

Simpósio Regional de Geologia (I. : 1977 : São
Paulo)
Atas, e.2

SOC

LOGIA

NÚCLEO DE SÃO PAULO

ATAS DO

I SIMPÓSIO DE GEOLOGIA REGIONAL



SÃO PAULO, SP — SETEMBRO DE 1977

MESOZOICO NÃO MARINHO DO BRASIL E SEUS PROBLEMAS

SETEMBRINO PETRI

Como é de conhecimento geral, a Era Mesozoica assistiu a importantes mudanças no comportamento tectônico do país e este fato torna-a das mais interessantes na história geológica do Brasil. Naturalmente a história geológica vai sempre depender das correlações cronológicas admitidas para as unidades litoestratigráficas das diferentes bacias de sedimentação. Não obstante a abundância de dados paleontológicos e radiométricos, algumas dúvidas persistem em relação a datações e correlações cronológicas de certas formações. Alguns problemas em aberto aqui serão enfocados.

TRIÁSSICO E EOJURÁSSICO - O ciclo neopaleozóico das bacias intracratônicas se caracterizou por transgressão rápida seguida de regressão lenta, com flutuações. Na Bacia do Paraná os últimos depósitos regressivos parecem ter-se estendido durante os primeiros tempos do Mesozoico.

A idade da Formação Rio do Rastro seria o fim do Permiano, já na passagem para o Triássico, de acordo com evidências paleontológicas e radiométricas. O gênero de conchostráceo Leaia, limitaria a Formação ao Paleozóico. Barberena e Daemon (1974) reconheceram o anfíbio labirintodonte Platyops no Rio do Rastro e que teria vivido nos últimos tempos do Permiano o que concorda com as datações radiométricas realizadas por Thomaz Fº (1976) que dá para a Formação uma idade de 228 ± 9 milhões de anos. (O início do Triássico tem sido colocado há 230 milhões de anos atrás.). Tratando-se de uma formação fluvial, é de se esperar a ocorrência de muitos diastemas e, neste caso, o pacote de sedimentos poderia ter-se depositado em um tempo longo em desproporção com sua espessura. É possível, portanto, que a formação Rio do Rastro tenha iniciado sua deposição no Neopermiano, continuando a se depositar no Triássico. O motivo para esta pressuposição passará a ser exposto a seguir:

- 1- A Formação Rio do Rastro não ocorre nas áreas marginais à bacia, ou seja, ela só ocorre no Paraná e Santa Catarina;
- 2- Nas áreas onde ocorre a Formação Rio do Rastro não ocorre a Formação Pirambóia (ou suas equivalentes Rosário do Sul ou Misiones);

- 3- Nas áreas de borda da Bacia, como no Rio Grande do Sul e Paraguai, o contato entre as Formações Estrada Nova e Rosário do Sul (ou Misiones) em alguns lugares, parece ser transicional, não havendo qualquer conglomerado basal, embora Figueiredo Fº (1972) considere, no Rio Grande do Sul, a existência de uma paraconformidade "devido ao fato daquela porção da Bacia ter permanecido estável por largo tempo". Entretanto, Gamermann (1973) discute o contato permiano-triássico, considerando-o transicional no Rio Grande do Sul e Uruguai. Em São Paulo há sugestões de passagem gradual entre Corumbataí e Pirambóia (Washburne, 1930). Passagem transicional da Formação Estrada Nova para Misiones foi observada por Fúlfaro e Petri no Paraguai.
- 4- A passagem da Formação Rosário do Sul para as camadas de Santa Maria é gradacional e os afloramentos fossilíferos das camadas de Santa Maria estão em posições estratigráficas diversas. A Formação Rosário do Sul e suas equivalentes Pirambóia e Misiones (pelos menos por parte) seriam, portanto, de idade triássica.

A mesma argumentação apresentada quando da discussão da Formação Rio do Rastro pode ser aduzida aqui, isto é, sendo fluvial e com muitos diastemas, não seria fora de propósito imaginarmos um tempo relativamente longo de deposição e poderia, eventualmente, ter iniciado sua deposição quando ainda não estavam terminados os tempos permianos. Soares (1975) cita o fóssil permiano Lycopodiopsis derbyi Renault na Formação Pirambóia.

Tendo em mente que, se houve discordância generalizada em toda a Bacia do Paraná no intervalo de tempo entre o fim da deposição dos sedimentos permianos e o início de deposição dos sedimentos triássicos, esta envolveria um hiato de curta duração e que seria difícil que neste intervalo de tempo houvesse profunda modificação das características da bacia a ponto de migrar as áreas subsidentes de Santa Catarina para as áreas marginais da bacia e levando-se em conta as evidências de caráter transicional de contato entre Estrada Nova e Rosário do Sul e Misiones, existiria a possibilidade de correlação cronológica entre Rio do Rastro e Pirambóia-Rosário do Sul-Misiones. Nas áreas marginais da Bacia, principalmente na borda ocidental, o Misiones poderia ter iniciado sua deposição no Neopermiano contemporaneamente aos depósitos do Rio do Rastro nas áreas centrais.

Quanto às relações entre Pirambóia e Botucatu, Soares (1975) apontou a existência de modificações graduais das características de uma formação para outra em certos locais. As relações entre Rosário do Sul e Botucatu também são transicionais (Gamermann, 1973). Este autor admite "um sincronismo entre a fase final da sedimentação Rosário do Sul e início da Botucatu. A passagem de um clima úmido que imperou durante a sedimentação da Formação Rosário do Sul para as condições áridas do Arenito Botucatu seria lenta, havendo, em certo tempo, concomitância de deposição das duas formações".

Eick et al., (1973) chamaram a atenção sobre a presença de uma discordância entre as Formações Botucatu e Serra General no Rio Grande do Sul que "por todas suas características indica envolver um grande tempo de erosão entre o final da sedimentação dos Arenitos Botucatu e as primeiras manifestações vulcânicas". Gordon (1947) e Leinz (1949) já chamaram a atenção sobre a discordância entre essas formações respectivamente em Santa Catarina e São Paulo. Leinz (op. cit.) admitiu que o Arenito Botucatu já estava consolidado na época das primeiras manifestações vulcânicas. De fato, os basaltos muitas vezes cortam estruturas sínscimentares do Botucatu que seriam destruídas pela lava se esses sedimentos estivessem inconsolidados.

As idéias da contemporaneidade dos últimos depósitos da Formação Botucatu com os primeiros derrames são baseados em observações de basaltos vesiculares envolvidos por arenitos, interpretados ou como material piroclástico (Washburne, 1930) ou por talus fóssil (Mendes e Frakes, 1964), de diques clásticos no basalto e de cinzas e lapilli em arenitos eólicos (Almeida, 1953). Tais ocorrências devem ser explicadas pela existência de arenitos intertrapianos de pequena expressão e não correlacionáveis à Formação Botucatu. Em uma paisagem constituída por lavas consolidadas, seria de se esperar que o vento atuasse sem restrições causadas por vegetação, muito embora em clima não necessariamente árido. Os derrames basálticos contêm numerosas cavidades preenchidas por argilas que teriam se depositado em água estagnada acumulada pelas chuvas, favorecida pela ausência de drenagem organizada, pois os cerrames vulcânicos deviam ter alterado profundamente a drenagem pretérita (Suguio e Fúlfaro, 1974).

A admissão da existência de um hiato entre o final da sedimentação do Arenito Botucatu e as primeiras manifestações vulcânicas traz como corolário idade mais antiga do que a

suposta para o Botucatu, tendo em vista que as primeiras manifestações vulcânicas datam do Neojurássico e a Formação Rosário do Sul, que contém fósseis neotriássicos em suas camadas de Santa Maria, passa gradativamente para a Formação Botucatu. Tendo em vista que o hiato entre Botucatu e as lavas representaria longo tempo durante o qual o Botucatu foi consolidado e posteriormente erodido em muitos lugares, aceitaria mesmo idade neotriásica com mais probabilidade do que cojurássica.

Os sedimentos triássicos das Formações Pirambóia e Rosário do Sul, são do tipo de canais e de depósitos de transbordamentos formando ciclos recorrentes. De acordo com Soares (1975), as isópacas da Formação Pirambóia sugerem drenagem dirigida predominantemente para noroeste em direção à confluência dos rio Grande e Paranaíba. Não há nenhuma informação sobre a natureza da drenagem além desse ponto. De acordo com Soares (op.cit.) a bimodalidade dos estratos cruzados sugere rios em meandros e, portanto, drenagem exorreica. É possível que aí houvesse inflexão da drenagem para o Sul. Parte das Formações Botucatu de Mato Grosso e a Formação Misiones do Paraguai e Argentina poderiam ser cronologicamente equivalentes à Formação Pirambóia. Infelizmente faltam dados sobre as paleocorrentes da Formação Misiones e da Formação Botucatu de Mato Grosso. Segundo Gamermann (1973) as paleocorrentes da Formação Rosário do Sul seriam dirigidas de oeste para leste, bifurcando-se contra o escudo sulriograndense com um ramo para este-nordeste e outro para sul-sudeste, em direção ao Uruguai.

As pelocorrentes da Formação Botucatu, medidas por Bigarella e Salamuni (1961) necessitam de revisão tendo em vista que aqueles autores, ao que parece, juntaram paleocorrentes de origem aquosa com os de origem eólica. De acordo com esses autores os ventos prevalecentes em Minas Gerais e São Paulo vinhama do Norte e Nordeste e no Rio Grande do Sul, de Sudoeste. No Estado do Paraná haveria importante deflexão, com os ventos vindos de Este.

Não se conhecem depósitos triássicos na Bacia Amazônica, sabendo-se que houve manifestações vulcânicas na passagem do Permiano para o Triássico, tendo as extrusivas sido em parte erodidas em virtude do enorme tempo de erosão envolvendo todo o Triássico, o Jurássico e parte do Cretáceo até o Neoaptiano, quando se iniciou a deposição da Formação Alter do Chão.

Na Bacia do Parnaíba ocorreriam efusivas basálticas de

idade triássica (Aguiar, 1971) e de idade neojurássica-eocretácea, embora haja dúvidas a respeito (Sial, 1976). Finas camadas arenosas intercalam-se entre os derrames. Um ciclo fluvio-lacustrino de sedimentação assenta, em discordância, sobre os derrames. O clima foi mais seco no fim do ciclo do que no começo, em consonância com o que ocorreu na Bacia do Paraná. Folheios lacustrinos contêm peixes que forneceram a idade neotriássica.

NEOJURÁSSICO E CRETÁCEO - Entre o fim do ciclo neopaleozóico-triássico e a reativação waldeniana, mediou um tempo de algumas dezenas de milhares de anos em que a erosão foi ubíqua no território brasileiro. A reativação waldeniana manifestou-se pelo grandioso vulcanismo básico (e subordinadamente alcalino) da região oriental do Brasil, principalmente Bacia do Paraná e imediatamente. Concomitantemente com este vulcanismo iniciou-se a sedimentação nas bacias costeiras, principalmente da região oriental do Brasil. Como aconteceu com o vulcanismo básico, que se iniciou no Neojurássico, continuando pelo Eocretáceo, nas bacias costeiras, a sedimentação neojurássica passou para a Eocretácea formando uma seqüência no sentido de Sloss (1963). Os alinhamentos, de origem precambriana mas reativados no Mesozóico, de Patos, Pernambuco e Sobral são importantes feições tectônicas permitindo a divisão das bacias costeiras em três secções: Pelotas-Sergipe-Alagoas; Pernambuco-Paraíba-Potiguar e Ceará-foz-do-Amazonas. O tectonismo na primeira secção foi mais violento no Cretáceo Preaptiano de modo que o Eocretáceo está claramente separado do Neocretáceo. Enquanto é comum os primeiros mergulharem para o continente, os segundos mergulham constantemente para o mar. A segunda secção foi a menos afetada pelo tectonismo. Somente 2.000m de sedimentos cretáceos são conhecidos na bacia Pernambuco-Paraíba (Ponte e Asmos, 1976).

A Bacia Sergipe-Alagoas é a mais completa das bacias costeiras. Ela exibe as seguintes seqüências:

Seqüência C₃ - Neosantoniano - Eoceno (Carbonática-Clástica)

Seqüência C₂ - Neocenomaniano-Eosantôniano (Carbonática-Clastica)

Seqüência C₁ - Albiano-Eocenomaniano (Carbonática-Clástica)

Seqüência B - Aptiano (Evaporítica)

Subseqüência A₂ - Valangiano - Barremiano (Rift) (Clástica)

Subseqüência A₁ - Neojurássico (Pré-rift) (Clástica)

As Bacias Recôncavo, Tucano, Jatobá e Almada exibem só

mente a seqüência A (A_1 e A_2).

A 3a. secção das bacias costeiras, região do Ceará a Barreirinhas, principalmente esta, exibe uma seqüência basal tec-tônicamente equivalente a seqüência A do Nordeste mas de idade albiana. A seqüência equivalente a A da Foz do Amazonas é de idade Neocretácea a Paleoceno. Parece evidente, portanto, migração do tectonismo na região costeira. Falta nessas bacias a seqüência evaporítica.

A Fossa de Takutu possui seqüência jurássica nas Guianas que, eventualmente, atingiria o Brasil.

Todos os sedimentos Preaptianos brasileiros (incluindo o Neojurássico) são de origem não marinha.

As bacias costeiras brasileiras da região oriental possuem colunas estratigráficas pós-paleozóicas similares as quais, quando completas, se subdividem em três secções: 1) Inferior, clástica, não marinha; 2) Média, evaporítica; 3) Superior, carbonática e clástica, marinha, com litossomas regressivos não marinhas só no Eocenozóico. A secção inferior, é de idade neojurássica-eocretácea preaptiana. A média é aptiana e a última pós-aptiana.

Neojurássico-Eocretáceo preaptiano - Este conjunto forma uma seqüência no sentido de Sloss (1963). A seqüência padrão situa-se no Recôncavo. Ela pode ser dividida, contudo, em uma unidade mais antiga, pre-rift, do tipo lençol, coberta por uma unidade sintectônica, onde as camadas são lenticulares.

A unidade em lençol é caracterizada por grande uniformidade dos corpos litológicos com poucas variações horizontais. Está bem desenvolvida nas Bacias do Recôncavo e Sergipe-Alagoas, ocorrendo, também, em Tucano e aparecendo como remanescentes nas pequenas "bacias" do interior do Nordeste, Jatobá, Mirandiba, José Belmonte e Araripe. Essa unidade em lençol é subdividida em duas formações e que no Recôncavo são chamadas de Aliança e Sergi.

A Formação Aliança (e equivalentes) é principalmente constituída de folhelhos vermelhos com arenitos arcossianos e conglomerados subordinados. Alguns leitos de anidrita e salgema, com espessuras de dezenas de metros, aparecem no sudoeste do Recôncavo. Sobre a Formação Aliança jaz a Formação Sergi (e equivalentes) predominantemente arenosa contendo leitos conglomeráticos com estratificações cruzadas e troncos de coníferas silicificados (de até 22 m de comprimento) nos leitos das camadas

frontais.

O corpo complexo de litologias que cobre a unidade basal em lençol é constituído de folhelhos, siltitos, arenitos e conglomerados, com calcários subordinados. Eles se interdigitam de maneira complexa e seu conjunto, por sua vez, se interdigita com a Formação Salvador do Recôncavo (equivalente a Formação Rio Pitanga de Sergipe-Alagoas) adjacente e relacionada às grandes falhas que bordejam essas bacias costeiras pela lado leste. A Formação Salvador (e equivalentes) é constituída de conglomerados passando lateralmente para arenitos, formando gigantescas cunhas clásticas que podem exceder 1.000 m de espessura, desaparecendo rapidamente em 10 km a 15 km. Estes sedimentos foram depositados em condições de severo tectonismo.

Com a idade da unidade lençol (Aliança e Sergi) seria neojurássica enquanto a unidade superior seria ecoretácea preaptiana e como a homogeneidade litológica e grande continuidade lateral da unidade basal pressupõe condições de calma tectônica ao contrário da unidade superior e, como as lavas basálticas do Brasil Oriental começaram a se derramar no Neojurássico, conclui-se que as manifestações tectônicas que iniciaram a reativação wealdeniana se iniciou no interior com os primeiros derrames de lavas e só depois foi transmitida a região costeira. Sabe-se que a Bacia de Santos foi palco de intensa atividade magmática de natureza básica. Seria de grande interesse se fosse possível maior número de datações radiométricas desses basaltos para se saber a idade das primeiras manifestações nas bacias costeiras. Até agora as efusivas básicas mais antigas, datadas radiometricamente nas bacias costeiras da região sul, são de 120 milhões de anos, isto é, já do Eocretáceo (Ponte e Asmus 1976).

Possíveis seqüências sedimentares neojurássicas-eocretáceas nas bacias costeiras ao Sul do Recôncavo e ao norte de Sergipe-Alagoas são pouco conhecidas e de qualquer modo, menos desenvolvidas. Ocorrem, por outro lado, nas pequenas "bacias" espalhadas pelo interior do Nordeste. A maior e mais famosa dessas "bacias" é a do Araripe. Possui situação peculiar visto que, ao contrário das outras que se distribuem em depressões limitadas por falhas, ela se eleva em uma chapada, limitada por escarpas.

Os sedimentos mesozóicos do Araripe constituem duas seqüências separadas por uma discordância, a inferior de idade neojurássica (correlacionável às Formações Aliança e Sergi) e

a superior Albiana-Aptiana. Faltam, portanto, sedimentos eocretáceos no Araripe. Também nas pequenas "bacias" de Mirandiba e São José do Belmonte ocorrem sedimentos neojurássicos e não ocorrem sedimentos eocretáceos preaptianos.

As outras pequenas "bacias" do interior do Nordeste só exibem uma seqüência de sedimentos de idade eocretácea preaptiana, inexistindo depósitos neojurássicos. As principais áreas de ocorrência são: Rio do Peixe, Lavras de Mangabeira, Iguatu, Malhada Vermelha, Lima Campos, Icó e Pau dos Ferros.

Como já foi visto, o terço basal da Formação Aliança, no Recôncavo, contém evaporitos que atestariam climas secos. Fora do Recôncavo, camadas consideradas equivalentes em idade e que contêm evaporitos só ocorrem na Bacia do Acre, chamadas de Camadas de Juruá Mirim. A idade destas camadas é incerta pela falta de fósseis.

Os sedimentos seguintes da Formação Aliança (e equivalentes), exibem estruturas sedimentares que sugerem deposição em ambientes de planície de inundação de rios meandrantes onde eram freqüentes as lagoas e os braços mortos. Os rios corriam em regiões de topografia um tanto irregular de modo a ilhar remanescentes paleozóicos e precambrianos. Camadas argilosas de cores vermelhas primárias são comuns na parte inferior da Formação sugerindo derivação da erosão de solos vermelhos, argilosos, lateríticos. As fácies de transbordamento e de pequenos lagos associados são constituídos de sedimentos que ainda exibem as condições oxidantes. Somente os lagos maiores, onde grande era a concentração de ostracodes, as condições redutoras locais alteraram o caráter oxidante e tonalidades esverdeadas se desenvolveram. Estes depósitos lacustres contêm, eventualmente, leitos de calcário.

Delgadas intercalações arenosas de tonalidades avermelhadas tornaram-se mais freqüentes para o topo, indicando que a erosão na fonte já começava a atingir a rocha fresca.

A Formação Sergi e equivalentes reflete a continuação da tendência de desnudação da área-fonte, resultando uma sucessão arenosa contendo ainda alguns leitos argilosos na parte inferior. As estratificações cruzadas em depósitos conglomeráticos e os troncos vegetais paralelos às camadas frontais sugerem ação torrencial. As cores vermelhas estão restritas a matriz dos arenitos. Ao contrário do ambiente gerador da Formação Aliança, no da Formação Sergi predominariam canais anastomosantes.

As Bacias do Recôncavo e Tucano constituiram, no Neojurássico, um vale tectônico drenado para o Sul por um sistema fluvial de direção geral N-S. As "Bacias" de Jatobá, Mirandiba, São José do Belmonte e Araripe fariam parte da rede de drenagem deste rio "Tucano Recôncavo". Os sedimentos de todas estas "bacias", hoje isolados, ao que parece, estariam ligados a uma única bacia que se estenderia do Recôncavo ao Sul do Ceará. É o que se depreende do aumento geral da espessura das Formações Aliança e Sergi do Norte para o Sul e da diminuição da granulação dos arenitos no mesmo sentido. Aliás, a espessura das formações cretáceas também aumenta para o Sul indicando franca subsidência no Recôncavo e áreas negativas são as coletoras de um ou mais sistemas fluviais que aí convergem.

O sistema fluvial neojurássico foi esfacelado por falhas de modo que seus sedimentos só se conservaram nos blocos rebaixados. No caso Araripe deve ter havido posteriormente, em data não muito recuada, inversão do comportamento tectônico com levantamento da Chapada.

Quanto aos depósitos neojurássicos da bacia Sergipe-Alagoas, embora litológica e paleontologicamente equivalentes às Formações Aliança e Sergi, deviam provavelmente, fazer parte de sistemas fluviais independentes. As áreas ocupadas por essas formações na Bacia Sergipe-Alagoas não são contínuas, o que foi interpretado como devido a erosão. Uma explicação alternativa é que essas áreas já eram originalmente discretas por constituírem sistemas fluviais independentes.

O vale neojurássico Recôncavo-Tucano persistiu no início do Cretáceo. O traçado das "cabeceiras" desse sistema fluvial teria se modificado, contudo. No Eocretáceo ele teria traçado mais retilíneo, estendendo-se pelas "bacias do Rio do Peixe, Iguatu, Malhada Vermelha, Lima Campos, Icó, São Miguel e Pau dos Ferros.

A sucessão das "cabeceiras" desse sistema fluvial está melhor representada na Bacia do Rio do Peixe, onde ocorre um pacote intermediário de folhelhos com alguns depósitos de marga, separando dois pacotes de arenitos. As margas contêm ostracodes, conchostráceos, restos de peixes e pegadas de dinossauros. Marcas onduladas linguóides e simétricas e estruturas de deformações são comuns no pacote intermediário. A litologia, os fósseis e as estruturas sedimentares sugerem ambiente originalmente fluvial de planícies de inundação, evoluindo para lacustre e

volta às planícies de inundação pelo assoreamento do lago.

A alternância de sedimentos argilosos e margas, em camadas delgadas, com sedimentos arenosos, com acentuada variação lateral de fácies, na Bacia de Iguatu, sugere a presença de lago com flutuações, lateralmente, para planícies de inundação.

Os arenitos conglomeráticos que predominam nas bacias de Icó, Lavras de Mangabeira, Lima Campos e Pau dos Ferros, sugerem condições predominantes de canais fluviais. Em Lima Campos há também, depósitos sugestivos de lago onde se depositaram bancos de marga contendo ossos de répteis e escamas de peixes.

Do mesmo modo como acontece com os depósitos neojurásicos, a espessura dos sedimentos aumenta para o Sul, em direção ao Recôncavo. As Formações Itaparica e Candeias, no Recôncavo, representam as condições de maior subsidência e aí, naturalmente, ocorreriam extensos lagos, onde se formaram folhelhos, alguns betuminosos, siltitos e dolomitos e delgadas camadas e lentes de calcários contendo ostracodes, conchostráceos e restos de plantas. Estes lagos passariam, lateralmente, para planícies fluviais, onde se depositaram arenitos com pelotas de argila e abundantes estruturas de escorregamento.

A grande carga de sedimentos trazida pelos rios, ao atingir os lagos, se distribuiriam em deltas desenvolvidos nos tempos de deposição das Formações Candeias, Marfim e Pojuca. As flutuações tectônicas se refletiriam em flutuações da distribuição horizontal das fácies lacustre e deltática. Alguns desses depósitos teriam se formado através da combinação de escorregamentos subaquosos, fluxos de lama e fluxo granular em calhas, na frente deltática. Outras características das planícies de inundação são canais anastomozantes e bacias interdistributárias. O transporte subaquoso por gravidade foi realizado pela combinação de falhas de crescimento, sobrecarga e diapirismo de argila (Gama Jr, 1970).

A progradação final dos sedimentos lacustres pelos sedimentos deltáticos originou a Formação São Sebastião, constituída por arenitos grossos a finos, feldspáticos, amarelo- avermelhados, intercalados por argilitos siltíticos variegados. Na parte superior da Formação há predominância de clásticos mais grossos, por vezes conglomeráticos, indicativos de sedimentos fluviais. Contém fósseis de ostracodes, gastrópodes, bivalves e peixes.

Depósitos equivalentes ocorrem na Bacia Sergipe-Ala-

goas.

Depósitos continentais aptianos - Elevação geral do continente, após o Barremiano, resultou em discordância generalizada no início do Aptiano. No Recôncavo, a Formação Marizal jaz em discordância sobre o Supergrupo Bahia. Constitui esta formação, de arenitos, conglomerados, folhelhos e mesmo raros leitos calcários, litologias estas distribuídas de forma lenticular. A litologia predominante é um arenito mal selecionado, imaturo, comumente com estratificações cruzadas e estruturas de escavação e preenchimento. Os conglomerados contêm matacões de diversas litologias. A espessura da Formação mostra variações de grande magnitude, disposta irregularmente, ligadas a fontes locais de suprimento, constituidas por blocos de falhas levantados. O transporte foi torrencial e através de fluxos de lama, nas proximidades das encostas abruptas e do tipo laminar nos locais afastados das encostas. Se bem que não se conheçam ocorrências de evaporitos, acredita-se que o clima tenha sido seco e drenagens endorreicas poderiam ter ocorrido. A natureza litológica dessa formação e a proximidade geográfica dos depósitos contemporâneos de evaporitos nas bacias costeiras favorecem essa interpretação.

Depois da deposição da Formação Marizal, houve a consolidação da Fossa Recôncavo-Tucano-Jatobá ao crato brasileiro. Ela, portanto, representa uma espécie de molassa da fossa tectônica.

Os depósitos contemporâneos das outras bacias costeiras foram formados incialmente em ambientes lagunares passando posteriormente a ambientes marinhos restritos onde se formaram e vaporitos. Não há equivalentes a esses depósitos nas bacias intracratônicas.

Depósitos Continentais neoptianos-santonianos - Depois de curto episódio regressivo, nova transgressão propiciou a deposição de sedimentos, agora tanto nas bacias costeiras como em algumas bacias intracratônicas (Amazonas, Parnaíba e S.Francisco).

A região de máxima subsidência neste tempo foi a Bacia de Barreirinhas, no Estado do Maranhão, a qual poderia ter sido o sítio de convergência de diferentes sistemas fluviais. Os primeiros sedimentos dessa seqüência em Barreirinhas contêm conglomerados acumulados ao pé de blocos de falha em elevação. Eles gradam lateralmente para sedimentos de planície de inundação e lacustrinos. Esses depósitos são caracterizados por abruptas variações laterais de fácies e gradam, no sentido da atual plataforma continental, para depósitos de planícies deltáicas. Os

rios eram do tipo de canais anastomozantes.

Os sedimentos prodeltaicos atingem 3.000 m de espessura e os não marinhos, 5.000 m. O acúmulo desta espessura nesse curto intervalo de tempo não poderia ter se efetuado a não ser que, pelo menos, um grande rio estivesse ativamente transportando material. Esse delta provavelmente era do tipo composto.

Uma fase transgressiva albiana, seguida por uma fase regressiva Cenomaniana- Santoniana, sobrepondo-se ao delta construtivo. O ciclo transgressivo-regressivo está claramente desenvolvido na Bacia do Parnaíba, com as Formações Grajaú, Codó e Itapecuru, ciclo este também presente nas Bacias de S. Luiz e Araripe.

O subciclo transgressivo é constituído pelas Formações Grajaú e Codó e o regressivo, Codó e Itapecuru. No Araripe, a parte transgressiva é constituída pelas Formações Crato e Santana.

Os depósitos da Formação Crato evidenciam a presença de um lago ocasionalmente com profundidade suficiente para o aparecimento de condições redutoras e deposição de folhelhos betuminosos. Nesses lagos viviam peixes, conchostráceos, ostracodes, bivalves. Ocorrem, também, restos de vegetais e pólens. O lago devia ter comunicação com a planície de inundação Grajaú. O mar Codó atingiu a Chapada do Araripe depositando-se aí os sedimentos marinhos da Formação Santana. É significativo que os equinóides, formas marinhas por excelência, só são conhecidas no lado ocidental da Chapada, do lado da Bacia do Parnaíba.

Condições de mares restritos propiciaram a deposição de evaporitos mas havia tempos em que a redução da salinidade propiciava o aparecimento de biotas marinhas contendo bivalves e equinóides. A salinidade em outros tempos baixava a tal ponto que havia a proliferação de biotas não marinhas, representadas por peixes e ostracodes. Um crocodiliano, Araripesuchus, fossilizou-se nesses sedimentos.

Nos tempos albiano-santonianos, um grande rio, precursor do São Francisco, se estenderia desde o Centro-Oeste de Minas Gerais até a plataforma continental do Maranhão. Os sedimentos depositados na Bacia do São Francisco associados a esse sistema fluvial, pertencem a duas Formações, Areado e Mata da Corda.

Na base da Formação Areado ocorrem conglomerados e arenitos conglomeráticos, incluindo ventifacts. Trata-se de fanglomerados ligados, geneticamente, ao alto do Paranaíba (Hasui et al., 1975), em processo de elevação (Fácies Abaetê). Nas á-

reas mais afastadas do Alto, os sedimentos conglomeráticos passam gradativamente para arenitos, siltitos e argilitos de cores avermelhadas que se alternam ritmicamente, passando, gradativamente, para sedimentos, caracterizados por arenitos róseos calcíferos, em bancos com estratificação predominantemente plano-paralela e, quando cruzada, de pequenas dimensões. Intercalam-se folhelhos oleíferos com peixes, conchostráceos e folhas de coníferas. Esta fácies, formada em ambiente lacustre, é conhecida como Quiricó. A fácies seguinte representa ambiente fluvio-deltáico, de assoreamento dos lagos (Fácies Três Barras) (Grossi Sad et al., 1971).

A idade admitida para a Formação Areado, com base em peixes e conchostráceos, seria aptiana-albiana. O encontro de seixos de rochas vulcânicas alcalinas nos conglomerados da Formação reabre a questão visto que no Alto de Paranaiba só são conhecidas alcalinas neocretáceas e a Fácies Uberaba, com influência vulcânica é contemporânea à parte da Formação Bauru. Duas hipóteses podem, então serem levantadas, ou a Formação Areado é mais nova ou existem alcalinas mais antigas na região.

É possível que o sistema fluvio-lacustrino, responsável pela Formação Alter do Chão da bacia intracratônica do Amazonas também drenasse para o complexo deltáico de Barreirinhas visto que não há depósitos correlativos na foz do Amazonas e que a Formação Alter do Chão contém palinomorfos semelhantes aos leitos cronologicamente equivalentes de Barreirinhas (Daemon, 1975).

A Formação Parecis, do Norte de Mato Grosso, talvez seja contemporânea e relacionada à Formação Alter do Chão. O ambiente de deposição foi fluvial, de canais e de transbordamento. As paleocorrentes, deduzidas das estratificações cruzadas, são dirigidas para o N. As espessuras também aumentam para o Norte, sugerindo que não haja relações com o Neocretáceo da Bacia do Paraná como já foi sugerido. A área da Baixada Paraguaia estaria elevada nos tempos de deposição da Formação Parecis e serviria de fonte para esses sedimentos. A Formação Parecis desaparece abruptamente para o N do paralelo 11, sugerindo que blocos de falha em elevação ao N tenham propiciado sua destruição por erosão (Petri e Fúlfaro, 1977).

Neocretáceo (Turoniano-Maestrichtiano) - Os únicos depósitos neocretáceos das bacias costeiras de origem não marinha encontram-se na Foz do Amazonas. Duas Formações que se interdigitam, Jacarezinho e Limoeiro, se distribuem do Turoniano ao Pa-

leoceno. A primeira é constituída de 1.000 m de clásticos grossos, imaturos, predominantemente conglomeráticos e contendo seixos de diversas litologias. Formaram-se como fanglomerados ao pé das encostas de blocos de falha em elevação. Eles gradam rapidamente para sedimentos mais finos. A Formação Limoeiro é constituída por arenitos finos a grossos, contendo freqüentes ciclos de sedimentação, iniciados com conglomerados que gradam, para cima, para argilitos cinza-escuros. O ambiente gerador é de planície de inundação, com canais anastomozantes, originados dos fanglomerados da Formação Jacarezinho. É evidente a origem sintectônica de ambas as Formações.

Outra área de sedimentação neocretácea não marinha situa-se na Bacia do Acre. Nesta bacia uma seqüência contínua, concordante, se distribui do Cenomaniano ao Maestrichtiano, formando um ciclo transgressivo-regressivo, porém o mar nunca atingiu o Acre, permanecendo mais a oeste, no Peru.

Durante o Neocretáceo o Alto do Paranaiba separava duas áreas de sedimentação, S. Francisco e Alto Paraná. A intensificação dos levantamentos na região do Alto Paranaiba resultou no aparecimento de diversos vulcões que produziam lavas de natureza alcalina. Na Bacia do S. Francisco as Lavas e tufo vulcânicos (Fácies Patos) gradam para conglomerados e arenitos cineríticos verdes com estratificações cruzadas (Fácies Capacete) que, por sua vez passam, distalmente, para arenitos argilosos às vezes com matriz montmorilonítica e conglomerados subordinados (Fácies Urucuia). Estas três fácies (Patos, Capacete e Urucuia) constituem a Formação Mata da Corda (Grossi Sad et al., 1971).

Ao mesmo tempo em que estavam se depositando os sedimentos da Formação Mata da Corda a Nordeste do Alto Paranaiba, a Formação Bauru estava se depositando a Sudoeste. Próximo ao Alto de Paranaiba a influência vulcânica é marcante e seus sedimentos já são de há muito conhecidos com Uberaba, com status ora de Fácies ora de Formação. Coimbra (1976) caracterizou as áreas-fontes dos arenitos da Formação Bauru através do estudo integrado de diferentes critérios sedimentológicos. As superfícies de tendência dos parâmetros granulométricos, dos índices de maturidade mineralógica e da freqüência de minerais pesados forneceram indicações da existência de três fontes principais que contribuiram para a formação de seus sedimentos. As fontes NW e SE seriam constituídas de sedimentos pré-existentes enquanto a NE seria constituída de rochas básicas da Formação Serra Geral, metamórfi-

cas dos Grupos Araxá e Canastra e alcalinas do Triângulo Mineiro.

As observações de campo e estudos sedimentológicos de laboratório permitiram o reconhecimento de três fácies na Formação Bauru, que Coimbra (op. cit.) chamou A, B e C. A fácie inferior A proviria fundamentalmente da erosão de rochas básicas da Formação Serra Geral, com contribuição secundária de metamórficas (xistos). As fácies B e C proviriam de fontes diversificadas, metamórficas, sedimentos paleomesozóicos e básicas da Formação Serra Geral. A fácie B contém, tipicamente, evidências de contribuição de rochas básicas-ultrabásicas e alcalinas do Triângulo Mineiro e, localmente, de rochas alcalinas do Estado de São Paulo; inclui a Fácie Uberaba de autores prévios. A Fácie A engloba as três fácies que correspondem ao Bauru Inferior de Soares e Landim (1976), pertencendo a esta fácie os conglomerados com seixos de basalto encontrados em subsuperfície, no interior da bacia, enquanto os afloramentos de conglomerados com seixos de quartzo e quartzito pertencem à Fácie B ou C. A Fácie C engloba a Fácie Ponte Alta de autores prévios e a fácie calco-conglomerática de Soares e Landim (op.cit.).

De acordo com Coimbra (op.cit.), os restos de dinossauros e de outros répteis se encontram na Fácie C e no topo da Fácie B, o que seria incompatível com clima que teria prevalecido durante a sedimentação da Formação, admitindo como constituinte de fases úmidas alternadas com secas no início da sedimentação (Arid, 1973) e com fases secas cada vez mais freqüentes para o topo (Suguio, 1973). Este autor admitiu que a maior incidência de jazidas de vertebrados em níveis arenosos acima dos bancos calcários de Peirópolis e da Serra de Calga, poderia indicar passagem de clima semi-árido na época de deposição de cárcarios para clima mais úmido, de modo a favorecer a sobrevivência desses répteis gigantescos.

Suguio et. al. (1977) também reconheceram a existência de três litofácies semelhantes às propostas por Coimbra, com base em estruturas sedimentares. A diferente natureza sedimentológica dessas fácies resultou em comportamento geomorfológico diferente. A subdivisão da Formação em três unidades também foi reconhecida por Brandt Neto et al (1977), na região do Baixo Rio Tietê, sendo que a litofácie inferior deve corresponder à Formação Caiuá dos autores prévios.

De acordo com Suguio (1973) o ambiente gerador da Formação Bauru seria fluvio-lacustrino de baixa energia, com predo-

minânciam de canais anastomozantes.

§ § § § §

Em síntese, a história do Cretáceo no Brasil transcorreu através de flutuações transgressivas-regressivas; as transgressões aumentaram de intensidade até o Albiano e então, decresceram até o Oligoceno. Não se conhecem depósitos marinhos do Eocretáceo e, após o Albiano, as ocorrências marinhas são cada vez mais deslocadas em direção ao mar atual.

O clima durante o Cretáceo deve ter sido sempre quente, tropical, atestado pela freqüência de calcários e outros depósitos químicos. Climas secos ocorreram no Neojurássico, pelo menos em certos locais, passando a mais úmido durante o Eocretáceo até o Aptiano, quando retornaram climas secos. Climas extremamente secos possivelmente não recorreram mais visto que não se conhecem evaporitos mais novos que o Aptiano, apesar das fases regressivas do fim do Cretáceo e início do Terciário serem propícias à sua formação, se houvessem condições.

§ § § § §

B I B L I O G R A F I A

AGUIAR, G.A., 1971 - Revisão Geológica da Bacia Paleozóica do Maranhão. An. XXV Congr. Bras. Geol., v.3, p. 113-122.

ALMEIDA, F.F.M. de, 1953 - Botucatu, a triassic desert of South America. XIX Congr. Geol. Intern., Alger, 1952, Compte Rendus, Sec. VII, fasc. VII, p. 9-24.

ARID, F.M., 1973 - Comportamento espacial da Formação Bauru na região norte-occidental do Estado de São Paulo. Rev.Bras.Geoc., v.3, nº 1, p. 23-35.

BARBARENA, M.C. e DAEMON, R.F., 1974 - A primeira ocorrência de Amphibia (Labyrinthodontia) na Formação Rio do Rastro: impli-

- cações geocrono-estratigráficas. An. XXVIII Congr.Bras.Geo., v. 2, p. 251-262.
- BIGARELLA, J.J. e SALAMUNI, R., 1961 - Early Mesozoic wind patterns as suggested by dune bedding in the Botucatu Sandstone of Brazil and Uruguay. Bull.Geo1.Soc.Am. v.72, p. 1089-1106.
- BRANDT NETO, M., COIMBRA, A.M. e PETRI, S., 1977 - Estratigrafia da Formação Bauru (Ks) na região do Baixo Tietê. Soc.Bras.Geologia, Núcleo de S.Paulo, 1º Simp.Geo1.Regional, S.Paulo, Resumos, p.31.
- COIMBRA, A.M. - Arenitos da Formação Bauru: estudo de áreas-fon- te. ---- Dissertação de Mestrado. Inst.Geociências-USP, v.1 , 60 p., v. 2, 63 p. (inédito).
- DAEMON, R.F., 1975 - Contribuição à datação da Formação Alter do Chão. Bacia do Amazonas. Rev. Bras. Geoc., v.5, p.78-84.
- ERICK, N.C., GAMERMANN, N. e CARRARO, C.C., 1973 - A discordância pré-Formação Serra Geral. Inst.Geo1., Univ. Fed. RGS. Pesquisas 2, p. 73-77.
- FIGUEIREDO Fº, P.M., 1972 - A faciologia do Grupo Passa Dois no Rio Grande do Sul. Rev.Bras.Geo1., v.2, nº 4, p.216-235.
- GAMA JR., E., 1970 - O modelo geológico das bacias do Recôncavo e Tucano. An. XXIV Congr.Bras.Geo1., p.191-200.
- GAMERMANN, N., 1973 - A Formação Rosário do Sul. Inst.Geo1., Univ. RGS, Pesquisas 2, p.5-36.
- GORDON JR., M., 1947 - Classificação das formações gondwânicas do Paraná, Santa Catarina e Rio Grande do Sul. Div.Geo1.Min., No tas Prel., Est. 38, 20 p.
- GROSSI SAD, J.H., CARDOSO, R.N. e COSTA, M.T. da, 1971 - Formações cretáceas em Minas Gerais: uma revisão. Rev.Bras.Geo1. , v.1, nº 1, p.2-12.
- HASUI, Y., SADOWSKI, G.R., SUGUIO, K. e FUCK, G.F., 1975 - The Phanerozoic tectonic evolution of the western Minas Gerais State. An.Acad.Bras.Ciênc., v.47, nº 3/4, p.431-438.
- LEINZ, V., 1949 - Contribuição à geologia dos derrames basálticos do Sul do Brasil. Bol.Fac.Filos.Ciênc.Let.-USP, v. 103 , (Geo1.5) 61 p.
- MENDES, J.C. e FRAKES, L., 1964 - Talus fossil na Formação Botu-

catu (Neomesozóico). Bol.Soc.Bras.Geol., v.13, nº 1/2, p. 67-71.

PETRI, S., 1974 - Sequences and correlations of brazilian Late Paleozoic and Mesozoic deposits. An. XXVIII Congr.Bras.Geol., v. 2, p.17-30.

PONTE, F.C, e ASMUS, H.E., 1976 - The Brazilian marginal basins; current state of knowledge. Proc.Intern.Symp. on Cont.Margins of Atl. type. An.Acad.Bras.Ciênc., v.48, (Supl.), p.215-239.

SHALLER, H., 1969 - Revisão estratigráfica da Bacia Sergipe-Alagoas. Bol.Tecn.Petrobrás, v. 12, nº 1, p.21-86.

SIAL, A.N., 1976 - The post-Paleozoic volcanism of Northeast Brazil and its tectonics significance. Proc. Intern. Symp. on Cont. Margins of Atl. type, An.Acad.Bras.Ciênc., v.48 (Supl.), p. 299-311.

SLOSS, L.L., 1963 - Sequences in the cratonic interior of North America. Geol. Soc. Am., Bull 74, p. 93-104.

SOARES, P.C., 1975 - Divisão estratigráfica do Mesozóico no Estado de São Paulo. Rev.Bras.Geoc., v. 5, nº 4, p. 229-251.

SOARES, P.C. e LANDIM, P.M.B., 1976 - Comparison between the tectonic evolution of the intracratonic and marginal basins in South Brazil. Intern.Symp. on Cont.Margins of Atl. type, An.Acad.Bras.Ciênc., v 48 (Supl.), p.313-323.

SUGUIO, K., 1973 - Formação Bauru, calcários e sedimentos detriticos associados. Tese Livre-Docência, Inst.Geoc.-USP, v. 1, 236p. (inédito).

SUGUIO, K. e FÜLFARO, V.J., 1974 - Diques clásticos e outras feições de contato entre arenitos e basaltos da Formação Serra Geral. An. XXVIII Congr.Bras.Geol., v. 2, p.107-112.

SUGUIO, K., FÜLFARO, V.J., AMARAL, G. e GUIDORZI, L., 1977 - Comportamentos estratigráficos e estrutura da Formação Bauru nas regiões administrativas 7 (Bauru), 8 (São José do Rio Preto) e 9 (Araçatuba) no Estado de São Paulo. Soc.Bras.Geol., Núcleo São Paulo, 1º Simpósio Geol.Regional, S.Paulo, Resumos, p.27.

THOMAZ Fº, A., 1976 - Potencialidades do método Tb-Sr para datação de rochas sedimentares argilosas. Tese Doutoramento, Inst. Geoc.-USP, 128p. (inédito).

VIANA, C., GAMA JR., E.G., SIMÕES, I.A., MOURA, J.A., FONSECA,

J.R. e ALVES, R.J., 1971 - Revisão estratigráfica da bacia Recôncavo-Tucano. Bol.Tecn.Petrobrás, v. 14, nº 3/4, p.152-192.

WASHBURNE, C.W., 1930 - Petroleum geology of the State of São Paulo, Brazil. Bol.Com.Geogr.Geol. São Paulo, v. 22, 282p. (Geologia do Petróleo do Estado de São Paulo - Trad. comentada de A.J.Pacheco, Div.Geol.Min., 1939, 228p.).