COMPARTIMENTAÇÃO E EVOLUÇÃO TECTÔNICA DA BACIA DO PARANÁ

V.J. FULFARO**, A.R. SAAD*, M.V. SANTOS* e R.B. VIANNA*

ABSTRACT The Paraná Basin was developed on one of the younger areas of the South American platform, and its basement cratonization had continued up till the Eopaleozoic. The Brazilian South-Southeast folded belt, with a NE-SW strike in Upper Pre-Cambrian, probably had watched the development of subsequent aulacogenic trenches with NW-SE trends in the Cambro-Ordovician, extending easterly from the present Andean belt. These "rift" type zones had controlled the pericratonic sedimentation on the western border area of the present basin during the Silurian. During the Devonian, a portion of the future Paraná Basin, belonging to the present Andean belt, had been divided into sections by the uplift of the Asunción arch. However, the NW-SE weakness zones, which were previously impressed on the basin basement, had strongly controlled the Devonian sedimentation, the Lower Carboniferous tectonic reactivation and erosion, and the very early Permocarboniferous sedimentation. In these episodes, the vertical movements had been controlled by the old "rift" pattern which is related to the aulacogenic channels in the basement. The basin had acquired an intracratonic *sinéclise* character, which was clearly defined during the Middle-Upper Permian and which was maintained up till the Lower Triassic. In southern Brazil, a wide uplift of the crust, which had begun in the Jurassic-Cretaceous, had caused the vulcanism phenomenon and the old aulacogen zones of weakness and fault had been the tracks for the extrusion of the lava. The consequent shrinking of this crustal uplift area had controlled, subsequently, the subsidence process of the coastal basins, such as Campos and Santos, as well as the reactivation and the sedimentation of the Bauru Group at the continent. The successive boundaries of this contracting movement in the domic area were controlled by the NE-SW alignments. The rift phase of the coastal basins of that time had caused the elevation of the coastal margin of the old NE-SW folded belt and step faults were formed in both direction through the marginal basins and through the continental interior. The structures of Piratininga, Agudos, Artemis, Anhembi, etc. are examples of these step fault structures. Contemporaneously, the Upper Cretaceous sedimentation had begun in the northern area of the basin. The zones of NW-SE alignments had subdivided the Paraná Basin, and had controlled the areas of maximum sedimentation, until the Tertiary, when the basin had been even more subdivided by the reactivation of these zones. This subdivision included the northern area which is still receiving sedimentation at the present time. The "rift" control of the basement, especially during the early Paleozoic sedimentation and reactivation and the "rift" strong influence during the Mesozoic evolution, allows the classification of the Paraná Basin as an intracontinental, cratonic, type 2A complex basin, similar to the west Siberian basins.

INTRODUÇÃO Uma bacia intracratônica, como a classificação aceita para a Bacia do Paraná, representa o sítio de acumulação de sedimentos no interior do cráton ou plataforma, unidade geotectônica relativamente imóvel da Terra, geralmente de grande tamanho.

Muito pouco, ou nada, encontra-se na literatura especializada sobre a origem dessas áreas negativas que, acumulando sedimentos, possuem, por definição, tênue caráter tectônico. A origem aqui referida não se prende tão só aos movimentos verticais necessários a sua formação mas também ao local geográfico de sua ocorrência no interior de uma plataforma ou cráton.

Há muito se sabe que linhas de fraqueza, pré-existentes no embasamento de uma bacia, constituem os elementos mais importantes em sua evolução, reativadas que são durante as fases tectônicas posteriores, controlando e determinando os falhamentos subsequentes. Frost *et al.* (1981) afirmam que as maiores influências no desenvolvimento de uma bacia sedimentar, em seu aspecto estrutural, são as forças residuais preexistentes, a heterogeneidade ou anisotropia e as zonas de fraqueza de seu embasamento.

Áreas substanciais das placas litosféricas (áreas continentais) são caracterizadas por movimentos verticais de longa duração e de baixa intensidade. Essas áreas constituem os crátons ou plataformas. Em seu interior encontram-se os escudos, áreas com predominância de movimentos positivos, onde a denudação traz o embasamento cristalino à superfície. Em contraste, temos as bacias sedimentares (Artyushkov *et al.*, 1980).

A BACIA DO PARANÁ NA PLATAFORMA SUL-AMERICANA Na Plataforma Sul-Americana (Almeida *et al.*, 1976) encontram-se três grandes bacias sedimentares denominadas bacias do Amazonas, do Parnaíba e do Paraná (Fig. 1). Com a introdução do conceito de sequência estratigráfica (Sloss, 1963), definida por discordâncias de âmbito cratônico em sua base e topo, essas três bacias têm sido consideradas como tendo evoluções similares. Esses conceitos, aplicados à Plataforma Sul-Americana, encontram-se sumarizados no trabalho de Soares *et al.* (1974).

* Paulipetro-Consórcio Cesp/IPT, Av. Eng.º Luís Carlos Berrini, 1461, CEP 04571, São Paulo, SP

** Endereço atual: UNESP, Campus de Rio Claro, 13500, Rio Claro, SP

Figura 1 — Principais feições tectônicas do Pré-Cambriano/Eopaleozóico da América do Sul (modif. de Almeida et al., 1976)

Embora válida a comparação de grandes seqüências no interior de um cráton e até mesmo de crátons separados, vêem-se, nitidamente, no trabalho citado (Soares *et al.*, *op. cit.*) as dificuldades para correlacionar as seqüências mais antigas, ligadas à própria consolidação de seu embasamento. Assim, a Seqüência Alfa, de idade cambro-ordoviciano, é referida só à Bacia Amazônica enquanto a Seqüência Beta, de idade siluriana, também mais bem caracterizada nesta bacia, possui representação escassa, ou duvidosa, nas outras duas bacias do mesmo cráton (Fig. 2).

A idade referida para a consolidação e evolução final do embasamento da Bacia do Paraná, ligada à evolução dos grupos Açungui, Castro etc. (Faixa de Dobramentos do Brasil Sul-Sudeste), pertence ao ciclo de reativação Brasileiro, estendendo-se do Pré-Cambriano Superior ao Eopaleozóico, portanto o mais jovem de nossa plataforma. Difere, pois, em idade do embasamento da Bacia Amazônica, a denominada Plataforma Amazônica, cujo estágio final de evolução se restringe, predominantemente, ao Ciclo Transamazônico, situado no Pré-Cambriano Médio.

BACIAS DA PLATAFORMA SUL-AMERICANA	PRÉ - C - OI	Or - S	Di - Gi	Cs - Tri
	ALFA	BETA	GAMA	DELTA
AMAZONAS	ACARI / PROSPERANÇA	MANACAPURU PITINGA NHAMUNDÁ AUTÁS-MIRIM	FARO ERERÊ LONTRA JATAPU	ANDIRÁ NOVA OLINDA ITAITUBA MONTE ALEGRE
PARNAÍBA			POTI LONGÁ CABEÇAS PIMENTEIRAS SERRA GRANDE	MOTUCA PEDRA DE FOGO SUPERIOR INFERIOR
PARANÁ			SÃO DOMINGOS TIBAGI JAGUARIAÍVA FURNAS	RIO DO RASTO ESTRADA NOVA IRATI PALERMO/TATUI RIO BONITO ITARARÉ

Figura 2 — Formações das bacias do Paraná, Parnaíba e Amazonas do Pré-*es* ao Tri. As áreas destacadas não apresentam sedimentação no tempo indicado. A linha dupla vertical ondulada sugere a magnitude da erosão entre cada ciclo nas bacias (modif. de Soares et. al., 1974)

Pelo menos até o Cambro-Ordoviciano, o embasamento da Bacia do Paraná ainda estava em estágio de formação, ou cratonização, com movimentação essencialmente vertical e, portanto, impedido de receber sedimentação de caráter cratônico, como as representadas pelas seqüências Alfa e Beta da Bacia Amazônica. A Bacia do Parnaíba, igualmente, não possui essas duas seqüências em sua coluna sedimentar.

A primeira seqüência amplamente depositada nas três bacias é a denominada Seqüência Gama (Soares et al., 1974), de idade devoniana.

Na Bacia do Paraná, a Seqüência Gama, correspondente ao Grupo Paraná e à Série Campos Gerais de Gama Jr. et al. (1982), constitui o primeiro evento sedimentar de caráter basinal. Esta sedimentação tem início no Devoniano Médio, depositando-se sobre um embasamento consolidado no Cambro-Ordoviciano e com ampla denudação durante o Siluriano (Fig. 3). Sedimentos de idade siluriana encontram-se só na parte pericratônica deste embasamento ligada à faixa ativa dos Andes centrais (Petri e Fulfaro, 1976).

A direção da calha deposicional da seqüência devoniana é francamente governada por uma direção NW-SE, localmente E-W, transversal à direção estrutural de seu embasamento cristalino, descrita, em sua faixa de exposição, como NE-SW (Figs. 1 e 4). Dentro do conceito de que uma bacia sedimentar, no que diz respeito a sua evolução tecto-sedimentar, é a expressão do arcabouço de seu embasamento, teríamos aqui uma grande contradição, cujo significado se discute a seguir.

Aulacógenos como precursores da sedimentação cratônica Aleinikov et al. (1980), ao descreverem a dinâmica das plataformas Russa e Oeste Siberiana, introduzem uma precisa descrição sobre a mecânica da evolução das bacias sedimentares em áreas de plataforma.

Descrevem que nessas duas regiões, e outras semelhantes, a sedimentação tem início com a formação de grandes *grabens* ou aulacógenos, que constituem estruturas comuns durante os estádios iniciais do desenvolvimento dessas plataformas.

Aulacógenos são calhas do tipo *graben*, amplas e com grande persistência no tempo geológico (Fig. 5). Estendem-se da faixa geossinclinal para o interior dos crátons, frequentemente com uma disposição radial e podem receber grandes espessuras de sedimentos e sua formação requer a existência de plataformas continentais estáveis (Windley, 1977). Constituem, portanto, calhas profundas, com comprimentos de algumas centenas de quilômetros, geralmente assimétricas, que afetam o embasamento das plataformas e contêm espessas seqüências sedimentares cuja sedimentação é contemporânea à subsidência da calha, acompanhada ou não por fenômenos vulcânicos. Bogdanoff et al., 1963 (in Costa e Inda, 1982), classificam os aulacógenos em *aulacógenos precoces*, com freqüentes manifestações de um vulcanismo inicial de caráter plataformar, e *aulacógenos tardios*, que se desenvolvem na fase final da evolução das plataformas. Costa e Inda (op. cit.) concluem que os aulacógenos, em sentido amplo, marcam um estágio de desenvolvimento de algumas coberturas de plataforma com seus estádios iniciais representando uma reativação supracrustal de um cráton previamente consolidado. Os aulacógenos são, portanto, unidades tectônicas intracratônicas, superpostas e diacrônicas.

Os limites dos *grabens* ou aulacógenos refletem-se na cobertura sedimentar posterior por meio de grandes alinhamentos. Fraturas menores, na mesma cobertura, não estão relacionadas com os aulacógenos e representam estruturas menores do embasamento ou, então, estão relacionadas com a formação de sistemas de falhas penecontemporâneas à sedimentação. Segundo Aleinikov et al. (1980), quanto menor for a estrutura mais rasa será sua raiz em relação a seu embasamento.

Os grandes *grabens* ou aulacógenos limitados por zonas de fratura (alinhamentos) estão, portanto, associados a maiores velocidades de subsidência de uma bacia. Assim, uma mais rápida evolução das estruturas basinais está relacionada a essas zonas de fratura enquanto uma evolução estrutural mais lenta se relaciona unicamente com flexuras da crosta terrestre.

Siluriano e devoniano na Bacia do Paraná A disposição tridimensional da faixa da sedimentação de idade devoniana na Bacia do Paraná, aliada à história da evolução de seu embasamento, permite supor que seu sítio deposicional foi fortemente controlado por um aulacógeno tardio herdado do Eopaleozóico (Figs. 3, 4 e 1 de Gama Jr. et al. nesta edição, p. 581).

Ao final da cratonização da faixa de dobramentos da região sul e sudeste da Plataforma Sul-Americana, desenvolveram-se aulacógenos tardios de direção preferencial NW-SE, preenchidos com sedimentação de alta energia do tipo molássico e com eminente caráter continental. Diferem esses sedimentos dos depósitos de caráter similar, desenvolvidos nas bacias intermontanas da fase final de evolução da faixa de dobramentos do Pré-Cambriano Superior, por estarem estes últimos dobrados e levemente metamorfosados, além de se associar a manifestações vulcânicas de caráter ácido-intermediário.

Com o levantamento da faixa dobrada do sul-sudeste da plataforma e o desenvolvimento dos aulacógenos, o gra-

Figura 3 — Provável distribuição do Siluriano na América do Sul e representação esquemática das calhas aulacogênicas no embasamento da futura Bacia do Paraná

diente do assoalho da futura Bacia Sedimentar do Paraná inclinava-se para oeste, em direção a uma faixa ativa na atual região andina, possibilitando a formação de uma bacia marginal, de idade siluriana, em seu bordo pericratônico ocidental (Grupo Caacupé no Paraguai Oriental).

A sedimentação de idade siluriana na Plataforma Sul-Americana (Fig. 3), tanto no bordo oeste da Bacia do Paraná como na Bacia do Amazonas, representa expansão do evento da mesma idade na faixa ativa da atual região andina (Petri e Fulfaro, 1976). Dentro do mesmo raciocí-

nio, a Formação Vila Maria, no Estado de Goiás (Andrade, 1980), com presumível idade siluriana, poderia ter sua região de ocorrência explicada por duas hipóteses: uma expansão maior da ingressão siluriana ao longo do Arco Central Paraguai (Assunção) ou prolongamento, para sul, da sedimentação da mesma idade, existente ao norte da plataforma, ao longo da faixa Tocantins-Araguaia.

Ao final do Siluriano e no início do Devoniano, com o levantamento do Arco de Assunção (Fig. 4), houve o seccionamento do bordo pericratônico com a faixa ativa an-

Figura 4 — Provável distribuição do Devoniano na América do Sul (modif. de Northfleet et al., 1969)

dina, com reativação dos aulacógenos no interior cratônico. Tal evento possibilitou a deposição da seqüência sedimentar devoniana que guarda forte controle dos alinhamentos formados pelas zonas de fraturas, limites do antigo aulacógeno.

A sedimentação de idade devoniana é de caráter mundial e representa um dos ciclos transgressivos mais bem caracterizados em todos os continentes. Isso se deve, predominantemente, à aglutinação das placas que iriam formar o supercontinente da Pangea, estabelecendo finalmente, a

partir do Carbonífero. No Hemisfério Sul, durante o Devoniano, as placas ainda se encontram distantes (Windley, 1977), o que produz um arcabouço para a sedimentação desta idade na Bacia do Paraná, não necessariamente ligado aos mesmos elementos estruturais que passaram a predominar a partir do Estefaniano (Carbonífero Superior).

A sedimentação devoniana talvez tenha sido controlada pela reativação das linhas de fraqueza do embasamento das bacias da Plataforma Sul-Americana. Este fato explica diferenças sensíveis nos sedimentos, tanto na litofácies como

Figura 5 — Durante o início da instalação do aulacógeno há um estágio rift incipiente (I), durante o qual as charneiras das calhas permanecem elevadas e despejam sedimentos quartzíticos finos no interior da fossa contemporânea à extrusão de basaltos subalcálicos como é de esperar em uma área rift ativa com menor espessura da crosta. Com o progressivo soterramento da plataforma pelos sedimentos da cunha clástica, o aulacógeno atravessa uma fase de ampla subsidência (II) com depressão das charneiras e sua cobertura por espessa seqüência de lamitos, turbiditos líticos e camadas vermelhas. Há extrusão de basaltos alcalinos como esperado em uma crosta espessa. Finalmente, o aulacógeno é sítio de uma fase de falhamento transcorrente dando origem a bacias tectônicas isoladas nas quais se acumulam espessas seqüências de sedimentos aluviais

principalmente na fauna, no âmbito da própria Bacia do Paraná, nas regiões ao norte e sul do Alinhamento de Campo Grande-Três Lagoas-Guapiara-Presidente Prudente (Ferreira *et al.*, 1981), como também sua ligação, por intermédio de um *sea way* na faixa da geossutura Tocantins-Araguaia, com a Bacia do Parnaíba (Fig. 4).

Permocarbonífero na Bacia do Paraná A reaglutinação das placas e sua sutura para a formação da Pangea, no Carbonífero, provocam um soerguimento generalizado no interior das placas, afetando profundamente a sedimentação ocorrida anteriormente.

Intenso diastrofismo afeta a sedimentação devoniana na Bacia do Paraná devido, principalmente, à remanência de seu caráter tectônico, falhando toda a coluna sedimentar do Grupo Paraná e provocando erosão de parte não estimada de sua coluna sedimentar. Há total falta de representação, em sua coluna estratigráfica, de sedimentos do Carbonífero Inferior, com o novo ciclo de sedimentação iniciando-se só no Carbonífero Superior (Estefaniano). O mesmo não acontece nas demais bacias da Plataforma Sul-Americana, onde este intervalo, Carbonífero Inferior, é bem representado.

Manifesta-se, outra vez, o caráter mais enérgico do tectonismo da Bacia do Paraná, cuja origem se relaciona à maior juventude da consolidação de seu embasamento.

Com a aglutinação final das placas no Carbonífero, a partir do Estefaniano, e a conseqüente formação da Pangea, inicia-se o arcabouço tectônico da Bacia do Paraná com os limites estruturais que conhecemos agora. A antiga região aulacogênica ocupada pela sedimentação devoniana encontrava-se em levantamento desde o Devoniano Superior com falhamento e conseqüente erosão. Não era, pois, a região mais indicada, dentro do âmbito da bacia, para entrar em movimento negativo e receber sedimentação. O eixo deposicional desloca-se mais para o norte entre os alinhamentos de São Jerônimo-Curiúva, como foi denominado por Vieira (1973), e do Tietê (Saad, 1977) (mapa geológico-estrutural anexo).

A migração de pólos de sedimentação é um fenômeno bem conhecido em áreas de plataforma onde movimentos verticais estão relacionados com diferenciações que ocorrem no manto inferior. Segundo Artyushkov *et al.* (1980), no limite manto inferior-núcleo ocorre mudança de fase do estado sólido para um estado líquido, mais denso, com aquisição de propriedades metálicas (Figs. 6A, B, C). Tal fenômeno provoca, no manto inferior, a formação de porções

diferenciadas não fundidas que, por serem mais leves, tendem a subir através de canais de grandes diâmetros. Segundo Artyushkov *et al.* (*op. cit.*), este fenômeno deve ocorrer com periodicidade de 200 Ma.

Esta ascensão aquece o manto adjacente, facilitando a passagem posterior de material mais leve adicional do manto inferior resultante do processo contínuo de diferenciação. Este material, ao emergir no manto superior, diferencia-se ainda mais e espalha-se abaixo da litosfera ou, mesmo, da capa crustal (Fig. 6A).

Figura 6A — Ascensão de um manto anômalo a partir da astenosfera e sua intromissão ao longo da base da litosfera

Figura 6B — Levantamento da astenosfera em uma área de escudo cristalino no trapeamento de um manto anômalo por uma trapa

Figura 6C — Estrutura da crosta da Terra e manto em áreas tectonicamente ativas. (seg. Artyushkov *et al.*, 1980)

Variações na espessura da litosfera conduzem à formação de trapas e antitrapas. As primeiras formam-se onde a litosfera é menos espessa e as segundas, onde for mais espessa.

A acumulação do material leve aquecido ocasiona a formação de amplas áreas com levantamentos de caráter positivo. Levantamentos de relevo de amplitude menor (escudos) ocorrem só quando pequenas quantidades de material leve forem interceptadas repetidamente a partir de canais relativamente distantes. Em áreas tectonicamente mais ativas, onde as grandes trapas se localizam próximo aos canais de ascensão, o manto superior é ainda mais aquecido com conseqüente formação de zonas de levantamentos mais amplos (Figs. 6B e C).

As bacias sedimentares com seu caráter subsidente, constituindo fenômeno inverso, originam-se por qualquer combinação dos seguintes processos (Fig. 7): 1) consolidação do manto em área de antiga trapa; e 2) conversão, por transição de fase, da parte inferior da camada basáltica da crosta em eclogito e/ou da parte basáltica sobrejacente em granada-granulito.

Nas plataformas, abaixo das bacias sedimentares, grandes massas de material leve aquecido, transferido à base da litosfera, desalojam, eventualmente, material do manto superior mais frio, entrando em contato com a camada basáltica da crosta. Disso resulta sua rápida transição de basalto à granada-granulito e/ou eclogito, o que conduz à subsidência da área. Portanto uma província crustal em caráter positivo dificilmente readquire um caráter negativo imediatamente no ciclo subsequente de deposição. No embasamento das bacias sedimentares, as províncias crustais são muito bem definidas, perfeitamente identificáveis por perfis construídos a partir de experimentos sísmicos, terminando abruptamente junto a alinhamentos tectônicos maiores, reconhecíveis em superfície.

Os conceitos acima sintetizados explicam a migração do pólo deposicional ocorrida na Bacia do Paraná, no Estefaniano.

Assim, o pólo deposicional migra para o norte, entre os alinhamentos de São Jerônimo-Curiúva e do Tietê, onde tem lugar a mais espessa deposição dos sedimentos da Formação Itararé. Esses sedimentos correspondem à parte inferior da Série Rio Tietê (Gama Jr. *et al.*, 1982).

A partir dessa deposição Permo-Carbonífera, ainda sob influência do antigo caráter aulacogênico, amplia-se a área máxima da bacia, ocupando todo o espaço compreendido pelos elementos tectônicos marginais e passando a constituir pela primeira vez uma sinéclise, ou bacia intracratônica, na verdadeira acepção do termo (Figs. 2 e 3 Gama Jr. *et al.*, desta edição p. 583-584). Esta sinéclise no entanto, ainda guarda forte controle dos alinhamentos de seu embasamento, que se manifesta por falhamentos sindeposicionais até pelo menos o nível da Formação Rio Bonito e pela distribuição assimétrica da espessura da coluna depositada, no âmbito da bacia.

A tendência de movimentos positivos à época de deposição da Formação Rio Bonito, bem marcada ao sul da bacia, próximo ao Arco do Rio Grande, manifesta-se claramente também em outros pontos, como se pode observar na faixa de afloramentos dessa unidade. Ao redor do atual Arco de Ponta Grossa, observa-se um nítido controle deposicional de alguns alinhamentos à época da deposição, bem como um centro dispersor de alguns dos inúmeros microdeltas preconizados por Bandeira Jr. (inédito), que contribuíram na deposição dos sedimentos da Formação Rio Bonito.

LEGENDA

Figura 7 — Estágios consecutivos da formação de um mar interior durante o fornecimento de um manto anômalo à crosta mais fria de uma plataforma continental: a) levantamento no momento em que o manto anômalo se aproxima da crosta, b) subsidência durante a transformação de parte da camada basáltica em um granada-granulito e eclogito mais denso; c) afundamento de glóbulos da camada basáltica eclogitizada e a formação da bacia profunda (seg. Artyushkov, 1980)

O término da deposição deste ciclo, com renovada subsidência da bacia e conseqüente ingressão do mar Palermo, representa uma curta compensação do ciclo anterior. A bacia, já agora com caráter de sinéclise mais acentuado, entra em uma fase de *stillstand*, que representa de certa maneira um período de equilíbrio geológico entre as razões de subsidência e levantamento. Isso possibilita a deposição da Formação Irati, com as suas fácies lagunares e plataformais.

A retomada da movimentação vertical da bacia em ciclo posterior, representada pela Série Serra do Espigão (Gama Jr. *et al.*, 1982), mostra novamente uma migração do pólo deposicional diversa da ocorrida na passagem Devoniano-Carbonífero Superior.

No tempo Passa Dois, o pólo de maior subsidência volta a ser a mesma região onde houve maior deposição da seqüência devoniana, conferindo a esta área, por isso, a posição de ostentar as maiores espessuras de sedimentos da Bacia do Paraná.

Essas variações ou migrações dos pólos de subsidência no interior de uma mesma bacia, durante sua evolução, são explicadas pelo mecanismo da movimentação vertical da crosta no interior das placas continentais, como propôs Artyushkov *et al.* (1980).

O início das fases de sedimentação das unidades paleozóicas é, portanto, fortemente controlado pelas faixas aulacogênicas do embasamento da bacia que governam o fulcro deposicional. Os grandes alinhamentos, limites desses antigos e grandes *grabens* (aulacógenos), provocam uma severa compartimentação da faciologia presente, delimitando no comportamento espacial dessas unidades fortes mudanças nas litofácies representadas pela existência de subambientes distintos.

Na fase de expansão máxima da bacia, característica da evolução de cada ciclo sedimentar (Soares *et al.*, 1974), o palco deposicional extravasa os domínios das zonas aulacogênicas ocupando toda a área basal. É, neste instante, que a bacia assume um caráter mais explícito de sinéclise.

Dentro desse raciocínio, a bacia só assume um caráter mais característico, ou melhor dizendo, mais próximo da definição de uma sinéclise, durante o ciclo deposicional do permo-carbonífero representado pelas séries Rio Tietê e Serra do Espigão, englobando a Seqüência Delta de Soares *et al.* (*op. cit.*). É só nesta época que a correlação dessas seqüências com as das bacias do Parnaíba e do Amazonas apresenta um comportamento mais similar e harmônico (Fig. 2).

Comparação entre as bacias sedimentares da plataforma sul-americana no Paleozóico

A comparação entre as três bacias da Plataforma Sul-Americana, no Paleozóico, mostra um comportamento tectônico bastante diverso no que concerne à consolidação de seu embasamento (Figs. 1 e 2).

A Bacia do Amazonas, por exemplo, já estava em início de sedimentação desde o Proterozóico Superior, representado pela deposição dos sedimentos das formações Prosperança e Acari, seguida da deposição siluriana da Formação Trombetas e da Seqüência Devoniana. Mesmo com as discordâncias existentes entre essas unidades, o fato importante é que seu assoalho já se comportava, no final do Pré-Cambriano e início do Paleozóico, como uma área de características subsidentes. A sedimentação do Proterozóico Superior e do Eopaleozóico talvez tenha sido gover-

nada por aulacógenos desenvolvidos sobre a Plataforma Amazônica a partir da faixa ativa andina.

A Bacia do Parnaíba tem seu início de sedimentação mais tarde que a Bacia do Amazonas, recebendo seus primeiros depósitos só no Devoniano. No entanto, terminada a sedimentação devoniana, a bacia continua em subsidência com sedimentos do Mississípiano (Carbonífero Inferior), que continuam sem interrupção pelo Carbonífero Superior (Pensilvaniano) e Permiano.

Tal, no entanto, não é o comportamento tectônico da Bacia do Paraná que, ao final da sedimentação de idade devoniana, entra em movimento positivo com falhamento e remoção de parte da coluna sedimentar anteriormente depositada. Esta bacia só volta a mostrar caráter negativo no Carbonífero Superior, faltando todo o final do Devoniano Superior e todo o Mississípiano (Carbonífero Inferior).

O caráter mais positivo do assoalho da Bacia do Paraná é bem demonstrado quando seu desenvolvimento é comparado com as demais bacias da Plataforma Sul-Americana. Não é lícito, portanto, sua classificação em conjunto com as outras duas bacias da mesma plataforma dado seu caráter tectônico mais enérgico. Certamente não pertence

à categoria de bacias intraeratónicas de interior simples, tipo 1, possuindo, já no Paleozóico, um caráter mais enérgico da bacia intracontinental, cratônica, do tipo 2 composta, isto é, 2A-complexa, segundo Klemme, 1980 (Fig. 8), dado o caráter dominante de processos do tipo *rift* em seu embasamento. Este fato aproxima a Bacia do Paraná, nesta era, das bacias da Plataforma Oeste Siberiana.

Triássico-Jurássico na Bacia do Paraná A compartimentação da Bacia do Paraná, dentro do modelo tectônico aqui postulado, acentua-se fortemente a partir do Permo-Triássico. O levantamento de faixas ativas nessa época (Fig. 9), entre elas a dos Andes Meridionais, causa severas restrições às bacias gonduvânicas, entre as quais a Bacia do Paraná, com a forte mudança do nível de base regional.

Associado a um agravamento de condições climáticas, que se manifesta já no final da deposição do ciclo Passa Dois, depositam-se as formações Pirambóia e Botucatu, esta última resultado da total aridez que se instala na região provocando intensa deposição eólica.

Algumas áreas compreendidas entre os alinhamentos manifestam tendências positivas, em especial as compreendi-

Figura 8 — Seções esquemáticas de tipos e subtipos de bacias (seg. Klemme, 1980)

Figura 9 — Reconstrução do continente de Gondwana de Powell et al. (in Veevers, 1980), mostrando as bacias gonduânicas (pontilhadas) adjacentes às montanhas (sólidas) do Paleozóico Superior — Mesozóico Inferior (permo-triássico: 250-200 Ma.) ao longo da margem do paleopacífico.

das entre os alinhamentos do Rio Alonzo e Rio Piquiri (Ferreira, 1982), compartimentando a bacia em setores com diferentes razões de subsidência no Triássico-Jurássico.

A existência de um soerguimento crustal durante o Triássico-Jurássico, afetando tanto a área da Bacia do Paraná como a área das futuras bacias costeiras do Espírito Santo, Campos, Santos e Pelotas, é deduzida pela inexistência da Sequência do Continente (estádio pré-rift de Asmus, 1975) neste trecho da margem continental brasileira (Asmus e Ferrari, 1978; Asmus e Porto, 1980; Asmus, 1981a e b), além da distribuição e espessura das formações Pirambóia e Rosário do Sul na Bacia do Paraná (Medeiros e Asmus, em preparação, in Asmus, 1978; Soares, 1981). A Sequência do Continente manifesta-se só nas bacias do Recôncavo, Cumuruxatiba, Camamu-Almada e Sergipe-Alagoas (Fig. 10).

No sul-sudeste brasileiro, os trechos mais afetados por esse soerguimento crustal foram as áreas do Arco de Ponta Grossa, na Bacia do Paraná, e a área da futura Bacia de Santos, na atual margem continental. As demais áreas dessa região possuem menor índice de vestígios de anomalias térmicas, traduzidas pela ausência de crosta basáltica, como na Bacia de Pelotas, onde a pilha sedimentar se assenta diretamente sobre embasamento de idade pré-mesozóica. Para esses trechos, afetados com menor intensidade dessa ampla movimentação vertical, Asmus e Porto (1980) sugerem uma maior espessura crustal.

Fyfe e Leonardos Jr., 1973, e Leonardos Jr. et al., 1976 (in Asmus, 1981a), atribuem uma causa tecto-térmica para explicar tal soerguimento, descrevendo que a intromissão do sistema litotérmico deve ter-se valido de condições especiais da crosta representadas por variações em sua espessura, ou seja, o mesmo mecanismo sintetizado por Artyushkov et al. (1980) para explicar as grandes movimentações verticais (Figs. 6 e 7).

No presente trabalho, admite-se que, desde o Pré-Cambriano Superior, as heterogeneidades crustais na região sul-sudeste tenham sido limitadas por faixas instáveis, aproximadamente na direção leste-oeste. Asmus (1981a) admite as mesmas heterogeneidades ao descrever as faixas instáveis, onde se implantam os alinhamentos de Paranapanema (Fulfaro, 1974) e do Rio Uruguai (Asmus, 1978).

No mapa geológico-estrutural do desenho 1, observa-se a compartimentação da Bacia do Paraná nas direções NE e NW, localmente E-W, com base nos elementos estruturais (alinhamentos ou zonas de fraturas) reconhecidos tanto por levantamentos aeromagnéticos (Bosum, 1973; Ferreira et al., 1981; Ferreira, 1982), como na extração de lineamentos em imagens de satélite e radar (Soares et al., 1982). Como se viu anteriormente, as direções estruturais NW implantaram-se junto ao embasamento da Bacia do Paraná no Pré-Cambriano Superior-Eo-Paleozóico. Asmus (1981a) já havia sugerido idade semelhante para essas mesmas zonas estruturais sem, no entanto, relacioná-las a antigos aulacógenos.

BACIAS MARGINAIS						BACIAS INTERIORES					
SEQUÊNCIA	AMBIENTE	TIPO DA BACIA	LITOLOGIA	COLUNA	IDADE	SEQUÊNCIA	AMBIENTE	TIPO DA BACIA	LITOLOGIA	COLUNA	IDADE
DO MAR	MARINHO PROFUNDO	ABISSAL	CLÁSTICOS CARB. VULC.	REDENTES	APT.	DO MAR	FLUVIAL	DELTA	CLÁSTICOS	REDENTES	APT.
	PLATAPORMA	ABISSAL	CARB. VULC.	REDENTES	APT.		FLUVIAL	DELTA	CLÁSTICOS	REDENTES	APT.
DO GOLFO	TRANSFORMAÇÃO	PROTO-OCÊANICA	CLÁSTICOS	REDENTES	APT.	DO GOLFO	FLUVIAL	DELTA	CLÁSTICOS	REDENTES	APT.
DO LABO	FLÚVIO DELTAÍDO	"APT. VALLEY"	CLÁSTICOS	REDENTES	APT.	DO LABO	FLUVIAL	DELTA	CLÁSTICOS	REDENTES	APT.
DO CONTINENTE	FLÚVIO LACUSTRINO	INTERIOR	CLÁSTICOS	REDENTES	APT.	DO CONTINENTE	FLUVIAL	DELTA	CLÁSTICOS	REDENTES	APT.

Figura 10 — Distribuição de sedimentos mesozóicos e cenozóicos nas bacias marginais e interiores (seg. Asmus e Porto, 1980)

Desenho 1: Mapa geológico-estrutural da Bacia do Paraná.

A partir desse soerguimento, com vulcanismo básico associado, a Bacia do Paraná evolui para uma bacia com forte controle estrutural do tipo *rift*, de acordo com a classificação de Klemme (1980) (Fig. 11). Deste modo, sua evolução assemelha-se, estruturalmente, à das bacias da margem continental adjacente, como se descreverá.

O Interior Continental e as Bacias Costeiras

A evolução tecto-sedimentar da Bacia do Paraná, a partir do Cretáceo Inferior, pode ser comparada à das bacias costeiras adjacentes e, para tanto, sua descrição é feita de acordo com os estádios evolutivos estabelecidos para as bacias marginais por Asmus (1975).

ESTÁDIO RIFT Este estágio é caracterizado por fendilhamento da crosta acompanhado, localmente, por vulcanismo (Asmus e Porto, 1980). As bacias tectônicas resultantes desse evento comportam-se de forma diferente, conforme se tenham, no estágio pré-*rift*, situado em áreas positivas ou deprimidas.

A Bacia de Campos, por exemplo, é uma bacia *rift* do tipo fissural (Milanovsky, 1972, *in* Asmus e Porto, *op. cit.*), nela reconhecendo-se falhas eocretácicas de grande rejeito. Esses falhamentos dão origem a uma bacia profunda, na forma de lagos, possuindo sedimentos da Seqüência do Lago, bastante espessos (Asmus e Porto, *op. cit.*).

Já a Bacia de Santos, devido ao soerguimento e ao intenso vulcanismo, foi classificada como uma bacia *rift* do tipo arco vulcânico (Milanovsky, 1972, *apud* Asmus e Porto, *op. cit.*), possuindo falhas inexpressivas. Caracteriza-se, contrariamente à Bacia de Campos, por uma deposição pouco espessa da Seqüência do Lago.

Mais ao sul, na Bacia de Pelotas, os *rifts*, caso existam, possuem pequena expressão e, segundo os autores (*op. cit.*), corresponderiam a um subtipo dentro dos *rifts* fissurais, com blocos abatidos em apenas uma das bordas. Entretanto, em trabalho anterior, Gonçalves *et al.* (1979) correlacionam os sedimentos mais antigos da Bacia de Pelotas, denominados Unidade I, aos evaporitos (Seqüência do Golfo) das bacias ao norte da Plataforma de Florianópolis. Não reconhecem, portanto, as feições da fase tafrogênica do Eocretáceo das duas bacias costeiras acima descritas.

Conclui-se assim que as áreas da Bacia de Pelotas e da Plataforma de Florianópolis se comportam, durante o Pré-Aptiano (Eocretáceo), como áreas positivas, talvez devido à maior espessura crustal nesta região, como sugerem Asmus e Porto (1980).

Na parte continental da Bacia do Paraná, concomitante ao soerguimento crustal do Triássico-Jurássico, inicia-se a formação do Arco de Ponta Grossa (Fulfaro, 1975; Asmus, 1981a). No estágio *rift* subsequente, esta região, da mesma forma que a área da futura Bacia Costeira de Santos, manteve-se soerguida sendo palco de intenso vulcanismo, com zonas de alimentação magmática. Enxames de diques de diabásio, com direções NW – SE, resultantes do vulcanismo, cortam a área da Bacia do Paraná nas regiões ao norte, centro e sul do Arco de Ponta Grossa (Fulfaro e Suguio, 1967). Em sua borda leste, observam-se também enxames de diques de direção NE – SW, inclusive cortando o embasamento pré-siluriano (Damasceno, 1966; Basei e Vlach, 1981).

Para ambos os sistemas de diques, advogam-se condições tectônicas tradicionais. Asmus e Guazelli (1981) sugerem que o sistema tracional NW – SE teria originado o processo *rift* na Bacia de Santos enquanto as trações

NE – SW seriam as responsáveis pelos enxames de diques na região do Arco de Ponta Grossa.

A atuação conjunta desses dois sistemas reativa antigas linhas de fraqueza e causa a compartimentação da área norte da Bacia do Paraná, em especial o Estado de São Paulo, em um mosaico tectônico de *grabens*, com altos localizados, mergulhando regionalmente para o interior da bacia. Como consequência, forma-se uma região deprimida na atual área do Pontal do Paranapanema e, penecontemporaneamente, tem início a deposição basal dos sedimentos do Grupo Bauru (formações Caiuá e Santo Anastácio).

Os altos estruturais mais proeminentes desta fase, entre outros, correspondem às estruturas de Piratininga, Agudos, Artemis e Assistência, todas em São Paulo (Saad, *em* preparação).

Este segmento da Bacia do Paraná, limitado pelo Alinhamento de São Jerônimo-Curiúva, ao sul, e pela Flexura de Goiânia, ao norte (mapa geológico-estrutural anexo), é, por seu comportamento estrutural neste estágio *rift*, considerado aqui como a contraparte no lado continental da Bacia Costeira de Campos.

Os dois sistemas tracionais (provocados por tectônica gravitacional) NW – SE e NE – SW ocasionam, ao nível do *datum* do acamamento da pilha sedimentar-vulcânica, um comportamento compressional causado pela menor ação dos eixos intermediários e mínimo, cujas forças têm aí seu campo de ação. Esses efeitos compressoriais, provocados pelo campo secundário de forças, foram verificados no centro-sul do Estado de São Paulo pelos trabalhos do Paulipetro, estando representados por falhas inversas do tipo lítrico, pequenas falhas de acavalamento, flexuras e estrias horizontais nos basaltos.

A região ao sul do Arco de Ponta Grossa, na área compreendida entre o Alinhamento do Rio Piquiri (Ferreira, 1982), correspondente ao alinhamento PQ₂ de Soares *et al.* (1982), e o Arco do Rio Grande, comporta-se como uma região positiva, à semelhança das áreas nas quais se instalam posteriormente a Bacia de Pelotas e a Plataforma de Florianópolis. As intrusões de diques de diabásio, nessa área, possuem reduzida expressão em comparação com a área norte. A direção preferencial dos diques, aqui, é NE – SW e talvez indique que o eixo principal de ruptura da crosta, a partir do qual se originaram os *rifts* nas bacias de Campos e Santos, tenha-se prolongado para o interior do continente.

O prolongamento do eixo NE – SW para o interior da bacia, aproximadamente no limite entre os Estados de Santa Catarina e Rio Grande do Sul, cruza com o Alinhamento do Rio Uruguai, de direção E – W, bem evidenciado em mapas aeromagnéticos (mapa geológico-estrutural anexo). Como resultado, é intensa a movimentação tectônica da área (Fig. 12).

A região indicada como extensão continental do eixo NE – SW é também uma zona de concentração de sedimentos de caráter molássico. Tais sedimentos relacionam-se, possivelmente, com fossas molássicas desenvolvidas nas bacias intermontanas da antiga faixa ativa, que constitui o embasamento da Bacia do Paraná. Esta zona de fraqueza do embasamento é representada, bacia adentro, por sedimentos pré-devonianos, como os amostrados no poço 1-SE-1-SC, que se encontram perturbados tectonicamente com ângulos de mergulho de até 50° (Fig. 12).

Ao longo do Alinhamento do Rio Uruguai ocorrem, também, várias intrusões de rochas alcalinas, tanto desta fase como de mais jovens, cujas expressões são represen-

Figura 11 – Fluxo diagrama para classificação das bacias, suas características, estatísticas e inferências (seg. Klemme, 1980)

Figura 12 - Seção estrutural esquemática, cortando os alinhamentos do Rio Uruguai e Rio Iguaçu

tadas pelas intrusões de Anitápolis e Lages, em Santa Catarina, e região centro-sul do Paraguai oriental (Ulbrich e Gomes, 1981).

ESTÁDIO PROTO-OCEÂNICO Neste estágio formam-se zonas de fratura na margem continental, no interior das quais se elevam edifícios vulcânicos, que causam restrições às primeiras ingressões marinhas, fazendo com que as bacias tomem a forma de um grande golfo. Além disso, as condições climáticas vigentes no Aptiano propiciam a formação de evaporitos, da Bacia de Santos à Bacia de Sergipe-Alagoas, fato que caracteriza esse estágio (Asmus e Porto, 1980).

Em direção à margem continental, esses evaporitos associam-se a sedimentos clásticos depositados, provavelmente, na forma de leques aluviais. Na Bacia de Campos, por exemplo, a sequência evaporítica grada, localmente, para tais sedimentos (Fig. 13). Essas associações sugerem que a margem continental, em suas bordas, eram escarpadas, permitindo a formação de uma rede de drenagem que fluísse para o interior continental (Asmus, 1981b).

No interior do continente, na Bacia Bauru, como resposta a esse processo, encontramos a deposição de conglomerados associados a depósitos de caliche, representando uma fácies mais proximal, enquanto a deposição das formações Caiuá e Santo Anastácio corresponderia a uma fácies mais distal.

A subsidência da Bacia de Santos, neste estágio, com conseqüente deslocamento da área dômica mais para o sul, permite a deposição de evaporitos até a Zona de Fratura de Florianópolis (Asmus, 1978). Na porção emersa, adjacentes, essa subsidência proporciona a deposição dos sedimentos da Formação Caiuá até o Alinhamento do Rio Piquiri. Admite-se, assim, que o prolongamento de tal alinhamento corresponde também, na plataforma, à Zona de Fratura de Florianópolis.

A deposição de conglomerados na Bacia Bauru dá-se, assim, como resposta às várias pulsações da movimentação tectônica da margem continental (Fig. 13). Como resultado, temos a interdigitação de níveis conglomeráticos nos sedimentos mais distais e arenosos do Grupo Bauru. Com a erosão posterior dos conglomerados adjacentes à borda oriental, restam níveis conglomeráticos em diferentes posições nesse conjunto sedimentar.

Neste estágio, com a ampliação da área de sedimentação do Grupo Bauru, deposita-se a Formação Adamantina que cobre amplas regiões dos Estados de São Paulo, Paraná e Mato Grosso.

Já a região compreendida entre os alinhamentos do Rio Piquiri e Torres-Posadas (Leinz, 1949) permanece ainda com caráter positivo à semelhança da Plataforma de Florianópolis. Este alto atua, então, como elemento divisor entre as áreas de sedimentação do Grupo Bauru, ao norte,

Figura 13 - Bacia de Campos: seção transversal esquemática (seg. Barros, 1980)

na Bacia do Paraná, e de sedimentos correlacionáveis em idade, a sudoeste, na Argentina.

ESTÁDIO OCEÂNICO Este estágio caracteriza-se por subsidência na margem continental e soerguimento da região costeira, como conseqüência de amplas movimentações verticais (Asmus e Porto, 1980). Este soerguimento da margem continental deu-se de modo contínuo, do Albiano ao Terciário, acompanhado por tectônica local.

As evidências geológicas que conduzem a essas afirmativas estão amplamente registradas, tanto na margem continental brasileira como no continente emerso. As principais são:

- Inexistência dos carbonatos de plataforma rasa provenientes do início do estágio oceânico, no continente emerso. Na Bacia de Santos, por exemplo, os sedimentos deste estágio provavelmente nem atingiram as atuais porções marginais, ocorrendo mais para leste, na margem continental (Asmus e Ferrari, 1978).
- Existência, na Bacia de Santos, de um espesso pacote sedimentar constituído por conglomerados e sedimentos areno-argilosos, denominado Formação Santos, com idade albiana a oligocênica. Representa a sedimentação de caráter proximal ocorrida na bacia neste intervalo de tempo (Asmus e Ferrari, 1978).
- Recorrência de vulcanismo, de idade entre 90 a 40 Ma. tanto no continente como na margem continental. Na área continental emersa, o vulcanismo é principalmente alcalino enquanto na margem continental submersa é de caráter básico (Almeida, 1980; Asmus e Porto, 1980; Basei e Vlach, 1981; Ulbrich e Gomes, 1981).
- Presença de tectonismo neocretácico-eopaleocênico, dando origem a bacias do tipo *semigraben* (Baixada Fluminense) e com recorrência no Terciário Médio-Superior, originando as bacias de Taubaté e Resende (Fig. 14) (Almeida, 1976; Asmus e Ferrari, 1978).
- Restrição, com compartimentação da Bacia Bauru, a partir da sedimentação da Formação Adamantina, limitando os sedimentos sobrepostos da Formação Marília,

Figura 14 - Perfil Geológico Esquemático, sem escala, transversal à área afetada pelo tectonismo cenozóico, ressaltando o caráter escalonado dos falhamentos e o basculamento dos blocos resultantes. Formaram-se, em conseqüência, áreas elevadas, já modeladas hoje pela erosão (Serra do Mar, Serra da Mantiqueira, Maciço Carioca); e, entre estas, depressões em figura de *semigrabens* (Graben do Paraíba, Baixada Fluminense). Na plataforma Continental, é possível que a Falha de Santos (Falha no Extremo Leste da Seção), separando a porção rasa da porção mais profunda da bacia, tenha resultado, também, do tectonismo cenozóico. K indica sedimentos cretácicos, e T indica sedimentos terciários (modif. de Bacoccoli e Saito, 1973 apud Asmus e Ferrari, 1978)

Figura 15 — Evolução da Bacia do Paraná (Devoniano ao Recente) com a introdução das calhas aulacogênicas. Notar no diagrama E a forte reativação dos alinhamentos em época pós-formação Serra Geral (modif. de Northfleet et al., 1969)

Figura 16 - Distribuição mundial de bacias intracontinentais cratônicas, do tipo 2 - composta e 2A - complexa. (modif. de Klemme, 1980)

aproximadamente entre os alinhamentos do Tietê e Paranapanema.

CONCLUSÕES Evolução tectônica e compartimentação da Bacia do Paraná A Bacia do Paraná implantou-se, na Plataforma Sul-Americana, em um embasamento cratônico consolidado no Cambro-Ordoviciano e sobre zonas de fraqueza NW – SE, herdadas dos aulacógenos tardios aí desenvolvidos após a cratonização da área.

Os ciclos mais antigos da sedimentação no Devoniano (Série Campos Gerais) e início do Permocarbonífero (Série Rio Tietê Inferior) guardam forte controle dos limites das antigas calhas aulacogênicas, apresentando distribuição e maior espessura de sedimentos na direção NW – SE.

Em virtude da maior juventude de seu embasamento, uma reativação tectônica, ao final da sedimentação devoniana, provoca falhamento e conseqüente erosão da Série Campos Gerais ao longo do Carbonífero Inferior. Nas demais bacias da Plataforma Sul-Americana, esse episódio é minimizado ou está ausente, seguindo-se ao Devoniano sedimentação de idade eocarbonífera.

Ao final da deposição dos sedimentos da Formação Itararé (Carbonífero Superior-Permiano), ainda existem movimentações tectônicas na Bacia do Paraná, em especial, entre os alinhamentos de São Jerônimo-Curiúva e Rio Piquiri e ao longo da área do Arco do Rio Grande. Nesta última região, os sedimentos da Formação Itararé foram falhados e preservados nos *grabens*. A Formação Rio Bonito, subsequente, transgride sobre o embasamento cristalino, em locais onde a Formação Itararé foi removida por erosão.

Esse período de movimentação tectônica da bacia tem como resposta sedimentar a instalação de um conjunto de microdeltas (Bandeira Jr., inédito), dos quais deriva grande parte dos sedimentos que constituem a Formação Rio Bonito. É também a partir desta época já no Permiano, que a Bacia do Paraná adquire um caráter de sinéclise ou bacia intracratônica na verdadeira acepção do termo.

Na transição permo-triássica, o levantamento dos Andes Meridionais e a movimentação tectônica positiva do assoalho da Bacia do Paraná causam uma severa restrição à deposição. Em decorrência de um agravamento climático, instalam-se condições de regiões semi-áridas e áridas, de que resultam os sedimentos das formações Pirambóia e Botucatu.

No Triássico-Jurássico, amplo soerguimento crustal, de origem térmica, afeta toda a área meridional do Brasil resultando em uma grande área dômica. Em conseqüência, só encontramos sedimentação correspondente a esta fase ao norte, nas áreas das atuais bacias costeiras de Cumuruxatiba, Almada e Sergipe-Alagoas.

Durante o Juro-Cretáceo, intenso vulcanismo afeta toda essa região, tendo como um dos principais veículos de extravasamento das lavas as fraturas dos antigos *rifts* aulacogênicos do embasamento pré-siluriano, expressos na superfície pelos alinhamentos descritos. Estes constituem as zonas preferenciais dos conhecidos enxames de diques de diabásio na bacia.

Uma maior subsidência da Bacia de Campos, associada ao processo *rift* atuante nesta fase, provoca, ainda, um levantamento da região costeira com reativação das zonas de fraqueza NE – SW da antiga faixa de dobramentos sul-sudeste do embasamento.

Falhamentos escalonados associados a este levantamento manifestam-se tanto em direção à margem continental como

para o interior da bacia. As estruturas de Piratininga, Agudos, Artemis, Anhembí, etc. são contemporâneas ao processo. No depocentro formado no interior da bacia, ao norte dos alinhamentos do Rio Alonzo e São Jerônimo-Curiúva, tem início a sedimentação do Grupo Bauru (formações Caiuá e Santo Anastácio).

O progressivo recuo meridional da área dômica permite a instalação da Bacia Costeira de Santos, na plataforma, e ampliação da área deposicional do Grupo Bauru, no interior continental.

A região entre o Alinhamento do Rio Piquiri e o Arco do Rio Grande é a última a entrar em subsidência, permitindo a deposição de sedimentos do estágio oceânico, na margem continental, nas áreas da Plataforma de Florianópolis e Bacia de Pelotas. No interior continental, essa subsidência é inexistente ou muito atenuada. O efeito mais expressivo é o abatimento escalonado de blocos para leste, ocasionando talvez o Sinclinal de Torres. Nesta mesma área há intensa manifestação de vulcanismo alcalino de idade meso-cenozóica ao longo do Alinhamento do Rio Uruguai.

Em contraste, a área ao norte do Alinhamento do Rio Piquiri apresenta uma história deposicional mais longa, atingindo o Cenozóico. Índícios de soerguimento desta área podem ser atribuídos ao início do Terciário com a compartimentação da sedimentação Bauru (Formação Marília) entre os alinhamentos do Tietê e Paranapanema.

Classificação da Bacia do Paraná e potencialidade em hidrocarbonetos

O forte controle das áreas *rifts* aulacogênicas do embasamento durante a evolução da Bacia do Paraná, no Paleozóico, e a forte influência do processo *rift* na evolução meso-cenozóica permitem classificar a Bacia do Paraná como intracontinental, cratônica, do tipo 2-A complexa, de acordo com a classificação de Klemme (1980) (Figs. 8, 11 e 15). São bacias correlacionáveis às existentes na Sibéria, norte da África, Austrália, América do Norte e região subandina da América do Sul (Fig. 16).

Esse tipo de bacia (Fig. 17) detém cerca de 25% do total das reservas mundiais de petróleo (Ribeiro, 1981).

TIPOS DE BACIAS SEDIMENTARES E ALGUNS DADOS SOBRE ELAS (adaptado de H. D. Klemme)					
BACIA TIPO	ADAPTADO DE KLEMM (1980)	% DE RESERVA MUNDIAL DE PE- TRÓLEO (OR- DEM DE GRAN- DEZA)	COM EXPLORAÇÃO E/OU DESCOBERTAS		
			NO MUNDO		NO BRASIL
I	INTRA-CONTINENTAL CRATÔNICAS	INFERIOR SIMPLES	< 1	BACIAS DE PARIS, ILLINOIS, MICHIGAN	AMAZONAS, PARANÁ/BA
		II - COMPOSTA II - COMPOSTA COMPLEXA	25	SIBÉRIA DO NORTE, AUSTRÁLIA ANDES	PARANÁ, ACRE
		RIFT	10	M. DO NORTE, NORTE DA ÁFRICA, AUSTRÁLIA, ÍNDIA, ANGOLA, ARGENTINA, URSS, CHINA	RECÔNCAVO - TUCANO
IV	EXTRA-CONTINENTAL MARGINAIS	BACIA DOBRADA DE GEOSINCLINAL NEO	50	GOLFO PÉRSICO, VENEZUELA, GOLFO DO MÉXICO, MÉXICO, BORNEU, ALASKA	NÃO OCORRE
INTERMONTANAS		COSTEIRAS	< 1	COSTA ORIENTAL DAS AMÉRICAS DO SUL E DO NORTE, AUSTRÁLIA, ÁFRICA	TODAS AS BACIAS COSTEIRAS
		MEDIANA	10	COSTA DA CALIFÓRNIA, ALASKA, PERU, JAVÁ, URSS, COLÔMBIA, CHINA, VENEZUELA	NÃO OCORRE
VIII	DELTA	4	NÍGER (AFR.), MISSISSÍPI (USA), MACKENZIE (CAN.), ORINOCO, MAHAKAM (INDONÉSIA)	FOZ DO AMAZONAS (PEQUENA PARTE)	

(MODIF. DE RIBEIRO - 1981) - Div. Orsi - 08/82

Figura 17 – Classificação da Bacia Sedimentar do Paraná e suas possibilidades na distribuição da porcentagem da reserva mundial de petróleo

Na Bacia do Paraná, a região que apresenta uma história mais longa de soterramento atingindo, portanto, condições de gradiente térmico adequado à geração de hidrocarbonetos é a situada entre os alinhamentos do Rio Piquiri e Guapiara-Presidente Prudente. Conseqüentemente, é também onde se apresentam as maiores espessuras de sedimentos e o maior número de camadas geradoras e reservatórios associados.

Já na região compreendida entre o Alinhamento do Rio Piquiri e Arco do Rio Grande, apesar de não ter sido submetida às mesmas condições de soterramento que a área norte, constata-se, igualmente, grande número de indícios de hidrocarbonetos. Isso se deve, provavelmente, aos

falhamentos aí ocorridos durante o *estádio oceânico* da margem continental e ao gradiente térmico mais alto, resultante dos vulcanismos alcalino e basáltico (Asmus e Porto, 1980, Fig. 3), que talvez tenha propiciado, localmente, condições de maturação.

Agradecimentos Os autores agradecem aos colegas Alfredo Nunes Bandeira Jr. e Nivaldo José Bósio pela revisão do texto e proveitosas discussões técnicas mantidas durante a elaboração do presente artigo.

Agradecemos também ao geólogo Phillip S. Kistler pela revisão do resumo em inglês.

BIBLIOGRAFIA

- ALEINIKOV, A.L. *et al.* — 1980 — Dynamics of the Russian and West Siberian Platforms. In: A.W. Bally, Dynamics of Plate Interiors. Am. Geophysical Union-Geol. Soc. Am., pp. 53-71 (Geodynamics series v. 1).
- ALMEIDA, F.F.M. de — 1976 — The system of continental rifts bordering the Santos Basin, Brazil. In: International Symposium on Continental Margins of Atlantic, São Paulo, 1975. Proceeding... São Paulo A.B.C., An. Acad. Bras. Ciênc. 48 (Suplemento): 15-26.
- ALMEIDA, F.F.M. de — 1980 — Tectônica da Bacia do Paraná no Brasil. São Paulo, Paulipetro, 187 pp., il. (Relatório IPT n.º 14.091).
- ALMEIDA, F.F.M. de, HASUI, Y. e NEVES, B.B.B. — 1976 — The upper precambrian of South America. Bol. IG, São Paulo, (7): 45-80.
- ANDRADE, S.M. — 1980 — Estratigrafia dos sedimentos devonianos do flanco nordeste da Bacia do Paraná. In: Congresso Brasileiro de Geologia, XXXI, Balneário de Camboriú, SC, 1980. Resumos... São Paulo, SBG, p. 299.
- ARTYUSHKOV, E.V., SHLESINGER, A.E. e YANSHIN, A.L. — 1980 — The origin of vertical movements within lithospheric plates. In: A.W. Bally, Dynamics of Plate Interiors. Am. Geophysical Union-Geol. Soc. Am. pp. 37-51 (Geodynamics series v. 1).
- ASMUS, H.E. — 1975 — Controle estrutural da deposição mesozóica da margem continental brasileira. Rev. Bras. Geoc., São Paulo, 5:160-175.
- ASMUS, H.E. — 1978 — Hipóteses sobre a origem dos sistemas de zonas de fraturas oceânicas/alinhamentos continentais que ocorrem nas regiões sudeste e sul do Brasil. Rio de Janeiro, Petrobrás, pp. 39-73 (Série Projeto REMAC, 4).
- ASMUS, H.E. — 1981a — Relacionamento genético de feições geológicas da margem continental sudeste brasileira e da área continental emersa adjacente. In: Simpósio Regional de Geologia, 3, Curitiba, 1981, Atas... São Paulo, SBG 1:262-273.
- ASMUS, H.E. — no prelo — Geologia da margem continental brasileira (Região VIII). In: Mapa Geológico do Brasil, texto explicativo. DNPM.
- ASMUS, H.E. e FERRARI, A.L. — 1978 — Hipótese sobre a causa do tectonismo cenozóico da região sudeste do Brasil. Rio de Janeiro, Petrobrás, pp. 75-88 (Série Projeto REMAC, 4).
- ASMUS, H.E. e PORTO, R. — 1980 — Diferenças nos estágios iniciais da evolução da margem continental brasileira: possíveis causas e implicações. In: Congresso Brasileiro de Geologia, XXXI, "Simpósio sobre recursos minerais energéticos", 3, Balneário de Camboriú, SC, 1980. Anais... São Paulo, SBG, 1:225-233.
- ASMUS, H.E. e GUAZELLI, W. — no prelo — Sumário das estruturas da margem continental brasileira e das áreas continentais e oceânicas adjacentes, hipóteses sobre o tectonismo causador e implicações no prognóstico de seu potencial em recursos minerais. (Série Projeto REMAC, 9).
- BANDEIRA Jr., A.N. — 1982 — Novo modelo deposicional do Pacote Rio Bonito. São Paulo, Paulipetro (Relatório Interno).
- BARROS, M.C. de — 1981 — Geologia e recursos petrolíferos da Bacia de Campos. In: Congresso Brasileiro de Geologia, XXXI, Balneário de Camboriú, SC, 1981, Anais... "Simpósio sobre recursos minerais energéticos", 3, São Paulo, SBG, 1:254-265.
- BASEI, M.A.S. e VLACH, S.R.F. — 1981 — O enxame de diques da Região de Cunha e Lagoinha-SP. In: Simpósio Regional de Geologia, 3, Curitiba, 1981, Atas... São Paulo, SBG, 1:350-309.
- BOSUM, W. — 1973 — O levantamento aeromagnético de Minas Gerais e sua consequência quanto à estrutura geológica. Rev. Bras. Geoc., São Paulo, 3(3): 149-159.
- COSTA, L.A.M. e INDA, H.A.V. — 1982 — O aulacógeno do Espinhaço. Ciência da Terra, SBG, (2): 13-18.
- DAMASCENO, E.C. — 1966 — Estudo preliminar dos diques de rochas básicas e ultrabásicas da região de Ubatuba, Estado de São Paulo. An. Acad. Bras. Ciênc., Rio de Janeiro, 38 (2): 293-304.
- FERREIRA, F.J.F. — 1982 — Integração de dados aeromagnéticos e geológicos: Configuração e evolução tectônica do arco de Ponta Grossa. São Paulo (Dissertação de Mestrado). IG-USP (inédito).
- FERREIRA, F.J.F., MORAES, R.A.V., FERRARI, M.R. e VIANNA, R.B. — 1981 — Contribuição ao estudo do alinhamento Estrutural de Guapiara. In: Simpósio Regional de Geologia, 3, Curitiba, 1981. Atas... São Paulo, SBG, 1:226-240.
- FROST, R.T.C., FITCH, F.J. e MILLER, J.A. — 1981 — The age and nature of the crystalline basement of the North Sea Basin. In: Congress on Petroleum Geology of the Continental Shelf of Northwest Europe, 2, 1981. Proceeding... Inst. of Petroleum, Neyden & Son. pp. 43-57.
- FULFARO, V.J. — 1974 — Tectônica do Alinhamento Estrutural do Paranapanema. Bol. Inst. Geoc. São Paulo 5:129-138.
- FULFARO, V.J. — 1975 — Mesozoic-cenozoic tectonic and paleogeographic evolution of southeastern Brazil. In: International Congress of Sedimentology, 9, Nice, 1975. Proceeding... Nice, Thème 4, pp. 125-133.
- FULFARO, V.J. e SUGUIO, K. — 1967 — Campos de diques de diabásio da Bacia do Paraná. Bol. Soc. Bras. Geol., São Paulo, 16 (2): 23-37.
- GAMA Jr., E., BANDEIRA Jr., A.N. e FRANÇA, A.B. — 1982 — Distribuição espacial e temporal das unidades litoestratigráficas paleozóicas na parte central da Bacia do Paraná.
- GONÇALVES, A., OLIVEIRA, M.A.M. e MOTTA, S. — 1979 — Geologia da Bacia de Pelotas e da Plataforma de Florianópolis. Bol. Tec. Petrobrás, Rio de Janeiro, 22(3): 157-174.
- KLEMM, H.D. — 1980 — The geology of future petroleum resources. Rev. l'Inst. Franç. Petr. 35 (2): 337-349.
- LEINZ, V. — 1949 — Contribuição à geologia dos derrames basálticos do sul do Brasil. Bol. Fac. Filos. Ciênc. e Letras, São Paulo, (103): 1-61 (Geologia, 5).
- NORTHFLEET, A.A., MEDEIROS, R.A. e MULHMANN, H. — 1969 — Reavaliação dos dados geológicos da Bacia do Paraná. Bol. Tec. Petrobrás, 12 (3): 291-346.
- PETRI, S. e FULFARO, V.J. — 1976 — Observações sobre o siluriano do Brasil e sua bioestratigrafia. In: Congresso Brasileiro de Geologia, XXIX, Ouro Preto, MG, 1976. Anais... Ouro Preto, MG, SBG, 2:75-79.
- RIBEIRO, E.M. — 1981 — A geografia do petróleo. Informe Int. da Petrobrás.
- SAAD, A.R. — 1977 — Estratigrafia do Subgrupo Itararé no centro e sul do Estado de São Paulo. São Paulo, 107 pp., Dissertação de mestrado. Instituto de Geociência, USP. inédito.
- SAAD, A.R. — em preparação — Estrutura geológica de Piratininga: seu significado e implicações na tectônica mesozóica da Bacia do Paraná (Tese de Doutorado a ser apresentada ao Instituto de Geociências, USP).
- SLOSS, L.L. — 1963 — Sequences in the cratonic interior of North America. Bul. Geol. Soc. Amer., Tulsa, Okla., 74:93-114.
- SOARES, P.C. — 1981 — Estratigrafia das formações Jurássico-Cretáceas na Bacia do Paraná — Brasil. In: Cuencas Sedimentares del Jurásico y Cretácico de América del Sur. Buenos Aires, Comité Sudamericano del Jurásico y Cretácico, v. 1:271-304.
- SOARES, P.C., LANDIN, P.M.B. e FULFARO, V.J. — 1974 — Avaliação preliminar da evolução geotectônica das bacias intracratônicas brasileiras. In: Congresso Brasileiro de Geologia, XXVIII, Porto Alegre, 1974, Anais... Porto Alegre, SBG, 4:61-83.

- SOARES, P.C., CSORDAS, S.M., BARCELLOS, P.E., MATTOS, J.T., BALLIEIRO, M.G. e MENESES, P.R. — no prelo — Lineamentos em imagens de landsat e radar e suas implicações no conhecimento tectônico da Bacia do Paraná. In: Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto, 2. Brasília.
- ULBRICH, H.A.G.J. e GOMES, C.B. — 1981 — Alkaline rocks from continental Brazil. *Earth-Science Reviews* 17:135-154.
- VEEVERS, J.J. — 1980 — Basins of the Australian Craton and Margin. In: A.W. Bally, Dynamics of Plate Interiors. Am. Geophysical Union-Geol. Soc. Am. pp. 73-80 (Geodynamics series, v. 1).
- VIEIRA, A.J. — 1973 — Geologia do Centro e nordeste do Paraná e centro-sul de São Paulo. In: Congresso Brasileiro de Geologia, XXVII, Aracaju, 1973. *Anais...* Aracaju. SBG, 3:259-278.
- WINDLEY, B.F. — 1977 — The evolving continents. New York, John Wiley & Sons, 358 pp.

BIBLIOGRAFIA UTILIZADA NA ELABORAÇÃO DO MAPA GEOLÓGICO-ESTRUTURAL DA BACIA DO PARANÁ E ÁREAS ADJACENTES (Desenho 1)

- ALGARTE, J.P. — 1972 — A influência dos arqueamentos cratônicos no condicionamento das alcalinas nos Estados de São Paulo e Paraná. In: Congresso Brasileiro de Geologia, XXVI, Belém, 1972. *Anais...* Belém. SBG, 1:65-69. il. Bibliografia.
- ALMEIDA, F.F.M. et al. — 1980 — Tectônica da Bacia do Paraná. São Paulo, Instituto de Pesquisas Tecnológicas do Estado de São Paulo-IPT. 187 pp., il. Bibliografia (Relatório IPT, 14091).
- ALMEIDA, F.F.M. et al. — 1981 — Mapa geológico do Estado de São Paulo, escala 1:500.000. São Paulo, Instituto de Pesquisas Tecnológicas do Estado de São Paulo-IPT/DMGA, 126 pp., il. Bibliografia (Publicação IPT, 1184) (monografias, 6).
- ASMUS, H.E. — 1978 — Hipóteses sobre a origem dos sistemas de zonas de fraturas oceânicas, alinhamentos continentais que ocorrem nas regiões sudeste e sul do Brasil. Rio de Janeiro, Petrobrás, pp. 39-73 (projeto REMAC, 4).
- ASMUS, H.E. e FERRARI, A.L. — 1978 — Hipótese sobre a causa do tectonismo cenozóico na região sudeste do Brasil. Rio de Janeiro, Petrobrás, pp. 75-78 (Projeto REMAC, 4).
- BOSUM, W. — 1973 — O levantamento aeromagnético de Minas Gerais e sua consequência quanto à estrutura geológica. *Revista Brasileira de Geociências*, São Paulo, 3 (3):149-159.
- DAITX, E.C. — 1979 — Contribuição ao conhecimento geológico dos depósitos molássicos relacionados à região de dobramentos sudeste: 1 Bacia de Campo Alegre, SC. In: Simpósio Regional de Geologia, 2, Rio Claro, SP, 1979. *Atas...* Rio Claro, SP, SBG, pp. 131-146.
- DAITX, E.C. — 1979 — Contribuição ao conhecimento geológico dos depósitos molássicos relacionados à região de dobramentos sudeste: 2 Graben de Gorupá. In: Simpósio Regional de Geologia, 2, Rio Claro, SP, 1979. *Atas...* Rio Claro, SP, SBG, pp. 147-156.
- DEPARTAMENTO NACIONAL DA PRODUÇÃO MINERAL — 1974 — Carta Geológica do Brasil ao milionésimo; Folha Asunción — SG. 21, Folha Curitiba — SG. 22, por Oniro Augusto Monaco e outros. 81 pp.
- DEPARTAMENTO NACIONAL DA PRODUÇÃO MINERAL — 1974 — Carta Geológica do Brasil ao milionésimo; Folha Porto Alegre — SH. 22, Folha Lagoa Mirim — SI. 22, por G.D. Willing e outros. 99 pp.
- DEPARTAMENTO NACIONAL DA PRODUÇÃO MINERAL — 1974 — Carta Geológica do Brasil ao milionésimo; Folha Uruguiana — SH. 21; por Paulo Roberto Knijnik. 45 pp.
- DEPARTAMENTO NACIONAL DA PRODUÇÃO MINERAL — 1975 — Carta Geológica do Brasil ao milionésimo; Folha Goiânia — SE. 22; por Carlos Schobbenhaus Filho e outros. 87 pp.
- DEPARTAMENTO NACIONAL DA PRODUÇÃO MINERAL — 1975 — Carta Geológica do Brasil ao milionésimo; Folha Goiás — SD. 22; por Carlos Schobbenhaus Filho e outros. 113 pp., il.
- DEPARTAMENTO NACIONAL DA PRODUÇÃO MINERAL — 1976 — Carta Geológica do Brasil ao milionésimo; Folha Brasília — SD. 23; por Maria Alice Leal Bruni e outros. 162 pp.
- DEPARTAMENTO NACIONAL DA PRODUÇÃO MINERAL — 1978 — Carta Geológica do Brasil ao milionésimo; Folha Belo Horizonte — SE. 23; por Adalberto Soares da Silva e René Alex Mignon.
- DEPARTAMENTO NACIONAL DA PRODUÇÃO MINERAL — 1978 — Carta Geológica do Brasil ao milionésimo; Folha Paranapanema — SF. 22; por José de Carvalho Azambuja e outros. 84 pp.
- DEPARTAMENTO NACIONAL DA PRODUÇÃO MINERAL — 1978 — Carta Geológica do Brasil ao milionésimo; Folha Rio de Janeiro/Vitória/Iguape SF. 23/SF. 24/SG. 23; por Mário Jorge Gesteira e outros. 240 pp.
- DEPARTAMENTO NACIONAL DA PRODUÇÃO MINERAL — 1979 — Carta Geológica do Brasil ao milionésimo; Folha Corumbá — SE. 21; por Carlos Schobbenhaus Filho e outros.
- DEPARTAMENTO NACIONAL DA PRODUÇÃO MINERAL — 1979 — Carta Geológica do Brasil ao milionésimo; Folha Cuiabá — SD. 21; por Luís Antônio Oliva e outros.
- DEPARTAMENTO NACIONAL DA PRODUÇÃO MINERAL — 1979 — Carta Geológica do Brasil ao milionésimo; Folha Rio Apa — SF. 21; por Carlos Schobbenhaus Filho e outros.
- FERREIRA, F.J.F. — 1982 — Integração de dados aeromagnéticos e geológicos: Configuração e evolução tectônica do Arco de Ponta Grossa. São Paulo. Dissertação de Mestrado, IG-USP (inédito).
- FERREIRA, F.J.F. et al. — 1981 — Contribuição ao estudo do alinhamento Estrutural de Guapiara. In: Simpósio Regional de Geologia, 3, Curitiba, 1981. *Atas...* São Paulo, SBG, 1:226-240.
- FULFARO, V.J. — 1974 — Tectônica do Alinhamento Estrutural do Paranapanema. *Bol. Inst. Geoc.*, São Paulo, 5:129-138.
- HÁSUI, Y. e SADOWSKI, G.R. — 1976 — Evolução geológica do pré-cambriano na região sudeste do Estado de São Paulo. *Rev. Bras. Geoc.*, São Paulo, 6 (3):182-200.
- KAVI, P.F.T. — 1979 — Pré-cambriano e Eopaleozóico no nordeste de Santa Catarina e leste do Paraná: reavaliação de dados e correlações com a África. In: Simpósio Regional de Geologia, 2, Rio Claro, 1979. *Atas...* São Paulo, SBG., 1:1-15.
- LEINZ, V. — 1949 — Contribuição à geologia dos derrames basálticos do sul do Brasil. *Bol. Fac. Filos. Ciênc. Letras de São Paulo* (103):1-61 (Geologia, 5).
- NORTHFLEET, A.A., MEDEIROS, R.A. e MULHMANN, H. — 1969 — Reavaliação dos dados geológicos da Bacia do Paraná. *Bol. Tec. Petrobrás*, Rio de Janeiro, 12 (3):291-346.
- PICADA, R.S. — 1971 — Ensaio sobre a tectônica do Escudo Sul-Riograndense, caracterização dos sistemas de falhas. In: Congresso Brasileiro de Geologia, XXV, São Paulo. *Anais...* São Paulo, SBG, 1:167-191.
- SAAD, A.R. — 1977 — Estratigrafia do Subgrupo Itararé no centro e sul do Estado de São Paulo. São Paulo. 107 pp., Dissertação de mestrado, IG-USP (inédito).
- SOARES, P.C. et al. — no prelo — Lineamentos em imagens de landsat e radar e suas aplicações no conhecimento tectônico da Bacia do Paraná. In: Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto, 2. Brasília.

Recebido em 24 de setembro de 1982