta uma fácies proximal de fluxos de detritos e uma distal de depósitos de rios entrelaçados (Menezes Filho *et al.* 1988).

A Formação Palmares foi depositada em uma Bacia de Antepaís periférica, relacionada com a Faixa Sergipana (Pedreira, 1995). Os conglomerados e brechas da sua base foram interpretados como fandeltas por Saes (1985). Parte dos arenitos inferiores da formação também pode ser interpretada como componente deste sistema. Os seus setores intermediários e superiores foram depositados por processos fluviais e sofreram retrabalhamento eólico. As paleocorrentes medidas nesta formação mostram dispersão nas direções ESSE e WNW, podendo ser comparadas com os tipos de dispersão

mostrados por Ricci-Lucchi (1985) para as Bacias de Antepaís dos Apeninos Setentrionais.

Na parte norte da Província São Francisco, há rochas depositadas entre o Siluriano e o Permiano (seqüências Beta, Gama e Delta, de Soares *et al.* 1974, 1978; Fig. II.4). Estas rochas estão agrupadas nas formações Tacaratu (Siluro-Devoniano), Inajá (Devoniano), Curituba (Carbonífero), Santa Brígida (Permiano) e Afligidos (Permiano), depositadas em ambiente fluvial (formações Tacaratu e Inajá), glacial (Formação Curituba) desértico e marinho (Formação Santa Brígida e marinho restrito e lacustre na Formação Afligidos). Essas rochas pertencem à fase sinéclise da evolução tectônica da Bacia Tucano Norte/Jatobá (Caixeta *et al.* 1994).

As principais bacias cambro-ordovicianas da Província Mantiqueira são as de Castro, Guaratubinha, Camarinha, Campo Alegre, Itajaí e Camaquã. O seu preenchimento vulcanossedimentar, portanto, pertence à seqüência Alfa de Soares *et al.* (1974).

A Bacia de Castro, situada a noroeste de Curitiba, é classificada como bacia transtensional (Bonacim et al. 1994), sendo, portanto, do tipo LL e está parcialmente coberta pela Bacia do Paraná. O Grupo Castro que a preenche consiste-se de três associações litológicas (Moro et al. 1994): a Associação Tronco, basal, é iniciada por derrames andesíticos, seguidos por conglomerados e arenitos conglomeráticos; a Associação Piraí do Sul compreende arenitos arcoseanos e lamitos, tanto lacustres como de planícies aluviais; a associação mais superior, Tirania, começa por brechas piroclásticas, que passam lateralmente para lamitos lacustres e verticalmente para tufos, ignimbritos e riolitos, encerrando-se por conglomerados e arenitos conglomeráticos.

A Bacia Guaratubinha do tipo rifte (Fuck *et al.* 1967) está preenchida pela formação homônima, que se consiste de cinco associações litológicas (Castro *et al.* 1993): 1) Seqüência clástica grossa (conglomerados polimíticos sustentados pelos clastos); 2) Seqüência vulcânica ácida (riolitos e álcali-riolitos); 3) Seqüência vulcanoclástica ácida (lápili-tufos, aglomerados, ignimbritos e tufos de cinza); 4) Seqüência vulcânica intermediária (andesitos e riodacitos subordinados); e 5) Seqüência vulcanoclástica superior (tufos de cristal, cinza e lapili).

A Formação Camarinha aflora imediatamente a leste da Bacia do Paraná, estando parcialmente coberta por ela. A Formação compreende arenitos grossos a finos, siltitos e argilitos/folhelhos; está cortada por dique de diabásio mesozóico (Góis, 1990) e presentemente está preservada em uma bacia *strike-slip* relacionada à Falha Lancinha (Moro, 2000).

A Bacia Campo Alegre está situada no extremo nordeste do Estado de Santa Catarina. O seu preenchimento vulcanossedimentar compreende conglomerados, arcóseos, siltitos e raros argilitos, bem como derrames basálticos, andesíticos, dacitos, tufos, diques de riolito, dacitos, ignimbritos, quartzo-traquito e cinzas vulcânicas. A sua

nomenclatura estratigráfica foi estabelecida por Ebert (1971).

Recentemente, Citroni (1998) propôs o enquadramento dessas rochas em dois grupos (Bateias, inferior, e Campo Alegre, superior), o primeiro englobando quatro formações e o segundo cinco, em uma bacia gerada por esforços distensivos relacionados à falhas de alto ângulo de direção NNW–SSE (Petersohn, 2002), configurando, portanto, um rifte.

A Bacia de Itajaí foi descrita como uma antefossa molássica por Basei (1985) que reconheceu as falhas inversas do seu limite meridional e dividiu o seu preenchimento sedimentar (Grupo Itajaí) em duas unidades: uma arenítica basal e uma síltica de topo (Moro, 2000). Rostirolla (1991) caracterizou-a como de origem flexural, ligada geneticamente aos cavalgamentos do Grupo Brusque sobre o Maciço de Joinville, configurando uma bacia antepaís periférica, isto é, do lado oposto da zona de subducção. O preenchimento sedimentar da Bacia de Itajaí consiste-se de conglomerados, tanto sustentados pelos clastos, como pela matriz, arenitos e folhelhos, que formam associações turbidíticas de escorregamento bacial, transicional (legues deltaicos) e continentais. Essas associações foram descritas por Citroni (1993). A idade da bacia foi determinada pela descrição de traços fósseis de Chancelloria sp. em suas rochas sedimentares, por Paim et al. (1997). Estes autores lhe atribuíram idade de 540 Ma, correspondente ao limite entre o Cambriano e Neoproterozóico III. Idades mais antigas, entretanto, foram determinadas pelo método U-Pb para o magmatismo associado (Riolito Apiúna, 567 ± 14 Ma) (Basei et al. 1999).

A Bacia de Camaquã, situada no estado do Rio Grande do Sul, compreende três sub-bacias – Camaguã Ocidental, Central e Oriental -, separadas pelos altos de Caçapava do Sul e da Serra das Esmeraldas. Todas são preenchidas pelo Grupo Camaquã, que possui 6.000 m de espessura (Fambrini et al. 2002), o qual está dividido da base para o topo na Formação Maricá, cuja base é composta de clásticos continentais de planície aluvial e cujo topo, de sucessivas invasões marinhas; Subgrupo Crespos, de natureza vulcanossedimentar; e, no topo, a Formação Santa Bárbara, de ambientes transicional e marinho (Fambrini et al. 2002; Pelosi e Fragoso-César, 2002). A idade do Grupo Camaquã (600–470 Ma; Dardenne e Schobbenhaus, 2001) coloca-o entre o Neoproterozóico III e o Ordoviciano, que corresponde à sequência cratônica Alfa, transicional. A sua sedimentação, de acordo com Pelosi e Fragoso-César (2002), é independente do Ciclo Brasiliano, de modo que o grupo ocorre tanto sobre os complexos de subducção neoproterozóicos do Terreno Rio Vacacaí quanto sobre os granulitos paleoproterozóicos do Cráton Rio de La Plata (Pelosi e Fragoso-César, 2002). De acordo com reavaliação recente (Fragoso-César et al. 2002), o Grupo Camaguã foi depositado como cobertura anorogênica dentro de sistema de riftes intracontinentais com movimentação transcorrente ausente ou muito limitada, sob condições predominantes, marinhas e costeiras.

Outras bacias da transição Neoproterozóico III–Cambriano existentes na Província Mantiqueira, de acordo com Moro (2000), são: 1) Eleutério e Pouso Alegre no nordeste do estado de São Paulo; 2) Pico de Itapeva, no mesmo estado; 3) Ervalzinho, no estado do Paraná; 4) Corupá, no estado de Santa Catarina, associada à Bacia de Campo Alegre; e 6) Guaritas, no estado do Rio Grande do Sul.

Na Província Tocantins, o conglomerado Rio das Barreiras, de idade cambro-ordoviciana (Guerreiro e Silva, 1976) aflorante no estado de Goiás, pertence à seqüência Alfa, de Soares *et al.* (1974; 1978). Hasui *et al.* (1977) consideraram-no como formação relacionada à fase final do Ciclo Brasiliano.

A Formação Água Bonita, de idade siluro-devoniana, também aflora na Província Tocantins, a noroeste do estado de Goiás. Ela consiste-se de conglomerados que em direção ao topo transicionam para arenitos micáceos médios a grossos, imaturos e localmente conglomeráticos (Lacerda Filho *et al.* 1999). De acordo com esses autores, o local onde ela aflora denomina-se "Gráben de Água Bonita".

### Bacias do Recôncavo, Tucano e Jatobá

Estas bacias estão situadas na região leste do Brasil (Fig. II.1), principalmente nos estados Bahia, Sergipe e Pernambuco, e são formadas por sistema de grábens de direção N–S (Recôncavo–Tucano), que muda abruptamente de direção para E–W, constituindo a Bacia de Jatobá. O sistema compreende essas três bacias, separadas por altos/arcos do embasamento: a Bacia do Recôncavo é limitada a norte pelo Alto de Aporá e seguida pela de Tucano, que é separada da de Jatobá pelo Alto do São Francisco.

O embasamento das bacias é formado por rochas arqueanas a paleoproterozóicas de Serrinha e do *Greenstone Belt* Rio Itapicuru, por rochas paleoproterozóicas da Faixa Salvador— Curaçá e neoproterozóicas da Faixa Sergipana (Delgado e Pedreira, 1995).

A Bacia do Recôncavo consiste-se de estrutura única formando meio gráben de direção NNE-SSW, com a borda falhada a sudeste e a flexural a oeste. O seu arcabouço tectônico consiste-se de falhas sintéticas e antitéticas paralelas à falha principal (Falha de Salvador, na borda SE) e zonas de transferência NW-SE que acomodam o deslocamento lateral entre blocos crustais (Aragão, 1993).

O seu preenchimento sedimentar, que atinge a espessura de 7.000 m no depocentro da bacia, compreende uma fase Sinéclise paleozóica (Formação Afligidos; Superseqüência Carbonífero-Permiana), seguida por uma fase Pré-rifte. Nesta fase, que representa o estiramento inicial da crosta, depositaram-se sedimentos continentais das formações Aliança, Sergi, Itaparica e Água Grande (flúvio-lacustres e eólicas; Magnavita *et al.* 1998) da Superseqüência Jurássica.

Na fase Rifte, a Bacia do Recôncavo foi preenchida por dois sistemas progradacionais principais (Magnavita *et al.* 1998): o primeiro, longitudinal a oblíquo, flúvio-deltaico passando a lacustre, representado pelas formações Candeias, Maracangalha, pelo Grupo Ilhas e pela Formação São Sebastião; o segundo sistema consiste-se de fan-deltas derivados da borda falhada, com conglomerados proximais (Formação Salvador) e turbiditos mediais a distais. Na fase Pós-rifte, houve deposição da Formação Marizal, com espessura de 50 m.

A Bacia de Tucano é a continuação da Bacia do Recôncavo para norte, além do Alto de Aporá. Está dividida nas subbacias Tucano Sul, Central e Norte, por zonas de transferência. O embasamento das bacias de Tucano Central e Norte mergulha para SE e o preenchimento sedimentar da Bacia de Tucano Central atinge mais de 12.000 m de espessura.

A Bacia de Jatobá, no estado de Pernambuco, tem direção geral E–W e está limitada a norte pelo Lineamento Pernambuco (Gomes, 2001); a sua subsidência foi controlada pela falha de Ibimirim, que faz parte do mesmo sistema.

A sedimentação nas sub-bacias de Tucano Sul e Central assemelha-se à da Bacia do Recôncavo; já a das bacias de Tucano Norte e Jatobá é distinta dessas. De sul para norte, enquanto a sedimentação argilosa predominante na Bacia do Recôncavo (Formações Candeias, Maracangalha) diminui de espessura, chegando a desaparecer, passa a predominar a sedimentação arenosa do Grupo Maçacará (Formação Marizal) cuja espessura aumenta, atingindo até 500 m (Ghignone, 1979; Magnavita *et al.* 1998).

Nas Bacias do Recôncavo, Tucano e Jatobá, também existe influência de estruturas compressivas (Aragão *et al.* 1999).

## Bacia do Araripe

A Bacia do Araripe é intracratônica (Moraes e Figueiroa, 1998), depositada sobre riftes de direção NE-SW, o que lhe dá configuração *steerhead* (Brito Neves, inf. verbal, 2002). Isto permite classificá-la como do tipo Fratura Interior/Depressão Interior (IF/IS). A Bacia do Araripe está dividida em duas sub-bacias – a leste e a oeste – e, segundo Castro (1999), possui três depocentros.

Seu preenchimento abrange três seqüências cratônicas: Gama, Delta A e Épsilon, de Soares *et al.* (1974; 1978). As seqüências Gama e Delta A correspondem às fases Pré-rifte e Rifte; a Seqüência Épsilon corresponde à fase Pós-rifte.

Na fase Pré-rifte (IS), depositaram-se as Formações Mauriti (Siluro-Devoniana), composta por conglomerados e arenitos conglomeráticos, componentes de leques aluviais (Mabesoone, 1994); Brejo Santo (Jurássico) com folhelhos, argilitos e siltitos de origem lacustre; e Missão Velha, também Jurássica, que se consiste de depósitos de rios meandrantes (Mabesoone, 1994).

A fase Rifte (IF) é representada pela Formação Abaiara, ainda de idade jurássica, composta por depósitos de sistemas flúvio-lacustres, sintectônicos (Gomes, 2001).

Finalmente, na fase Pós-rifte (IS) foram depositadas as Formações aptiano-albianas Rio da Batateira, composta por arenitos conglomeráticos, granodecrescentes para arenitos, siltitos e folhelhos (Gomes, 2001), Santana, composta por folhelhos, calcários, argilas, margas e evaporitos de ambiente marinho restrito, e Arajara, composta por sedimentos terrígenos de granulação fina, de ambientes lagunar e litorâneo (Gomes, 2001). Cabe mencionar o Membro Crato da Formação Santana, cujos fósseis foram recentemente descritos por Viana e Neumann (1999).

Discordante sobre essas unidades está a Formação Exu, composta por arenitos argilosos de depósitos de canal e argilitos de planície de inundação, interpretados como de rios meandrantes.

## Bacias de Iguatu

Elas compreendem as sub-bacias Iguatu propriamente dita, Malhada Vermelha, Lima Campos e Icó (Fig. II.13), do tipo LL, que são preenchidas por sedimentos continentais pertencentes às seqüências Delta A e Épsilon. Estas seqüências são correlacionáveis às Superseqüências Jurássica e Cretácea da Bacia das Alpercatas e da Bacia do Grajaú. A sua espessura máxima na Bacia de Iguatu é de 1.760 m (Castro, 1999).

Ghignone et al. (1986) mapearam essas rochas, reconhecendo nelas dois ciclos granodecrescentes, formados pelas unidades K1/K2 e K3/K4: as unidades K1 e K3 compreendem arenitos imaturos, seixosos e siltitos, interpretados por eles como aluvionamento de leitos de rios, carga de fundo ou barras de meandros, ou seja, sistemas fluviais entrelaçados e meandrantes. As unidades K2 e K4 consistem-se de ritmitos constituídos por arenito e folhelho; na unidade K2, as camadas são mais delgadas e, adicionalmente, ocorrem folhelhos calcíferos e calcários. Essas duas unidades foram interpretadas como depósitos de planícies de inundação e de lagos.

Mabesoone e Campanha (1973, 1974) e Ponte *et al.* (1990) formalizaram a estratigrafia dessas bacias denominando o conjunto das rochas sedimentares do Grupo Iguatu e as unidades K1, K2 de formações Icó e Malhada Vermelha; as unidades K3 e K4 passaram a ser os membros Cascudo e Superior, da Formação Lima Campos.

Recentemente, Ponte Filho (1994) enquadrou essas rochas sedimentares no conceito de estratigrafia de seqüências para riftes interiores estabelecido por Silva (1993), propondo a aplicação desta abordagem nas Bacias de Iguatu, considerando a influência da tectônica e do clima. De acordo com Ponte Filho (1994), a equivalência entre as unidades litoestratigráficas e as aloestratigráficas das Bacias de Iguatu é a seguinte:

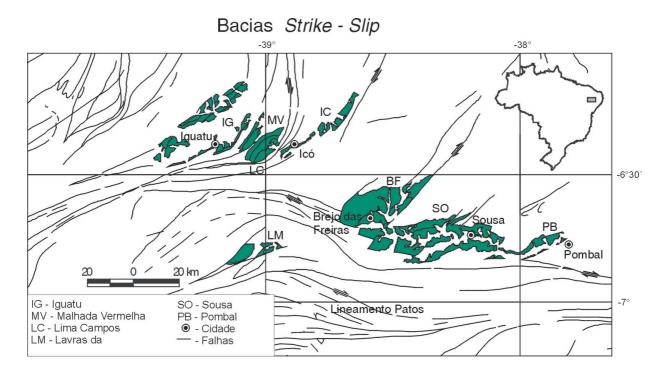


Figura II.13 – Situação das bacias de Iguatu e Rio do Peixe em relação às falhas transcorrentes do nordeste do Brasil (modificado de Castro, 1999)

Figure II.13 – Situation of Iguatu and Rio do Peixe basins, in relation to the strike-slip faults of northeast Brasil. (modified from Castro, 1999)

Grupo Iguatu = Tectonosseqüência Iguatu;

Formações Icó e Malhada Vermelha = Intervalo tectonodeposicional 1;

Formação Lima Campos = Intervalo tectono-deposicional 2.

Cada intervalo tectono-deposicional é dividido em sistemas deposicionais, de modo que as formações Icó e Malhada Vermelha consistem-se dos sistemas deposicionais 1 e 2 (respectivamente aluvial/fluvial e meandrante/lacustre) e os membros Cascudo e Superior da Formação Lima Campos em outros dois sistemas deposicionais (3 e 4), com interpretações similares.

#### Bacias do Rio do Peixe

Estas compreendem as sub-bacias Brejo das Freiras, Sousa e Pombal (Santos et al. 2001; Fig. II.13), do tipo LL. Nessas bacias Ghignone et al. (1986) estabeleceram a presença de três ciclos granodecrescentes de sedimentação: o ciclo mais inferior (K1) consiste-se de conglomerados com clastos do embasamento, granodecrescentes ou desorganizados e siltitos vermelhos, interpretados como cones de dejeção, legues aluviais e fluxos de detritos; o intermediário (K2) é formado por ritmitos compostos por arenitos finos, micáceos, folhelhos e siltitos marrons e roxos, folhelhos verdes e calcários, algas e duricrusts, que foram interpretados como leques aluviais distais, depositados sob condições palustres; o ciclo superior (K3) é composto por arenitos grossos, feldspáticos, intercalados com folhelhos os quais possuem intercaladas cunhas de arenito e conglomerado e foi interpretado como cunhas de clásticos resultantes do rejuvenescimento do relevo a sul da bacia.

Albuquerque (1970) formalizou esta estratigrafia, denominando as unidades K1, K2 e K3 de formações Antenor Navarro, Rio Piranhas e Sousa, reunidas no Grupo Rio do Peixe (Mabesoone e Campanha, 1973 e 1974). Uma característica importante dessas bacias são as pegadas de dinossauros (terópodes e ornitópodes), tanto isoladas como em pistas, além de icnofósseis (pistas e escavações de artrópodes e anelídeos), encontrados nas bacias de Brejo das Freiras e Sousa (Leonardi e Carvalho, 2000).

#### Bacia Sanfranciscana

A Bacia Sanfranciscana, com 150.000 km² de área, abrange partes dos estados do Tocantins, Bahia, Goiás e Minas Gerais. Devido a diferenças tectônicas, estratigráficas e ambientais, ela está dividida em dois domínios: Sub-bacia Urucuia, a norte, e Sub-bacia Abaeté, a sul; o Alto do Paranaíba a separa da Província Sedimentar Meridional (Campos e Dardenne, 1997).

A bacia – intracratônica do tipo Depressão Interior (IS) – está desenvolvida sobre rochas sedimentares neoproterozóicas clásticas e carbonáticas do Grupo Bambuí. As rochas vulcanossedimentares que preenchem a bacia estão reunidas em quatro Grupos e uma formação, separados por discordâncias: Grupos Santa Fé (Carbonífero-Permiano), Areado (Valanginiano a Albiano) e Urucuia-Mata da Corda (Cenomaniano a Maastrichtiano), interdigitados entre si, e a Formação Chapadão do Plio-Pleistoceno (Fig. II.14). Essas unidades correspondem às seqüências Delta, Épsilon e Zeta, de Soares et al. (1974).

O Grupo Santa Fé (Seqüência Delta) compreende as formações Floresta e Tabuleiro, compostas por diamictitos, folhelhos com clastos caídos e arenitos maciços com intercalações argilosas, correlacionáveis tanto à seqüência Gondwana I da Bacia do Paraná (ver adiante) como à Carbonifero-Triássica da Bacia do Parnaíba.

Profunda discordância, entre o Permiano e o Barremiano, separa o Grupo Santa Fé do Grupo Areado que, juntamente com os Grupos Mata da Corda/Urucuia, pertencem à Seqüência Épsilon, de Soares *et al.* (1974; 1978).

As Formações Abaeté (conglomerados), Quiricó (folhelhos) e Três Barras (arenitos) compõem o Grupo Areado que é separado dos grupos Mata da Corda/Urucuia, por outra discordância de menor abrangência, marcada pela efusão de derrames alcalinos (Sgarbi et al. 2001; Fig. II.14). Estes dois Grupos englobam as formações Posse e Serra das Araras (Urucuia) e Capacete e Patos (Mata da Corda).

As formações componentes do Grupo Urucuia foram depositadas essencialmente por sistemas eólicos; as do Grupo Mata da Corda consistem-se de rochas epiclásticas (Capacete), rochas alcalinas máficas e ultramáficas e rochas efusivas e piroclásticas, que predominam (Patos).

A Formação Chapadão (Seqüência Zeta) consiste-se de coberturas inconsolidadas, tais como sedimentos aluvionares, coluvionares e eluvionares.

A evolução tectônica da Bacia Sanfranciscana, de acordo com Sgarbi *et al.* (2001), compreende cinco ciclos tectonossedimentares, separados por discordâncias, correspondentes aos grupos supracitados.

# Depósitos cenozóicos

Esses depósitos compreendem os sedimentos depositados na Era Cenozóica, ou seja, mais novos que 65 Ma. Eles consistemse tanto de bacias sedimentares quanto de coberturas diversas, muitas vezes com denominações litoestratigráficas, porém sem configurar verdadeira bacia, sob os pontos de vista de extensão superficial e espessura. As principais bacias e coberturas cenozóicas do Brasil são descritas nos itens seguintes.

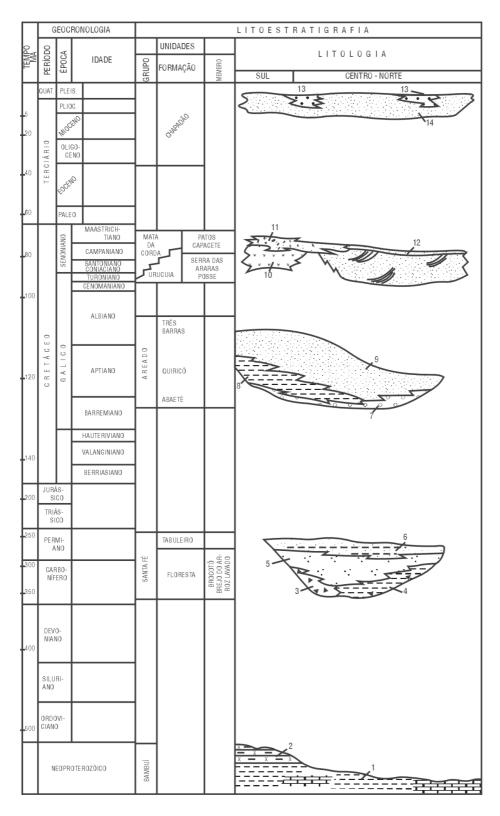


Figura II.14 – Estratigrafia da Bacia Sanfranciscana. Principais litótipos: 1 - sequência pelitocarbonática; 2 - arcóseos e siltitos; 3 - diamictitos, tilitos e tilóides; 4 - folhelhos com clastos caídos; 5 - arenitos heterogêneos; 6 - arenitos maciços calcíferos com intercalações argilosas; 7 conglomerados e arenitos; 8 folhelhos; 9 - arenitos; 10 lavas e piroclásticas alcalinas; 11- arenitos vulcânicos; 12 arenitos eólicos; 13 - conglomerados de terraços e 14 - areias (segundo Sgarbi et al. 2001)

Figure II.14 – Stratigraphy of the Sanfranciscana. Major lithotypes: 1 -pelite-carbonatic sequence; 2 - arkoses and siltstones; 3 diamictites, tillites and tilloids; 4 - shales with dropstones; 5 heterogeneous sandstones; 6 massive limy sandstones with clayey intercalations; 7 - conglomerates and sandstones; 8 shales; 9 - sandstones; 10 alkaline pyroclastics and lavas; 11 - volcanic sandstones; 12 - eolian sandstones; 13 - terrace conglomerates and 14 - sands (after Sgarbi et al. 2001)

## Amazônia (Províncias Amazonas Norte e Sul)

No sudoeste da Amazônia, na região da fronteira com a Bolívia, os sedimentos cenozóicos estão representados por depósitos continentais denominados Bacia do Guaporé (Bahia e Pedreira, 2001), distribuídos ao longo do sistema fluvial Guaporé–Mamoré–Alto Madeira. Esses depósitos, de acordo com Scandolara et al. (2001), são constituídos por cascalhos, areias e argilas; ocasionalmente podem formar terraços e ter níveis de turfa intercalados. Além dos depósitos fluviais, existem depósitos pantanosos, constituídos por material argilo-arenoso rico em matéria orgânica e lacustres, formados por sedimentos arenosos finos e também argila.

Sobre o domínio mais oriental da Bacia dos Parecis, está a sub-bacia do Alto Xingu. Os sedimentos cenozóicos pertencentes a ela consistem-se de conglomerados, areias e siltes, denominados de Formação Araguaia (Santos e Loguércio, 1984).

Na região ocidental da Amazônia, os sedimentos cenozóicos estão divididos nas Formações Solimões, inferior (Mioceno-Plioceno) e Içá, superior (Pleistoceno). De acordo com Maia et al. (1977), os sedimentos da Formação Solimões consistem-se de argilitos, siltitos e arenitos e os da Formação Içá são predominantemente arenosos. A Formação Içá é coberta por depósitos eólicos que formam os campos de dunas Araçá, Anauá e Catrimâni (Santos et al. 1993).

Na região entre o estado de Roraima e a Guiana aflora a Formação Boa Vista, depositada em bacia aparentemente rasa, ovalada e alongada na direção NE–SW. Ela é composta por arenitos arcoseanos a conglomeráticos, friáveis (Reis et al. 2001). Na mesma bacia e sobre a Formação Boa Vista, depositaram-se leques aluviais e sedimentos de planície aluvial. Tais sedimentos foram descritos por Maia (1980) em um furo de sondagem e Reis et al. (2001) referem-se a eles como Formação Viraquim. Os campos de dunas e areia existentes no domínio de sedimentação da Formação Boa Vista foram denominados por esses autores como Formação Areias Brancas, seguindo Berrangé (1973).

#### Escudo Atlântico

Os sedimentos cenozóicos distribuem-se no Escudo Atlântico, de forma semelhante à Amazônia: como bacias formalmente denominadas e como coberturas, formadas essencialmente por arenitos e folhelhos/argilitos, além de conglomerados e, ocasionalmente, rochas vulcânicas. As descrições a seguir restringem-se a algumas bacias mais importantes e com área suficiente para a sua representação na escala 1:2.500.000.

Na Província Parnaíba, os sedimentos cenozóicos ocorrem principalmente como coberturas inconsolidadas, sobre as diversas sub-bacias que a formam. Na Província Borborema, encontra-se a Bacia de Boa Vista, situada 60 km a sudoeste de Campina Grande (PB). Ela é constituída por arenitos conglomeráticos, arenitos finos, siltitos e argilas, sobrepostos por derrames basálticos e lapili tufos, que preenchem depressões. Os derrames foram datados pelo método K-Ar em 38,6 Ma e 30,4 Ma, Eoceno-Oligoceno e Oligoceno, respectivamente (Barbosa e Souza, 1999). Essas rochas sedimentares são interpretadas como flúvio-lacustres. Além dela, existem bacias menores e coberturas com denominações litoestratigráficas, a exemplo da Formação Moura (Cruz, 1962), composta de cascalhos com seixos e calhaus com até 15 cm de diâmetro, subarredondados e subangulares, superpostos por cerca de 2 m de areias, que compõem a cobertura cenozóica da Bacia de Iguatu.

Duas coberturas importantes na Província São Francisco são a Formação Capim Grosso (Brito Neves e Feitosa, 1969) e as Dunas do Médio São Francisco (Barreto *et al.* 1999).

A Formação Capim Grosso, que aflora a leste da cidade de Jacobina, é composta por sedimentos clásticos inconsolidados, os quais cobrem área superior a 30.000 km². Ela começa por um conglomerado basal de forma e continuidade irregulares e espessura variável entre um e três metros. Sobre esse conglomerado, repousam areias maciças de coloração clara que geomorfologicamente constituem tabuleiros. Sua espessura, na rodovia BR–324 (Capim Grosso-Jacobina), é de, no máximo, 34 m (Brito Neves e Feitosa, 1969).

As Dunas do Médio São Francisco consistem-se de campo de dunas inativo, de idade pleistocênica (Barreto *et al.* 1999), que está delimitado pelo Rio São Francisco e a Serra do Estreito, entre as cidades de Barra e Pilão Arcado, estado da Bahia. Ele possui área de aproximadamente 7.000 km² e espessura superior a 100 m. Barreto *et al.* (1999) reconheceram neste campo de dunas cinco domínios geomorfológicos: 1) depósitos fluviais; 2) lençóis de areia; 3) dunas com morfologia nítida; 4) dunas com morfologia tanto nítida, como tênue; e 5) dunas dissipadas. Segundo os autores citados, esses domínios são aparentemente representativos de distintas gerações de dunas eólicas, sendo também indicadores de paleoclimas.

Na Província Mantiqueira, as rochas cenozóicas têm ampla distribuição, desde o estado de Minas Gerais até o Rio Grande do Sul. A leste do Quadrilátero Ferrífero estão as Bacias de Gandarela e Fonseca, esta contendo sedimentos arenosos e argilosos da Formação Fonseca, contendo abundante paleoflora, superpostos por canga ferruginosa da Formação Chapada da Canga (Mello *et al.* 2000). A sul do estado de Minas Gerais, está localizada a Bacia de Aiuruoca, onde as rochas cenozóicas ocorrem sob a forma de afloramentos isolados e descontínuos, ao longo de uma faixa de direção ENE–WSW, com 25 km de largura e 60 km de extensão (Santos *et al.* 1999). Segundo esses autores, as rochas sedimentares que preenchem esta bacia consistem-se de arcóseos,

diamictitos e brechas sedimentares, secundados por conglomerados, argilitos e folhelhos papiráceos. Essas litologias compõem o Grupo Aiuruoca, dividido nas formações Pinheirinho de fácies conglomerática e Entre-Córregos, de fácies lacustre.

Ainda na mesma província, existe uma série de bacias cenozóicas no sudeste do País. Essas bacias, Volta Redonda, Resende, Taubaté, São Paulo e Curitiba (Fig. II-1), depositaramse em grábens supostamente formados pela reativação de antigas falhas transcorrentes, por processos neotectônicos, ligados à evolução da costa brasileira (Suguio e Martin, 1996). A sedimentação cenozóica nas bacias Volta Redonda, Resende, Taubaté e São Paulo foi estudada por Melo *et al.* (1985); Bigarella e Salamuni (1962), Coimbra *et al.* (1996) e Salamuni *et al.*(1999) estudaram a Bacia de Curitiba. Essas bacias e as características do seu preenchimento são mostradas na Tab. II.1.

Finalmente, na Província Tocantins, as principais bacias cenozóicas são as do Pantanal e do Bananal: a Bacia do Pantanal

que é uma das maiores bacias intracratônicas cenozóicas, possui área de 60.000 km² e cerca de 600 m de espessura de sedimentos (Fig. II.1). A área-fonte dos sedimentos está a leste da bacia: trata-se de planaltos resultantes da erosão regressiva das rochas paleozóicas da Bacia do Paraná. A Bacia do Pantanal é vasta planície aluvial, caracterizada por inúmeros canais abandonados e pequenas lagoas (Rabelo e Soares, 1999).

A Bacia do Bananal é constituída por pacote de sedimentos da Formação Araguaia depositados nas margens do Rio Araguaia, representada por sucessão de camadas que inicia por conglomerado basal seguida por siltes e areias mal estratificadas parcialmente lateritizadas, com espessuras entre 170 a 320 m, estimadas a partir de dados sísmicos (Araújo e Carneiro, 1977), e exibindo área de ocorrência de 67.500 km².

Tabela II.1 Principais bacias cenozóicas do sudeste do Brasil  Table II.1 Major Cenozoic basins of Southeast Brazil								
BACIA	FORMAÇÃO	SISTEMA DEPOSICIONAL						
Volta Redonda*	Resende Derrame ankaramítico	Fácies conglomerática de sistema fluvial						
Resende*	Resende	Leque aluvial/fluvial						
Taubaté*	Caçapava Tremembé	Fluvial Lacustre						
São Paulo*	São Paulo Itaquaquecetuba	Fluvial Leque aluvial						
Curitiba**	Tinguis Guabirotuba	Fluxos gravitacionais, sistemas lacustres Leques aluviais coalescentes (fluxos gravitacionais e <i>debris flows</i> )						

<sup>\*</sup> Melo et al. 1985

## Referências Bibliográficas

Albuquerque, J.M. 1970. *Inventário Hidrogeológico Básico do Nordeste*: folha n. 15-Jaguaribe, Ceará. Recife, SUDENE, 187 p. (Série Hidrogeologia).

Almeida, F.F.M. 1969. Diferenciação tectônica da plataforma brasileira. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 23, Salvador, *Anais*, 29-

Almeida, F.F.M., Brito Neves, B.B., Carneiro, C.D.R. 2000. The origin and evolution of the South American Platform. *Earth Science Reviews*, 50:77-111. Amaral, G. 1984. Províncias Tapajós e Rio Branco. *In*: Almeida, F.F.M.,
 Hasui, Y. (eds.) *O Pré-Cambriano do Brasil*, São Paulo, Blücher, 6-35.
 Aragão, M.A.N.F. 1993. Arquitetura da Bacia do Recôncavo. *In*: SBGf,
 Congresso Internacional da Soc. Bras. de Geofísica, 3, Rio de
 Janeiro. *Resumos Expandidos*, 143-145.

Aragão, M.A.N.F., Costa, I.P., Silva, O.B., Szatmari, P. 1999. Influence of Compressive Stresses on the Structure of the Recôncavo/Tucano/ Jatobá Rift and on the Tectonic Control of its Petroleum Accumulations. *In*: SBG, Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, 7, Anais, 55-58.

Araújo, J.B., Carneiro, R.G. 1977. *Planície do Araguaia, reconhecimento geológico-geofísico*. Belém, PETROBRAS-Região Norte, 11 p. (Relatório Técnico Interno, 348).

<sup>\*\*</sup> Salamuni et al. 1999

- Araújo, V.A., Olivatti, O. 1994. Programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil: *Folha SB.22-Z-D-Araguaína*. Brasília, CPRM, 120p.
- Bahia, R.B.C., Pedreira, A.J. 1996. Depósitos glaciogênicos da Formação Pimenta Bueno (Carbonífero) na região de Rolim de Moura, sudeste de Rondônia. A Terra em Revista, 1:24-29.
- Bahia, R.B.C., Pedreira, A.J. 2001. As Bacias do Setor Sudoeste do Cráton Amazônico: Classificação Global e Evolução Tectônica. *In*: SBG, Simpósio de Geologia da Amazônia, 7, Belém, *Anais*, (CD-ROM)
- Barbosa, R.V.N., Souza, S.Z. 1999. Tectônica da Bacia de Boa Vista (PB), Terciário da Província da Borborema. *In*: SBG/BA-SE/ABGP, Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, 7, Lençóis. *Anais*, 4:51-53
- Barreto, A.M.F., Suguio, K., Oliveira, P.E., Tatumi, S.H. 2002. O Campo de Dunas Inativas do Médio São Francisco, Bahia, Brasil. *In*: Schobbenhaus, C., Campos, D.A., Queiroz, E.T., Winge, M., Berbert-Born, M. (eds.). *Sítios Geológicos e Paleontológicos do Brasil*. Brasília, DNPM/CPRM. 540 p. Disponível em: <a href="http://www.unb.br/ig/sigep/sitio056/sitio056.htm">http://www.unb.br/ig/sigep/sitio056/sitio056.htm</a>
- Barros, A.M., Alves, E.E.O, Araújo, J.F.V., Lima, M.I.C., Fernandes, C.A.C. 1977. Geologia. *In*: BRASIL. Departamento Nacional da Produção Mineral. Projeto Radar na Amazônia. Folhas SB.18/SC.18 Javari/ Contamana. Rio de Janeiro (Levantamento de Recursos Naturais, 13).
- Basei, M.A.S. 1985. *O Cinturão Dom Feliciano em Santa Catarina*. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo. Tese de Doutorado, 193 p.
- Basei, M.A.S., Siga Jr., O., Cordani, U.G., Sato, K., Lima, P.S. de. 1999. The magmatism of the Itajaí Basin, SC, southern Brazil, and its importance to define the Proterozoic-Phanerozoic limit. *In*: Simposio Sudamericano de Geologia Isotopica (SSAGI), II. Córdoba, *Actas*, p. 287-290.
- Berrangé, J.P. 1973. A synopsis of the geology of southern Guyana. Rep. Photogeol. Unit, Overseas Div., Inst. Geological. Sciences., London, n. 26, 16 p.
- Bigarella, J.J., Salamuni, R. 1962. *Caracteres texturais dos sedimentos da Bacia de Curitiba (contribuição à geologia geral)*. Curitiba, Universidade do Paraná, Boletim n. 7, (1ª parte).
- Bonacim, E.A., Moro, R. de P.X., Soares, P.C. 1994. Tectônica da Bacia Ordoviciana de Castro. *Bol. Par. Geociências*, **42**:59-72.
- Braga, L.F.S., Siqueira, L.P. 1996. Three dimensional gravity modelling of the basement topography beneath Parecis Basin, Brazil, constrained by spectral estimates of depth to magnetic sources. *In*: CONEXPO-ARPEL, Latin American Petroleum Congress, 5, Rio de Janeiro, *Anais*, 8 p.
- Brito Neves, B.B. 1998. *The Cambro-ordovician of the Borborema Province*. São Paulo, USP, Boletim IG, Série Científica, **29**:175-193,
- Brito Neves, B.B. 2002. Main Stages of the Development of the Sedimentary Basins of South America and their Relationship with the Tectonics of Supercontinents. *Gondwana Research*, 5:175-196.
- Brito Neves, B.B., Feitosa, E.C. 1969. Proposição e estudos geológicos preliminares da "Formação Capim Grosso". *In*: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 23, Salvador, *Resumo das Conferências e Comunicações*, p. 60 (Bol. Esp. n. 1).
- Brito Neves, B.B., Campos Neto, M.C., Fuck, R.A. 1999. From Rodinia to Western Gondwana: An approach to the Brasiliano-Pan African Cycle and orgenic collage. *Episodes*, **22**(3):155-166.
- Caixeta, J.M., Bueno, G.V., Magnavita, L.P., Feijó, F.J. 1994. Bacias do Recôncavo, Tucano e Jatobá. Rio de Janeiro, *Boletim de Geociências da PETROBRAS*, 8(1):163-172.
- Campos, J.E.G., Dardenne, M.A. 1997. Origem e evolução tectônica da Bacia Sanfranciscana. *Revista Brasileira de Geociências*, 27(3):283-294.

- Caputo, M.V. 1984. Stratigraphy, Tectonics, Paleoclimatology and Paleogeography of Northern Basins of Brazil. University of California, Santa Barbara, USA. Tese de Doutorado, 586 p.
- Castro, D.L. 1999. Modelagem gravimétrica 3-D das bacias rifte do vale do Cariri-NE do Brasil. *In*: SBG/BA-SE/ABGP, Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, 7, Salvador, *Anais*, 3:60-62.
- Castro, M.A., Reis Neto, J.M., Assine, M.L. 1993. Rochas vulcanogênicas da Formação Guaratubinha–PR. *In*: SBG, Simpósio Sul Brasileiro de Geologia, 5, Curitiba, *Boletim de Resumos Expandidos*, p. 144.
- Citroni, S.B. 1993. Ambientes deposicionais e significado geotectónico da sedimentação do Grupo Itajaí–SC. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo. Dissertação de Mestrado, 145 p.
- Citroni, S.B. 1998. Bacia de Campo Alegre—SC: Aspectos Petrológicos, Estratigráficos e Caracterização Tectônica. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo. Tese de Doutorado, 185 p.
- Coimbra, A.M., Riccomini, C., Sant'Anna, L.G., Valarelli, J.V. 1996. Bacia de Curitiba: estratigrafia e correlações regionais. *In*: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 39, Salvador. *Anais*, 1:135-137.
- Costa, S.A.G., Fragomeni, P.R.P., Fragomeni, M.G. 1975. *Projeto Serra do Roncador, Reconhecimento Geológico*. Relatório Final. Goiânia, CPRM/DNPM, 3 v (inédito).
- Cruz, N.M.C. 1980. Palinologia de sedimentos paleozóicos do Território Federal de Rondônia. *In*: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 31, Camboriú, *Anais*, 5:3041-3048.
- Cruz, W. 1962. Geologia da faixa oeste de José de Alencar, município de Iguatu, Ceará. Recife, *Arq. Geol.* **3**:11-41.
- Cunha, P.R.C., Gonzaga, F.G., Coutinho, L.F.C., Feijó, F.J. 1994. Bacia do Amazonas. *Boletim de Geociências da PETROBRAS*, **8**(1):47-55.
- Dardenne, M.A, Schobbenhaus, C. 2001. *Metalogênese do Brasil*. Brasília, Editora UnB/CPRM, 392 p.
- Delgado, I.M., Pedreira, A.J. 1995. Mapa tectono-geológico do Brasil. 1 mapa colorido. Escala 1:7.000.000. Rio de Janeiro, CPRM.
- Ebert, H. 1971. O Grupo Guaratubinha no norte do estado de Santa Catarina. *In*: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 25, São Paulo, *Anais*, 146-175.
- Eiras, J.F., Becker, C.R., Souza, E.M., Gonzaga, J.E.F., Silva, L.M., Daniel, L.M.F., Matsuda, N.S., Feijó, F.J. 1994a. Bacia do Solimões. *Boletim de Geociências da PETROBRAS*, Rio de Janeiro, **8**(1):17-45.
- Eiras, J.F., Kinoshita, E.M., Feijó, F.J. 1994b. Bacia do Tacutu. *Boletim de Geociências da PETROBRAS*, Rio de Janeiro, **8**(1):83-89.
- Emery, D., Myers, K.J. (eds.). 1996. Sequence Stratigraphy. Osney Mead, Oxford: Blackwell Science, 297 p.
- Fambrini, G., Janikian, L., Paes-de-Almeida, R., Fragoso-Cesar, A.R., Fonseca, A.R. 2002. Seqüências da Formação Santa Bárbara (Neoproterozóico III-Cambriano Inferior) na sub-bacia Camaquã Central, RS. *In*: SBG–Núcleo Nordeste, Congresso Brasileiro de Geologia, 41, João Pessoa, *Anais*, p. 660.
- Feijó, F.J., Souza, R.G. 1994. Bacia do Acre. *Boletim de Geociências da PETROBRAS*, Rio de Janeiro, **8**(1):9-16.
- Fernandes, L.A., Coimbra, A.M. 1998. Estratigrafia e evolução geológica da Bacia Bauru (KS, Brasil). *In*: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 40, Belo Horizonte, *Anais*, p. 101.
- Fernandes, L.A., Coimbra, A.M. 2000. Revisão estratigráfica da parte oriental da Bacia Bauru (Neocretáceo). *Revista Brasileira de Geociências*, **30**(4):717-728.
- Ferreira, J.B. 1980. *Dicionário de Geociências*. Ouro Preto, Fundação Gorceix, 550 p.
- Fragoso-César, A.R.S., Paes-de-Almeida, R., Pelosi, A.P.M.R., Janikian, L., Fambrini, G.L. 2002. Grupo Camaquã (Neoproterozóico III-Eopaleozóico): a cobertura anorogênica do Escudo Gaúcho no Rio Grande do Sul. *In*: SBG–Núcleo Nordeste, Congresso Brasileiro de Geologia, 41, João Pessoa, *Anais*, p.307.
- Fuck, R.A., Marini, O.J., Trein, E. 1967. A Formação Guaratubinha. Bol. Paran. Geociênc., 23-25: 237-255.

- Fúlfaro, V.J., Landim, P.M.B. 1973. Interpretação do tectonismo cratônico: o cráton brasileiro e a Bacia Sedimentar do Paraná. *In*: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 27, Aracaju, *Resumos das Comunicações*, 187-188.
- Ghignone, J.I. 1972. Ensaio de paleogeologia do Nordeste e as seqüências sedimentares. *In*: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 26, Belém, *Anais*, 3:21-28.
- Ghignone, J.I. 1979. Geologia dos sedimentos fanerozóicos do estado da Bahia. *In*: Inda, H.A.V. (org.). *Geologia e Recursos Minerais do Estado da Bahia*: textos básicos. Salvador, SME/CPM. 1:23-117.
- Ghignone, J.I., Couto, E.A., Assine, M.L. 1986. Estratigrafia e estrutura das bacias do Araripe, Iguatu e Rio do Peixe. *In*: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 34, Goiânia, *Anais*, 1:271-285.
- Góes, A.M. 1995. A Formação Poti (Carbonífero Superior) da Bacia do Parnaíba. Universidade de São Paulo, São Paulo. Tese de Doutorado, 171 p.
- Góes, A.M., Feijó, F.J. 1994. Bacia do Parnaíba. *Boletim de Geociências da PETROBRAS*, Rio de Janeiro, **8**(1):57-67.
- Góes, A.M., Rossetti, D.F. 2001. Gênese da Bacia de São Luís-Grajaú, Meio-Norte do Brasil. *In*: Rossetti, D.F., Góes, A.M., Truckenbrodt, W. (eds.). *O Cretáceo na Bacia de São Luís-Grajaú*. Belém, Museu Paraense Emílio Goeldi, 15-29.
- Góes, A.M., Coimbra, A.M., Nogueira, A.C.R. 1997. Depósitos costeiros influenciados por tempestades e marés da Formação Poti (Carbonífero Inferior) da Bacia do Parnaíba. *In*. Costa, M.L., Angélica, R.S. (coord.). *Contribuições à Geologia da Amazônia*. Vol. 1. Belém, FINEP/SBG-NO, 285-306.
- Góis, J.R. 1990. A Formação Camarinha. *In*: IGc-USP, Reunião Internacional do Projeto 270 – Picg, 2, São Paulo. *Guia da Excursão*, 24-29.
- Gomes, F.A. 1968. Fossas tectônicas do Brasil. Anais da Academia Brasileira de Ciências, Rio de Janeiro, 40:255-71.
- Gomes, H.A. (org.). 2001. *Geologia e recursos minerais do Estado de Pernambuco*. Brasília: CPRM, 198 p.
- Guerreiro, M.G.S., Silva, J.M.R. 1976. *Projeto Guaraí–Conceição*, Relatório Final. Belém: DNPM/UFPA. (inédito).
- Hasui, Y., Abreu, F.A.M., Silva, J.M.R. 1977. Estratigrafia da faixa de dobramentos Paraguai–Araguaia no centro-norte do Brasil. B. Inst. Geoc. USP. São Paulo, 8:107-118.
- Jordan, T. 1995. Retroarc Foreland and Related Basins. *In*: Busby, C.J., Ingersoll, R.V. (eds.). *Tectonics of Sedimentary Basins*. Cambridge, Blackwell Science, 331-362.
- Kearey, P., Vine, F.J. 1996. Global Tectonics. 2.ed. Osney Mead. Blackwell, 333 p.
- Kingston, D.R., Dishroon, C.P., Williams, P.A. 1983. Global basin classification system. *AAPG Bulletin*, **67**:2175-2193.
- Klein, G.V. 1995. Intracratonic Basins. *In*: Busby, C.J.; Ingersoll, R.V. (eds.). *Tectonics of Sedimentary Basins*. Cambridge: Blackwell Science, p. 459-478.
- Lacerda Filho, J.V., Rezende, A., Silva, A. 1999. Geologia e Recursos Minerais do Estado de Goiás e Distrito Federal. Mapa Geológico do Estado de Goiás e Distrito Federal Escala 1:500.000. Goiânia: CPRM, Convênio CPRM/METAGO/UnB. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil—PLGB. 1 CD-ROM.
- Leonardi, G., Carvalho, I.S. 2002. As pegadas de dinossauros das bacias Rio do Peixe, PB. *In*: Schobbenhaus, C., Campos, D.A., Queiroz, E.T., Winge, M., Berbert-Born, M. (eds.). *Sítios Geológicos e Paleontológicos do Brasil*. Brasília, DNPM/CPRM. 540 p. Disponível em: <a href="http://www.unb.br/ig/sigep/sitio026/sitio026.htm">http://www.unb.br/ig/sigep/sitio026/sitio026.htm</a>
- Mabesoone, J.M. 1994. Sedimentary Basins of Northeast Brazil. Recife, UFPE, (Publicação Especial, 2).
- Mabesoone, J.M., Campanha, V.A. 1973/1974. Caracterização estratigráfica dos grupos Rio do Peixe e Iguatu. *Estudos Sedimentológicos*, **3/4**:21-41.

- Magnavita, L.P., Sanches, C.P., Silva, R.R. 1998. Guidebook to the Recôncavo rift, Brazil. *In:* AAPG, International Conference & Exibition, Rio de Janeiro. *Field Trip Guide*, 69 p. Disponível em CD-ROM.
- Maia, R.G.N. 1980. *Projeto Surumu*. Relatório Final. Manaus: DNPM/CPRM, v.1. (Inédito).
- Maia, R.G.N., Godoy, H.K., Yamaguti, H.S., Moura, P.A., Costa, F.S.F., Holanda. M.A., Costa, J.A. 1977. Projeto Carvão no Alto Solimões, Relatório Final. Manaus: DNPM/CPRM, 11v. (Inédito).
- Marzolli, A., Renne, P.R., Picirillo, E.M., Ernesto, M., Bellieni, G., Min, A. 1999. Extensive 200-Million-year-old continental flood basalts of the Central Atlantic Magmatic Province. *Science*, 284:616-618.
- Mello, C.L., Sant'anna, L.G., Bergqvist, L.P. 2002. Sítio Paleontológico de Fonseca, Minas Gerais (Vegetais Fósseis do Terciário Brasileiro). In: Schobbenhaus, C., Campos, D.A., Queiroz, E.T., Winge, M., Berbert-Born, M. (eds.). Sítios Geológicos e Paleontológicos do Brasil. Brasília, DNPM/CPRM. 540 p. Disponível em: http://www.unb.br/ ig/sigep/sitio086/sitio086.htm
- Melo, M.S., Riccomini, C., Hasui, Y. Almeida, F.F.M. 1985. Geologia e evolução do sistema de bacias tafrogênicas continentais do sudeste do Brasil. Revista Brasileira de Geociências, São Paulo, 15(3):193-201
- Menezes Filho, N.R., Santos, R.A., Souza, J.D. 1988. *Mapa Geológico da Folha de Jeremoabo (SC.24-Z-A-II) e de Santa Brígida (SC.24-X-C-V)*: Estados da Bahia e Sergipe. Escala 1:100.000. Brasília: DNPM/CPRM, 144 p.
- Milani, E.J. 1997. Evolução tectono-estratigráfica da Bacia do Paraná e seu relacionamento com a geodinâmica fanerozóica do Gondwana sul-ocidental. Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre. Tese de Doutorado, 2 volumes.
- Milani, E.J., Ramos, V.A. 1998. Orogenias Paleozóicas no Domínio Sul-ocidental do Gondwana e os Ciclos de Subsidência da Bacia do Paraná. *Revista Brasileira de Geociências*, **28**(4):473-484.
- Milani, E.J., Zalán, P.V. 1998. Brazilian Geology Part 1: the Geology of Paleozoic Cratonic Basins and Mesozoic Interior Rifts of Brazil. *In*: AAPG, International Conference & Exhibition, Rio de Janeiro. *Short Course Notes*.
- Milani, E.J., Zalán, P.V. 1999. An outline of the geology and petroleum systems of the Paleozoic interior basins of South America. *Episodes*, **22**:199-205.
- Milani, E.J., Thomaz Filho, A. 2000. Sedimentary Basins of South America. *In*: Cordani, U.G., Milani, E.J., Thomaz Filho, A. Campos, D.A. (eds.). *Tectonic Evolution of South America*. Rio de Janeiro, 31st. IGC, 389-449.
- Minioli, B., Ponçano, W.L., Oliveira, S.M.B. 1971. Extensão geográfica do vulcanismo basáltico do Brasil meridional. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **43**:433-437.
- Montes, A.S.L., Frota, G.B., Moreira, J.M.P., Menezes Filho, N.R., Almeida. V.J. 1974. *Projeto Centro-Oeste de Mato Grosso. Relatório Final. Folha Juruena SC.21-Y.* Goiânia: CPRM, 5v., v.1.
- Moraes, J.F.S., Figueiroa, I. (orgs.). 1998. *Paulistana, folha SC.24-V-A, estados do Piauí, Bahia e Pernambuco*. Brasília: CPRM, Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil PLGB.
- Moro, R.P.X., Bonacim, E.A. Soares, P.C. 1994. Geologia da Bacia de Castro. Bol. Par. Geociências, 42:43-58.
- Moro, R.P.X. 2000. *Propostas de Origem, Evolução e Contexto da Bacia da Formação Camarinha Transição Neoproterozóico-Eocambriano do Estado do Paraná*. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo. Tese de Doutorado, 157 p.
- Moura, P., Wanderley, A. 1938. Noroeste do Acre: reconhecimentos geológicos para petróleo. *B. Serv. From. Prod. Mineral*, Rio de Janeiro. **26**:11-16.
- Nilsen, T.H., Sylvester, A.G. 1995. Strike-Slip Basins. *In*: Busby, C.J., Ingersoll, R.V. (eds.). *Tectonics of Sedimentary Basins*. Cambridge, Blackwell Science, 425-457.

- Nunes, K.C. 1993. Interpretação Integrada da Bacia do Parnaíba com Énfase nos Dados Aeromagnéticos. *In*: SBGf, Congresso Internacional da Sociedade Brasileira de Geofísica, 3, Rio de Janeiro, *Anais*,152-157
- Paim, P.S.G., Leipnitz, I.I., Rosa, A.L.Z., Rosa, A.A.S. 1997. Preliminary report on the occurrence of *Chancelloria sp.* in the Itajaí Basin, southern Brazil. *Revista Brasileira Geociências*, **27**(3):303-308.
- Paz, J.D.S., Rossetti, D.F. 2001. Reconstrução paleoambiental da Formação Codó (Aptiano), borda leste da Bacia do Grajaú, MA. *In*: Rossetti, D.F., Góes, A.M., Truckenbrodt, W. (eds.). *O Cretáceo na Bacia de São Luís–Grajaú*. Belém: Museu Paraense Emílio Goeldi,77-100
- Peate, D.W., Hawkesworth, C.J., Mantovani, M.S.M. 1992. Chemical stratigraphy of the Paraná lavas (South America): classification of magma types and their spatial distribution. *Bulletin of Volcanology*, 55:119-139.
- Pedreira, A.J. 1995. *Observações sobre os ambientes de sedimentação e tectônico do Grupo Estância e da Formação Palmares*. Salvador, CPRM. Relatório de Viagem 02/95. Não publicado.
- Pedreira, A.J. 2000. Estudo das Bacias Sedimentares, regiões de Alta Floresta, Matupá e Serra do Cachimbo. Salvador, CPRM, Relatório de viagem ao PROMIN Alta Floresta. Não publicado.
- Pedreira, A.J., Bahia, R.B.C. 2000. Sedimentary basins of Rondônia State, Brazil: response to the geotectonic evolution of the Amazonic craton. *Revista Brasileira de Geociências*, **30** (3):477-480.
- Pelosi, A.P., Fragoso-César, A.R., 2002. Síntese geológica da Formação Maricá, Neoproterozóico III do Rio Grande do Sul. *In*: SBG–Núcleo Nordeste, Congresso Brasileiro de Geologia, 41, João Pessoa, *Anais*, p. 329.
- Petersohn, E. 2002. Correlação faciológica entre as rochas vulcanoclásticas do Grupo Castro (PR) e das bacias Guaratubinha (PR) e Campo Alegre (SC). Curitiba: PIBIC/CNPq, 28 p. Não publicado.
- Pinto Filho, F.P., Freitas, A.F. de, Melo, C.F. de, Romanini, S.J., 1977. Projeto Sudeste de Rondônia. Departamento Nacional da Produção Mineral, Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais, Porto Velho, Rondônia, v.1, 169 p.
- Ponte Filho, F.C. 1994. Sistemas deposicionais nas bacias do Iguatu, Estado do Ceará. *In*: UNESP, Simpósio Sobre o Cretáceo do Brasil, 3, Rio Claro. *Boletim*, 141-146.
- Ponte, F.C., Dino, R., Silva-Telles Jr., A.C., Arai, M. 1990. *Geologia das Bacias Sedimentares de Iguatu, Ceará*. Petrópolis, PETROBRAS, 23 p. Não publicado.
- Rabelo, L., Soares, P.C. 1999. Lineamento Transbrasiliano e Neotectônica na Bacia do Pantanal. *In*: SBG/BA-SE, Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, 7, Salvador, *Anais*, 79-82.
- Ramos, V.A., Alemán, A. 2000. Tectonic evolution of the Andes. *In*: Cordani, U.G., Milani, E.J., Thomaz Filho, A., Campos, D.A. (eds.) *Tectonic Evolution of South America*. Rio de Janeiro, 31<sup>st</sup>. International Geological Congress, 635-685.
- Reis, N.J., Faria, M.S., Maia, M.A. 2001. O Quadro Cenozóico da Porção Norte-Oriental do estado de Roraima. *In:* SBG/Núcleo Norte, Simpósio de Geologia da Amazônia, 7, Belém, *Resumos Expandidos*, 1 CD-ROM.
- Reis, N.J., Yánez, G. 2001. O Supergrupo Roraima ao longo da Faixa Fronteiriça entre Brasil e Venezuela (Santa Elena de Uairén Monte Roraima). *In*: Reis, N.J., Monteiro, M.A.S. (eds.) *Contribuição à Geologia da Amazônia*. Manaus, SBG/Núcleo Norte, 2:115-147.
- Ribeiro Filho, W., Luz, J.S., Abreu Filho, W. 1975. Projeto Serra Azul, Reconhecimento Geológico. Relatório final. Goiânia: DNPM/CPRM, v. 1. (Inédito).
- Ricchi-Lucchi, F. 1985. Influence of transport processes on sand composition. *In*: Zuffa, G. (ed.) *Provenance of Arenites*. Dordrecht, D. Riedel Pub. Co., 19-45.
- Riker, S.R.L., Oliveira, M.A. 2001. Enfoque Geológico-Geotectônico da Região do Domo do Sucunduri–Estado do Amazonas. *In*: SBG/

- Núcleo Norte, Simpósio de Geologia da Amazônia, 7, Belém. *Resumos Expandidos*, 1 CD-ROM.
- Rossetti, D.F., Truckenbrodt, W. 1997. Revisão estratigráfica para os depósitos do Albiano-Terciário Inferior (?) na Bacia de São Luís, Maranhão. Belém, *Boletim do Museu Paraense Emilio Goeldi Série Ciências da Terra*, **9**:29-41.
- Rossetti, D.F. 2001a. Arquitetura Deposicional da Bacia de São Luís—Grajaú. *In*: Rossetti, D.F., Góes, A.M., Truckenbrodt, W. (eds.). *O Cretáceo na Bacia de São Luís—Grajaú*. Belém, Museu Paraense Emílio Goeldi, 31-46.
- Rossetti, D.F. 2001b. Evidência de Atividade Sísmica Sin-sedimentar em Depósitos Cretáceos da Bacia de São Luís–Grajaú. *In*: Rossetti, D.F., Góes, A.M., Truckenbrodt, W. (eds.). *O Cretáceo na Bacia de São Luís–Grajaú*. Belém, Museu Paraense Emílio Goeldi, 47-66.
- Rostirolla, S.P. 1991. *Tectônica e sedimentação da Bacia de Itajaí–SC.*Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto. Dissertação de Mestrado, 132 p.
- Saes, G.S. 1985. Estratigrafia e Sedimentologia do Grupo Estância no Nordeste da Bahia. Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia, Salvador. Dissertação de Mestrado, 106 p.
- Salamuni, E., Salamuni, R., Ebert, H.D. 1999. Contribuição à geologia da Bacia Sedimentar de Curitiba. *Boletim Paranaense de Geociências*, 47:123-142.
- Santiago, A.F., Santos, J.O.S., Maia, R.G.N. 1980. Estratigrafia preliminar da Bacia Sedimentar do Alto Tapajós. *In*: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 31, Balneário de Camboriú. *Anais*, **2**: 786-797.
- Santos, E.J., Ferreira, C.A., Silva Jr. 2001. Geologia e Recursos Minerais do Estado da Paraíba. Recife, CPRM, 1 mapa color. Convênio CPRM/ CDRM. CD-ROM.
- Santos, J.O.S. Loguércio, S.O. 1984. A parte meridional do Cráton Amazônico (Escudo Brasil Central) e as bacias do Alto Tapajós e Parecis—Alto Xingu. *In*: Schobbenhaus, C., Campos, D.A., Derze, G.R., Asmus, H.E. 1984. *Geologia do Brasil*: Texto Explicativo do Mapa Geológico do Brasil e da Área Oceânica Adjacente incluindo Depósitos Minerais, Escala 1:2.500.000. Brasília: DNPM, 93-127.
- Santos, J.O.S., 1974. Considerações sobre a Bacia Cenozóica Solimões. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 28, Porto Alegre, Sociedade Brasileira de Geologia, *Anais*, **3**:3-11.
- Santos, J.O.S., 1978. Magmatismo Básico-Alcalino no Proterozóico Superior da Plataforma Amazônica. *In*: Congresso Brasileiro de Geologia, *Anais*, 3:1309-1322.
- Santos, J.O.S., Hartmann, L.A., Gaudette, H.E. Groves, D.I., McNaughton, N.J., Fletcher, I.R., 2000. A new understanding of the province of the Amazon Craton based on integration of field mapping and U-Pb and Sm-Nd geochronology. *Gondwna Research*, 3(4):453-488.
- Santos, J.O.S., Hartmann, L.A., McNaughton, N.J., Fletcher, I.R. 2002. Timing of mafic magmatism in the Tapajós Province (Brazil) and implications for the evolution of the Amazon craton – Evidence from baddeleyite and zircon U-Pb SHRIMP geochronology. *Journal* of South American Earth Sciences, 15:409-429.
- Santos, J.O.S., Nelson, B.W., Geovannini, C.A. 1993. Os campos de dunas do Pantanal Setentrional. Ciência Hoje, 16(93): 22-25.
- Santos, M., Hasui, Y., Morales, N., Borges, M.S., Garcia, M.J. 1999. A Bacia Terciária de Aiuroca. *In*: Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, 7, 1999, Lençóis, *Anais*. Salvador: SBG/BA-SE, p. 73-74.
- Santos, R.A, Martins, A., Neves, J.P., Leal, R.A. (org.).1997. Geologia e Recursos Minerais do Estado de Sergipe. Brasília, CPRM, 156 p. 1 mapa color. Convênio CPRM/CODISE.
- Saunders, A.D., Storey, M., Kent, R.W., Norry, M.J. 1992. Consequences of plume-lithosphere interactions. *In*: Storey, M., Alabaster, A., Pankhurst, R.J. (eds.). *Magmatism and the Causes of Continental Break-up*. Bath. Geological Society of London, p. 41-60. (Special Publication, 68).

Scandolara, J.E., Rizzotto, G.J., Amorim, J.L., Quadros, M.L.E.S., Bahia, R.B.C. 2001. A evolução geológica do segmento sudoeste do Cráton Amazônico – Estado de Rondônia e Adjacências. *In*: Reis, N.J., Monteiro, M.A.S. (coord.) *Contribuições à Geologia da Amazônia*. Manaus, SBG–Núcleo Norte, v.2.

Scherer, C.M.S. 2002. Preservation of aeolian genetic units by lava flows in the Lower Cretaceous of the Paraná Basin, southern Brazil. *Sedimentology*, **49**:97-116.

Sgarbi, G.N., Sgarbi, P.B., Campos, J.E., Dardenne, M.A., Penha, U.C. 2001. Bacia Sanfranciscana: o registro fanerozóico da Bacia do São Francisco. *In*: Pinto, C.P., Martins-Neto, M.A. (eds.). *Bacia do São Francisco*: Geologia e Recursos Naturais. Belo Horizonte, SBG-Núcleo de Minas Gerais, 93-138.

Silva, H.T.F. 1993. Elementos hierárquicos em bacias em bacias rifte intracontinentais: proposição de um modelo de seqüência. *In*: SBG, Simpósio de Geologia do Nordeste, 15, Natal, *Resumos*, 362-263. (Boletim, 13).

Siqueira, L.P. 1989. Bacia dos Parecis. *Boletim de Geociências da PETROBRAS*, **3**:3-16.

Siqueira, L.P., Teixeira, L.B. 1993. Bacia dos Parecis: nova fronteira exploratória da Petrobrás. *In*: SBGf, Congresso Internacional da Sociedade Brasileira de Geofísica, 3, Rio de Janeiro. *Resumos Expandidos*, Rio de Janeiro, 168-170.

Sloss, L.L. 1963. Sequences in the cratonic interior of North America. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **74**:93-113.

Soares, P.C., Landim, P.M.B., Fúlfaro, V.J. 1974. Avaliação Preliminar da Evolução Geotectônica das Bacias Intracratônicas Brasileiras. *In*: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 28, Porto Alegre. *Anais*, 4:61-83.

# Soares, P.C., Landim, P.M.B., Fúlfaro, V.J. 1978. Tectonic cycles and sedimentary sequences in the Brazilian intracratonic basins. *Geol. Soc. Am. Bull.* **89**:181-191.

Suguio, K., Martin, L. 1996. The role of neotectonics in the evolution of the Brazilian coast. *Geonomos*, **4**(2):45-53.

Tassinari, C.C.G., Macambira, M.J.B. 1999. Geochronological provinces of the Amazonian Craton. *Episodes*, 22(3):174-182

Teixeira, L.B. 2001. Evidência geofísica de rifts precursores nas bacias paleozóicas do Amazonas, Paraná, Parecis, Parnaíba, Solimões e Alto Tapajós. *In*: Melo, J.H.G., Terra, G.J.S. (eds.). *Correlação de Seqüências Paleozóicas Sul-americanas*. Rio de Janeiro, PETROBRAS, 7 p. (Ciência-Técnica-Petróleo. Seção Exploração de Petróleo, 20). 1 CD-ROM

Turner, S., Regelons, M., Kelley, S., Hawkesworth, C., Mantovani, M.S.M. 1994. Magmatism and continental break-up in the South Atlantic: high precision geochronology. *Earth and Planetary Science Letters*, 121:333-348.

Viana, M.S., Neumann, V.H. 2002. O Membro Crato da Formação Santana. In: Schobbenhaus, C., Campos, D.A., Queiroz, E.T., Winge, M., Berbert-Born, M. (eds.). Sítios Geológicos e Paleontológicos do Brasil. Brasília, DNPM/CPRM. 540 p. Disponível em: <a href="http://www.unb.br/ig/sigep/sitio005/sitio005.htm">http://www.unb.br/ig/sigep/sitio005/sitio005.htm</a>.

## Nota Biográfica dos Autores



Augusto J. Pedreira da Silva. Geólogo (UFBA/1966), Doutor (USP). Ingressou na CPRM em 1972, onde participou de projetos de mapeamento geológico regional. Atualmente é Coordenador Executivo do Departamento de Geologia. Suas principais áreas de interesse

são bacias sedimentares, principalmente pré-cambrianas, sistemas deposicionais, estratigrafia de seqüências e tectônica. É editor-chefe da folha América do Sul do Atlas do Zoneamento Metalogenético Pré-Cambriano (WAPMZ).

E-mail: apedreira@sa.cprm.gov.br



Ricardo da Cunha Lopes. Geólogo (UFRGS/1974), Mestre (UNISINOS). É doutorando em Geologia Sedimentar na Universidade do Vale do Rio dos Sinos (UNISINOS), com área de concentração junto ao Projeto GEOARQ — Geometria, Arquitetura e Heterogeneidades

de Reservatórios. Geólogo da CPRM desde 1975, atuando nas bacias do Camaquã e Bacia do Paraná. É Coordenador Temático Nacional da Província Paraná e ocupa o cargo de gerente de Geologia e Recursos Minerais na Superintendência de Porto Alegre. *E-mail*: ricardolopes@pa.cprm.gov.br



Antonio Maurílio Vasconcelos. Geólogo (UFC/1974). Funcionário da CPRM exercendo atividades relacionadas a mapeamento geológico-metalogenético regional, em terrenos de rochas sedimentares e do embasamento cristalino, com área de concentração na Região Nordeste do Brasil.

Tem participado do Projeto Estudo Global dos Recursos Minerais da Bacia Sedimentar do Parnaíba e do Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Atualmente ocupa o cargo de Coordenador de Projetos da Área de Geologia e Recursos Minerais na Residência de Fortaleza.

E-mail: maurilio@fo.cprm.gov.br



Ruy Benedito Calliari Bahia. Geólogo (UFPA/1982). Mestre (UFPA/1997). Desde 1987 na CPRM, é coordenador de projetos em mapeamento geológico de bacias sedimentares e embasamento cristalino. Atualmente é Coordenador Regional do Projeto Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo para as

bacias sedimentares paleozóicas da Amazônia, sendo responsável pela execução dos mapas Geológico, Tectônico e de Recursos Minerais do Brasil nas escalas 1:2.500.000 e 1:1.000.000. *E-mail*: ruybahia@pv.cprm.gov.br