

PALEOCLIMAS DA ERA MESOZÓICA NO BRASIL - EVIDÊNCIAS PALEONTOLÓGICAS E SEDIMENTOLÓGICAS

BRAZILIAN MESOZOIC PALEOCLIMATES : PALEONTOLOGICAL AND SEDIMENTOLOGICAL EVIDENCES

Setembrino PETRI¹

Resumo: Este trabalho tem por finalidade atualizar dados já publicados pelo autor no que tange ao Cretáceo e introduzir dados do Triássico e Jurássico. Parâmetros ambientais possuem diferentes graus de confiabilidade no que tange às interpretações ambientais. Outro fator que deve ser levado em conta nas reconstruções paleoambientais, em grandes áreas, é o grau de precisão das correlações cronoestratigráficas. Em muitos casos, sedimentos exibem características que poderiam ser interpretadas como geradas em condições de forte tectonismo ou de climas secos. Frequentemente os fósseis fornecem indícios mais conclusivos. No Triássico do Rio Grande do Sul, ocorrem sedimentos ricos em répteis que, estudados nos seus aspectos sistemáticos, tafonômicos e de seus relacionamentos com os sedimentos, possibilitam interessantes inferências paleoclimáticas. Concentrações de lenhos fósseis, principalmente quando fossilizados *in situ*, produzem importantes evidências paleoclimáticas. "Florestas petrificadas", como as do Triássico do Rio Grande do Sul, são sugestivas de paleoclimas úmidos. Nessa mesma região, esses lenhos fósseis estão acamados e imbricados em *foresets* de estratificações cruzadas de origem aquosa, sugerindo fases de enchentes e, quando partes das raízes das árvores estão conservadas, as sugestões são de enchentes catastróficas. No Eocretáceo do Nordeste também ocorrem concentrações de lenhos acamados. Os palinomorfos são os elementos mais comumente usados no Brasil, para as reconstruções paleoclimáticas. No caso dos de afinidades angiospérmicas, deveriam ser estudados mais pormenorizadamente, utilizando-se o microscópio de varredura. Infelizmente o registro de folhas é muito raro no Mesozóico brasileiro. Folhas largas e relativamente finas são sugestivas de paleoambientes úmidos. Pontas acuminadas são interpretadas como atributos para facilitar o escoamento da chuva. Folhas duras, coriáceas são características xerofíticas. No Aptiano brasileiro, grandes espessuras de evaporitos distribuem-se por grandes extensões, havendo mesmo ocorrências de sais altamente solúveis. Associados aos evaporitos conhecem-se depósitos interpretados como gerados em leques aluviais, passando para depósitos de sabkhas. Climas áridos são, portanto indubitáveis nessa época. Microfósseis em depósitos continentais e de plataformas marinhas do Albiano atestam a continuação do clima árido nessa época. Climas secos no Neocretáceo foram deduzidos por calcretes, argilomineral paligorskita e ocorrência de trona. Ambientes oxidantes nas áreas-fonte, com formação de *red beds* nos sítios de deposição, foram considerados, no Berriasiano e Neocretáceo, como climas com estações secas e chuvosas bem definidas na fonte. Sob o ponto de vista de estruturas sedimentares, arenitos muito bem selecionados, com grãos de areia fina bem arredondados e foscos e com grandes estratificações cruzadas geradas por processos eólicos distribuindo-se em grande extensão, indicam paleoclimas secos, interpretações estas reforçadas quando ocorrem sedimentos que teriam sido gerados em *wadis*, além da presença de ventifactos. Estudos de isótopos radioativos foram utilizados em certas deduções paleoambientais. Estes estudos devem ser incrementados no futuro. Carvões, bauxita, caulinita e siderita não são citados nos estudos sobre o Mesozóico brasileiro. A presente contribuição permitiu as seguintes considerações: a)

1- Instituto de Geociências – Universidade de São Paulo (Departamento de Paleontologia e Estratigrafia). Rua do Lago, 562, Cidade Universitária, CEP: 05508-900 – SP – FAX: 8184129.

quando as informações sobre paleoclimas são mais completas e envolvendo um tempo de duração relativamente grande, verifica-se que podem ser detectadas flutuações menores de paleoclimas que se opõem ao paleoclima predominante; b) globalmente, os paleoclimas de aridez mais extremadas ocorreram no Neojurássico e no Aptiano-Albiano; c) o registro indubitável do Triássico no Brasil é escasso, com exceção do Rio Grande do Sul. Com maiores informações sobre o Triássico ao norte do Rio Grande do Sul, é possível que desertos dessa idade pudessem ser detectados, a semelhança com que ocorre em outras regiões do mundo.

Palavras-chave: Brasil, Mesozóico, Evidências Paleoclimáticas, Bacias Marginais e Interiores.

Abstract: An up-to-date review of a former paper on Brazilian Cretaceous Paleoclimates (1991) and a look at the Triassic and Jurassic paleoclimatic evidence, are presented here. Sedimentary parameters were evaluated in different ways in relation to paleoclimatic interpretations. The precision of chronostratigraphical correlations in great distances must also be weighed. The features imposed on the sediments often admit two explanations: syntectonic or paleoclimatic. Fossils often lead to more precise interpretations. Reptiles are numerous from the Triassic of the Brazilian State of Rio Grande do Sul. They were studied both on the systematic and taphonomic approaches and on their positions within the sediments. These studies led to sound paleoclimatic reconstructions. Concentrations of fossil woods, especially when they are stood up with preserved roots, as is the case for the "Triassic Petrified Forests" of the State of Rio Grande do Sul, led to humid paleoclimate interpretation. Also in the Triassic of this State, there are outcrops full of bedded imbricated woods still with some of their roots, suggesting catastrophic floods. Concentrated woods along Early Cretaceous aqueous cross stratification foresets in the Brazilian Northeast, were interpreted as meaning a rainy highland source area. Palynomorphs are the most used tool by Brazilian researchers for Mesozoic paleoclimatic reconstructions. The palynomorphs with angiosperm affinity were not studied as deserved by the Brazilian paleontologists, as much as the Scanning Electron Microscopic might be more frequently used. Unhappily leaf occurrences are scarce in the Brazilian Mesozoic literature, except in the Rio Grande do Sul Triassic. Wide thin leaves mean humid climates. Leaves with tapering channeled extremities is a device for running off rain drops. Hard leathery leaves are of a xerophytic feature. Thick deposits of evaporites are widespread in the Brazilian Aptian marginal basins, with highly soluble salts at some places. Fungolites passing laterally to sabkha plains are known. So, arid paleoclimates are unquestionably admitted for Brazilian Aptian. Albian microfossils from marine shelf beds and from inland deposits also suggest dry climates. Eolian sandstones as well as ventifacts are known in Aptian-Albian sediments as well as in Late Jurassic ones, including sediments thought to be laid down in wadis subenvironment. Inland Late Cretaceous dry climates were deduced on the ground of calcrete concretions, paligorskite and trona occurrences. Oxidizing environments at source areas and red beds at the deposition sites in Brazilian Berriasian and Late Cretaceous were interpreted as the result of hot humid and dry seasons alternating in the source-areas. Isotopic determinations ($\delta^{13}C$ and $\delta^{18}O$) were investigated for paleoclimate inferences. Few references are seen in the Brazilian literature on Mesozoic coals, bauxite and siderite. The present contribution points to the following considerations: a) When the amount of features connected to paleoclimate are large and involving long time,

it was possible to detect minor paleoclimatic fluctuations; b) the extremely dry paleoclimates mark the Late Jurassic and Aptian-Albian; c) unquestionable record of the Triassic Period are scarce in Brazil, except in the State of Rio Grande do Sul.

Keywords: Brazil, Mesozoic, Paleoclimatic Evidences, Marginal and Interior Basins.

INTRODUÇÃO

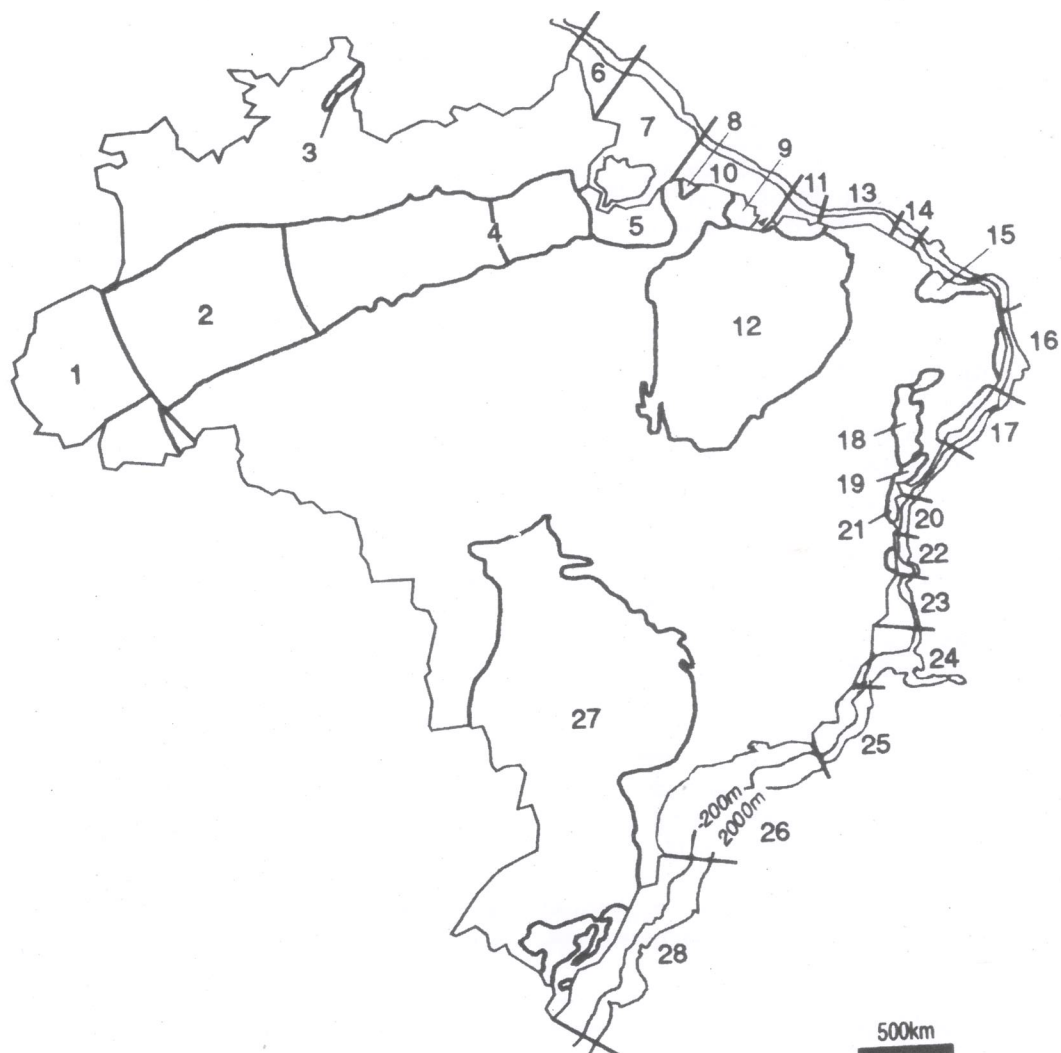
De uma maneira geral, as bacias marginais na plataforma continental e área emersa adjacente (Figura 1) possuem sedimentos com evidências mais seguras a respeito dos seus paleoclimas do que as bacias do interior cratônico. Contudo, no caso específico dos sedimentos do Triássico do Rio Grande do Sul, dada a abundância de seus vertebrados fósseis, que permitem seguras comparações com os vertebrados da África do Sul, o grau de confiabilidade das deduções paleoclimáticas é superior a de outras regiões do interior cratônico e mesmo de algumas formações das bacias marginais.

TRIÁSSICO

Na Bacia do Paraná, fora os sedimentos triássicos da Rio Grande do Sul, as outras formações eventualmente desse período, possuem precários elementos para datação. É o caso da Formação Pirambóia. Essa formação, que predominantemente ocorre no Estado de São Paulo, passaria lateralmente segundo Lavina (1997), para a Formação Rio do Rasto dos Estados do Paraná e Santa Catarina. A Formação Rio do Rasto, por sua vez, passaria lateralmente para sedimentos equivalentes ao Pirambóia do Rio Grande do Sul. Segundo esse mesmo autor, a descoberta recente de uma associação de reptéis terápsidos em São Gabriel, Rio Grande do Sul, relacionados à Biozona *Tapinocephalus* da África do Sul, de idade *Neokazanian* e sua ocorrência em pelitos intercalados aos primeiros depósitos eólicos da Formação Rio do Rasto, levantaria a possibilidade da Formação Pirambóia ser ainda do Permiano.

Por outro lado, vários autores consideram a possibilidade de que parte da Formação Rio do Rasto seja do Triássico. Ragonha (1984, 1989) admitiu, com base em tubarões, que a parte superior da Formação Corumbataí de São Paulo seria do Triássico e correlacionável à parte superior da Formação Rio do Rasto do Paraná, em um paleoambiente de rios entrelaçados associados a lagos que se tornariam cada vez mais rasos devido ao aumento da aridez. A Formação Pirambóia foi depositada em ambiente desértico (Caetano-Chang 1997). Cunha & França (1993) consideraram improvável que as unidades da Bacia do Paraná colocadas no Permocarbonífero devido às grandes espessuras que exibem, fossem todas dessa idade. Levantaram a possibilidade de que as formações Teresina e Rio do Rasto fossem do Triássico. Contudo, a presença de elementos da Biozona de *Cysteccephalus* da África do Sul, na parte superior da Formação Rio do Rasto, na Serra do Cadeado no Estado do Paraná, colocaria o topo das Formações Rio do Rasto no Eotartariano (Barberena *et al.* 1985). As datações radiométricas de Thomaz F^o (1976) colocariam a Formação Rio do Rasto no limite Permiano-Triássico.

Tendo em vista as dúvidas sobre as idades das formações Rio do Rasto e Pirambóia no centro-norte da Bacia do Paraná, o exame do Triássico é melhor explicado com as formações dessa idade do Rio Grande do Sul. Esses sedimentos estão reunidos no Grupo Rosário do Sul.



BACIAS SEDIMENTARES

- | | | |
|-------------------------|------------------------|--------------------|
| 1- Acre | 11- Barreirinhas | 20- Bahia Norte |
| 2- Solimões | 12- Parnaíba | 21- Camamu-Almada |
| 3- Tacutu | 13- Piauí - Camocim | 22- Jequitinhonha |
| 4- Médio/Baixo Amazonas | Aracaú-Icarai | 23- Cumuruxatiba |
| 5- Marajó | 14- Mundaú | 24- Espírito Santo |
| 6- Cassiporé | 15- Potiguar | 25- Campos |
| 7- Foz do Amazonas | 16- Pernambuco-Paraíba | 26- Santos |
| 8- Bragança-Vizeu | 17- Sergipe-Alagoas | 27- Paraná |
| 9- São Luís | 18- Tucano-Jatobá | 28- Pelotas |
| 10-Pará-Maranhão | 19- Recôncavo | |

FIGURA 1 - Bacias Sedimentares Brasileiras

FIGURE 1 - Brazilian Sedimentary Basins

PERÍODO	ANDARES	FAUNAS LOCAIS	LITOESTRATIGRAFIA	PALEOCLIMAS AMBIENTE
TRIÁSSICO	NORIANO	lenho fósseis Botucaraí	?	quente-secos, temperado, úmido fluvio- lacustre
	CARNIANO		Caturrita	
	LADINIANO	Alemoa Chiniquá Pinheiros	Santa Maria	quente-semi- árido paleoloess e árido
	AMSIANO			quente, úmido, fluvial- meandrante
	SCITIANO	Catuçaba	Sanga do Cabral	fluvial anastomosado ou paleoloess quente, úmido, fluvial meandrante

FIGURA 2- Flutuações paleoclimáticas durante o Triássico no Rio Grande do Sul.

FIGURE 2-Triassic of the State of Rio Grande do Sul, Brazil - Paleoclimatic fluctuation.

Grupo Rosário do Sul-Este grupo é subdividido, de baixo para cima, nas formações Sanga do Cabral, Santa Maria e Caturrita. As variações climáticas refletidas nas rochas do Triássico sulriograndense são mostradas na figura 2.

Segundo Andreis *et al.* (1980), o ambiente gerador da Formação Sanga do Cabral seria fluvial, de rios meandantes, com interação dos seguintes fatores: a) área-fonte com abundante material arenoso; b) rápido deslocamento de canais; c) baixas taxas de sedimentação. Contudo, Lavina (1984) admitiu para a parte inferior dessa formação, na região de Catuçaba, canais entrelaçados em condições de grande variação de fluxos. Ocorreriam fortes correntes durante enchentes, os rios transbordariam formando lençóis de areia com laminações em condições de fluxo superior. A parte superior dessa formação ter-se-ia depositado em rios anastomosados ou em paleoloess.

Rios meandantes prevaleceriam no ambiente do início da deposição da Formação Santa Maria, com ampla presença de sedimentação em planícies de inundação e maior estabilidade de canais. A taxa de sedimentação teria caído rapidamente até atingir um mínimo nos tempos da fauna local Alemoa, em ambiente propício de paleoloess, sedimentado lentamente, em uma planície de inundação com vegetação de pequeno porte. A presença de grandes herbívoros e da flora *Dicroidium*, os extensos pampas loessicos, as cores vermelhas fortemente oxidantes e a presença de concreções calcárias e de gipsita são sugestivos de clima quente com verões secos e prolongados.

Os rincossaurídeos da espécie *Scaphonix fischeri* predominaram de forma absoluta na fauna Alemoa. Azevedo (1987) e Azevedo *et al.* (1989, 1990), baseados nas características do aparelho maxilo-mandibular, deduziram adaptações para quebrar nozes, alimento quase exclusivo de um ambiente árido, impróprio à maioria das outras espécies. Lenhos fósseis de Chiniquá, município de São Pedro do Sul, seriam adaptados a climas secos (Minello 1993).

A gênese dos sedimentos da Formação Caturrita, que abrigou a fauna local Botucaraí indica o retorno a condições de rios meandantes semi-encaixados em planícies de inundação.

Paleossolos com abundantes raízes sugerem clima úmido com verão quente. A fauna local Botucaraí contém a espécie *Scaphonix sulcognathus* com aparelho masticatório adaptado à alimentação de plantas moles. Esta característica, além da maior diversidade de espécies, permitiram deduzir paleoambientes menos estressantes.

Na região de Mata, RS, ocorrem, talvez, as maiores concentrações de lenhos fósseis do Brasil, constituindo florestas petrificadas. Os lenhos atingem 1,20m de diâmetro e comprimentos que podem atingir 25m. Ocorrem vários registros de raízes principais junto às partes basais dos troncos; as maiores raízes atingem 2m de comprimento e 25cm de largura. Situam-se em sedimentos da Formação Caturrita. A presença de lenhos "in situ" ou submetidos a pequeno transporte, é sugestiva de quedas de árvores com preservação de raízes devido à forte erosão das margens de rios por alta energia de fluxo. As plantas são gimnospermas com características meso-xerófitas ou mesófilas e, portanto, o clima provavelmente seria úmido com verões quentes (Andreis *et al.* 1982). Minello (1993) estudou as características anatômicas desses lenhos, concluindo ao contrário, que seriam plantas adaptadas a clima seco. Já Montardo (1984) concluiu que as associações de argilominerais das formações Santa Maria e Caturrita seriam indicativas de paleoclimas quentes a temperados, com alternância de estações chuvosas e secas.

O grande número de informações do Triássico sul-riograndense, permitiu verificar que sua história foi dominada por climas quentes com alternância de fases úmidas e secas. Este padrão pode ser usado para comparações com outras formações geológicas brasileiras de mesma idade. Como o potencial de conservação dos depósitos gerados em climas secos é maior, pode haver certa tendenciosidade nas deduções paleoclimáticas, pois é preservado um maior número de informações.

Outros sedimentos triássicos brasileiros, fora do Rio Grande do Sul, são deficientes de informações. Fora da Bacia do Paraná, são conhecidos nas bacias do Parnaíba e na Foz do Amazonas.

O Triássico da Bacia do Parnaíba seria representado pela Formação Sambaíba. Contudo a ausência de fósseis e de melhores evidências estratigráficas, tornam duvidosa a sua datação. São arenitos com estratificações cruzadas de grande porte proveniente de sistemas eólicos de desertos. O Triássico da bacia da Foz do Amazonas é constituído por um pacote vulcano-sedimentar; efusivas toleíticas se intercalam com arenitos limpos finos a médios. A datação radiométrica das efusivas, 186 a 226 Ma., corresponde ao intervalo Neotriássico-Eojurássico. Não foram encontrados fósseis. Os sedimentos teriam sido gerados em paleoambiente desértico, com faixas fluviais, eólicas e lacustres (Brandão & Feijó 1994).

JURÁSSICO

Não há registro de fósseis brasileiros seguramente datados do Jurássico (Arai *et al.* 1989). Somente a Bacia de Tacutu eventualmente poderiam ter rochas dessa idade. A litoestratigrafia mais recente dessa bacia, é a de Eiras *et al.* (1994). Suas rochas mais antigas, do Fanerozoico, são basaltos de idade radiométrica entre 178 e 114 m.a. (Formação Apoteri). Sobre essas rochas ocorrem siltitos e folhelhos de paleoambiente lacustre (Formação Manari) que seriam jurássicos. Van der Hammen & Burger (1966) sugeriram, com base em palinomorfos, idade neojurássica, mas não de forma conclusiva. Rochas clástico-evaporíticas da Formação Pirara, interdigitadas para leste com ruditos interpretados como gerados por leques aluviais, ocorrem, discordantemente, sobre a Formação Manari. Ocorrem halitas e

folhelhos acastanhados cuja idade neojurássica é apenas inferida pela posição estratigráfica, entre a Formação Manari na base e Formação Tacutu acima, cuja idade seria neojurássica-eocretácea. O paleoambiente da Formação Pirara seria árido, de planície de sabkha com influência marinha pelo teor de bromo das halitas (R.S.Carvalho, inform. verbal, *apud* Eiras *et al.* 1994). Os leques aluviais a leste, parecem originar-se em elevações tectônicas em ambiente árido. Esses leques aluviais continuaram a leste durante a deposição da formação sobrejacente, Tacutu.

A descoberta de radiolários fósseis em silexites do Grupo Areado, na Bacia Sanfranciscana, no oeste de Minas Gerais, por Kattah (1992), causou polêmica que perdura até hoje. Com base nesses fósseis, o início da sedimentação Areado seria do Neojurássico(?)-Eocretáceo. Ocorreriam três seqüências sedimentares, A, B e C, correlacionáveis às fases pré-rifte, rifte e transicional para marinho semelhante às existentes nas bacias marginais do tipo atlântico. Datações palinológicas colocariam a base da seqüência C no Eoaptiano (Arai *et al.* 1995). Os silexites com radiolários ocorreriam na parte média da seqüência C. A influência marinha foi também verificada pela presença de dinoflagelados e, duvidosamente, por acritarcas. As três seqüências seriam o resultado de três fases transgressiva-regressivas, com os radiolários depositados na zona de condensação. Há evidências de aridez durante a deposição das seqüências. O sistema regressivo da seqüência C culminaria com planícies de sabkha com grande influência eólica.

A presença de um mar mesozóico em Minas Gerais já tinha sido suspeitada desde o trabalho de Chateaufort *et al.* (1981) que registraram sedimentos albianos em uma sondagem em Coromandel, MG, os quais, de acordo com informação verbal de Lima (*apud* Petri 1987) seriam sugestivos de ambientes costeiros, de modo que Petri (*op.cit.*) admitiu para uma faixa dos estados do Rio Janeiro e Minas, até Coromandel, ambiente costeiro com influência marinha no Albiano.

Pessagno Jr. & Dias Brito (1996) estudaram esses radiolários e suas conclusões causaram um *frisson* na Geologia Brasileira. Assim: a) os fósseis são realmente radiolários, com ocorrências confirmadas por trabalhos de campo realizados por Kattah & Koutsoukos (1992, *apud* Pessagno Jr. & Dias-Brito *op.cit.*); b) a idade dos radiolários é neokimmeridgiana (Neojurássico) a Neovalanginiana (Eocretáceo), o que está em desacordo com a idade dos palinóforos; c) o paleoambiente seria marinho profundo (mais de 150m), dedução reforçada pela presença de espículas de esponjas marinhas, o que está em desacordo com os dados sedimentológicos; d) a idade destes depósitos elimina a hipótese de invasão marinha a partir do Oceano Atlântico, inexistente nesse tempo. O mar teria vindo do Pacífico, através de um aulacógeno de direção NE-SW. Como ressaltaram Pessagno Jr. & Dias-Brito (*op.cit.*), a incongruência exige trabalhos de campo pormenorizados.

Nas bacias marginais brasileiras existe uma sucessão de sedimentos abaixo dos depósitos berriasianos, conhecida nas bacias do Recôncavo, Tucano, Jatobá e Camamu-Almada, pertencente ao andar local Donjoaniano. A idade desses sedimentos é considerada neojurássica tardia (Portlandiano), embora não ocorram fósseis jurássicos dessa idade, estando presente a espécie endêmica *Bisulcocypripis pricei* Pinto & Sanguinetti. A única evidência para a idade portlandiana é que estes depósitos estão imediatamente abaixo de sedimentos berriasianos (Regali & Viana 1989, Arai *et al.* 1989, Berthou *et al.* 1996). A Formação Brejo Santo que ocorre nas bacias do Araripe e Mirandiba também contém o fóssil *Bisulcocypripis pricei*.

A Formação Aliança, andar Donjoaniano da Bacia do Recôncavo, é constituída de folhelho vermelho tijolo intercalado por arcócio vermelho a marrom, com estratificações cruzadas, interpretados como depositados em paleoambiente flúvio-lacustre. Ela ocorre sob a forma de lençol cobrindo uma área que vai da Chapada do Araripe, passando pelas áreas das bacias de Mirandiba, São José do Belmonte até Jatobá, Tucano e Recôncavo e daí, rumo sul, até Almada e Camamu. Depósitos equivalentes ocorrem na Bacia Sergipe-Alagoas. Evidencia grande continuidade com poucas variações horizontais. Lanzarini (1994) e outros, admitiram paleoambientes lacustres. As intercalações arenosas nos folhelhos são explicadas por Petri & Campanha (1981) como depósitos de canais de rios meandantes, com lagos associados às planícies de inundação, portanto, com evidências de climas úmidos. Caixeta *et al.* (1994) noticiaram ostracodes nos folhelhos. A Formação Sergi da Bacia do Recôncavo e a unidade equivalente da Bacia Sergipe-Alagoas é predominantemente arenosa com tonalidade vermelha restrita à matriz do arenito ou em algumas camadas argilosas subordinadas. A Formação Missão Velha da Chapada do Araripe possui litologias e fósseis semelhantes (Assine 1990, Ponte & Appi 1990). Na Bacia de Recôncavo, as camadas argilosas vão diminuindo para o topo, sugerindo erosão da área fonte, com denudação do regolito e erosão da rocha fresca, com o aparecimento de camadas conglomeráticas (Viana *et al.* 1971). Estratificações cruzadas contêm lenhos de coníferas silicificadas nos *foresets*, sugerindo correntes do tipo torrencial. Ha sugestões de mudanças de canais meandantes da Formação Aliança para entrelaçados na Formação Sergi (Petri & Campanha 1981). De acordo com Lanzarini (1994) as associações de fácies de ambas as formações, definem um sistema flúvio-eólico-lacustre com lobos de suspensão, ora com domínio flúvio-eólico ora flúvio-lacustre, com tendência a granocrescência ascendente com a implantação gradativa do sistema flúvio-eólico Sergi, ou seja, o paleoclima, gradativamente passaria de úmido para seco.

Na Bacia do Acre ocorrem siltitos castanho-avermelhados intercalados com camadas de anidrita e halita, com um espesso leito de arenito fino, creme-esbranquiçado na base (Feijó & Souza 1994). Não se conhecem fósseis e sua idade é incerta; assenta-se, em discordância, sobre sedimentos permianos. Feijó & Souza (*op.cit.*) admitem ambiente de deposição flúvio-lacustre com influência marinha em planície de sabkha.

Na Bacia do Parnaíba as idades atribuídas das formações Pastos Bons e Corda são duvidosas. Eventualmente poderiam ser eocretáceas.

Na Bacia do Paraná, Scherer & Lavina (1997) descreveram, na região ocidental do Rio Grande do Sul, a formação Guarú, limitada por discordâncias, na base, com a Formação Sanga do Cabral (Triássico) e, no topo, com a Formação Botucatu (Neojurássico-Eocretáceo). Essa unidade é constituída por uma sucessão de arenitos finos a conglomeráticos, com estratificações cruzadas de pequeno a grande porte, intercalados, ocasionalmente, por níveis centimétricos de pelitos. Estende-se ao Uruguai como membro basal da Formação Tacuarembó. A sua porção norte da área de ocorrência se constitui em arenitos grossos a conglomeráticos, com cruzadas acanaladas e plano-paralelas. Esta formação ter-se-ia depositado em sistema fluvial entrelaçado com padrão de paleocorrentes para o sul, acompanhado de diminuição da granulometria e passagem para dunas eólicas intercaladas com ritmitos lacustres. Ocorrem fósseis no Uruguai, com idade neojurássica a eocretácea para a parte inferior da Formação Tacuarembó. Segundo Scherer & Lavina (*op.cit.*), a Formação Botucatu assentar-se-ia, em discordância, sobre esta unidade inferior do neojurássico.

Os fósseis da Formação Botucatu da Bacia do Paraná são constituídos de pistas e pegadas, atribuídas a dinossauros, mamíferos primitivos e coleópteros (Pacheco 1911, *apud* Huene 1931), Leonardi (1977, 1980), Leonardi & Godoy (1980). Esses fósseis, contudo, não permitem que se chegue a uma idade precisa para essa formação. A suposta contemporaneidade entre a Formação Botucatu e os primeiros derrames basálticos da Formação Serra Geral é aceita pela maioria dos geólogos. Ela é baseada na ocorrência de basaltos vesiculares envolvidos por arenitos, interpretados como material piroclástico (Washburne 1930) ou talus fóssil (Mendes & Frakes 1964), diques clásticos cortando basaltos, cinzas e lapilli em arenitos eólicos (Almeida 1953) e arenitos intertrapianos.

A presença de sills em diabásio intrusivo em arenitos da Formação Botucatu (Petri & Fulfaro 1983), pressupõe teto razoável de material consolidado o que envolveria erosão posterior de espessuras razoáveis de arenitos. As primeiras lavas da Formação Serra Geral datam de cerca de 115 Ma. (Melfi 1967), limite entre o Jurássico e o Cretáceo. Desse modo, a Formação Botucatu seria do Jurássico terminal.

O tipo predominante da Formação Botucatu, arenito fino com boa seleção, elevado grau de arredondamento dos grãos menores do que 0,1mm, dotados de superfícies foscas e esburacadas e as grandes estratificações cruzadas não tangenciais, com ângulos elevados das lâminas no topo, são características que indicam origem eólica e paleoambientes de ergs de dunas. A Formação Botucatu extravasa os limites da Bacia do Paraná. A área total de ocorrência é cerca de 1,5 milhões de km² e levando em conta que a erosão deve ter removido boa extensão dessa unidade, pode-se considerar o deserto de Botucatu como de extensão maior do que o Saara atual. Constitua-se em deserto de extrema aridez. Como as bordas do deserto foram as que sofreram maior dissecação, poucas evidências existem de hammadas. Almeida (1953) descreveu ventifactos em São Sebastião do Paraíso, MG e Hellmeister (1997), fluxo de detritos com ventifactos retrabalhados em Pedregulho, SP.

CRETÁCEO

É esse o período do Mesozóico brasileiro melhor representado, tanto em afloramentos como em sondagens, tanto em extensão, como em espessura. Evaporitos aptianos nas bacias marginais como também em algumas do interior do Nordeste constituem bons referenciais e evidências seguras sobre o paleoambiente deposicional. O Albiano, embora não exibindo tantas evidências de evaporitos, pelas condições de mares mais abertos do que os do Aptiano, exhibe evidências de condições tão secas ou ainda mais secas do que as do Aptiano. O Cenomaniano exhibe condições paleoambientais intermediárias entre o Albiano e o Turoniano. Este último andar exhibe, nas bacias marginais, amplas áreas marinhas com condições anóxicas, não só no Brasil como também em outras regiões do mundo.

Eocretáceo pré-rifte

Nas bacias marginais brasileiras, esses sedimentos se depositaram em condições não-marinhas. Tendo em vista as dificuldades de correlações com a coluna geológica internacional, foi proposta a subdivisão desse pacote em andares locais. Com a ampliação dos conhecimentos sobre os sedimentos dessa idade no Brasil, fornecidos pelos palinomorfs, surgiram dois trabalhos, propondo as correlações dos andares locais com os da coluna

internacional (Arai *et al.* 1989, Regali & Viana 1989). A coluna local foi baseada principalmente em ostracodes. O Andar local Rio-da-Serra compreende depósitos que cobre o intervalo que vai do Berriasiano a quase todo o Hauteriviano, segundo Regali & Viana (*op.cit.*) e do Berriasiano ao Valanginiano, segundo Arai *et al.* (*op.cit.*). O Andar Aratu compreenderia o Hauteriviano terminal e o Eobarremiano, segundo Regali & Viana (*op.cit.*) e todo o Hauteriviano e o Eobarremiano, segundo Arai *et al.* (*op.cit.*). Buracica seria Mesobarremiana nas duas versões. Jiquiá seria do Neobarremiano a parte inferior do Aptiano, segundo Regali & Viana (*op.cit.*) e unicamente do Neobarremiano, segundo Arai *et al.* (*op.cit.*). O último andar local, Alagoas, compreenderia a parte superior do Eoaptiano até o Eoalbiano para Regali & Viana (*op.cit.*) e todo o Aptiano para Arai *et al.* (*op.cit.*).

As condições pré-rifte, marcadas por ampla sedimentação horizontalmente homogênea, com poucas variações da fácies, que caracterizaram o Andar Donjoaniano, eventualmente Neojurássico (Portlandiano), continuaram no início do Cretáceo (Eoberriasiano), onde, na Bacia do Recôncavo, se depositaram as formações Itaparica e Água Grande (Caixeta *et al.* 1994). Na Bacia Sergipe-Alagoas a fase pré-rifte iria até o princípio do Valanginiano (Feijó 1994). Na bacia Camamu-Almada ocorre a Formação Taipê equivalente à Formação Itaparica (Netto *et al.* 1994). Na Chapada do Araripe, a Formação Abaiará (Ponte & Appi 1990) é constituída de folhelhos sílticos vermelhos e (ou) verde-claros, intercalados com camadas de arenitos (Assine 1990). Talvez seja necessário redefinir essa formação para excluir camadas mais jovens do que as do Andar Rio-da-Serra.

A Formação Itaparica das bacias do Recôncavo e Tucano depositou-se em condições flúvio-lacustres, possivelmente rios meandantes. Acima se situa a Formação Água Grande, constituída de arenitos com estratificação cruzada acanalada de médio a grande porte, depositada em condições flúvio-eólicas, de rios entrelaçados, o que evidencia mudanças climáticas para climas mais secos, ainda no Eobarremiano (Regali 1966). Segundo Picarelli & Lana (1993), no Eo-Rio-da-Serra (Eobarremiano), o clima no Recôncavo teria sido de árido a semi-árido. Depósitos equivalentes, na Bacia Sergipe-Alagoas, seriam lacustres, onde ocorreriam deltas (Feijó 1994). A Formação Taipê da Bacia Camamu-Almada seria flúvio-eólica.

A Formação Tacutu da bacia homônima é constituída de siltitos castanho-escuros a vermelhos, argilosos, calcíferos, com pseudomorfs de gipsita substituídos por anidrita e calcita, com intercalações de arenitos e folhelhos. O paleoambiente seria lacustre em paleoclima com tendência a seco. Van der Hammen & Berger (1966) a consideram neojurássica a eocretácea, com continuação até o Barremiano, segundo Eiras *et al.* (1994).

Eocretáceo não marinho da fase rifte (Mesoberriasiano a Barremiano, até o início do Aptiano (Jiquiá).

A fase rifte, em oposição à pré-rifte, se caracteriza por grandes variações laterais de fácies, causadas por sintectonismo.

Os sedimentos da Bacia do Recôncavo, juntamente com a bacia Sergipe-Alagoas, são os melhores representantes desse intervalo de tempo. Na Bacia do Recôncavo, a Formação Candeias (meso a neoberriasiana), atesta a fase rifte pela passagem, a sudeste, para os primeiros depósitos de leques aluviais da Formação Salvador, reflexo da ascensão de blocos falhados, dos quais a Falha de Salvador é o exemplo mais característico. Todo o Eocretáceo, até o Andar Jiquiá, caracteriza-se, nesta bacia, por um lago, de início com taxa de subsidência excedendo a de deposição (Sarnelli *et al.* 1994), embora o aporte sedimentar também fosse grande (Caixeta *et al.* 1994). Aos poucos, até o Andar Jiquiá, a bacia foi se entulhando

de sedimentos provenientes dos deltas originados no norte, nas bacias de Tucano e Jatobá, razão porque nessas bacias os arenitos são mais frequentes. A associação de clima predominantemente úmido no Meso e Neobarremiano (Formação Candeias) permitiu o desenvolvimento de um sistema lacustre mais profundo, gradativamente se tornando mais raso à medida que avançava o sistema deltaico. De acordo com Sarnelli *et al.* (1994), o clima seria úmido no início da deposição da Formação Candeias, passando a árido no Neobarremiano. No Hauteriviano (Andar Aratu), teria iniciado nova fase de crescente umidade, com apogeu no Eoaptiano (Andar Jiquiá). As variações climáticas deduzidas por Sarnelli *et al.* (*op. cit.*), concordam, em linhas gerais, com as descritas por Petri (1991). Também na bacia Sergipe-Alagoas encontra-se desenvolvimento paralelo às das unidades do Recôncavo.

Na Bacia Potiguar, o início da sedimentação eocretácea só ocorreu no Valanginiano (Araújo & Feijó 1994), com a Formação Pendência, que se estende até a idade Jiquiá (Neobarremiano a Eoaptiano). Essa formação teria se depositado através de leques aluviais e sistemas flúvio-deltaicos, progredindo sobre pelitos lacustres entremeados com frequentes turbiditos. Picarelli & Lana (1993) consideraram no início (Meso-Rio-da-Serra), clima tropical a subtropical, com alternância de fases mais úmidas e mais secas, com balanço positivo de umidade, segundo Rodrigues *et al.* (1993). No Valanginiano haveria tendência para clima seco, com vegetação xerofítica, segundo Picarelli & Lana (*op. cit.*), endossados por Rodrigues *et al.* (*op. cit.*). Segundo esses autores, no Andar Aratu (Hauteriviano-Eobarremiano) ocorreriam as maiores diferenças climáticas entre as bacias Potiguar e Recôncavo, havendo aqui alternância de fases secas e úmidas, com condições de aridez crescente para o topo da sucessão.

As bacias de Jacuipe, Camamu e Almada, a primeira situada entre as bacias Sergipe-Alagoas e Recôncavo e as duas últimas ao sul do Recôncavo, contêm formações em parte cronoequivalentes, com algumas diferenças litológicas (Netto 1994). As informações sobre os paleoambientes e paleoclimas nessas bacias são escassas.

A Bacia de Cumuruxatiba possui depósitos berrasianos-barremianos, com escassas informações paleoambientais (Santos *et al.* 1994).

A partir da Bacia do Espírito Santo para o sul, efusivas basálticas passam a comparecer intercaladas em sedimentos pré-aptianos, que recebem diversas denominações nas diferentes bacias. Esses sedimentos foram interpretados como gerados em leques aluviais, sistemas fluviais entrelaçados e lagos, refletindo as instabilidades tectônicas. Não há informações sobre os paleoclimas.

Não ocorrem depósitos pré-aptianos nas bacias equatoriais, com exceção da Bacia Potiguar.

Os depósitos pré-aptianos do interior do Nordeste foram originalmente considerados como frações de uma cobertura mais extensa aprisionadas por blocos rebaixados por falhas pós-sedimentares. Ultimamente têm sido considerados, na maioria dos casos, bacias independentes com preenchimento sintectônico, formados durante a fase rifte do Brasil Oriental. Boa síntese, a este respeito, encontra-se em Carvalho & Leonardi (1992). Com base em palinórfos, Lima & Coelho (1987), atribuíram aos sedimentos da Bacia de Sousa, a idade Aratu (Hauteriviano-Eobarremiano). Regali (1990) incluiu, também, o Andar Rio-da-Serra (Hauteriviano-Barremiano).

Como esses sedimentos foram depositados em condições de severo tectonismo, muitas de suas características poderiam

conduzir a falsas interpretações sobre a existência de paleoclimas áridos. Contudo, características sedimentológicas e, principalmente paleontológicas, fornecem informações paleoclimáticas independentes do tectonismo.

Dois trabalhos são citados aqui, com linhas paralelas de argumentação, envolvendo a Bacia de Sousa, parte da Bacia do Rio do Peixe, no Estado da Paraíba (Carvalho & Leonardi 1992) e a Bacia do Rio Nazaré, no Estado do Rio Grande do Norte (Carvalho & Srivastava 1996). Como argumento sedimentológico para paleoclimas, tendendo para secos, esses autores citaram calcários lacustres, que implicariam águas com pH elevado por intensa evaporação em climas quentes.

O conchostráceo *Paleolimnadiopsis reali* é comum nas bacias referidas acima, bem como na Bacia Sanfranciscana, no Estado de Minas Gerais. A intensa taxa de evaporação dos lagos rasos, conduziria a salinidades relativamente elevadas, resultando em condições *estressantes* que conduziriam ao desenvolvimento de faunas com alto índice de dominância, ou seja, baixa diversidade. A espécie *Paleolimnadiopsis reali* domina a fauna, atingindo 45mm de comprimento na bacia do Rio Nazaré e 35mm na de Sousa. Segundo Carvalho & Srivastava (*op. cit.*), "chuvas constantes ou fontes hidrotermais em um sistema de drenagem endorreica, possibilitariam aporte maior de nutrientes que favoreceriam forte calcificação das valvas. O grande tamanho poderia indicar corpos d'água de maior permanência. Deve-se concluir, portanto, que o paleoclima deveria ter sido seco mas não completamente árido.

Os sedimentos de outras bacias do interior do Nordeste, como as bacias de Iguatú e Barro, embora com escassas informações estratigráficas e paleontológicas, devem ter tido evolução em condições paleoambientais e paleoecológicas parecidas (Cavalcanti & Viana 1992, Carvalho 1996).

Para os depósitos rifte das bacias do interior do Nordeste em geral, de idades Rio-da-Serra a Jiquiá, Ponte *et al.* (1990) admitiram, inicialmente predomínio de paleoclimas quentes e úmidos evoluindo para paleoclimas relativamente secos.

Baseados em icnofósseis tubulares que seriam moldes de raízes de plantas herbáceas, que ocorrem em sedimentos da fase rifte da Bacia de Mangabeira, no Estado do Ceará, Carvalho & Fernandes (1993) admitiram que estas plantas viveriam em paleoclimas de umidade perene.

Andares Alagoas (Eoaptiano-Eoalbio) e Albiano

A suposta presença de um mar neokimmeridgiano-neovalanginiano no Estado de Minas Gerais, teria deixado pouco registro no território brasileiro. Foi só a partir do Aptiano que um mar atlântico aparece no cenário brasileiro, continuando seus registros até o Holoceno.

No Aptiano (e também no Albiano) há evidências de paleoclimas áridos de longa duração e extensão geográfica, no território brasileiro. Os evaporitos são os sedimentos típicos do Aptiano, nas bacias orientais de Sergipe-Alagoas a Santos. Ocorrem, também, nas bacias do Parnaíba e Ceará (Regali 1989). Do Neaptiano ao Albiano também estão presentes na Bacia do Araripe.

Hashimoto *et al.* (1987) interpretaram camadas eoalbianas (Neoalagoas) das bacias do Ceará, Araripe e Potiguar, como depósitos de sabkha marginais, refletindo condições cíclicas de extrema aridez e umidade, ocorrendo simultaneamente nas três bacias, produzindo anóxias cíclicas.

De acordo com Dino (1992), o paleoambiente durante a deposição da Formação Alagamar, Aptiano da Bacia Potiguar

com base nos palinórfos, seria predominantemente árido. Apesar disso, vegetação de microclimas úmidos subsistiriam em nichos localizados. A Formação Pescada, subjacente à Formação Alagamar, localmente associada a blocos de falha, teria sido gerada em leques aluviais coalescentes que, embora ligados a tectonismo, poderiam também estar associados a paleoclima seco, por estarem no contexto do Aptiano.

As terras circundando a laguna Codó, do Aptiano da Bacia do Parnaíba, seriam desertos, onde se depositaram areias da Formação Grajaú. Nesse tempo, levantamento do Arco Ferrer-Urbano Santos barrou o mar, situado ao norte da Bacia do Parnaíba. Nas áreas a sul do mencionado arco, precipitou anidrita, que se desenvolveu assimetricamente, circundada por uma faixa de dolomito e além, folhelhos e, ainda mais afastado, arenitos (Rezende & Pamplona, 1970). Também o Alto do Ceará, a WNW e o de Fortaleza, a ESE, barraram o mar na Bacia do Ceará, proporcionando os evaporitos, incluindo halita.

No sul do Estado de Pernambuco, a Bacia do Cabo, hoje rebatizada de Bacia Pernambuco Lima Filho (1997), possui sedimentos aptianos-albianos, incluídos em duas formações sedimentares por esse autor, Cabo e Estiva, interdigitadas com a Suíte Vulcânica Ipojuca. A interferência de forte tectonismo nos processos de sedimentação, torna difícil decidir se as estruturas sedimentares seriam causadas por tectonismo ou clima. Podem ter ocorrido ambas as causas dado o contexto paleoclimático com tendência para árido do Aptiano-Albiano. Alheiros *et al.* (1989) correlacionaram a Formação Cabo à Formação Muribeca (Membro Carmópolis) da Bacia Sergipe-Alagoas. A Bacia Pernambuco seria prolongamento da Bacia Sergipe-Alagoas. Considerando essa correlação, também a Formação Cabo teria ocorrido em clima árido, já assim interpretado por Petri (1987).

Os depósitos aptianos mais antigos da Bacia Sergipe/Alagoas constituem-se em ciclos de fanglomerados distribuindo-se em leques deltaicos de granulação grossa (*fandeltas*), em condições de clima árido, espalhando-se nas *bajadas* principalmente como correntes laminares (Azambuja *Fº et al.* 1980) e chegando a lagos tectônicos. Nas bordas dos lagos se depositaram folhelhos e *pellets* micrita estromatolítica, margas e nódulos de anidrita. Esses depósitos eram conhecidos como Membro Carmópolis da Formação Muribeca, elevado à categoria de formação e denominada de Poção por Feijó (1994). Constitui-se de um megaciclo de sedimentação formado por diversos ciclos de depósitos granodecrescentes para cima, passando de conglomerados até folhelhos com leitos de evaporitos, sugerindo gradual arrefecimento do tectonismo (Petri 1987). Só ocorre na Sub-Bacia de Alagoas.

Os evaporitos, que se distribuem no Aptiano, da Bacia de Sergipe/Alagoas até Santos, foram depositados em um golfo alongado, semelhante ao atual Mar Vermelho, separado do oceano pelo Alto Rio Grande-Walvis. Somam espessuras de algumas centenas de metros. De acordo com Ojeda (1981), houve dois ciclos aptianos de deposição evaporítica, separados por algumas centenas de metros de sedimentação clástica. O mais jovem, Ibura, é mais diversificado, contendo camadas de anidrita, carnalita, silvita e tachyhydrita, além de halita, com os sais mais solúveis em bacias isoladas, mais afastadas do mar. No final da sedimentação evaporítica, grandes planícies de sabkha se desenvolveram.

Nas bacias Recôncavo, Tucano, Jatobá e Mirandiba, os evaporitos costeiros dão lugar à Formação Marizal, cronoestratigraficamente equivalente. Arenitos arcosianos médios a muito grossos, com seixos, calhaus e matações de até 60cm de

diâmetro, polimíticos, formam 70 a 90% das litologias dessa formação. Conglomerados suportados por clastos, com matações de até 50cm de diâmetro, formam 10 a 15% das litologias. Lamitos, siltitos e argilitos são subordinados (Vilas Boas & Mônaco C. *Fº* 1994). O paleoambiente gerador da formação seria de rios entrelaçados dominados por cargas de fundo arenocascalhosas, associados a leques aluviais. Esse paleoambiente se harmoniza com o contexto de paleoclima seco do Aptiano. As paleocorrentes, para o sul, sugerem drenagem para o Recôncavo.

Na Bacia do Araripe, a Formação Rio da Batateira (Ponte & Appi 1990), cronocorrelacionada aos evaporitos aptianos, é constituída de arenitos médios a grossos, mal selecionados, com extraclastos de argilito vermelho e estruturas de escavação e preenchimento; arenitos médios a finos e siltitos argilosos estão intercalados; ocorrem, também, arenitos brancos, límpidos, bem selecionados, laminados, com estratificações cruzadas de grande porte (possivelmente de origem eólica). A formação inteira é caracterizada por granodecrescência ascendente, com dois ciclos sedimentares separados por uma camada de folhelho verde-oliva e negro com um leito de folhelho betuminoso, papiráceo, fossilífero, exibindo pavimento endurecido e gretas de contração. Volta a aparecer conglomerado no ciclo seguinte. De acordo com Ponte *et al.* (*op.cit.*), haveria um sistema deposicional flúvio-lacustre, onde os bancos de arenitos grossos teriam sido gerados por correntes fluviais de alta energia; os sedimentos finos se formariam em planícies de inundação e os lobos arenosos, seriam subaquáticos, depositados em lagos rasos; os folhelhos se depositariam no fundo dos lagos, os betuminosos em ambiente euxínico. Um rápido episódio de seca, teria exposto as argilas, produzindo o pavimento endurecido com as gretas de contração. Os lagos teriam-se formado em depressões estruturais. Segundo Martins Neto (1992), a predominância de fósseis de grilos em relação aos de esperanças, no Membro Crato da Formação Santana da Chapada do Araripe, seria indicativa de clima quente, tropical, árido.

As deduções de paleoambientes secos para os sedimentos aptianos e albianos nas áreas adjacentes às de evaporitos, foram reforçadas por evidências independentes dos fósseis e das litologias. Rodrigues & Takaki (1987) através de análises isotópicas de delta 13C e 18O, de calcários aptianos e albianos das bacias de Campos e Espírito Santo, concluíram que no topo do Andar Jiquiá e no Andar Alagoas, haveria deposição em lagos restritos com águas com tendência à salinidade, que se tornaram hipersalinas no topo do Andar Alagoas. Durante o Albiano, a sedimentação teria se processado em salinidade acima da normal, em águas quentes, com gradual resfriamento para o topo do Albiano.

Na Bacia de Tucutu, a Formação Serra de Tucano (Reis *et al.* 1994) (ex - Tucano, Eiras *et al.* 1994) é considerada Aptiano-Eoalbiano. Segundo Eiras *et al.* (*op.cit.*), esta formação, essencialmente arenosa, passa, a sudeste para depósitos de leques aluviais continuando em depósitos deltaicos que se interdigitam com a Formação Tucutu. Representam, no Aptiano, continuação dos depósitos Berriasiano-Barremanianos, interpretados como gerados em climas secos. Reis *et al.* (*op.cit.*) citaram duas litofácies arenosas; na fácies de canal descreveram estratificações cruzadas acanaladas de médio a grande porte. A formação se caracteriza por uma série de ciclos granodecrescentes ascendentes.

Brandão & Feijó (1994) admitiram idades aptiana e albiana para a Formação Caciporé da Bacia homônima, colocada no Albiano desde Regali (1982). Brandão & Feijó talvez admitam uma idade mais longa, tendo em vista espessuras dessa formação,

que, nas partes mais profundas de meio-grabens ativos durante sua deposição, chegaram a atingir 2000m, cobrindo derrames basálticos com idades radiométricas em torno de 125M.a.

A Formação Bragança das bacias Bragança, São Luis e Graben de Ilha Nova, é colocada no Andar Alagoas por Lima *et al.* (1994). Pela posição estratigráfica concordantemente à Formação Grajaú sobreposta, embora estéril em fósseis e, portanto de idade incerta, o paleoclima poderia ser árido, em consonância com a Formação Grajaú. Teria sido gerada por leques aluviais a oeste e leste do graben.

A Formação Mundaú, Bacia do Ceará, seria constituída por sedimentos gerados em leques aluviais, rios entrelaçados e lagos tectônicos com turbiditos (Beltrami *et al.* 1994). A Formação Paracuru, concordantemente sobreposta à Mundaú, contém calcilutitos com ostracodes, dolomitos, calcários nodulares e, localmente, camadas de halita. Os paleodeltas da Formação Mundaú, lacustres, passam, gradativamente, para os sabkhas marginais da Formação Paracuru.

As bacias Sanfranciscana e Paraná contêm sedimentos cretáceos, a partir dos tempos Alagoas, talvez até antes, desde o Neoburacica. Datas aptianas encontram-se bem estabelecidas pelos palinórfos de calcários laminados lacustres da Formação Areado, no Estado de Minas Gerais. Ventifactos foram relatados em arenitos dessa formação. A grande extensão prévia de sedimentos cretáceos na Bacia Sanfranciscana, hoje extremamente dissecados, pode ser verificada pela presença de sedimentos isolados aflorando em locais afastados do depocentro dessa formação. Na porção leste da Serra do Cabral, MG, margem direita do rio São Francisco, a oeste de Montes Claros e leste de Três Marias, afloramentos isolados constituem um exemplo (Valadão *et al.* 1994).

A Formação Urucúia, gerada em paleoclima semiárido (Barcelos & Suguio 1982), seria de idade pós-Areado. Rochas vulcânicas, parcialmente contemporâneas a essa formação, permitem colocá-la no Albiano-Santoniano (Petri & Fulfaro 1983). Arenitos com concreções carbonáticas foram referidos. Campos & Dardenne (1996) descreveram três fácies essencialmente arenosas. A fácies 1, arenitos bimodais finos a médios, textural e mineralogicamente maduros, com grandes estratificações cruzadas, teria sido gerada através de dunas eólicas em paleoambiente desértico. A fácies 2, constituída de arenitos de menor maturidade, teria sido formada em sistema de canais entrelaçados com influência eólica. A fácies 3 teria sido formada em sistema fluvial com lagos associados. Esta última fácies está sempre situada no topo da formação e representaria, portanto, o início da inversão paleoclimática de árido para úmido.

A unidade Caiuá, da Bacia Bauru, é considerada Neoaptiano-Albiano, embora sem evidências cronológicas diretas. Essa datação está baseada em Soares & Landim (1976), propondo correlações com os evaporitos da Bacia de Santos. De acordo com Fernandes (1997), a unidade Caiuá teria o *status* de grupo e parcial contemporaneidade com unidades do Grupo Bauru. A unidade Caiuá teria sido gerada em paleoclima quente e seco. O depocentro da Bacia Bauru teria se deslocado para norte e nordeste, de sua posição inicial no Pontal do Paranapanema (SP e PR), até o Triângulo Mineiro. Dunas eólicas predominariam no Caiuá, com deltas lacustres e grandes estratificações cruzadas na Formação Santo Anastácio, geneticamente ligadas a duas outras unidades do Grupo Caiuá que Fernandes (*op.cit.*) chamou de Goio-Erê e Rio Paraná. A contemporaneidade, embora parcial dos grupos Caiuá e Bauru de Fernandes é posta em dúvida por Fulfaro & Perinotto (1996). As unidades pós-Santo Anastácio estão ausentes no Estado

do Paraná e, segundo Fulfaro & Perinotto (1996), essa ausência não poderia ser explicada por erosão cretácea. Por outro lado, as unidades Caiuá e Santo Anastácio estão ausentes no centro, norte e leste da Bacia Bauru. Fulfaro & Perinotto (*op.cit.*) apontaram as grandes diferenças regionais de arquitetura deposicional da bacia. A ausência de elementos seguros de cronocorrelações tornam duvidosas tentativas de reconstrução paleogeográfica. As unidades do Grupo Bauru mais novas do que a Formação Santo Anastácio, serão discutidas adiante.

Verifica-se, portanto, a extensão de paleoclimas secos para grande parte do território brasileiro no Aptiano. Segundo Lima (1983), baseado em palinórfos, durante o Aptiano-Albiano, a faixa árida se estenderia do Amazonas a Minas Gerais e da costa oriental a borda ocidental da Bacia do Parnaíba, em Marabá (Lima *et al.* 1980). Essa faixa árida poderia se estender para o sul de Minas Gerais até o norte do Estado do Paraná, se a Formação Caiuá for dessa idade. Também para Regali (1985), o paleoclima das bacias equatoriais seria de aridez extrema no Aptiano-Albiano. A presença mais extensa de evaporitos no Aptiano não significa que o Albiano fosse menos árido. O comportamento transgressivo do Albiano, proporcionando mares mais extensos, foi o responsável pela menor ocorrência de evaporitos. Mares albianos hipersalinos foram admitidos por Viviers (1985), com base em foraminíferos. Também no Albiano da Bacia Pará-Maranhão teriam ocorrido águas hipersalinas (Cainelli & Moraes Jr. 1986). Segundo Koutsoukos *et al.* (1989), a típica ornamentação cancelada que caracteriza o subgênero de foraminífero *Favusella*, do Albiano, poderia ter sido o resultado de massa d'água de temperatura quente e hipersalina, com grande concentração de carbonato de cálcio. Koutsoukos & Dias-Brito (1987), consideraram toda a faixa costeira brasileira hipersalina no Eo e Mesoalbiano. Dias-Brito (1992, 1995), levando em conta os Pithonelloideae (dinoflagelados calcários), considerou sua distribuição motivada por paleoclima. Seu domínio de ocorrência coincidiria com o do Tethys, o que o levou a admitir a extensão do Tethys para a costa oriental da América do Sul até a crista São Paulo-Walvis (Figura 3).

A ausência de rudistas, corais e foraminíferos orbitóides nessa extensão sulamericana do Tethys, seria explicada pelas águas hipersalinas, bem quentes e, por isso relativamente pobres em oxigênio dissolvido. As cianobactérias, oportunistas, ocuparam esses nichos, produzindo importantes depósitos de oncóides.

Os Pithonelloidea tiveram sua maior expansão do Albiano ao Coniaciano (Dias-Brito 1995). Seu declínio ocorreu no Pós-Coniaciano, tendo sido consequência da forte diminuição da área total dos mares marginais epicontinentais, situada na faixa de alta evaporação (10-40°C) e a queda da temperatura das águas superficiais. A Bacia de Pelotas caracteriza-se pela ausência de Pithonelloidea, sendo as águas mais frias, pertencentes à Bacia do Cabo Argentina.

Relacionado ainda aos paleoclimas áridos do Albiano, Dias-Brito (1995), chamou a atenção sobre as cores claras dos carbonatos pelágicos, decorrência da inexpressibilidade de matéria orgânica no assoalho marinho, pois o paleoclima quente e árido restringiria a quantidade de nutrientes vindos do continente pela inexistência de fluxos carreados do continente pela escassez de chuvas. O grande desenvolvimento dos Pithonelloidea estaria associado com processos de ressurgência. Seus quistos teriam sido gerados como estratégia de sobrevivência em paleoambiente relativamente instável, contribuindo para isto, também, freqüentes tempestades. O conteúdo palinológico, amplamente originado de plantas xerofíticas, se constitui em um argumento a mais a favor de paleoclimas áridos nesses tempos.

Neocretáceo

O limite Cenomaniano-Turoniano constitui-se num *turning point* nas sucessões climáticas do Brasil (Petri 1991) e, também de outras regiões do Globo. No Atlântico Sul, houve dois eventos anóxicos, o primeiro no Eocretáceo, principalmente Aptiano-Albiano e o segundo, no limite entre o Cenomaniano e o Turoniano, Embora Herbin *et al.* (1987) acreditem que estes dois eventos tenham sido causados, principalmente, por intensos processos tectono-magmáticos na crista mediana do Atlântico, esses autores não afastam a contribuição de mudanças climáticas.

Koutsoukos (1995), tratando, especificamente, da Bacia Sergipe-Alagoas, considerou que o ritmo de aumento do afastamento dos continentes (*Sea Floor Spreading*), associado a vulcanismo de mar profundo, no início da formação da crosta oceânica, causaram grande eliminação de CO₂ a qual, somadas à proliferação (*bloom*) do fitoplâncton, como resposta direta ao excessivo CO₂ da atmosfera, baixo gradiente térmico entre as regiões polares e equatoriais e fisiografia restrita das bacias profundas, causaram empobrecimento de oxigênio dissolvido na água. O aumento da matéria orgânica produzido nas regiões epipelágicas e conseqüente soterramento no assoalho oceânico, causaram condições disóxicas-anóxicas, que ocorreram no Neoaptiano-Mesoalbiano e no Cenomaniano-Turoniano.

O Cenomaniano é um andar de transição de paleoclimas predominantemente secos para úmidos. Ainda são relatados paleoambientes quentes e semi-áridos no Cenomaniano, como, p.ex., na Bacia Potiguar (Dino & Lima 1991) e no Cenomaniano da Bacia Pernambuco (ex-Cabo) (Lima & Pedrão 1989).

A Formação Itapecuru das bacias Bragança-Viseu e São Luís e Sub-Bacia de Ilha Nova, do Aptiano-Cenomaniano, segundo Carvalho (1995), de paleoclima árido no Aptiano, passaria a aridez sazonal no Cenomaniano. Já Pedrão *et al.* (1993) e Pedrão *et al.* (1996) consideraram os sedimentos eocenomanianos da Bacia São Luís, gerados em paleoclima árido e quente. Rossetti & Toledo (1996) realizaram estudos pormenorizados da distribuição vertical de feições sedimentares dessa formação na Bacia de São Luís. A conclusão desses autores foi que um paleoclima seco dominou no Albiano até a parte média do Cenomaniano e, na parte superior desse andar, o paleoclima teria mudado para condições alternadamente secas e úmidas.

A Formação Algodão da Bacia Pernambuco (Lima *et al.* 1994) está assentada sobre as vulcânicas de Ipojuca; exibe sedimentos imaturos com rochas vulcânicas entre seus clastos. São sedimentos sintectônicos, não havendo referências sobre o paleoclima.

Do Neoconiaciano ao Eossantoniano estabeleceu-se a separação final das placas sulamericana e africana e o estabelecimento do regime de circulação de mares profundos

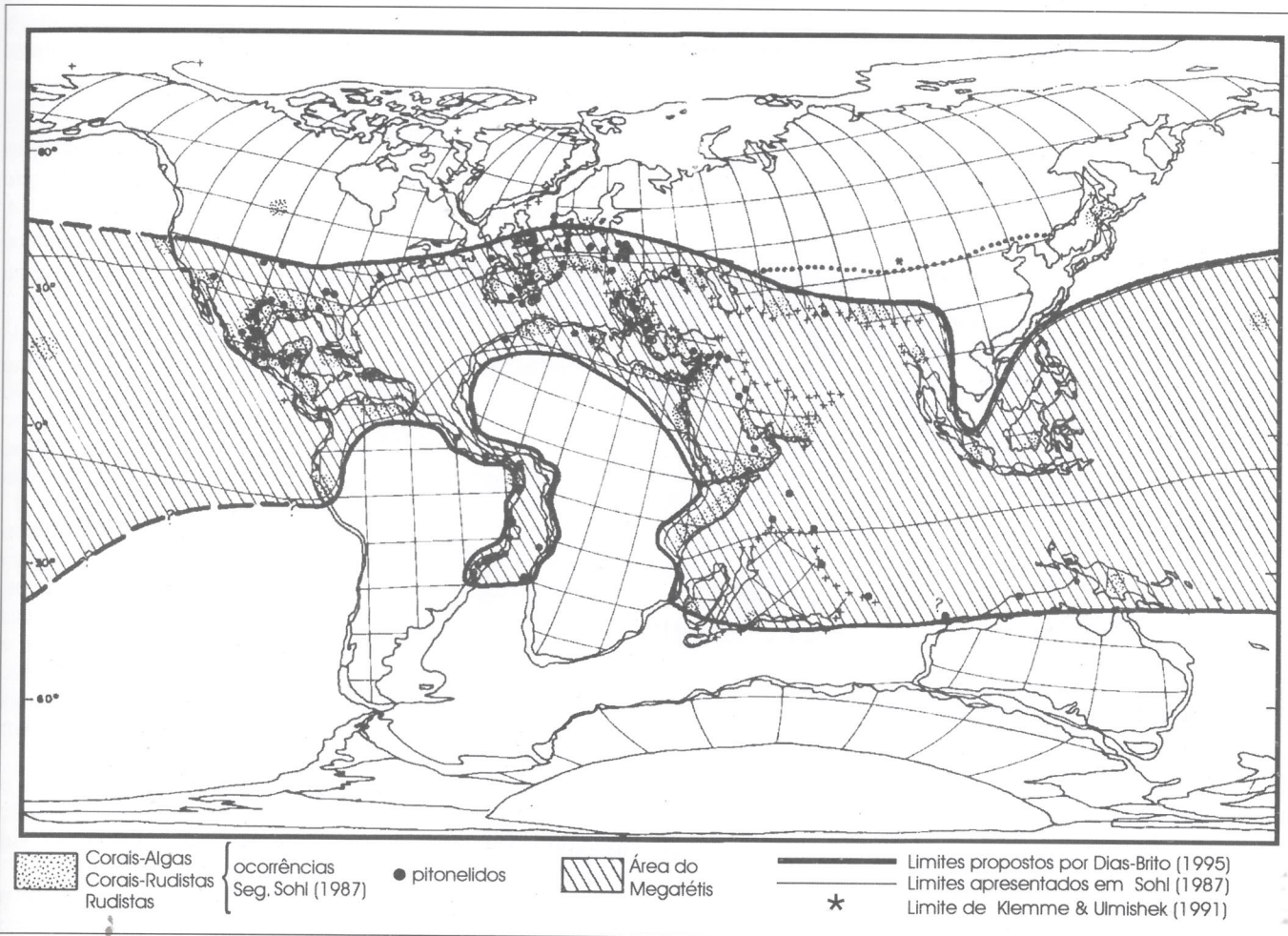


FIGURA 3-Extensão mundial do Tethys (segundo Dias-Brito 1995).

FIGURE3-Tethys world extension (after Dias-Brito 1995).

(Koutsoukos *et al.* 1993) e o adernamento abrupto para o mar, das margens continentais dos dois lados do Atlântico (Koutsoukos & Hart 1990, *apud* Koutsoukos 1995). Simultaneamente houve rápida mudança de paleoclimas, de predominantemente secos para mais úmidos, condicionados pelo alargamento do Atlântico. Com o aumento das precipitações sobre os continentes, houve aumento do influxo de clásticos silicosos à expensas dos depósitos calcários.

Segundo Vakhrameev (1984, *apud* Dias-Brito 1987), o grão de polen *Classopollis*, produzido por coníferas xerofíticas, que dominaram amplamente ao longo de todo o Eocretáceo quente e seco, começa a diminuir de frequência no Cenomaniano e, praticamente, desaparece no Turoniano. Esse autor admitiu que o Turoniano marcou o início dos protótipos das florestas úmidas tropicais da África e América do Sul. Também Viviers & Regali (1987), admitiram mudanças da vegetação a partir do Turoniano, na Bacia Potiguar.

O Neocretáceo do Acre forma uma seqüência transgressiva-regressiva vindo do oeste, iniciando-se, possivelmente, no Campaniano e terminando no Maastrichtiano. Essas idades estão apenas colocadas de forma tentativa (Latrubesse *et al.* 1994). Faltam informações de natureza paleoclimática.

Os sedimentos do Neocretáceo das bacias Solimões e Amazonas são agrupados na Formação Alter do Chão. Após a contribuição de Daemon (1975) não houve novos estudos dessa formação. Seus sedimentos iriam do Mesoalbio ao Turoniano. Faltam referências a paleoclimas.

O Neocretáceo da Bacia do Paraná, apesar de ter sido objeto de grande número de contribuições, ainda permanece obscuro em alguns aspectos. Já foi vista a proposta da Bacia Bauru de Fernandes (1992) e as objeções de Fulfaro & Perinotto (1996). As unidades mais novas do que a Formação Santo Anastácio, são Adamantina, Marília e Itaqueri em São Paulo e Adamantina interdigitada com a Formação Uberaba e Ponte Alta

e Serra da Galga no Triângulo Mineiro e sul de Goiás (Figura 4). Embora com informações de idades radiométricas de vulcânicas associadas, estes sedimentos são, só tentativamente, considerados Coniaciano-Maastrichtiano. Fulfaro & Perinotto (1996) fornecem boa síntese desses sedimentos.

Lima *et al.* (1986) descreveram palinomorfs de um afloramento que pertenceria à Formação Itaqueri, a 16km a nordeste de São Carlos, SP. A idade sugerida pelos autores seria coniaciana.

A evolução paleoclimática do Neocretáceo da Bacia Bauru, está de acordo com a tendência para climas úmidos durante a deposição da Formação Adamantina, que seria do Turoniano-Coniaciano. A interpretação paleoclimática é fornecida por estratificações cruzadas subaquáticas, fósseis abundantes e diversificados e caulinita detritica que proviria de rochas intemperizadas sob paleoclimas quentes e úmidos. Calcretes, caulinita autígênica e paligorskita aparecem esporadicamente nos depósitos mais antigos, aumentando a frequência com o tempo, sugerindo flutuações de climas secos (Petri 1991).

A Formação Marília, sobreposta à Formação Adamantina, mostra evidências de paleoclimas secos pela frequência de calcretes, paligorskita, conglomerados posteriormente cimentados, formando pavimentos detriticos, que teriam se originado por torrentes, fanglomerados com estratificação cruzada, sedimentos textural e mineralogicamente imaturos, escassez de estruturas sedimentares de origem hidrodinâmica, sugerindo movimentos de massa como mecanismo predominante, presença de carófitas, indicadoras de águas alcalinas, próprias de climas secos quando não ligadas à vizinhança do mar. O Membro Ponte Alta do Triângulo Mineiro, cronoequivalente à Formação Marília (Fulfaro & Perinotto 1996), teria se formado em paleoambientes parcialmente lacustres, contendo camadas calcárias que evidenciam predomínio de evaporação sobre precipitação. A presença de trona em fontes de água que percolam sedimentos da Formação Marília, no Triângulo Mineiro, seria mais uma evidência de paleoclima seco para essa formação.

Sial *et al.* (1992) estudaram a distribuição de isótopos de carbono e oxigênio em calcários da Formação Gramame (Maastrichtiano) e Maria Farinha (Paleoceno) em Pernambuco. No Maastrichtiano predominaria paleoclima tropical a subtropical e no Paleoceno, subtropical a temperado. Os dados isotópicos de oxigênio registram importante resfriamento (12°) imediatamente abaixo da transição K/T, seguido de aquecimento logo após a transição.

Fujita & Ziegler (*apud* Patzkowsky *et al.* 1991) propuseram análise semi-quantitativa de parâmetros potencialmente úteis para inferências paleoclimáticas, através de mapas paleogeográficos. Os parâmetros incluem tamanhos e posições de áreas continentais e marinhas, posições e extensões de terras altas, aplicando-se o Atualismo para deduções de paleopressões atmosféricas, paleolatitudes dos continentes e variações paleoclimáticas das estações do ano. O modelo ressalta os efeitos da orografia, origem da umidade atmosférica e zonas de ressurgências.

Patzkowsky *et al.* (1991) aplicaram esta técnica para o Eoperniano e Maastrichtiano mundiais, compilando dados de literatura. Obviamente o grau de confiança dos dados vai depender do grau de confiabilidade das cronocorrelações.

Características importantes do Neocretáceo, até o Maastrichtiano, incluem : a) grande dispersão dos continentes; b) extensas áreas oceânicas distribuídas na direção E-W (Tethys); c) extensos mares epicontinentais; d) massas de terras emersas

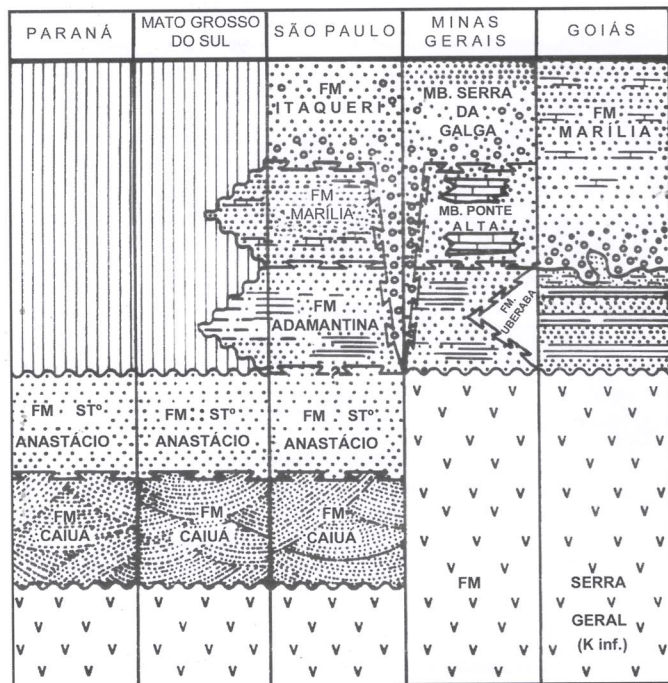


FIGURA 4-Esboço da estratigrafia do Grupo Bauru - Bacia Bauru (segundo Fulfaro & Perinotto 1996).

FIGURE 4- Stratigraphical sketch of Bauru Group -Bauru Basin (after Fulfaro & Perinotto 1996).

de tamanho moderado em termos atuais, circundadas por mares rasos e por oceanos, atenuando os gradientes latitudinais das temperaturas pelo poder moderador dos oceanos.

Horrell (1991) discutiu o paleoclima do Maastrichtiano em termos globais, baseado na projeção, para aquele andar dos *biomes*, termo proposto por Walter (1985, *apud* Horrell *op.cit.*) (Figura 5). Walter chamou de *biome* cada zona de distribuição da vegetação terrestre atual, com base nas precipitações atmosféricas, temperaturas e variações sazonais. A distribuição de carvões, evaporitos e arenitos eólicos também são levados em conta. As referências à distribuição de plantas terrestres no Maastrichtiano brasileiro por Horrell são escassas. Verifica-se, não obstante, a que a proposta de reconstrução paleoclimática do Maastrichtiano realizada por esse autor, coincide com os dados de estudos anteriores, sendo que a área do Grupo Bauru (e de Parecis) está dentro da faixa de deserto subtropical e as outras áreas brasileiras, dentro do clima tropical sazonal.

A primeira tentativa de reconhecimento de províncias microflorísticas no Cretáceo brasileiro, foi de Lima & Boltenhagen (1981 a,b). Esses autores traçaram um paralelo entre a evolução das microfloras das regiões costeiras do Brasil e da África, durante o Cretáceo. Concluíram que a vegetação seguiu linhas evolutivas idênticas no que se refere aos surgimentos e extinções dos grupos maiores. Em nível de detalhe, contudo, as semelhanças observadas nos dois continentes são mais evidentes no decorrer do Neocomiano-Aptiano, onde, provavelmente, as condições climáticas eram mais homogêneas. No decorrer do Albiano, apesar da manutenção da semelhança de ordem geral, pelo menos nas associações brasileiras, há tendência para formação de comunidades vegetais específicas. Essa tendência se amplia gradualmente, chegando a restrições geográficas mais evidentes no Neocretáceo, embora mantendo o paralelismo evolutivo, senso lato, nos dois continentes.

O assunto foi retomado por Dino *et al.* (1994), partindo da proposta de Herngreen & Chlonova (1981), de distinguir duas províncias cretáceas, ligando a África e a América do Sul. A WASA (West African-South America), no Cretáceo Pré-Aptiano e a ASA (African-South American) no Cretáceo "médio" (Albiano-Cenomaniano). Essas províncias são decorrentes da reconstrução de uma faixa climática tropical que atravessaria parte da América do Sul e da África.

A partir do Turoniano, a província ASA começa a se tornar menos nítida. Já foi mencionado que Vakhrameev (1984, *apud* Dias-Brito 1987), considerou o início das florestas úmidas tropicais da África e da América do Sul, no Turoniano.

De acordo com Dino *et al.* (*op.cit.*) todas as bacias brasileiras da margem equatorial possuem representação da província WASA, desde Cassiporé até Potiguar e também algumas bacias do interior do Nordeste. Para o sul, as ocorrências mais meridionais situar-se-iam nas bacias Sanfranciscana (MG) e Espírito Santo.

A província WASA (Pré-Albiano) caracteriza-se por polens de afinidade gimnospérmica, xerofíticas (*Classopollis*), além do aparecimento subordinado de grãos de polens com afinidade angiospérmica.

A província ASA caracteriza-se por expansão e diversificação de grãos de polens com afinidade angiospérmica, embora haja certo provincianismo na distribuição dos diversos taxa nas bacias do norte e do sul do Brasil.

A predominância de grupos polínicos provenientes de vegetação considerada xerofítica, conduziu à interpretação de paleoclimas quentes e secos, em consonância com informações sedimentológicas. A quase completa ausência de polens de coníferas e de pteridófitas, a não ser alguns interpretados como provenientes de terras elevadas, constitui argumento dessa reconstrução paleoclimática.

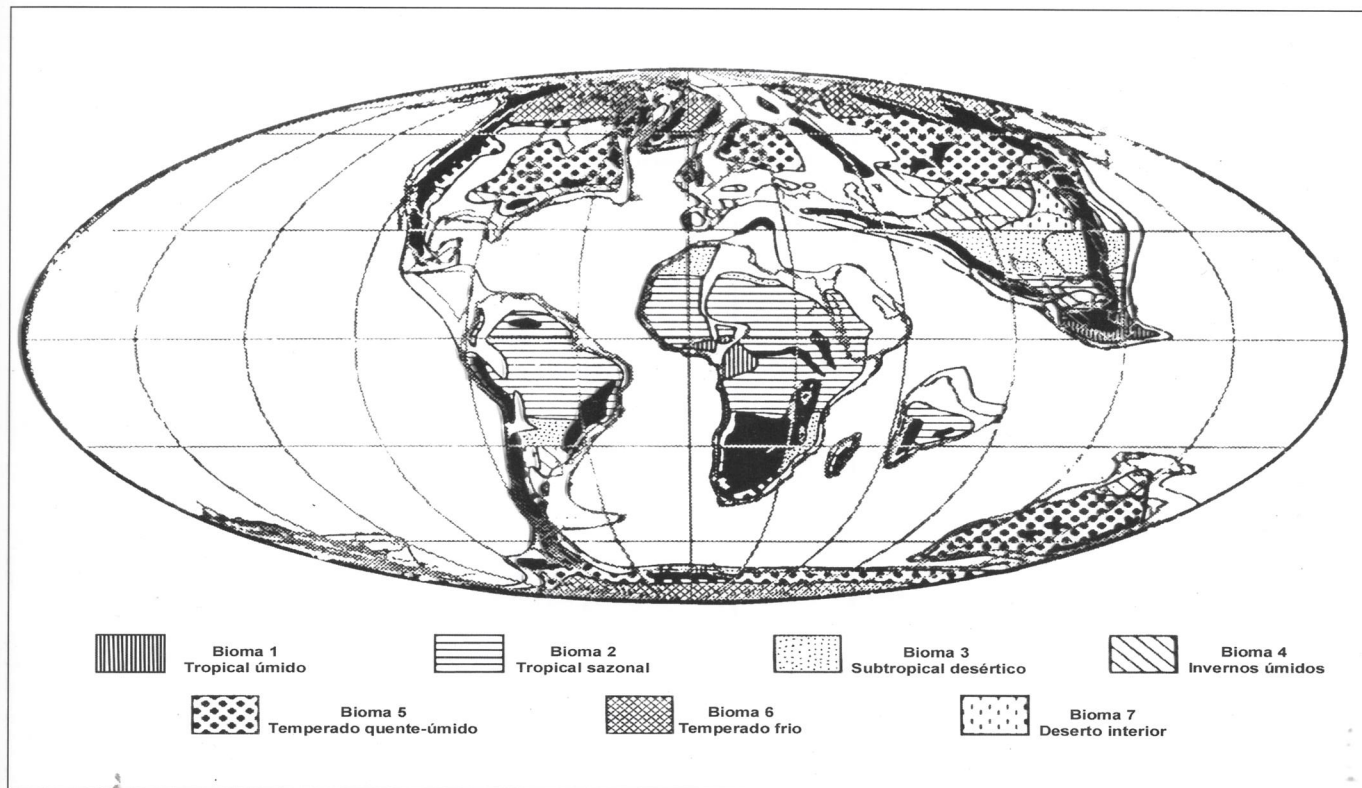


FIGURA 5- Distribuição mundial dos paleoclimas do Maastrichtiano (segundo Horrell 1991).

FIGURE 5- Maastrichtian paleoclimatic world distribution (after Horrell 1991).

CONCLUSÕES

O esquema paleoclimático apresentado por Petri (1991) ainda se mantém, apenas com pequenas modificações, (Figura 6). As alternâncias de paleoclimas secos e úmidos, consideradas para o Andar Jiquiá da Bacia de Campos, deve ser retificado para uniformemente seco. Esta interpretação tinha sido baseada em Dias-Brito (1982), que se baseou nos ritmitos greditos/margas, onde os greditos seriam acumulados em paleoclimas quentes e secos e as margas argilosas, quentes e úmidas. O conteúdo de palinórfos em ambas as litologias dos ritmitos é uniformemente de plantas xerofíticas, tendo sido necessário, portanto, reinterpretar o paleoclima (Dias-Brito 1995). A alternância litológica seria expressão de diferentes massas de água ocorridas durante o afogamento da plataforma;

Durante o exame das evidências paleoclimáticas pode-se verificar que, quando as informações sobre as unidades estratigráficas são mais completas, como é o caso do Triássico do Rio Grande do Sul, dentro de um intervalo de tempo de longa duração, há sempre pequenas flutuações de paleoclimas opostos.

O Grupo Bauru, quando houver informações mais pormenorizadas sobre a sucessão cronoestratigráfica, talvez mostre essas flutuações;

Fazendo uma análise global sobre as flutuações paleoclimáticas do Mesozóico brasileiro, verifica-se que paleoclimas de aridez extrema ocorreram durante o Neojurássico e o Aptiano-Albiano, possivelmente favorecidos pela maior massa continental (Gondwana) e, conseqüentemente, menor extensão oceânica no sentido N-S;

Recomenda-se para os futuros estudiosos de Paleobotânica, Palinologia e Flutuações Climáticas do Mesozóico, tentativas de aplicação do método Fujita-Ziegler, exames mais freqüentes de palinórfos sob grandes aumentos em microscópio de varredura, maior detalhamento lito e bioestratigráfico dos perfis geológicos em superfície e subsuperfície, com aplicações de técnicas de estudo de microorganismos como peneiramento de amostras desagregadas e, eventualmente, estudos de DNA quando há conservação de partes moles de fósseis. Como apontou Brito *et al.* (1992), há falta de perfis detalhados mesmo para aquelas ocorrências famosas pela abundância e conservação dos fósseis, como é o caso da Chapada do Araripe.

ANDARES	A	AM	E	NE	S	I
MAASTRICHTIANO	úmidos (eventuais fases secas)		úmido (E4)	úmido (clima seco em Pernambuco (NE6))	úmido (S5)	seco (I5) localmente úmido
CAMPANIANO	A4					
SANTONIANO				úmido, chuvoso e seco na Bacia Potiguar (NE5)		úmido c/ flutuações p/ seco (I4)
CONIACIANO	úmido (A3)		úmido (E3)		úmido (S4)	
TURONIANO						
CENOMANIANO		úmido (AM1)		seco (NE4)	seco (S3)	seco (I3)
ALBIANO			úmido seco seco	passa gradativamente p/ seco (NE3)	seco (S2)	Mato Grosso
APTIANO	seco (A2)		seco seco (E2)		estaç. secas e úmidas (S1)	estações secas úmidas (B. do Paraná)
JIQUEIA				úmido c/ estações secas (NE2)		
BURACICA						
ARATU			úmido (E1)	seco com estações chuvosas torrenciais (NE2)		úmido (I2)
RIO DA SERRA						
DOM JOÃO	seco (A1)			úmido (NE1)		seco (E1)

A - Acre e Solimões
AM - Amazonas

E - Bacias Equatoriais
NE - Bacias do Nordeste

S - B. Marginais Orientais e do Sul
I - Outras B. do Interior

FIGURA 6- Flutuações paleoclimáticas durante o Cretáceo no Brasil (modificado de Petri 1991).

FIGURE 6- Cretaceous paleoclimatic fluctuation in Brazil (modified from Petri 1991).

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALHEIROS, M. M.; LIMA Fº, M. F.; FERREIRA, M. G. U. X. 1989. Formação Cabo em Recife : limite setentrional da Bacia Sergipe/Alagoas - In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE, 13, Fortaleza, 1989. *Atas ...* Fortaleza, SBG. v. 1, p.150-152.
- ALMEIDA, F. F. M. 1953. Botucatu, a Triassic Desert of South America. In: INTERNATIONAL GEOLOGICAL CONGRESS, XIX, Alger, 1953. *Compte Rendus....* sec. VII, fasc. VII, p. 9-24.
- ANDREIS, R. R.; BOSSI, G. E.; MONTARDO, D. K. 1980. O Grupo Rosário do Sul (Tr) no Rio Grande do Sul, Brasil. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, XXXI, Balneário de Camboriú, 1980. *Anais...* Balneário de Camboriú, SBG. v.2, p. 659-673.
- ANDREIS, R. R.; LAVINA, E. L.; MONTARDO, D. K.; TEIXEIRA, A. M. S. 1982. Considerações sobre os troncos fósseis da Formação Caturita (Tr.Sup.), no Município de Mata, R.S, Brasil. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, XXXII, Salvador, 1982. *Anais...* Salvador, SBG. v.4, p. 1284-1292.
- ARAI, M.; HASHIMOTO, UESUGUI, A. T. N. 1989. Significado cronoestratigráfico da associação microflorística do Cretáceo Inferior do Brasil. *Bol.Geoc. Petrobrás*, 3(1/2):87-103.
- ARAI, M.; DINO, R.; MILHOMEM, P. S.; SGARBI, G.. 1995. Micropaleontologia da Formação Areado, Cretáceo da Bacia Sanfranciscana: estudo de ostracodes e Palinologia. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE PALEONTOLOGIA, 14, Uberaba, 1995. *Atas...* Rio de Janeiro, SBP. p. 2-3.
- ARARIPE, P.T. & FEIJÓ, F. J.. 1994. Bacia Potiguar . *Bol.Geoc. Petrobrás*, 8(4):127-141.
- ASSINE, M. L. 1990. *Sedimentação e Tectônica da Bacia do Araripe*. Rio Claro. 124p. (Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências da Universidade Estadual Paulista).
- AZAMBUJA Fº, N. C.; ABREU, C. J.; HORSCHUTZ, P. M. C.; CÂNDIDO, A.; RAMOS, E. M. 1980. Estudos sedimentológicos, faciológicos e diagenéticos dos conglomerados do campo petrolífero de Carmópolis. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, XXXI, Balneário de Camboriú, 1980. *Anais...* Balneário de Camboriú, SBG. v. 1, p. 240-251.
- AZEVEDO, S. A. 1987. Estudo paleoecológico de *Scaphonix sulcognathus*. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE PALEONTOLOGIA, 10, Rio de Janeiro, 1987. *Atas...* Rio de Janeiro, SBP. v. 1, p.115-121.
- AZEVEDO, S. A.; FARINA, R. A.; SCHULTZ, C. L. 1989. The relationship between morphofunctional changes and variation in alimentary habits among rhynchosaurs of the South America Triassic. *Am. Soc. Zool. Belge*, 119(1): 11.
- AZEVEDO, S. A.; SCHULTZ, C. L.; BARBERENA, M. C.. 1990. Novas evidências bioestratigráficas e paleoecológicas na análise da evolução explosiva dos rincossauros do Triássico. *Paula-Coutiana*, 4:23-33.
- BARBERENA, M. C.; ARAUJO, D. F.; LAVINA, E. L.; AZEVEDO, S. M. 1985. O estado atual dos conhecimentos sobre os tetrápodes permianos e triássicos do Brasil Meridional. Rio de Janeiro, DNPM. *Coletânea Trab. Paleont. n° 2, Série Geológica*, 27:21-28.
- BERTHOU, P.Y.; BRITO, I. M.; CAMPOS, D. A.; DEPECHE, F. 1996. Le bassin de Reconcavo, sud -Camamu - Précision et donnés nouvelles sur Stratigraphie et le Paléoenvironnement de la partie supérieur de la Formation Taipu-Mirim et sur la Formation Algodões. Implications paléogéographique. *Anais Acad. Bras. Ciênc.*, 68(2):175-186.
- BRANDÃO, J. A. S. L. & FEIJÓ, F. J. 1994. Bacia da Foz do Amazonas. *Bol. Geociências Petrobrás*, 8(1):91-100.
- BRITO, I.M.; BERTINI, R.J.; BRITO, P.M. 1992. Sobre os fósseis da Formação Santana e a questão de seus posicionamentos estratigráficos. In: SIMPÓSIO SOBRE AS BACIAS CRETÁCIAS BRASILEIRAS, 2, Rio Claro, 1992. *Resumos Expandidos...* Rio Claro, UNESP. p. 76-77.
- CAETANO-CHANG, M. R. 1997. *A Formação Pirambóia no centro-leste do Estado de São Paulo*. 196p. (Tese de Livre-Docência, Instituto de Ciências Exatas da Universidade Estadual Paulista).
- CAINELLI, C. & MORAES JR. J. J. 1986. Preenchimento sedimentar da bacia Pará-Maranhão. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 34, Goiânia, 1986. *Anais...* Goiânia, SBG. v. 1, p.131-144.
- CAIXETA, J. M.; BUENO, G. V.; MAGNAVITA, L. P.; FEIJÓ, F. J. 1994. Bacias de Recôncavo, Tucano e Jatobá. *Bol. Geoc. Petrobrás*, 8(1):163-172.
- CAMPOS, J. E. G. & DARDENNE, M.A. 1996. Distribuição estratigráfica e sistemas deposicionais da Formação Urucúia, Cretáceo Superior da Bacia Sanfranciscana. In: SIMPÓSIO SOBRE O CRETÁCEO DO BRASIL, 4, Águas de São Pedro, 1996. *Boletim...* Rio Claro, UNESP. p.203-207.
- CARVALHO, I. S. 1995. As pistas de dinossauros da Ponta da Guia (Bacia de São Luiz, Cretáceo Superior, Maranhão, Brasil). *Anais Acad. Bras. Ciênc.*, 67(4):413-431.
- CARVALHO, I. S. 1996. A conchostracofauna da Bacia de Barro (Cretáceo Inferior do Brasil). *Anais Acad. Bras. Ciênc.*, 68(4):559-568.
- CARVALHO, I. S. & FERNANDES, A. C. S. 1993. Icnologia da Bacia de Mangabeira, Cretáceo do Ceará. *Anais Acad. Bras. Ciênc.*, 65(3):253-264.
- CARVALHO, I. S. & SRIVASTAVA, N. K. 1996. Conchostráceos paleolimnádopsídeos da Bacia do Rio Nazaré (Cel. João Pessoa), Rio Grande do Norte. In: SIMPÓSIO SOBRE O CRETÁCEO DO BRASIL, 4, Águas de São Pedro, 1996. *Boletim...* Rio Claro, UNESP. p.151-155.
- CAVALCANTI, V. M. M. & VIANA, M. S. S. 1992. Considerações sobre o Cretáceo da Bacia de Iguatu, Nordeste do Brasil. *Anais Acad. Bras. Ciênc.*, 64(1):63-70.
- CHATEAUNEUF, J. J.; FAUCONNIER, D.; GIOT, D. 1981. Étude palynostratigraphic et sedimentologique de deux sondages dans les kimberlites de Japécanga 6 (Minas Gerais, Brésil). *Bureau de Recherches Géologiques et Minières*, 815 SGN 430 GEO:1-20.
- CUNHA, P. R. C. & FRANÇA, A. B. 1993. Estudo das taxas de sedimentação das formações Tereina e Rio do Rasto, Bacia do Paraná. In: SIMPÓSIO DE CRONOESTRATIGRAFIA DA BACIA DO PARANÁ, 1, Rio Claro, 1993. *Resumos Expandidos...* Rio Claro, UNESP. p. 83.
- DAEMON, R. F. 1975. Contribuição à datação da Formação Alter do Chão, Bacia do Amazonas. *Rev.Bras.Geoc.*, 5(2):78-84.
- DIAS-BRITO, D. 1982. Evolução paleoecológica da Bacia de Campos durante a deposição dos calcilitos, margas e folhelhos da Formação Macaé (Albiano e Cenomaniano ?). *Bol.Tec.Petrobrás*, 25(2):84-87.
- DIAS-BRITO, D. 1987. A Bacia de Campos no Mesocretáceo: uma contribuição à Paleooceanografia do Atlântico Sul primitivo. *Rev.Bras.Geoc.*, 17(2):162-167.
- DIAS-BRITO, D. 1992. Ocorrências de calcisferas em depósitos carbonáticos do Atlântico Sul: impacto na configuração paleooceanográfica do Tétis Cretácico. In: SIMPÓSIO SOBRE AS BACIAS CRETÁCIAS BRASILEIRAS, 2, Rio Claro, 1992. *Resumos Expandidos...* Rio Claro, UNESP. p. 30-34.
- DIAS-BRITO, D. 1995. *Calcisferas e micropitonelóides carbonáticos da margem atlântica do Brasil e seu impacto na configuração paleooceanográfica do Tétis*. 395p. 3v. (Tese de Doutorado, Instituto de Geociências da Universidade Federal de Rio Grande do Sul).

- DINO, R. 1992. *Paleontologia, Biostratigrafia e Paleoecologia da Formação Alagamar, Cretáceo da Bacia Potiguar, Nordeste do Brasil*. 338 p. (Tese de Doutorado, Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo).
- DINO, R. & LIMA, M. R. 1991. Palinomorfos cretáceos da Bacia Potiguar, região de Limoeiro do Norte, Ceará. *Anais Acad.Bras.Ciênc.*, **63**(4):381-388.
- DINO, R.; LIMA, M. R.; SAAD, A. R. 1994. Caracterização da província microflorística cretácea Afro-Sulamericana no Brasil. In: SIMPÓSIO SOBRE O CRETÁCEO DO BRASIL, 3, Rio Claro, 1994. *Boletim de Resumos...* Rio Claro, UNESP. p.201-203.
- EIRAS, J.F.; KINOSHITA, E.M.; FEIJÓ, F.J. 1994. Bacia de Tacutu. *Bol.Geoc. Petrobrás*, **8**(1):83-89.
- FEIJÓ, F. J. 1994. Bacias de Sergipe e Alagoas. *Bol.Geoc. Petrobrás*, **8**(1):149-161.
- FEIJÓ, F. J. & SOUZA, R.G. 1994. Bacia do Acre. *Bol.Geoc. Petrobrás*, **8**(1):9-16.
- FERNANDES, L.A. 1992. *A cobertura cretácica cretácica suprabasáltica no Paraná e Pontal do Paranapanema (SP): os Grupos Bauru e Caiuá*. 129p. (Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo).
- FERREIRA, C. S.; CARVALHO, I. S.; VICALVI, M. A.; ASSIS, J. F. P.; EUGÊNIO, W. S.; ROBERTO, F. F. 1994. Projeto "Paleontologia e Estratigrafia das bacias cretácicas de São Luiz e Parnaíba. *Anais Acad.Bras.Ciênc.*, **66**(2):257.
- FULFARO, V. J. & PERINOTTO, J. A. J. 1996. A Bacia Bauru: estado-de-arte. In: SIMPÓSIO SOBRE O CRETÁCEO DO BRASIL, 4, Águas de São Pedro, 1996. *Boletim...* Rio Claro, UNESP. p. 297-303.
- HASHIMOTO, A. T.; APPI, C. J.; SOLDAN, A. L.; CERQUEIRA, J. R. 1987. O Neolagoas nas bacias do Ceará, Araripe e Potiguar (Brasil): Caracterização estratigráfica e paleoambiental. *Rev. Bras. Geoc.*, **17**(2):118-122.
- HELLMEISTER JR., Z. 1997. *Aspectos geológicos e principais recursos minerais da região de Franca - Pedregulho, nordeste do Estado de São Paulo*. 162p. (Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo).
- HERBIN, J. P.; MULLER, C.; GRAECANSKY, P. L.; JACQUIN, T.; MAGNIEZ-JANIN, F.; UNTERNEHR, P. 1987. Cretaceous anoxic events in the South Atlantic. *Rev.Bras.Geoc.*, **17**(2):92-99.
- HORRELL, M. A. 1991. Phytogeography interpretation of the Maestrichtian. *Palaeogeogr.-Palaeoclimat.-Palaeoecol.*, **86**:87-138.
- HUENE, F. F. von. 1931. Verschiedene Mesozoische Wirbeltierreste aus Suedamerika. *N. Jh. F. Mineral. und Geol.*, **66**(B):181-198.
- KATTAH, S. S. 1992. Novas considerações sobre o Aptiano-Albiano da Bacia Sanfranciscana. In: SIMPÓSIO SOBRE AS BACIAS CRETÁCIAS BRASILEIRAS, 2, Rio Claro, 1992. *Resumos Expandidos...* Rio Claro, UNESP. p. 118-119.
- KOUTSOUKOS, E. A. M. 1995. Cretaceous Paleooceanography of the Sergipe Basin, Northeast Brazil: a review. In: SEMINÁRIO LATINO-AMERICANO DE GEOQUÍMICA ORGÂNICA NO MEIO AMBIENTE/WORKSHOP SOBRE PALEOCEANOGRAFIA COM ÊNFASE EM MICROPALAEONTOLOGIA E ESTRATIGRAFIA, 1, Porto Alegre, 1995. *Resumos Expandidos...* Porto Alegre, UFRGS. p.53-62.
- KOUTSOUKOS, E. A. M. & DIAS-BRITO, D. 1987. Paleobatimetria da margem continental do Brasil durante o Albiano. *Rev.Bras.Geoc.*, **17**(2):86-91.
- KOUTSOUKOS, E. A. M.; SPADINI, A. R.; AZAMBUJA F., N. C. 1993. Upper Aptian-Lower Coniacian carbonate sequences in the Sergipe Basin, Northeast Brazil. In: SIMO, T.; SCOTT, R. W.; MAISSE, J. P. (eds.). *Cretaceous Carbonate Platforms*. Tulsa, Am. Ass. Petr. Geol., Memoir 56, Chapter 11. p.127-144.
- LANZARINI, W.L. 1994. Paleocorrentes fluviais e eólicas das formações Aliança e Sergi, Bacia do Recôncavo. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 38, Balneário de Camboriú, 1994. *Resumos Expandidos...*, Balneário de Camboriú, SBG. v.3, p.305-307.
- LAVINA, E. L. 1984. Considerações sobre o paleoambiente da Formação Sanga do Cabral (Eotriássico, Grupo Rosário do Sul), na região norte da Folha de Catuçaba, RS. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33, Rio de Janeiro, 1984. *Anais...*, Rio de Janeiro, SBG. v.2, p. 792-804.
- LAVINA, E. L. 1997. Sequências deposicionais do intervalo Palermo-Botucatu na borda leste da Bacia do Paraná. Um Estudo integrado com fácies sedimentares e paleovertebrados. In: SIMPÓSIO SOBRE CRONOESTRATIGRAFIA DA BACIA DO PARANÁ, 3, Barra do Graças, 1997. *Boletim de Resumos...* Rio de Janeiro, UFRJ. p. 35-36.
- LATRUBESSE, E. M.; BOCQUETIN VILLANUEVA, J.; NEGRI, R.; RANCY, A.; BRITO, P. 1994. Novos dados sobre a Estratigrafia do Cretáceo da Serra do Divisor, Acre, Brasil. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 38, Balneário de Camboriú, 1994. *Resumos Expandidos...* Balneário de Camboriú, SBG. 302-303.
- LEONARDI, G. 1977. On a new occurrence of tetrapod trackway in the Botucatu Formation in the State of São Paulo, Brazil. *Dusênia*, **10**(3):181-183.
- LEONARDI, G. 1980. On the discovery of an abundant ichnofauna (vertebrates and invertebrates) in the Botucatu Formation s.s., in Araraquara, São Paulo, Brazil. *Anais Acad.Bras.Ciênc.*, **52**(3): 559-568.
- LEONARDI, G. & GODOY, L.C. 1980. Novas pistas de tetrápodes da Formação Botucatu no Estado de São Paulo. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 31, Balneário de Camboriú, 1980. *Anais...* Balneário de Camboriú, SBG. v. 5, p. 3080-3089.
- LIMA F., M. F. 1997. *Análise estratigráfica e estrutural da Bacia Pernambuco*. 175p. (Exame de Qualificação, Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo).
- LIMA F., M. F.; BRITO, M. F. L.; ARAÚJO, R. D.; MEDEIROS, A. B.; PEDROSA, J. A.; NÓBREGA, V. A. 1994. Formação Algodão: uma nova unidade litoestratigráfica da Bacia Cabo, Pe. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 38, Balneário de Camboriú, 1994. *Resumos Expandidos...* Balneário de Camboriú, SBG. v.3, p. 271-272.
- LIMA, H. P.; ARANHA, L. G.; F. FEIJÓ, F. J. 1994. Bacias de Bragança-Vizeu, São Luiz e Graben de Ilha Nova. *Bol.Geoc. Petrobrás*, **8**(1) : 111-118.
- LIMA, M. R. 1982. Palinologia da Formação Codó na região de Codó, Maranhão. *Bol. IG-USP*, **13**: 116-128.
- LIMA, M. R.. 1983. Paleoclimatic reconstruction of the Brazilian Cretaceous basins on palynological data. *Rev.Bras.Geoc.*, **13**(4) : 223-228.
- LIMA, M. R. & BOLTENHAGEN, E. 1981a. Estudo comparativo da evolução das microfloras Afro-Sulamericanas I - O Cretáceo Inferior. In: CONGRESSO LATINOAMERICANO DE PALEONTOLOGIA, II, Porto Alegre, 1981. *Anais...* Porto Alegre, UFRS. v. 1, p. 331-341.
- LIMA, M.R. & BOLTENHAGEN, E. 1981b. Estudo comparativo da evolução das microfloras Afro-Sulamericana II. O Cretáceo Superior. In: CONGRESSO LATINOAMERICANO DE PALEONTOLOGIA, II, Porto Alegre. 1981. *Anais...* Porto Alegre, UFRS. v. 1, p. 373-383.
- LIMA, M. R. & COELHO, M. P. C. A. 1987. Estudo palinológico da sondagem estratigráfica da Lagoa do Forno, Bacia do Rio do Peixe, Cretáceo do Nordeste do Brasil. *Bol. IG-USP*, **18** : 67-83.
- LIMA, M. R. & PEDRÃO, E. 1989. Análise palinológica de sedimentos da Bacia do Cabo, Cretáceo do Estado de Pernambuco. *Anais Acad.Bras.Ciênc.*, **61**(1) : 73-84.
- LIMA, M. R. & PEDRÃO, E. 1994. The Cabo Basin In: Beurlen, G.; Campos, D.A.; Viviers, M.C. (eds.). *Stratigraphic Range of Cretaceous Mega and Microfossils of Brazil*. Rio de Janeiro, UFRJ, Publ. Especial. 285p.

- LIMA, M. R.; FULFARO, V. J.; BARTORELLI, A. 1980. Análises palinológicas de sedimentos da região de Marabá, Estado do Pará. *Bol. IG-USP*, **11** : 31-39.
- LIMA, M. R.; MEZZALIRA, S.; DINO, R.; SAAD, A. R. 1986. Descoberta de microflora em sedimentos do Grupo Bauru, Cretáceo do Estado de São Paulo. *Revista do Instituto Geológico*, **7** (1/2): 5-9.
- MARTINS NETO, R. G. 1992. Primeiros resultados sobre a composição da fauna de ensíferas (Insecta) da Formação Santana, Cretáceo Inferior do Nordeste do Brasil. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 37, São Paulo, 1992. *Resumos Expandidos...* São Paulo, SBG. v. 2, p. 486-488.
- MELFI, A. J. 1967. Potassium-Argon ages for core samples of basaltic rocks from Southern Brazil. *Geoch. et Cosmoch. Acta*, **31**(6):1079-1089.
- MENDES, J. C. & FRANKS, L. 1964. Talus fossil na Formação Botucatu (Neomesoz). *Bol.Soc.Bras.Geol.*, **13**(1/2) : 67-71.
- MINELLO, C. F. 1993. As "florestas petrificadas" da região de São Pedro e Mata, RS: análise morfológica megascópica, afinidades e considerações paleoambientais. *Acta Geol. Leopoldensia*, **XVII** (39): 75-91.
- MONTARDO, D. F. 1984. Análise de argilominerais das Formações Santa Maria e Caturrita (Grupo Rosário do Sul, Triássico), Rio Grande do Sul, Brasil. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33, Rio de Janeiro, 1984. *Anais...* Rio de Janeiro, SBG. v. 2, p. 765-776.
- NETTO, A. S. T.; WANDERLEY Fº, J. R.; FEIJÓ, F. J. 1994. Bacias de Jacuipé, Camamu e Almada. *Bol. Geoc. Petrobrás*, **8**(1) : 173-184.
- OJEDA, H. A. O. 1981. Estrutura, estratigrafia e evolução das bacias marginais brasileiras. *Rev.Bras.Geoc.*, **11**(4) : 257-273.
- PATZKOWSKY, M. E.; SMITH, L. H.; MARKWICK, P. J.; ENGBERTS, C. J.; GILLENHAAL, E. D. 1991. Application of the Fugita-Ziegler paleoclimate model : Early Permian and Late Cretaceous examples. *Palaeogeogr.-Palaeoclimat.-Palaeoecol.*, **86** : 67-85.
- PEDRÃO, E.; ARAI, M.; CARVALHO, I. S.; SANTOS, M. H. B. 1993. Palinóforos cenomanianos da Formação Itapecuru : análise palinológica do afloramento da Ponta do Farol, município de São Luiz (Ma). In: CONGRESSO BRASILEIRO DE PALEONTOLOGIA, 13, Curitiba, 1993. *Boletim de Resumos...* Curitiba, SBP. p. 61.
- PEDRÃO, E.; CARVALHO, I. C.; MARTINS, F. J. C.; SANTOS, M. H. B. 1996. Palinestratigrafia e análise quantitativa de amostras de superfície (Formação Itapecuru, Bacia de São Luiz. *Anais Acad.Bras.Ciênc.*, **68**(2) : 268.
- PESSAGNO Jr., E. A. & DIAS-BRITO, D. 1996. O sílexito a radiolários do sul da Bacia Sanfranciscana, Brasil: idade, origem e significado. In: SIMPÓSIO SOBRE CRETÁCEO DO BRASIL, 4, Águas de São Pedro, 1996. *Boletim...* Rio Claro, UNESP. p.213-221.
- PETRI, S. 1987. Cretaceous Paleogeographic Maps of Brazil. *Palaeogeogr.-Palaeoclimat. Palaeoecol.*, **59** : 117-168.
- PETRI, S. 1991. Paleogeografia do Cretáceo do Brasil e considerações sobre o paleoclima. *Bol. Geoc., UNESP*, **10** : 1-35.
- PETRI, S. & CAMPANHA, V. A. 1981. Brazilian Continental Cretaceous. *Earth Sci. Rev.*, **17** : 69-85.
- PETRI, S. & FULFARO, V. J. 1983. *Geologia do Brasil*. São Paulo, TAQ Ed - Ed.USP. 631p.
- PICARELLI, A. T. & LANA, C. C.. 1993. Estudo dos paleoclimas das bacias do Recôncavo e Potiguar, durante o Eocretáceo, com base em Palinologia. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE PALEONTOLOGIA, 13, São Leopoldo, 1993. *Boletim de Resumos...* São Leopoldo. p. 158.
- PONTE, F. C. & APPI, C. J. 1990. Proposta de revisão da coluna litoestratigráfica da Bacia do Araripe. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 36, Natal, 1990. *Anais...* Natal, SBG. v.1, p. 211-226.
- PONTE, F.C.; DINO, R.; ARAI, M.; SILVA TELLES Jr., A. C. 1990. Estratigrafia das bacias sedimentares mesozóicas do interior do Nordeste do Brasil: uma síntese. In: SIMPÓSIO SOBRE BACIAS CRETÁCIAS BRASILEIRAS, 1, Rio Claro, 1990. *Resumos...* Rio Claro, UNESP. p. 70-73.
- RAGONHA, E.W. 1984. *Taxonomia de dentes, espinhos isolados de Xenacanthodii (Chondrichthyes, Elasmobranchi) da Formação Corumbataí: considerações cronológicas e paleoambientais*. São Paulo. 166p. (Tese de Doutorado, Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo).
- RAGONHA, E. W. 1989. Placas dentárias de Dipnoi no Grupo Passa Dois (P-Tr.) da Bacia do Paraná: apreciações ambientais, climáticas e estratigráficas. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE PALEONTOLOGIA, 11, Curitiba, 1989. *Anais...* Curitiba, SBP. v. 1, p. 195-206.
- REGALI, M. P. S. 1966. Zoneamento palinológico e paleoclima das bacias do Recôncavo e Tucano. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 20, Vitória, 1966. *Anais...* Vitória, SBG. v. 1, p..
- REGALI, M. P. S. 1982. Palinestratigrafia da Bacia de Foz do Amazonas e de Cassiporé. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE PETRÓLEO, 2, Rio de Janeiro, 1982. *Anais...* Rio de Janeiro, Petrobrás. p.25.
- REGALI, M. P. S. 1985 - Síntese palinoestratigráfica do Cretáceo da margem continental brasileira. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE PALEONTOLOGIA, 9, Fortaleza, 1985. *Boletim de Resumos...* Fortaleza, SBP. p. 25.
- REGALI, M. P. S. 1989. A idade dos evaporitos da Plataforma Continental do Ceará, Brasil, e suas relações com os outros evaporitos das bacias nordestinas. *Bol.IG.-USP, Publ.Esp.*, **7** : 139-143.
- REGALI, M. P. S. 1990. Biocronoestratigrafia e Paleoambiente do Cretáceo das bacias do Araripe (CE) e Rio do Peixe (PB), Nordeste do Brasil. In: SIMPÓSIO SOBRE A BACIA ARARIPE E BACIAS INTERIORES DO NORDESTE, 1, Crato, 1990. *Boletim de Resumos...* Crato, SBG. p. 16.
- REGALI, M. S. P. & VIANA, C. F. 1989. *Sedimentos do Neojurássico-Eocretáceo do Brasil (idade e correlação com a escala internacional)*. Rio de Janeiro, Petrobrás. 95p.
- REIS, N. J.; NUNES, N. S. V.; PINHEIRO, S. S. 1994. A cobertura mesozóica do Hemigraben Tacutu, Estado de Roraima: uma abordagem do paleoambiente da Formação Serra de Tucano. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 38, Balneário de Camboriú, 1994. *Resumos Expandidos...* Balneário de Camboriú, SBG. v. 3, p. 234.
- REZENDE, W. & PAMPLONA, H. R. P. 1970. Estudo do desenvolvimento do Arco Ferrer-Urbano Santos. *Bol.Tec. Petrobrás*, **13**(1/2) : 5-14.
- RODRIGUES, R. & TAKAKI, T. 1987. O Cretáceo Inferior nas bacias sedimentares da costa sudeste do Brasil: análise isotópica e suas implicações paleoambientais. *Rev.Bras.Geoc.*, **17**(2) : 177-179.
- RODRIGUES, R.; LANA, C. C.; PICARELLI, A. T. 1993. Estratigrafia isotópica e sua comparação com dados palinológicos: sequências lacustres do Eocretáceo da Bacia Potiguar. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE PALEONTOLOGIA, 13, São Leopoldo, 1993. *Boletim de Resumos...* São Leopoldo, SBP. p. 155.
- ROSSETTI, D. F. & TOLEDO, P. M. 1996. Cenomanian climate in northern Brazil: evidences from sedimentary features in the Upper Itapecuru Formation. *Anais Acad.Bras.Ciênc.*, **68** (Supl.) 1:139-147.
- SANTOS, C. F.; GONTIJO, R. C.; ARAÚJO, M. B.; FEIJÓ, F. J. 1994. Bacias de Cumuruxatiba e Jequitinhonha. *Bol.Geoc.Petrobrás*, **8**(1) : 185-190.
- SARNELLI, C.; MARQUES, E. J.; COSTA, I. P.; MILHOMEM, P. S. 1994. Estratigrafia de Sequência nas bacias de Tucano e Jatobá. In: SIMPÓSIO SOBRE O CRETÁCEO DO BRASIL, 3, Rio Claro, 1994. *Boletim...* Rio Claro, UNESP. p. 157-160.

- SCHERER, C. M. S. & LAVINA, E. L. 1997. Aloformação Guará : uma nova unidade estratigráfica mesozóica na porção meridional da Bacia do Paraná. In: SIMPÓSIO DE CRONOESTRATIGRAFIA DA BACIA DO PARANÁ, 3, Barra do Garças, 1997. *Boletim de Resumos ...* Rio de Janeiro, UERJ. p. 36-37.
- SIAL, A. N.; FERREIRA, V. P.; MARINO, G.; CHAVES, N. S.; ALMEIDA, J. A. C. 1992. Isótopos de carbono e oxigênio em calcários Gramame e Maria Farinha, PERNAMBUCO: uma contribuição ao estudo da transição Cretáceo – Terciário. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 37, São Paulo, 1992. *Resumos Expandidos...* São Paulo, SBG. v. 2, p. 465-467.
- SOARES, P. C. & LANDIM, P. M. B. 1976. Comparison between the tectonic evolution of the intracratonic and marginal basins in South Brazil. *Anais Acad. Bras. Ciênc.*, **48** (Supl.): 313-324.
- THOMAZ F^o, A. 1976. *Potencialidade do método Rb-Sr para a datação de rochas sedimentares*. 285 p. (Tese de Doutorado, Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo).
- VALADÃO, R. C.; AUGUSTIN, C. H. R. R.; CANÇADO, F. L. L. 1994. Conglomerados cretáceos na porção leste da Serra do Cabral (MG) : novos subsídios à reconstrução paleogeográfica mesozóica. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 38, Balneário de Camboriú, 1994. *Resumos Expandidos...* Balneário de Camboriú, SBG. v. 3, p. 237-239.
- VAN DER HAMMEN, T. & BURGER, D. 1966. Pollen flora and age of the Takutu Formation, Guyana. *Leidse Geol. Meded., Leiden*, **38** : 173-180.
- VIANA, C. F.; GAMA Jr., E. G.; SIMÕES, J. A.; MOURA, J. A.; FONSECA, J. R.; ALVES, R. J. 1971. Revisão estratigráfica da Bacia Recôncavo/Tucano. *Bol. Tecn. Petrobrás*, **14**(3/4) : 157-192.
- VILAS BOAS, G. S. & MÔNACO C. F^o, V. 1994. Fácies sedimentares das formações São Sebastião e Marizal na região de Tucano, Bahia, Brasil. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 38, Balneário de Camboriú, 1994. *Resumos Expandidos...* Balneário de Camboriú, SBG. v. 3, p. 267-268.
- VIVIERS, M. C. & REGALI, M. S. P. 1987. Estudo paleoambiental preliminar do Cretáceo da Bacia Potiguar. *Rev. Bras. Geoc.*, **17**(2) : 123-130.
- WASHBURN, C. W. 1930. Petroleum Geology of the State of São Paulo, Brazil. *Bol. Com. Geogr. Geol. S. Paulo*, (22):1-282.