

CONTRIBUIÇÃO AO ESTUDO DA EVOLUÇÃO MECÂNICA DA BACIA DO PARANÁ

MÁRCIA CRISTINA LOPES QUINTAS*, MARTA SILVIA MARIA MANTOVANI** & PEDRO VICTOR ZALÁN***

ABSTRACT *CONTRIBUTION TO THE STUDY OF THE MECHANICAL EVOLUTION OF THE PARANÁ BASIN* The aim of this paper to provide a geophysical contribution to the study of the processes involved in the mechanical evolution of the Paraná Basin. This Urdovicmn-Cretaceous sedimentary basin is intracrotic and located in the S-SE portion of Brazil, also comprising part of Paraguay, Argentina and Uruguay and covers approximately 1.4 million km². In the thermomechanical study, 81 exploratory boreholes for hydrocarbon were drilled by PETROBRAS and PAULIPETRO were used, applying pure shear extensional models. With this modeling, it was possible to locate a region of greatest stress, between 23,8 S, 53,8 W and 22,3 S, 52,0 W - which could reflect the existence of a paleo-structure representing the boundary between tectonic blocks. The results obtained, associated with the types of sedimentation described for the principal chronostratigraphic sequences, are also discussed.

Keywords: Paraná Basin, thermal flux, mechanical evolution

RESUMO O artigo visa fornecer subsídio geofísico para o estudo dos processos envolvidos na evolução mecânica da Bacia do Paraná. Esta bacia sedimentar e intracrotônica de idade ordoviciana-cretácica, localizada na porção S-SE do território brasileiro, compreendendo ainda parte do Paraguai, Argentina e Uruguai em área de aproximadamente 1,4 milhões de km². No estudo termo-mecânico foram utilizados 81 poços exploratórios para hidrocarbonetos perfurados através da PETROBRAS e PAULIPETRO, na aplicação de modelos distensivos de cisalhamento puro com essa modelagem foi possível localizar a região de maiores esforços na Bacia, que está compreendida entre: 23 8 S 53 8 W e 22 3 S 52,0 W o que poderia refletir a existência de uma paleo-estrutura representativa de limite entre blocos tectônicos. Discutem-se também os resultados obtidos, associados aos tipos de sedimentação descritos para as principais seqüências cronoestratigráficas.

Palavras-chaves: bacia do Paraná, fluxo térmico, evolução mecânica

INTRODUÇÃO A litosfera, constituída por um mosaico de placas, está sujeita a movimentos horizontais e verticais. Determinadas áreas com movimentos verticais, resultantes de ajustamentos isostáticos, acumulam grande volume de sedimentos, desenvolvendo as chamadas bacias sedimentares. O estudo do desenvolvimento dessas bacias é de grande interesse, uma vez que este propicia uma poderosa ferramenta na investigação de propriedades mecânicas da litosfera e na definição de possíveis áreas geradoras de recursos energéticos e minerais.

Objetiva-se, aqui, fornecer subsídio geofísico para o estudo dos processos tectônicos envolvidos na evolução mecânica da Bacia do Paraná, utilizando dados de poços exploratórios.

As experiências desenvolvidas em áreas análogas à Bacia do Paraná, demonstraram resultados satisfatórios quando da utilização de modelos distensivos (cisalhamento puro) na explicação do desenvolvimento termo-mecânico dessas estruturas. Os dois modelos aqui aplicados, o de McKenzie (1978) e o de Royden & Keen (1980), atestam que o evento distensivo seja instantâneo, que o equilíbrio isostático seja mantido durante e depois do evento, que a transferência de calor seja estritamente vertical e que os efeitos da radioatividade na crosta sejam desprezíveis. Estes modelos são matematicamente semelhantes entre si, possuindo algumas diferenças nas suas respectivas estruturas térmicas. Entretanto, lembra-se que a presença de discordâncias, separando diversas fases de deposição, pode constituir sério obstáculo que, em casos extremos, invalida as evidências resultantes do modelamento, mesmo se aparentemente óbvias. Conseqüentemente, a utilização de métodos complementares torna-se indispensável.

A modelagem termo-mecânica foi utilizada anteriormente por Oliveira (1987), que definiu pontos de afinamento crustal para a Bacia do Paraná ao longo de dois perfis, um longitudinal e outro transversal. A análise aqui apresentada, entretanto, recobre toda área da porção brasileira da bacia e revela novos resultados quanto às estruturas que formam o seu embasamento, permitindo tecer considerações quanto à história evolutiva do segmento litosférico da porção S-SE brasileira.

REVISÃO GEOLÓGICA DA ÁREA EM ESTUDO A Bacia do Paraná é do tipo intracrotônica com acumulação de rochas sedimentares e vulcânicas, com idades entre o Ordoviciano e o Cretáceo. O embasamento é composto por rochas ígneas e metamórficas. As idades radiométricas dessas rochas situam-se entre 700 a 450 Ma, (Cordani *et al.* 1984) que correspondem ao Ciclo orogênico Brasileiro.

Segundo Maack (1952), o nome da bacia é devido ao rio Paraná que corre paralelo ao eixo maior da bacia, na direção NNE-SSW, por cerca de 1.500 km até alterar a sua direção para leste-oeste, cruzando o arco de Assunção e formando a fronteira entre o Paraguai e a Argentina (Bacia Chaco-Paraná). Esse estudo enfoca somente a parte da bacia localizada entre os paralelos 14°S e 30°S e os meridianos 47°W e 56°W, que representa a sua parte brasileira (Fig. 1).

A Bacia do Paraná compreende a parte meridional do Brasil, com uma área de 1,1 milhões km², a metade oriental do Paraguai, com 100 mil km², parte da Argentina 100 mil km² e Uruguai com 100 mil km² totalizando aproximadamente 1,4 milhões km². A bacia tem formato alongado na direção NNE-SSW, com aproximadamente 1.750 km de comprimento e largura média de 900 km. Apresenta derrames de basaltos em dois terços da porção brasileira, que atingem aproximadamente 1.300 m de espessura, os quais somados aos *sills* chegam até a

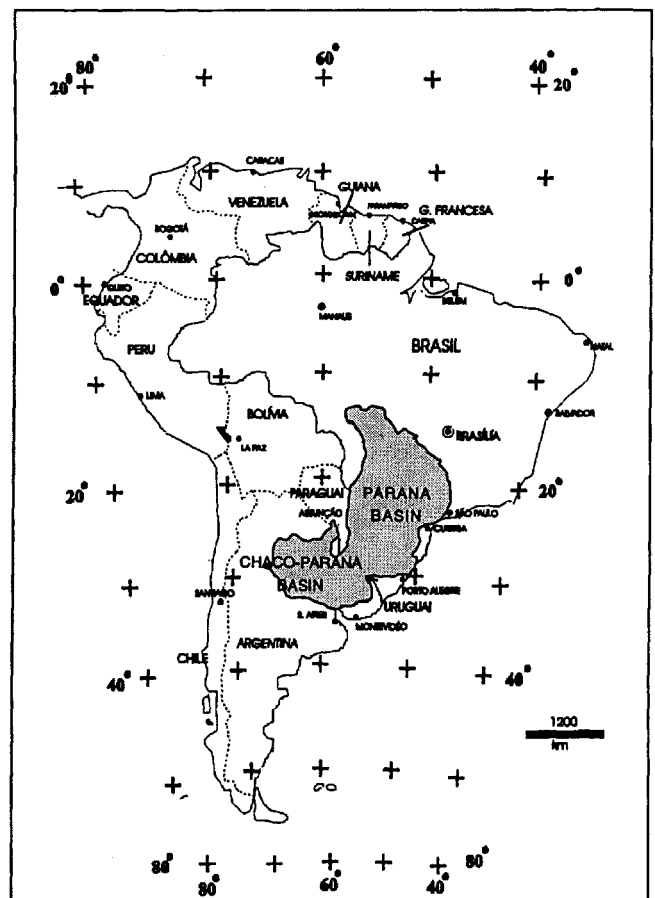


Figura 1 - Mapa de localização da Bacia do Paraná na América do Sul

* Universidade Federal do Paraná, Setor de Tecnologia - Campus Universitário, Centro Politécnico - C.P. 19.011, CEP. 81.531-970, Curitiba Paraná quintas@setuva.geologia.ufpr.br

** Universidade de São Paulo, Instituto Astronômico e Geofísico, Cidade Universitária Rua do Matão 1226, CEP. 05508-900 São Paulo SP marta@iag.usp.br

*** PETROBRAS/E&P/GEREX/GEINOF, Av. Chile 65/1304, Rio de Janeiro- CEP 20035-900 RJ, zalan@ep.petrobras.com.br

2.000m de espessura de rochas ígneas. Os valores máximos de espessura de rochas sedimentares e vulcânicas, somados, ultrapassam 6.000 m (Zalán et al. 1988 1990a).

A Bacia do Paraná foi classificada de várias formas. Almeida (1980), por exemplo, a descreve como uma sinéclise complexa desenvolvida no decorrer de sua história paleozóica a jurássica, e como uma anficlise (resultante de intumescência provocada por anomalia térmica) desde o vulcanismo do Jurássico Superior. Recentemente, Raja Gabaglia e Figueiredo (1990) classificaram-na como uma bacia multicíclica iniciada por uma fase de fratura interior e seguida por várias fases de sinéclise interior.

Segundo Almeida (1980) e Zalán et al. (1988 1990a), o pacote de rochas sedimentares e vulcânicas que constituem a Bacia do Paraná (Fig. 2), representa a superposição de, no mínimo, três bacias diferentes, cujas geometrias e limites variam de uma para outra, em decorrência do movimento das placas, que conduziu a evolução do Gondwana no tempo geológico. A primeira bacia corresponde às seqüências siluriana e devoniana (Zalán et al. 1990 a), teria sido depositada em um golfo aberto para o Paleo-Oceano Pacífico. Já a segunda, que corresponde à seqüência permocarbonífera, típica de sinéclise intracontinental, desenvolveu-se em mar interior. A fase de erupção das lavas corresponderia à "Terceira Bacia" do Paraná. Cabe lembrar que os limites das três bacias são demarcados para a época do estabelecimento de cada uma delas. Informações sobre as principais feições estruturais e estratigráficas da parte brasileira da Bacia do Paraná foram obtidas através de um programa de perfurações e levantamentos geofísicos (sísmica de reflexão, sondagens magneto-telúricas e levantamentos gravimétricos e aeromagnéticos), em busca de locais propícios à acumulação de hidrocarbonetos em suas formações sedimentares.

Segundo Sanford & Lange (1960) o Arco de Assunção (Fig. 3), o mais destacado da bacia, é representado por uma extensa flexura do

embasamento, localizado em sua borda oeste, com direção norte-sul, atravessa o Paraguai e parte ocidental do Estado do Mato Grosso do Sul, no Brasil, e estende-se em sub-superfície pela Argentina até a região do Rio da Prata. Essa feição foi criada, provavelmente, como resposta flexural da crosta aos primeiros movimentos orogênicos da margem ocidental da América do Sul (Zalán et al. 1990a).

A bacia é limitada a nordeste, na região do Triângulo Mineiro e adjacências, pela flexura de Goiânia (Fig. 3), com direção NW-SE. Esta é uma estrutura com forte resposta aeromagnética e gravimétrica, ao longo da qual, tardiamente, foram intrudidos vários corpos alcalinos e kimberlíticos. Os Arco de Ponta Grossa e Rio Grande (Fig. 3) tem muita importância na configuração erosiva atual da Bacia do Paraná. O primeiro, com direção noroeste, criou uma notável reentrância na borda oriental da bacia, no Estado do Paraná. Analogamente, o segundo arco, com mesma orientação, originou uma reentrância no Estado do Rio Grande do Sul.

BACIA DO PARANÁ

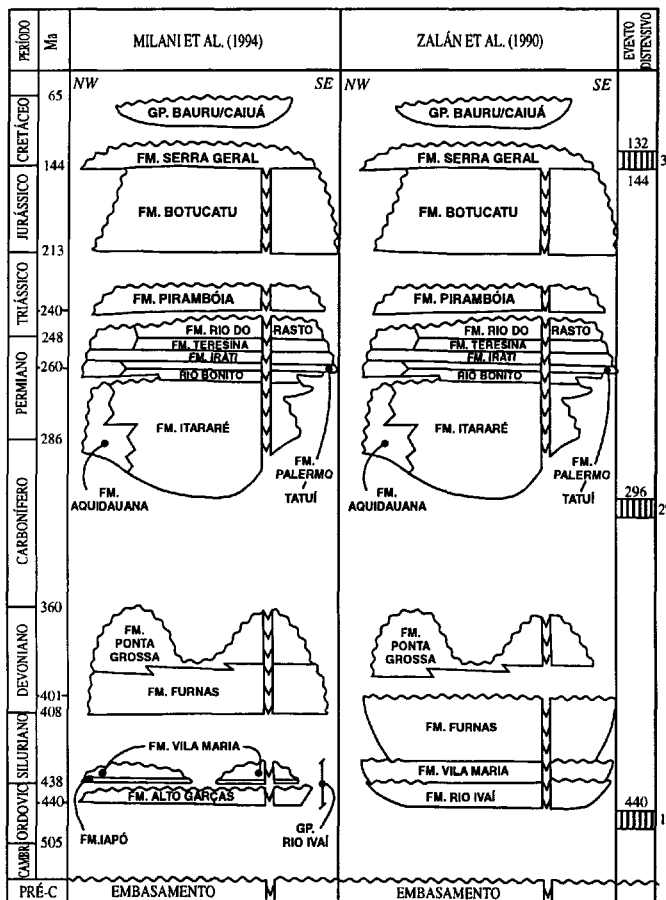


Figura 2 - Cartas estratigráficas mais utilizadas para a Bacia do Paraná. Notar, principalmente, diferença nas idades, hierarquias e relacionamentos das formações ordocianas e devonianas. A coluna da direita indica a idade (Ma) dos eventos distensivos aqui determinados.

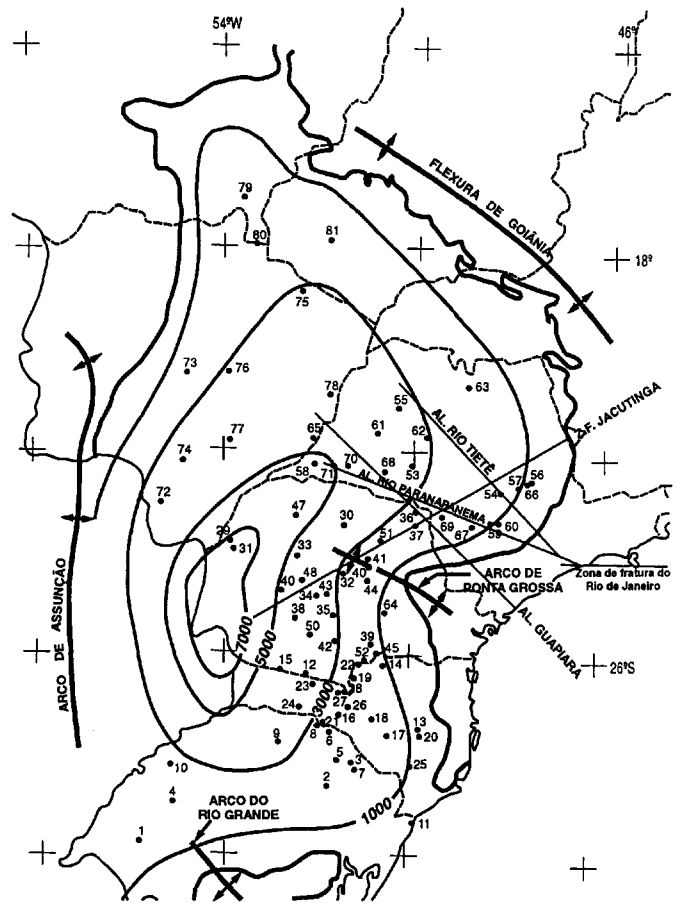


Figura 3 - Relação entre a subsistência e o tempo para os modelos de extensão uniforme, (a) pré-evento distensivo; (b) modelo de McKenzie 1978; (c) modelo de Royden & Keen 1980. $\beta = (a_1/a)$ e $\delta = (tc_1/tc)$, onde a_0 , a_1 , tc_0 e tc_1 são respectivamente espessura original da litosfera, espessura da litosfera após estiramento, espessura original da crosta e espessura da crosta após o estiramento.

MÉTODOS Em análise preliminar, é evidente a inexistência de modelos específicos para bacias do tipo intracratônico. Essas bacias, que de modo geral apresentam-se parecidas em sua subsidência térmica com as bacias do tipo marginal, tornam-se mais complexas, devido à existência de discontinuidades no formato básico de sua curva de subsidência tectônica, geralmente associadas a períodos de não deposição e/ou erosão. Estas discontinuidades são observadas, por exemplo, nas bacias de Michigan (Nunn & Sleep 1984), Illinois (Heidlauf et al. 1986), Williston (DeRito et al. 1983), Parnaíba (Cunha 1986), Paraná (Almeida 1969) e Amazonas (Nunn & Aires 1988).

A análise termo-mecânica da evolução de uma bacia, tanto marginal quanto intracratônica, é geralmente feita com o auxílio das curvas de subsidência tectônica do embasamento. Os modelos de McKenzie (1978) e Royden & Keen (1980) foram selecionados para a modelagem

termo-mecânica, de acordo com os seguintes critérios: (1) capacidade de analisar, com adequação aceitável dentro de padrões estatísticos, o comportamento descrito pelas curvas de subsidência; (2) de manuseio matemático simplificado; (3) são largamente utilizados em outros trabalhos com o mesmo contexto geológico.

Tanto no modelo de McKenzie (1978), como no de Royden & Keen (1980), também conhecido como *modelo de Sclater e Christie (1980)*, a força motriz é horizontal e provoca deformação da litosfera por cisalhamento puro. Em ambos os modelos, essa deformação é considerada como um afinamento da litosfera em resposta a um evento distensivo de escala regional. Nestes modelos ignora-se a radioatividade natural das rochas continentais na contagem do fluxo térmico, assume-se como parâmetros iniciais a temperatura e profundidade do topo da litosfera mantélica, considera-se a compensação isostática preservada durante todo o processo e considera-se apenas a componente vertical do fluxo de calor.

Na figura 3 apresenta-se esquematicamente a relação entre a subsidência e o tempo para os modelos de extensão uniforme, em três situações distintas: (a) pré-evento distensivo; (b) no instante de ocorrência do estiramento $t=0$, para $\beta=\delta$; (c) para $\beta\neq\delta$. No instante do tempo $t=0$ acontece um estiramento que faz com que a crosta de espessura t , seja afinada até um valor t_c/S , ao passo que a porção restante da litosfera é estirada de um valor igual a $(a-t_c)/\beta$, como ilustrado na figura 3c.

Em decorrência da perturbação térmica, causada pelo afinamento litosférico, percebe-se na região crustal uma tendência de aumento de densidades, devido à intrusão de material do manto astenosférico, fazendo com que haja um reajustamento isostático inicial e instantâneo. Como consequência a parte superior da crosta, que já possuía um ambiente de tendência rúptil, favorece a geração de calhas do tipo *rift*.

Inicia-se, então, uma variação inicial da topografia S_i , subsidência ou soerguimento. Esta variação na superfície topográfica pode ser subdividida em duas partes: uma relativa ao comportamento rúptil da crosta continental (equação 1) e à formação de uma calha inicial; e outra, relativa à componente dúctil associada ao aquecimento subcrustal (equação 2) que, de acordo com Karner (1985), pode promover geração de domo na área. A expressão da subsidência inicial, corresponde à soma das duas componentes:

$$S_{rup\tilde{t}il} = \frac{[(\rho_m - \rho_c)t_c(1 - \frac{t_c\alpha\rho_m}{2a}) - \frac{\alpha T_m \rho_m t_c}{2}](1 - \frac{1}{p})}{[\rho_m(1 - \alpha T_m) - \rho_w]} \quad (1)$$

$$S_{du\tilde{c}til} = \frac{[\frac{-\alpha T_m \rho_m (a - t_c)}{2}](1 - \frac{1}{\beta})}{[\rho_m(1 - \alpha T_m) - \rho_w]} \quad (2)$$

onde: t_c = espessura inicial da crosta continental; T_m = temperatura da base da litosfera; α = coeficiente de expansão térmica; ρ_c = densidade da crosta; ρ_m = densidade do manto; p = fator de estiramento subcrustal; ρ_w = densidade da água; δ = fator de estiramento crustal e a = espessura da litosfera.

Três casos são possíveis para este modelo, a saber: (1) $\beta=\delta$; (2) $\delta>\beta$; e (3) $\beta>\delta$. O primeiro caso em que $P=S$ recai no modelo de McKenzie (1978), figura 3b. No modelo de Royden & Keen (1980), o fator β , define a quantidade de estiramento subcrustal e, conseqüentemente, a ascensão da isoterma que controla o limite entre a litosfera e astenosfera; isto é, β controla o grau de aquecimento devido à variação das condições de contorno na geometria das isotermas. A deformação das isotermas no processo de estiramento para $\beta>\delta$, implica em fonte de calor adicional para a litosfera; por simetria, a adição de calor na situação $\delta=\beta$ será menor.

A atenuação e ou estiramento total da litosfera, que para o modelo de McKenzie (1978) coincide com o fator β , resulta:

$$\epsilon = \frac{a}{\delta + (a - t_c)/\beta} \quad (3)$$

Após o estiramento, considerado instantâneo, que constitui a fase inicial do processo de formação da bacia, segue-se o período de resfriamento e contração térmica da litosfera, produzindo a denominada subsidência térmica ou flexural, controlada pela própria evolução termo-mecânica da litosfera.

Cálculo da subsidência do embasamento Para o cálculo da subsidência do embasamento a partir de dados de poços, é necessário levar em consideração a compactação, carga de sedimentos, profundidade da água durante a deposição (paleobatimetria) e variações eustáticas. Segundo Steckler & Watts (1978), a profundidade do embasamento Y é dada por:

$$Y = S[\frac{(\rho_m - \bar{\rho}_s)}{(\rho_m - \rho_w)}] + w_d - \Delta_{st} \frac{\rho_m}{(\rho_m - \rho_w)} \quad (4)$$

onde: S = espessura total de sedimentos observada; ρ_s = densidade média dos sedimentos; w_d = profundidade da água na época da deposição; Δ_{st} = variações eustáticas. p_m e p_w como nas equações 1 e 2

Durante o estudo de um poço, é necessário que se determinem as condições litostáticas da litologia (sob pressão normal ou sobrepressão), bem como a relação porosidade/profundidade ao longo da coluna estratigráfica para determinar a compactação dos sedimentos.

Para calcular a espessura dos sedimentos em qualquer época passada, é necessário lançar mão da técnica de *backstripping*, ou desnudamento, que corresponde à remoção das camadas de sedimentos superpostos à formação em análise, permitindo que os sedimentos subjacentes sejam decompactados e, por consequência, ascendam à profundidades mais rasas. Tendo calculado a espessura de sedimentos com o passar do tempo, pôde-se conseguir o efeito da carga desses sedimentos sobre o embasamento, obtendo-se assim a subsidência do embasamento devida exclusivamente a fenômenos tectônicos.

APLICAÇÃO DA TÉCNICA DE BACKSTRIPPING AOS DADOS DOS POÇOS Até 1985, a Petrobrás e a Paulipetro perfuraram, respectivamente, 73 e 33 poços perfazendo um total de 106, distribuídos de maneira heterogênea por toda a Bacia do Paraná, dos quais, 81 apresentam descrições compatíveis com os objetivos deste estudo (Fig. 3).

De acordo com a descrição, removem-se numericamente as camadas de sedimentos mais jovens ou superpostas à considerada, permitindo calcular a posição de seu topo antes da compactação decorrente do carregamento posterior. O processo de *backstripping* é aplicado sucessivamente, a partir do topo até a base da coluna sedimentar, no intervalo de tempo apropriado, determinado pelas idades disponíveis.

Os efeitos da compactação podem ser estimados, por exemplo, a partir de testemunhos de sondagens (Steckler & Watts 1978, Sclater & Christie 1980) e de registros de paleobatimetria utilizando-se de modelos já existentes para avaliação de variações eustáticas através do tempo (Pitman 1978, Bond 1978). Devido à quase inexistência de estudos relativos aos efeitos das variações eustáticas e registros paleobatimétricos para a Bacia do Paraná, optou-se por excluí-los do cálculo do *backstripping*, sobretudo em vista do pequeno efeito se comparado com o carregamento sedimentar (Watts *et al* 1982).

A resposta litosférica ao carregamento sedimentar é um problema sensivelmente complexo. Na maioria dos estudos, o processo de *backstripping* baseia-se no modelo de Airy para isostasia. Tendo em vista as dimensões da bacia e os resultados preliminares da espessura elástica na porção NW da Bacia do Paraná (T_c variando entre 18 e 47 km; Vidotti 1995), foi aqui aplicado esse modelo na técnica de *backstripping*, estabelecendo-se unidades geocronológicas para cada poço utilizado cujos limites constituem os horizontes de tempo usados no processo. Adotou-se a tabela de Harland *et al.* (1990) embora existam

estudos mais recentes relativo à área em discussão (Zalán *et al.* 1990a, Feijó 1994).

As formações Rio Bonito-Palermo (e seu equivalente lateral em São Paulo, Tatuí), Irati, Serra Alta, Teresina (e seu equivalente lateral em São Paulo, Estrada Nova), fazem parte do Permiano, encontrando-se neste intervalo elementos palinológicos considerados de idade kazani-ana (Daemon & Quadros 1970). Já para a Formação Rio do Rasto, Barberena & Daemon (1974), destacam a existência de restos de anfíbios que indicariam sua correlação com o Tartariano. Assim, com essa pequena resolução de idades para tantas unidades litológicas, optou-se por indicar somente as idades de deposição para cada formação, além de tratar o intervalo de 260 a 240 Ma como um único pacote de sedimentos (Tabela I).

Para estabelecer constante de decaimento e funções da porosidade, discriminaram-se cinco litologias principais dentro da coluna estratigráfica dos poços analisados: arenito, folhelho, calcáreo, siltito e basalto. As funções de porosidade e constante de decaimento-padrão foram estabelecidas utilizando-se os estudos de Sclater & Christie (1980) e as funções referidas como "medidas" foram estabelecidas por conjunto de dados fornecidos pelo IPT (relatório no 18.721 1986) e por Oliveira (1987).

Neste tipo de análise, é importante ter-se uma idéia do valor da taxa de subsidência média para toda a bacia ao longo de sua evolução. Esse valor, em primeira aproximação, corresponde à razão entre a espessura total de sedimentos e rochas ígneas atravessadas na sondagem mais profunda, contendo todas as informações geológicas observadas até e o embasamento, e considerando-se a idade da bacia. Por exemplo, para uma coluna completa, com aproximadamente 6.000 m de espessura, e a idade da bacia como sendo de 440 Ma, ter-se-ia um valor de 13,6 m/M.A. para a taxa de subsidência média.

Observando-se as curvas de subsidência dos poços (Fig. 5) e a coluna cronolitoestratigráfica da bacia (Fig. 2), percebe-se a existência de cinco discordâncias regionais. Desprezando-se, por ora, os processos que possam ter ocorrido nesses intervalos associados às discordâncias, foram determinadas as taxas médias de subsidência total e tectônica relativas a cada intervalo de tempo, utilizando-se os resultados da descompactação de sedimentos obtidos pelos métodos descrito por Sclater & Christie (1980) e a informação das curvas de subsidência dos poços (Fig. 5). Observa-se, também, a ocorrência de três descon-tinuidades significativas nas curvas de subsidência que sugerem três eventos distensivos.

Da análise dos 31 poços onde foi atingido o Grupo Rio Ivai (Ordoviciano) observa-se que a taxa média de subsidência, para essa parte da seqüência, estaria em torno de 13m/M. A. e a taxa de subsidência tectônica, seria de aproximadamente 7 m/M.A. (Tab.I). Nesta unidade, as discrepâncias relativas das taxas de subsidência entre os poços, são desprezíveis. Logo, a seqüência siluriana sofreu uma contribuição de carga sedimentar de aproximadamente 50% na subsidência total da bacia.

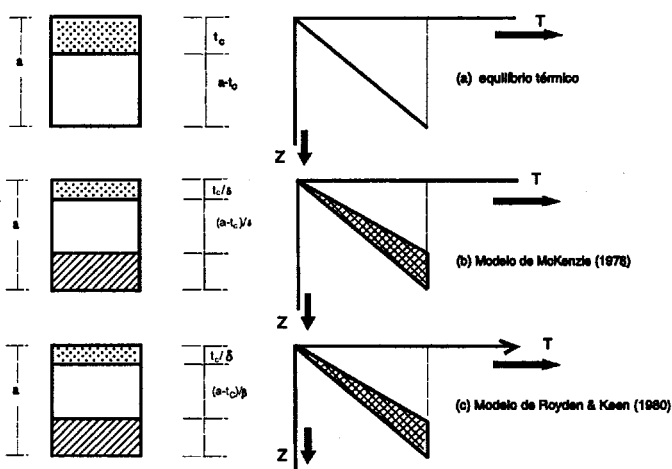


Figura 4 - Localização dos poços exploratórios utilizados e dos principais elementos tectônicos mencionados no texto. Al - Alinhamento; ZF - Zona de Falha - Curvas de contorno indicam espessura total (rochas sedimentares e vulcânicas) do preenchimento da bacia.

A análise da Formação Furnas indica uma nova taxa média de subsidência de 19 m/M.A. e a taxa de subsidência tectônica de 13 m/M.A. A taxa média de subsidência para a Formação Ponta Grossa é de aproximadamente 14 m/M.A. com a taxa de subsidência tectônica por volta de 6 m/M.A.

Segundo Oliveira (1987) a não ocorrência de discrepâncias significativas quanto à ordem de grandeza das taxas de subsidência de um poço para outro, para as formações Furnas e Ponta Grossa, leva a crer na existência de um tipo de sedimentação com caráter regional para a seqüência devoniana (utiliza-se, aqui, a coluna estratigráfica apresentada na figura 2, publicada por Milani *et al.* 1994).

Comparativamente, a Formação Itararé apresenta valores mais elevados, sendo as taxas médias de subsidência total e tectônica de aproximadamente 26 e 14 m/M.A., respectivamente. Entretanto, a razão entre elas é compatível àquela das formações anteriores. Para a Formação Rio Bonito as taxas médias de subsidência total e tectônica são 39 e 17 m/M.A., respectivamente.

Valores médios para taxa de subsidência tectônica e total, a partir da formação Palermo até Rio do Rasto, são de 49 e 111 m/M.A., respectivamente, muito acima da média definida inicialmente para a bacia. Nesta etapa, como já descrito por Oliveira (1987), pode-se observar variações significativas quanto à ordem de grandeza das taxas de subsidência, não só de um poço para outro, mas também de uma formação para outra. Analisando-se a discordância entre o Permiano e o início do Triássico, segundo a tabela de Feijó (1994), as taxas calculadas de acordo com a tabela de Harland *et al.* (1990) se reduziriam para 25 e 56 m/M.A. respectivamente, ainda acima da média das formações já citadas. Esta alta taxa de subsidência observada para o pacote de formações Palermo, Irati, Teresina e Rio do Rasto é normalmente associada à sedimentação típica de bacias marginais e do rift do Permo-Triássico. Assim, observando-se a localização dos vários poços utilizados, e de posse das suas respectivas taxas de subsidência, é possível imaginar que a deposição desse pacote de formações iniciou-se sobre uma extensa depressão associada à seqüência permo-carbonífera, literalmente "quebrada em blocos", devido a estiramentos impostos à crosta superior. Esta situação impôs às áreas vizinhas taxas de subsidência diferentes entre si, o que corrobora a conclusão de Oliveira (1987).

Para a Formação Pirambóia, foram obtidos valores de 6 m/M.A. como taxa média de subsidência total e 3 m/M.A. para a taxa de subsidência tectônica, sendo esta, portanto, cerca de 50% do total. Já para a Formação Botucatu, a razão de subsidência tectônica foi relativamente baixa (30%).

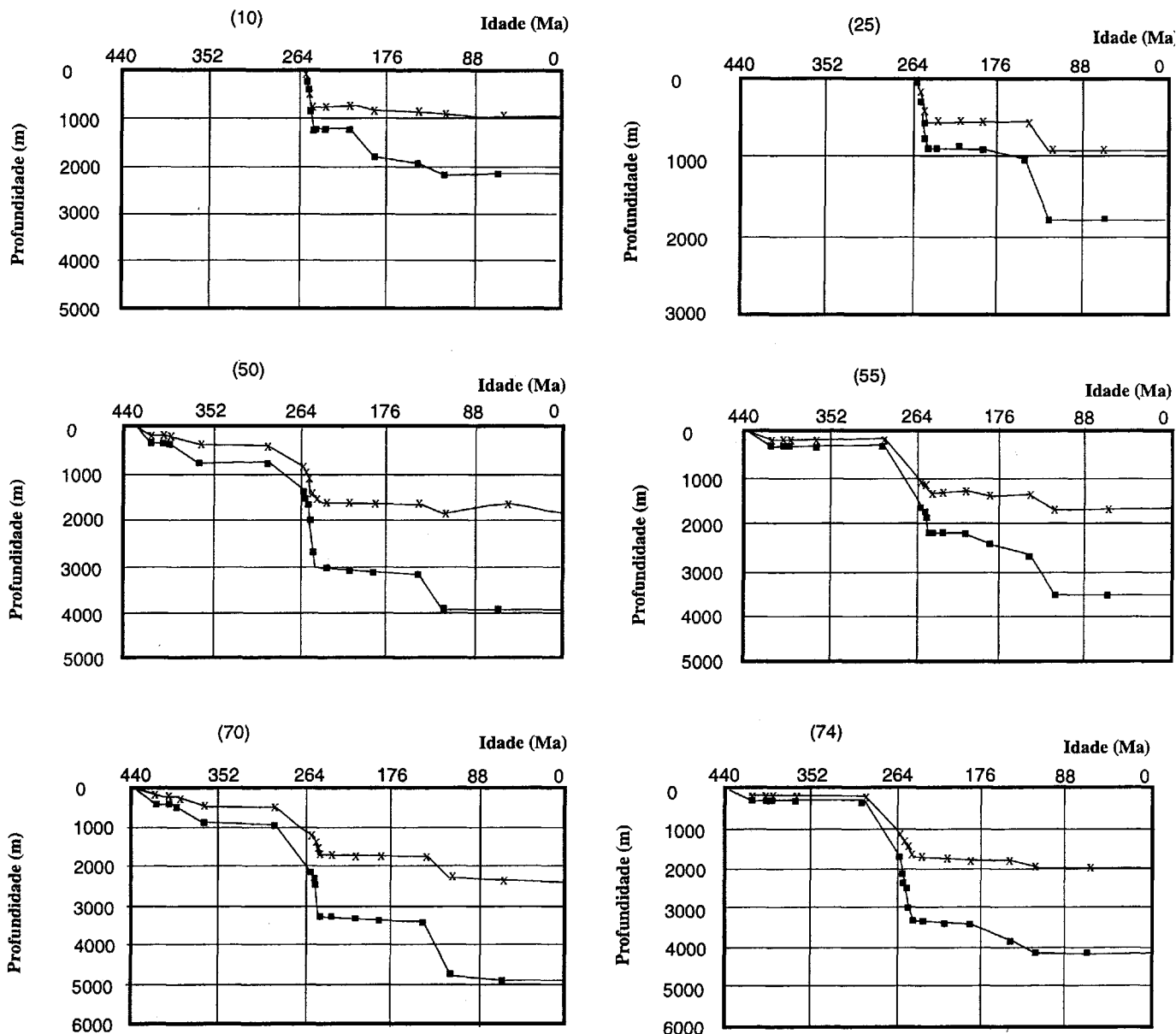
Na seqüência juro-cretácea, a Formação Serra Geral teve um valor médio para a taxa de subsidência correspondente a aproximadamente 20% do valor da taxa média de subsidência total, demonstrando a grande influência causada pela carga de rochas ígneas na subsidência total da bacia.

Considerando-se a associação de eventos distensivos às descon-tinuidades marcantes nas curvas da figura 5 e observando-se as taxas de subsidência relativas aos intervalos de tempo decorridos para a

Tabela 1 - Taxas de subsidência tectônica e total com o tempo.

Formações ou Grupos	S		
	tectônica	total	
	/tempo	/tempo	
	m.y.	m.y.	
Bauru	1	2	54
Serra Geral	5	26	25
Botucatu	1	3	44
Pirambóia	3	6	25
Rio do Rasto	92	137	10
Teresina	42	178	
Irati	33 (49)*	58 (111)*	
Palermo	30	71	
Rio Bonito	17	39	10
Itararé	14	26	26
Ponta Grossa	6	14	27
Furnas	13	19	7
Rio Ivai	7	13	26

*valor correspondente a média para o período



• Subsidência total X- Subsidência Tectônica

Figura 5 - Cálculo da subsidência tectônica (técnica de backstripping). Poços selecionados: 10, 25, 50, 55, 70 e 74.

sedimentação de cada formação, conclui-se que a deposição das formações que englobam o primeiro evento distensivo foi relativamente lenta, por ser pequena a variação da taxa de sedimentação para cada formação (deposição média de 14 m/M.A.). Já o segundo evento, teve taxas de sedimentação muito variáveis (entre 1 e 126 m/M.A.), implicando em valores de estiramentos um pouco mais elevados.

MODELAGEM TERMO-MECÂNICA Na modelagem termo-mecânica foram utilizados os dados de poços de exploração disponíveis para a Bacia do Paraná.

Primeiramente foram comparadas as curvas teóricas de Subsidência geradas pela variação dos valores dos estiramentos β e δ de Royden & Keen (1980), com as curvas de Subsidência, aplicando-se o método dos mínimos quadrados para escolher a curva teórica de melhor ajuste.

Durante a construção das curvas de Subsidência apresentadas na figura 5, verificou-se a existência de três eventos distensivos principais na bacia: o primeiro ocorrido há aproximadamente 440 Ma, que pode ter sido responsável pela deposição das seqüências siluriana e devoniana; o segundo teve início dentro do intervalo de tempo da discordância Neodevoniana/Eocarbonífera, cessando por volta de 296 Ma com o

início da sedimentação do Grupo Itararé, sendo provavelmente responsável pela deposição das seqüências permo-carbonífera, triássica e eventualmente jurássica; o terceiro evento, associado à formação Serra Geral, aproximadamente há 144 Ma, é responsável pela deposição da seqüência vulcânica juro-cretácea. Cabe lembrar que o processo físico ocorrido neste último difere dos anteriores, tanto no mecanismo de formação como na duração, devido à presença da pluma de Tristão da Cunha e conseqüente anomalia térmica (Turner *et al* 1994, Mantovani 1996), que gerou os basaltos continentais do terceiro evento. O soerguimento de toda a área devido à anomalia térmica induziu tensões que reativaram antigas falhas e criaram novos esforços com conseqüentes deformações e/ou condutos por onde ascendeu o magma.

Devido à imposição dos modelos de McKenzie (1978) e Royden & Keen (1980), quanto à instantaneidade do estiramento, tornou-se necessário fixar-se o instante da ocorrência desses eventos. Portanto, definiu-se que a primeira distensão teve lugar há 440 Ma, a segunda há 296 Ma e a terceira há 144 Ma, como já reconhecido por Zalán *et al.* (1986 1990a) e de acordo com a interpretação das curvas de Subsidência modeladas.

Cabe lembrar que estes processos distensivos ocorreram no mesmo período dos processos associados à compressões na formação da cadeia andina, podendo os esforços envolvidos serem parcialmente reflexo de uma tectônica global mais complexa.

Para dar início ao cálculo das curvas de subsidência tectônica com os modelos, torna-se necessário considerar parâmetros básicos de literatura, tais como espessura inicial da crosta e litosfera, que precedem o evento distensivo. Segundo Nelson (1991), a crosta pré-cambriana ($41 \text{ km} \pm 6 \text{ km}$) tende a ser mais espessa do que a fanerozóica ($28 \text{ km} \pm 2 \text{ km}$). Entretanto, Durheim & Mooney (1991) subdividem o Pré-Cambriano em duas partes, quanto a mais provável espessura média da crosta: crátons arqueanos com aproximadamente 35 km, e crátons proterozóicos, com aproximadamente 45 km. Complementarmente, Pearson *et al* (1993) estabelecem para a litosfera cratônica uma espessura entre 150 km e 200 km. Para manter o equilíbrio isostático, Nelson (1991) e Durheim & Mooney (1991) argumentam que existem arranjos entre as espessuras da crosta e litosfera. Segundo James *et al.* (1994) a espessura crustal da porção NE da Bacia do Paraná, nas proximidades do paralelo 21°S , varia entre 43 km e 45 km, e a espessura da litosfera é superior a 130 km. Devido à falta de informações em outras posições na bacia, foi observado o comportamento da espessura crustal em áreas análogas. As bacias de Michigan, Illinois e Williston têm, respectivamente, uma espessura crustal de cerca de 35 km, entre 24 km a 35 km e de 42 km a 50 km (Meissner 1986, Fig. 6.14).

Para cobrir um maior intervalo de espessuras (crustal e litosférica), simularam-se três cenários para o limite inferior da litosfera (a) e crosta (te):

Cenário 1: 125 km e 35 km respectivamente para o estado de pré-estirramento;

Cenário 2: 200 km e 50 km respectivamente;

Cenário 3: 150 km e 45 km respectivamente, com base nas observações de James *et al.* (1994).

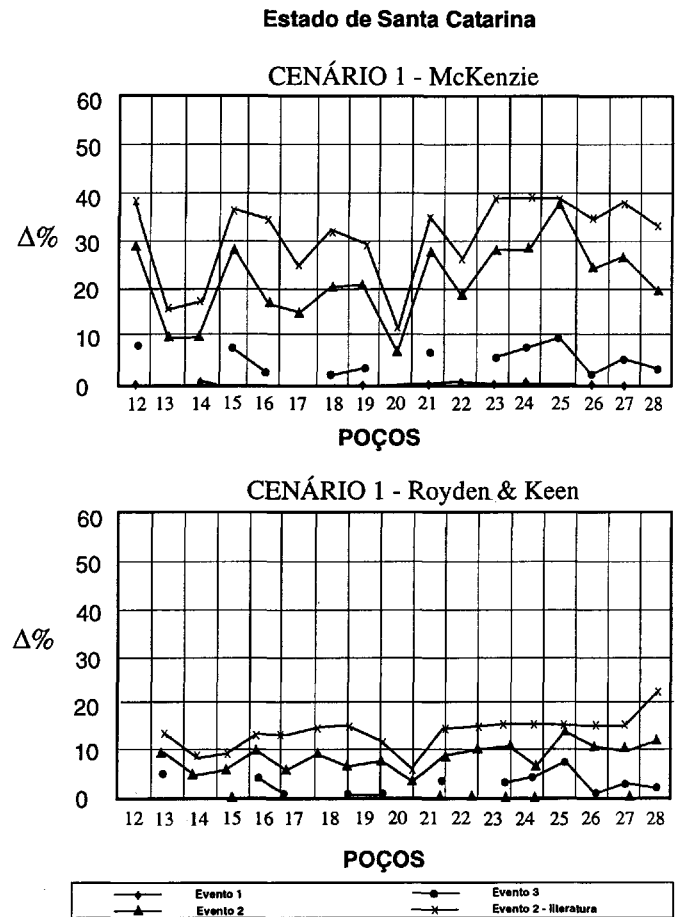
Para comparar eficiências dos modelos de McKenzie (1978) e Royden & Keen (1980) foram utilizados o cenário 1 e a tabela II os fatores de estirramento P e 5 foram calculados utilizando-se dois tipos distintos de dados de porosidade e constante de decaimento. O primeiro por meio de informações medidas em poços e o segundo por dados padronizados encontrados em literatura. Cabe lembrar que as medidas de porosidade e constante de decaimento estão limitadas a um número reduzido de poços sendo portanto, utilizada a sistemática de considerar os valores do poço mais próximo para aqueles dos quais não se possui qualquer informação sobre esses parâmetros (Quintas 1995).

Constata-se a superioridade dos ajustes com a utilização do modelo de Royden & Keen (1980) para os dados de porosidade e constante de decaimento medidas nos diversos eventos, tendo o segundo evento indicado maiores variações percentuais para todos os poços (Quintas 1995 - Fig. 6). Utilizando o modelo de McKenzie (1978), as variações máximas foram da ordem de 40%. Já com o modelo de Royden & Keen (1980) essa foi bem menor (da ordem de 10% a 20%), demonstrando uma melhor adequação dos resultados no do segundo modelo.

Para o primeiro e terceiro evento, essas variações percentuais são inferiores a 10% ambos modelos. Esses resultados indicam um comportamento esperado para o primeiro evento, pois é caracterizado por pequena variação na taxa de sedimentação entre as várias formações geológicas do período, com decaimento praticamente exponencial. Já no segundo evento, as taxas de sedimentação (Tab.I) são muito variáveis, exigindo, para sua modelagem, uma formulação matemática mais elaborada, como é o caso do modelo de Royden & Keen (*op cit.*). Adotou-se, portanto, o modelo de Royden & Keen (1980) para o cálculo das curvas de subsidência.

De acordo com os resultados obtidos para o cenário 3, intermediário entre os outros dois e baseado nos dados de sísmica profunda do norte da Bacia do Paraná (James *et al.* 1994), foram elaborados mapas de iso-atenuações para os três eventos tectônicos observados. No caso do terceiro evento, o mapa de iso-atenuações serve apenas como homogeneização na comparação relativa de parâmetros, uma vez que o processo físico envolvido na produção do intenso magmatismo dessa época, claramente difere dos anteriores.

Observando-se os mapas de isópacas das formações sedimentares (Zalán *et al.* 1988 1990a 1990b) percebe-se que as curvas de sedimentação são interrompidas nas vizinhanças do Arco de Ponta Grossa, sugerindo que essas formações foram depositadas normalmente e, com o soerguimento do arco, sofreram erosão. Em virtude da falta de informações precisas quanto às taxas de erosão das diferentes formações ocorridas durante todo o período de formação da bacia, a



$\Delta\%$ - Relação percentual da diferença, obtida entre estimativas das curvas de subsidência observadas e calculadas, e a espessura da coluna (sedimentos ou basaltos) que compõe o evento.

Figura 6 - Variações percentuais da razão entre a diferença (obtida entre estimativas das curvas de subsidência tectônica observadas e calculadas) e a espessura da coluna (sedimentar e/ou basáltica) para os poços do Estado de Santa Catarina. Notar que o modelo de Royden & Keen (1980) fornece o melhor ajuste.

Tabela 2 - Parâmetros básicos utilizados na modelagem termomecânica.

PARÂMETRO	VALOR
Densidade da Água	1.03 g/cm^3
Densidade da Crosta	2.80 g/cm^3
Densidade do Manto	3.33 g/cm^3
Densidade média da litosfera	2.8 g/cm^3
Temperatura na base da Litosfera	$1.350 \text{ }^\circ\text{C}$
Difusividade Térmica da Litosfera	$8,0 \cdot 10^{-3} \text{ cm}^2 \text{ s}^{-1}$
Condutividade Térmica média da litosfera	$7,5 \cdot 10^{-3} \text{ cal cm}^{-1} \text{ }^\circ\text{C}^{-1} \text{ s}^{-1}$
Condutividade Térmica da água	$1,35 \cdot 10^{-3} \text{ cal cm}^{-1} \text{ }^\circ\text{C}^{-1} \text{ s}^{-1}$

introdução de correções para o cálculo das atenuações devidas a esse efeito constitui um estudo a parte (Quintas 1995).

Na modelagem do primeiro evento, as atenuações variam de 1,01 a 1,32 (Fig. 7). Os máximos de atenuação se concentram na área NW do Estado do Paraná e em sua fronteira com a porção oriental do Paraguai, o que indica, pelo modelo teórico, que o eixo de máxima deformação (afinamento) tem direção (SW-NE). Estas áreas coincidem com as partes mais profundas da bacia, sugerindo assim que o

foco inicial de maior estiramento atingiria, posteriormente, as áreas com maior estiramento.

Ainda no primeiro evento, observa-se um notável prolongamento de um eixo de maior atenuação, na direção ENE-WSW, cortando o Estado do Paraná ao meio e terminando próximo da fronteira com São Paulo. Este eixo coincide notavelmente com uma zona de falhas importantes (Jacutinga - Garça Branca), demonstrando-se assim suas atuações desde os primórdios da bacia.

Nota-se, ainda, uma continuidade de valores de atenuação de aproximadamente 1,16, para o Norte, ao longo do meridiano 52°W sugerindo um prolongamento da deformação principal nessa direção para dentro do que, hoje em dia, é denominado de Plataforma de Dourados. Chama-se atenção, entretanto que, em função da escassez de sondagens nessa área específica, a observação foi baseada no registro geral de sedimentação através das isópacas dessas seqüências (Zalán *et al.* 1988 1990a 1990b); É importante salientar que para taxas excessivas de erosão, o centro deposicional se desloca um pouco para leste, relativamente à modelagem realizada.

No caso do segundo evento, as atenuações variam no intervalo de 1,06 a 1,61 (Fig. 8). A localização da área de estiramento principal é exatamente coincidente com a do primeiro evento, bem como as direções das isolinhas são paralelas nos dois, mesmo levando-se em consideração a possível erosão no Arco de Ponta Grossa e vizinhanças (Quintas 1995). Tem-se, assim, um claro exemplo de reutilização de zonas enfraquecidas em um novo evento distensional. Embora o intervalo de variação do valor de atenuação permaneça inalterado, notam-se dois prolongamentos WNW-ESE, um no sul de São Paulo e outro no norte do Rio Grande do Sul, com uma extensão de 250 km. O primeiro poderia indicar uma distensão precoce das Zonas de Falhas de Guapiara e das do Rio Paranapanema, palco, no terceiro evento, de intrusões de diques de diabásio. Estas direções não foram observadas no primeiro evento e possuem valores de atenuação pouco menores daqueles do eixo principal (Fig. 4). Um desses prolongamentos é também observado no mapa de isópacas dos *sills* (Zalán *et al.* 1986),

embora, com menor expressão do que aqueles observados no NW do Paraná, mas com continuidade no NE do Mato Grosso do Sul.

A magnitude da atenuação máxima no segundo evento, é maior do que aquela observada no primeiro, indicando que os esforços teriam sido superiores neste, ou que o primeiro evento tenha causado um enfraquecimento na resistência litosférica, nucleando uma deformação adicional por ocasião da aplicação de novos esforços. Isso viria ao encontro das argumentações de Dunbar & Sawyer (1988) que, ao invés de considerar o mecanismo que provoca o cisalhamento puro (Royden & Keen 1980), preconizam um cisalhamento simples com a reativação de grandes falhas em consequência dos esforços aplicados. Sendo assim, esse resultado indicaria a existência de uma paleoestrutura, na região do alinhamento definido pelos pontos (23,8°S e 53,8°W) e (22,3°S e 52,0°W), possivelmente uma paleossutura representativa de limite entre blocos tectônicos precambrianos distintos. Nota-se que, no modelo de cisalhamento puro, o possível deslocamento para leste dos "centros de estiramentos", resultante da subestimativa na taxa de erosão para a porção oriental da bacia, implicaria em valores de atenuação ainda maiores do que aqueles obtidos.

O processo físico que deu origem à Formação Serra Geral, referido como terceiro evento, difere dos anteriores, tanto no mecanismo de formação como na sua duração. Dessa maneira, a aplicação do modelo é efetuada apenas como um artifício para fins de comparação de parâmetros (Fig. 9). O mapa revela que o local de maiores deformações corresponde aos poços 58, 70, 71 e 65, coincidindo exatamente com uma das regiões de maiores atenuações do segundo evento.

De acordo com Cox (1989), o fato das lavas basálticas se deslocarem rapidamente seguindo a inclinação topográfica, não implica a associação da fratura alimentadora às maiores espessuras dos derrames, sugerindo não ser necessária correspondência entre os valores de

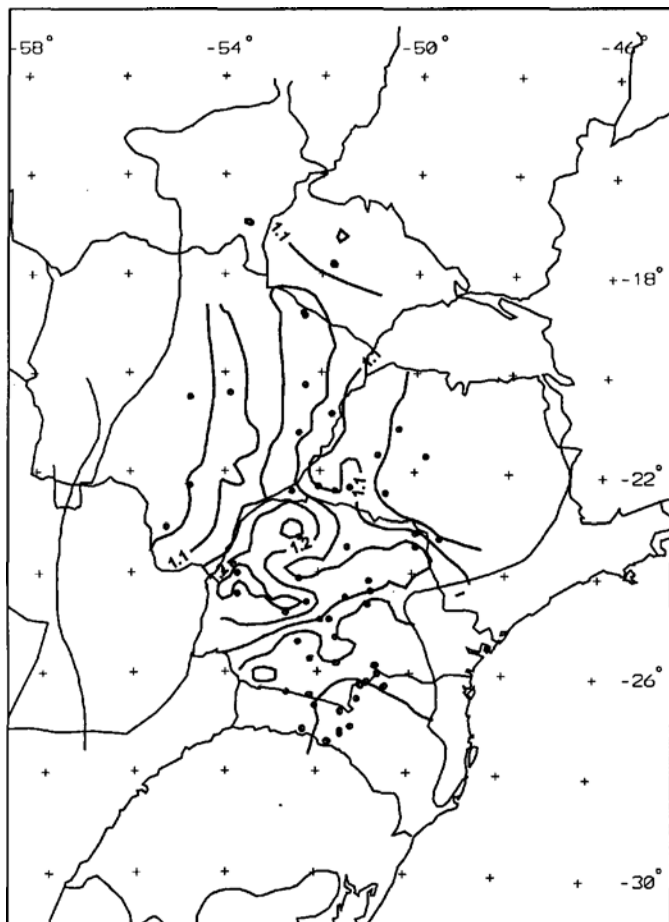


Figura 7 - Mapa de isoenclavamentos do primeiro evento distensional (440 M.A.). As atenuações variam no intervalo de 1,01 a 1,32. As máximas concentram-se no NW do Paraná e na fronteira com o Paraguai.

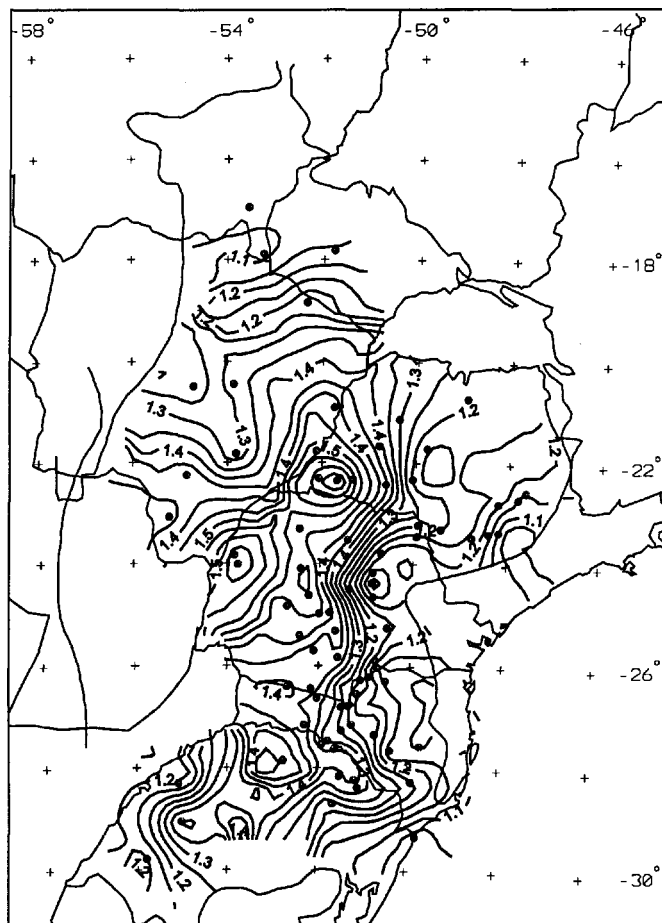


Figura 8 - Mapa de isoenclavamentos do segundo evento distensional (296 Ma), variando de 1,06 a 1,61. A direção NE-SW do estiramento principal se mantém paralela àquela do primeiro evento. Ao sul, nota-se a presença de estruturas orientadas segundo WNW-ESE, próximo ao limite entre os Estados de Santa Catarina e Rio Grande do Sul, bem como ao sul de São Paulo, possivelmente coincidindo com a Zona de Falha de Guapiara.

maior atenuação calculada para o terceiro evento e os dutos magmáticos. Entretanto, no caso da Formação Serra Geral, dispõe-se do registro de *sills* (Zalán *et al.* 1986), cujas maiores espessuras se encontram, em parte, associadas, às maiores atenuações calculadas para os eventos distensivos 1 e 2 (Fig. 10), muito embora com direções ortogonais às dos dois primeiros eventos. Essa observação favorece a proposta de reativação de falhas pré-existentes ou, pelo menos, de sua contribuição na formação de novas zonas de falhas num quadro alterado da distribuição de esforços.

Note-se que as atenuações relativas ao terceiro evento são pequenas, mesmo levando-se em consideração a possível erosão ocorrida no Arco de Ponta Grossa e vizinhanças, em média com valores de estiramento da ordem de 1,13, na área anteriormente citada (Quintas 1995). O valor máximo de 1,26, em correspondência ao poço 58, é sítio das maiores espessuras de basalto, implicando num processo tectônico termal, com provável formação de domos, soerguimento, esforços verticais e geração de falhas como dutos, do magmatismo extravasado. Tais considerações são corroboradas pelas observações de Coimbra *et al.* (1977) e Fernandes *et al.* (1993) que, analisando o registro sedimentar do Cretáceo Superior (Grupo Bauru), em correspondência ao Alinhamento do Tietê e na porção NW do Estado do Paraná e extremo oeste do Estado de São Paulo, respectivamente, concluíram terem persistido eventos hidrotermais sucessores do magmatismo da Formação Serra Geral.

Buscando um modelo interpretativo associado à sedimentação descrita para as várias épocas consideradas, no contexto observado, a localização dos maiores esforços e sua provável reativação no Carbonífero confirmam a paleogeografia da seqüência siluriana, no preconizado golfo aberto para oeste na margem passiva do proto-Pacífico, não havendo, nessa época, evidências da existência do Arco de Assunção. De acordo com Zalán, *et al.* 1990a, tal golfo estaria condicionado por um aulacógeno subjacente.

As características deposicionais da seqüência devoniana, indicariam um progressivo processo "convergente", representado pelo mar

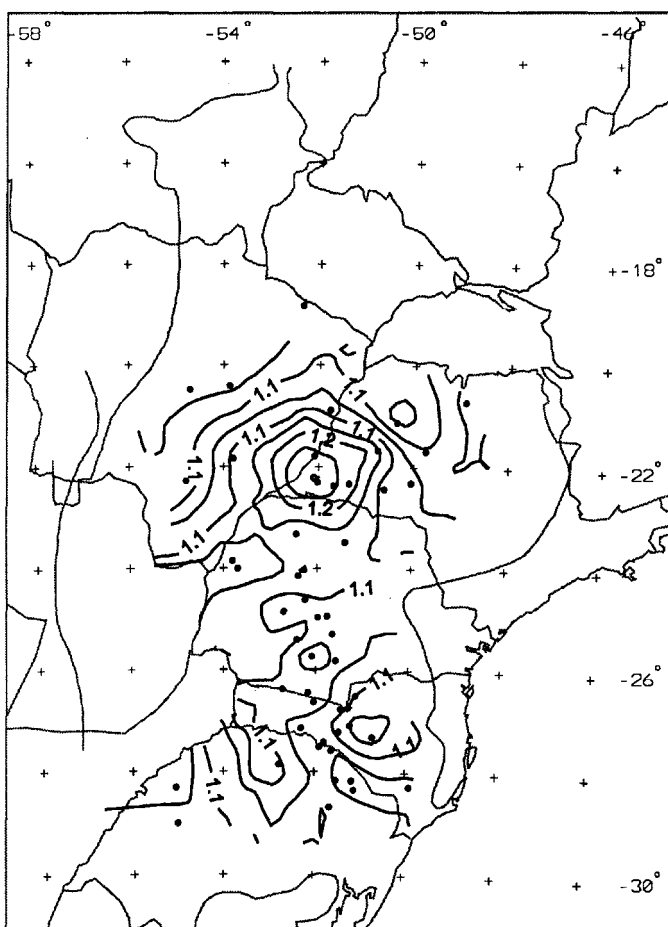


Figura 9 - Mapa de isotenuações para o terceiro evento distensivo (144 M.A.). O local de maiores atenuações situa-se na região SW do Estado de São Paulo.

restrito, e pela subida do Arco de Assunção durante o Eodevoniano. Neste cenário, o sítio das maiores atenuações atribuídas ao evento 1 poderia ser interpretado como um aulacógeno ordovício-siluriano endentado em uma margem passiva, desenvolvida sobre o núcleo cratônico preconizado por Cordani *et al.* (1984). No Devoniano, com o início de um processo convergente, estabelecido pela subducção de uma placa juvenil sob a placa mais velha, haveria o desenvolvimento do Arco de Assunção e a restrição do mar devoniano. A convergência culminaria com o fechamento do proto-Pacífico, choque, soerguimento e desenvolvimento do hiato do Carbonífero Inferior (Zalán, *et al.* 1990a).

Com o resfriamento da zona de colisão, teria início a primeira deposição continental da seqüência permocarbonífera. As sedimentações marinhas subseqüentes (Grupo Itararé e outras), marcariam a reativação da zona de subducção, criando, possivelmente, na Bacia do Paraná, um ambiente de distensão retro-arco, dominado por falhas normais e subsidência. Trata-se do período em que a maior área de bacia foi afetada e quando ocorreram as maiores taxas de subsidência.

O arrefecimento destes esforços cessaria a subsidência e, conseqüentemente, o preenchimento da bacia por depósitos lacustres, fluviais e eólicos (Zalán *et al.* 1990).

Finalmente, o domeamento causado pela anomalia térmica que originou as vulcânicas da Formação Serra Geral (Turner *et al.* 1994) produziu, nos Arcos de Ponta Grossa e do Rio Grande, novas falhas em adição à reativados do "segundo evento", sendo que os maiores volumes dos magmas concentraram-se nas áreas de menor resistência (margens de blocos tectônicos adjacentes).

CONCLUSÕES A aplicação da técnica de *backstripping* na modelagem termo-mecânica possibilitou a determinação de taxas médias de subsidência total e tectônica, relativas a cada intervalo de tempo ou formação geológica atravessada em diversos pontos da Bacia do Paraná. Esse resultado revela a provável velocidade com que foram depositadas as formações geológicas que compõem a bacia, bem como a influência tectônica no contexto da deposição.

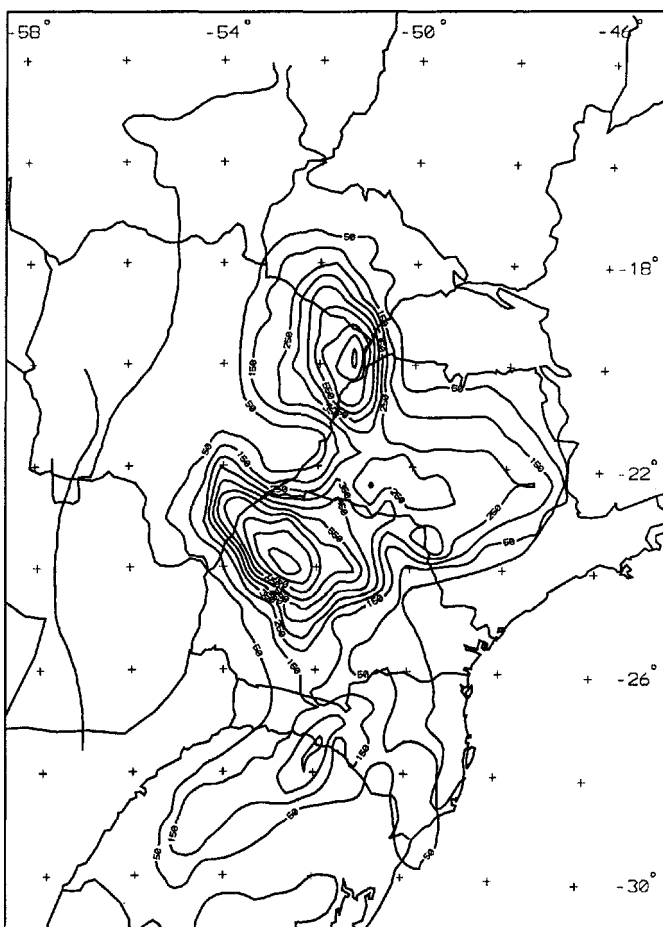


Figura 10 - Soma dos sills, modificado de Zalán *et al.* (1986). Observam-se centros de deposições nas seguintes localidades (52°W, 20°S) e (53°W, 24°S); (50°W, 22°S) e (52°W, 28°S).

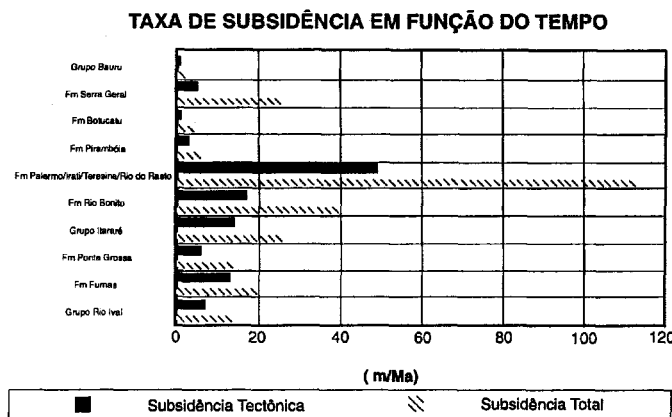


Figura 11 - Resultados da Tabela I em forma de gráfico de barras, permitindo visualizar as taxas de Subsidência em função do tempo, associadas à estratigrafia da Bacia.

Como se observa na Tabela I e figura 11, as maiores taxas de subsidência tectônica ocorreram no segundo evento distensivo, no Permiano, compreendendo as formações Palermo, Iratí, Teresina e Rio do Rasto, com valor médio de cerca de 50m/M. A., crescente no tempo, desde um mínimo de 30m/M.A. (associada à Formação Palermo), até a máxima de 92m/M.A., (Formação Rio do Rasto). Embora pelas premissas do modelamento o estiramento seja considerado instantâneo, esse resultado sugere a presença de um campo de esforços atuante ao longo de todo o período de deposição dessas formações (aproximadamente 50 M.A.). A aproximação do modelo, entretanto, não compromete os resultados apresentados (Cochran 1983).

As taxas de subsidência anteriores a esse período, relativas às formações associadas ao primeiro evento distensivo (Rio Ivaí, Furnas e Ponta Grossa), são inferiores ao valor médio atingido no Permiano. Por outro lado, as associadas ao evento da Formação Serra Geral apresentam o menor valor, se comparadas às demais formações, excetuando-se Pirambóia, Botucatu e Bauru.

Conclui-se, portanto, que o evento distensivo do Permo-Carbonífero foi o de maior expressão, ao passo que a subsidência no Juro-Cretácico teve a maior contribuição do carregamento produzido pelo grande volume de lavas. Neste último caso, o mecanismo de formação dos basaltos foi dominado por uma componente térmica expressiva, que provavelmente induziu os esforços indicados na modelagem termomecânica.

A modelagem possibilitou a construção de mapas de isoatenuações dos três eventos tectônicos associados à evolução da bacia, sendo que para o terceiro evento, a distribuição de isoatenuações foi apresentada apenas para homogeneização na comparação relativa de parâmetros.

Na figura 7 apresentou-se a distribuição de isoatenuações relativas ao primeiro evento distensivo (440 Ma) tendo os máximos concentrados a NW do estado do Paraná e próximo à fronteira com o Paraguai. Nota-se também um prolongamento N-S de altos valores ao longo do meridiano 52°W entre os paralelos 18° e 22°S, não coincidente com o eixo da bacia ao longo do Rio Paraná.

A distribuição das isoatenuações referentes ao segundo evento (296 Ma) foi ilustrada na figura 8, igualmente apresentando máximos

concentrados na mesma região onde foram observados os maiores valores do primeiro evento. Entretanto, ao invés do prolongamento N-S da figura 7, observa-se um novo máximo em 22°S e 50°W, prolongando-se na direção NE. Caracteriza assim, um grande eixo de atenuações máximas coincidentes com o eixo atual da bacia. Observa-se, ainda, uma ramificação deste para ESE e, também, um máximo alongado e paralelo ao alinhamento Torres-Posadas (28°S) não verificado no primeiro evento distensivo.

As diferenças nas distribuições das isoatenuações dos dois primeiros eventos distensivos sugerem mudança, no tempo, da orientação dos campos de esforços atuantes na bacia, sendo este segundo, possivelmente, precursor do movimento de rotação da placa sul-americana relativamente à placa africana, e que viria a originar as bacias marginais durante a abertura do Atlântico Sul, conforme sugerido por Turner *et al.* (1994).

Permanece, entretanto, uma região de atenuações máximas comum para os dois eventos, situada entre (23,8°S, 53,8°W) e (22,3°S, 52,0°W), e que representa a área de maior fraqueza de substrato da bacia, refletindo uma possível paleoestrutura de um limite entre blocos tectônicos, sítio do maior depocentro sedimentar e vulcânico da bacia.

As isoatenuações calculadas para o terceiro evento distensivo, apresentaram valores inferiores aos calculados para os dois eventos precedentes. É interessante notar que a distribuição dos *sills*, (Zalán *et al.* 1986), acompanha as regiões de maiores atenuações dos dois eventos anteriores sugerindo ser estas regiões sítios preferenciais dos dutos magmáticos jurocretácicos (Fig. 10). Este quadro, aliado à observação da maior contribuição do carregamento para subsidência do terceiro evento, reforça a conclusão tecida anteriormente quanto ao mecanismo gerador dos esforços, de natureza predominantemente termal, com forte componente de reativação de falhas preexistentes.

Tenta-se contribuir para definir uma melhor localização de possíveis paleoestruturas, dentro do substrato da bacia. Os *trends* das curvas de isoatenuações, bem como suas regiões de adensamento, indicam localização e a direção de zonas de falhas que teriam sido reativados durante a formação e evolução. Demonstrou-se que as atenuações máximas de cada evento distensivo não estão irregularmente distribuídas, tendendo a se concentrar em sítios específicos, que nitidamente controlaram depocentros sedimentares e vulcânicos.

Deixou-se ainda em aberto um refinamento e/ou discussão dos processos erosivos causadores dos hiatos das discordâncias na coluna estratigráfica da Bacia do Paraná. Tal análise constituiu um estudo em andamento, que se encontra em fase adiantada. Uma análise conjunta do tratamento termo-mecânico, com outros métodos (por exemplo, modelamento isostático e a tomografia sísmica para a definição das estruturas profundas), também constitui um estudo adicional ao aqui apresentado, de onde serão extraídos os vínculos necessários para elaborar o modelo mais provável de formação e evolução da Bacia do Paraná. Resultados parciais de tais estudos, com base em outros métodos e premissas básicas se encontram em Quintas (1995), Mantovani *et al.* (1995), Mantovani (1996) e Mantovani *et al.* (no prelo), constituindo um complemento aos dados e resultados aqui apresentados.

Agradecimentos À PETROBRÁS pela liberação de parte dos dados aqui utilizados e aos revisores Webster W. Mohriak e A. Canelas M. Castro Jr., pelas críticas e sugestões que contribuíram para o aprimoramento do texto. A realização da pesquisa contou com o apoio financeiro da FAPESP, CNPq, CAPES e FINEP.

Referências

- Almeida, F.F.M. 1969. Diferenciação tectônica da plataforma brasileira. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 23, 1969, Salvador). Anais. Salvador, Anais, p.29-46
- Almeida, F.F.M. 1980. Tectônica da Bacia do Paraná no Brasil. Relatório da PAULIPETRO nº 14.091, São Paulo 187p.
- Barberena, MC. & Daemon, R.F. 1974. A primeira ocorrência de Amphibia (labyrinthodontia) na Formação Rio do Rasto, implicações geocronológicas e estratigráficas. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 27,1974, Porto Alegre, Anais. p.252-261
- Bond, G. C. 1978. Speculations on real sea-level changes and vertical motions of continents at selected times in the Cretaceous and Tertiary periods. *Geology*, 6:247-250.
- Bond, G.C.; Nickeson, P.A.; Kominz, M.A. 1984. Breakup of a supercontinent between 625 Ma and 555 Ma: new evidence and implications for continental histories. *Earth and Planetary Science Letters*, 70:325-345
- Braille, L.W.; Hinze, W.J.; Keller, G.R.F.; Lidiak, E.G.; Sexton, J. L. 1986. Tectonic development of the new Madrid rift Complex, Mississippi Embayment, North America. *Tectonophysics*, 131:1-21
- Cochran, J.R. 1983. Effects of finite rifting times on the development of sedimentary basins. *Earth Planet. Sci. Letters*, 66:289-302
- Coimbra, A.M.; Brandt Neto, M.; Petri, S. 1977. O alinhamento estrutural do Tietê. In: SBG, Simpósio de Geologia do Sudeste, I, São Paulo, Atas, p.145-152.
- Cordani, U.G.; Brito Neves, B.B.; Fuck, R.A.; Porto, R.; Thomas Filho, A.; Cunha, F.M.B. 1984. Estudo preliminar de integração do pré-Cambriano com os eventos tectônicos das bacias sedimentares Brasileiras. Revista Ciência Técnica Petróleo, n. 15. Petrobrás, CENPES, CINTEP. 70p.
- Cox, K.G. 1989. The role of mantle plumes in the development of continental drainage patterns. *Nature*, 342:873-877.
- Cunha, F.M.B. 1986. *Evolução paleozóica da bacia do Parnaíba e seu arcabouço tectônico*. Dissertação. Universidade Federal do Rio de Janeiro. UFRJ 107p.

- DeRito, R.F.; Cozzarelli, F.A.; Hodge, D.S. 1983. Mechanism of subsidence of ancient cratonic rift basins. *Tectonophysics*, **94**:141-168.
- Daemon, R.F. & Quadros, L.P. 1970. Bioestratigrafia do Neopaleozóico da Bacia do Paraná. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 34, Brasília, *Anais*, p.355-412
- Dunbar, J.A. & Sawyer, D.S. 1988. Continental rifting at pre-existing lithospheric weaknesses. *Nature*, **333**:450-452.
- Durheim, R.J. & Mooney, W.D. 1991. Archean and Proterozoic crustal evolution: evidence from crustal seismology. *Geology*, **19**:606-609.
- Feijó, F.J. 1994. Cartas estratigráficas, das bacias sedimentares do Brasil. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 38, Baln. Camboriú, *Anais*, v. 3 p.233-234
- Fernandes, L. A.; Coimbra, A.M.; Brand Neto, M. 1993. Silicificação hidrotermal neocretácea na porção meridional da Bacia Bauru. *Revista IG-USP*, **14**(1): 19-26
- Fowler, C. M.C. & Nisbett, E. G. 1985. The subsidence of the Williston Basin. *Can. J. Earth Sci.*, **22**:408-415
- Harland, W. B.; Armstrong, R.L.; Cox, A.V.; Graig, L.E.; Smith, A.G.; Smith, D.G. 1990. A Geologic Time Scale 1989. Cambridge University, 263 p.
- Heidlauf, D.T.; Hsui, A.T.; Klein, G. 1986. Tectonic subsidence analysis of The Illionis Basin. *The Journal of Geology*, **94**:779-794
- IPT. 1982. Geologia da Bacia do Paraná: Reavaliação da Potencialidade e Prospectividade em Hidrocarbonetos. Projetos Especiais, São Paulo 198p. .
- James, D.E.; Assumpção, M.; Snoke, J.A.; Ribotta, L.C.; Kuehnel, R. 1994. Seismic studies of continental lithosphere beneath SE Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências (no prelo)*
- Karner, G.D. 1985. *Continental tectonics - a quantitative view of the thermal and mechanical properties of the continental lithosphere in compressional and extensional stress regimes*. England, University of Durham, 80p.
- Maack, R. 1952. Die Entwicklung der Gondwana. Schichten Suedbrasilien und ihre Beziehungen zur Komi-formation Suedafrikas. In: Geological Society of Algiers (ed.), International Geological Congress of Algiers, Algiers, *Proceedings*, v. 19, p.339-372.
- Mantovanni, M.S.M. 1996. Paraná Flood Basalts. The LIP Reader, Newsletter, n. 7, p. 5-7 <http://www.utexas.edu/utig/ig/lips>
- Mantovanni, M.S.M.; Quintas, M.C.L.; Shukowski, W. 1995. Framework of Paraná Basin basement: a geophysical contribution from gravity data. In: IUGG General Assembly, 21, Boulder, Co., July 2-14, *Abstracts v. A*, p. A420, AS 51 f
- Mantovanni, M.S.M.; Hakesworth, C. J.; Turner, S.; Peate, D.W.; Shukowsky, W. 1996. A Formação Serra Geral. In: C. Riccomini (ed.) *O Mesozóico-Cenozóico no Estado de São Paulo*. SBG, Publicação Especial, São Paulo
- McKenzie, D.P. 1978. Some remarks on the development of sedimentary basins. *Earth and Planetary Science Letters*, **40**:25-32
- Meissner, R. 1986. The continental crust. International Geophysics Series, v. 34, 426p.
- Milani, E.J.; França, A.B.; Schneider, R.L. 1994. Bacia do Paraná. PETROBRÁS, Rio de Janeiro, *Boletim de Geociências*, **8**(1):69-82
- Nelson, K.D. 1991. A unified view of craton evolution motivated by recent deep seismic reflection and refraction result. *Geophysical Journal Int.*, **105**:25-35.
- Nunn, A.J. & Aires, J.R. 1988. Gravity anomalies and flexure of the lithosphere at the middle Amazon Basin, Brazil. *Journal of Geophysical Research*, **93**(B1):415-428.
- Nunn, J.A. & Sleep, N.H. 1984. Thermal contraction and flexure of intracratonic basins: a three-dimensional study of the Michigan basin. *Geophys. Journal Research Astr. Society*, **76**:587-635.
- Oliveira, L.O.A. 1987. *Aspectos da evolução termomecânica da Bacia do Paraná no Brasil*. Dissertação. Universidade Federal de Ouro Preto, Escola de Minas. 179p.
- PAULIPETRO. 1982. Geologia da Bacia do Paraná: reavaliação da potencialidade e prospectividade em hidrocarbonetos. Relatório Técnico, Consórcio CESP/PT. São Paulo. 198p.
- Pearson, D.G.; Shirey, S.B.; Carlson, R.W.; Boyd, F.R.; Pokhilenko, N.P. 1993 Re-Os isotope evidence for ancient lithosphere beneath the Siberian and Kaapvaal cratons linked to crust generation. *Terra Nova*, n.5, p.40.
- Pitamm, W.C. 1978. Relationship between eustasy and stratigraphic sequences of passive margins. *Geological Society of America Bulletin*, **89**:1389-1403.
- Quintas, M.C.L. 1995. *O embasamento da Bacia do Paraná: reconstrução geofísica de seu arcabouço*. São Paulo. Tese de Doutorado. Instituto Astronômico e Geofísico, Universidade de São Paulo, 213p.
- Raja Gabaglia, G.P. & Figueiredo, A.M.F. 1990. Evolução dos conceitos acerca das classificações de bacias sedimentares. In: G.P. Raja Gabaglia e E.J. Milani (eds) *Origem e Evolução de Bacias Sedimentares*, PETROBRÁS / SEREC / CEN-SUD, p.31-45.
- Royden, L. & Keen, C.E. 1980. Rifting process and thermal evolution of the continental margin of Eastern Canada determined from subsidence curves. *Earth and Planetary Science Letters*, **51**:342-361.
- Sanford, R.M. & Lange, W.F. 1960. Basin study approach to oil evaluation of Paraná miogeosyncline, south Brazil. *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, **44**:1316-1370.
- Sclater, J.C. & Christie, P.A.F. 1980. Continental stretching: an explanation of the post-mid-Cretaceous subsidence of the central north sea basin. *Journal of Geophysical Research*, **85**(B7):3711-3739.
- Sleekier, M.S. & Watts, A.B. 1978. Subsidence of the atlantic-type continental margin off New York. *Earth and planetary Science Letters*, **41**:1-13.
- Turner, S.P.; Regelores, M.; Kelley, S.; Hawkesworth, C.J.; Mantovanni, M.S.M. 1994. Magmatism and continental break-up in the South-Atlantic: high precision 40Ar-39Ar geochronology. *Earth and planetary Science Letters*, **121**:333-348.
- Vidotti, R.M.; Ebinger, C.J.; Fairhead, J.D. 1995. Lithosphere structure beneath the Paraná Province from gravity studies: is there a buried rift system? EOS Supplement, AGU Fall Meeting, December 11-15, San Francisco, CA. F608, T41D-11.
- Watts, A.B.; Karner, G.D.; Steckler, M.S. 1982. Lithospheric flexure and the evolution of sedimentary basins. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London, Series A*, **305**:249-281.
- Zzlán, P.V.; Conceição, J.C.; Wolff, S.; Astolfi, M.A.; Vieira, I.S.; Appi, V.T.; Neto, E.V.S.; Cerqueira, J.R.; Zanutto, O.A.; Paumer, M.L.; Marques, A. 1986. Análise da bacia do Paraná. Relatório Interno Gt-Os-009/85, PETROBRÁS (Depex-Cenpes), Rio de Janeiro. 195p.
- Zalán, P.V.; Wolff, S.; Conceição, J.C.J.; Astolfi, M.A.M.; Vieira, I.S.; Appi, V.T.; Zanutto, O. A.; Marues, Q. 1988. Tectonics and sedimentation of the Paraná basin. In: Simpósio do Gondwana, Anais. São Paulo.
- Zalán, P.V.; Wolff, S.; Astolfi, M.A.M.; Vieira, I.S.; Conceição, J.C.J.; Appi, V.T.; Neto, E.V.S.; Cerqueira, J.R.; Marques, A. 1990a. The Paraná Basin, Brazil. In: Interior Cratonic Basins. Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists, Memoir 5 1.p.681-707.
- Zalán, P.V.; Wolff, S.; Conceição, J.C.; Marques, A.; Astolfi, M.A.M.; Vieira, I.S.; Appi, V.T. 1990b. Bacia do Paraná. In: Origem e evolução de Bacias Sedimentares. Petrobrás, Rio de Janeiro, p. 135-164.

Manuscrito A-1027

Recebido em 28 de setembro de 1998

Revisão dos autores em 10 de fevereiro de 1999

Revisão aceita em 20 de fevereiro de 1999