VICENTE JOSÉ FULFARO

T800

**A EVOLUÇÃO TECTÔNICA E PALEOGEO-
GRÁFICA DA BACIA SEDIMENTAR DO PA-
RANÁ PELO «TREND SURFACE ANALYSIS»**

Tese apresentada ao Instituto de
Geociências e Astronomia da
Universidade de São Paulo para
o Concurso de Livre-Docência
na Disciplina de Estratigrafia.

SÃO PAULO

1971

VICENTE JOSÉ FULFARO

**A EVOLUÇÃO TECTÔNICA E PALEOGEO-
GRÁFICA DA BACIA SEDIMENTAR DO PA-
RANÁ PELO «TREND SURFACE ANALYSIS»**

Tese apresentada ao Instituto de
Geociências e Astronomia da
Universidade de São Paulo para
o Concurso de Livre-Docência
na Disciplina de Estratigrafia.

DEDALUS - Acervo - IGC

30900004937

SÃO PAULO

1971

ÍNDICE

	Página
INTRODUÇÃO	
CONSIDERAÇÕES GERAIS.....	3
"TREND SURFACE ANALYSIS".....	8
Análise de tendência de mapas de isôpacas.....	11
ANÁLISE DE TENDÊNCIA DAS UNIDADES ESTRATIGRÁFICAS DA BACIA SEDIMENTAR DO PARANÁ.....	14
GRUPO PARANÁ.....	15
GRUPO TUBARÃO E GRUPO AQUIDAUANA.....	24
Formação Rio Bonito	44
Formação Palermo.....	48
GRUPO PASSA DOIS.....	53
Formação Irati mais Serra Alta.....	61
Formação Estrada Nova.....	63
Formação Rio do Rasto.....	68
Permiano Inferior.....	70
Permiano Médio.....	73
Permiano Superior.....	77
GRUPO SÃO BENTO.....	79
Formação Botucatu.....	81
Formação Serra Geral.....	84
GRUPO BAURU.....	89
DIAGRAMA TEMPO-ESPAÇO.....	90
TECTÔNICA.....	93
CONCLUSÕES.....	99
BIBLIOGRAFIA.....	106

INTRODUÇÃO

A estratigrafia da Bacia do Paraná, com raras exceções, esteve baseada apenas no aspecto descritivo das várias unidades que a compõe. Este fato permitiu o reconhecimento de ordens e sistemas que conduziram a um número razoável, mas contraditório, de conclusões sobre a sua formação e evolução através dos tempos geológicos.

Até 1960, segundo SANFORD & LANGE (1960) existiam 1 364 livros, artigos e publicações a respeito das várias unidades estratigráficas da bacia sedimentar do Paraná. Acreditamos que atualmente esse número seja bem mais elevado sem sabermos precisar qual a sua ordem de grandeza. O grande número de controvérsias estratigráficas que surgiram de tal número de trabalhos é mais ou menos óbvia em vista das extremas dificuldades envolvidas, além do número e variedade de variáveis que podem ser invocadas para explicar os fenômenos geológicos em geral.

SLOSS (1962) na explicação sobre o uso de modelos em estratigrafia, diz que os físicos e os químicos, têm dificuldade em entender porque a estratigrafia, assim como outros campos da geologia, permaneceram tanto tempo na fase descritiva da evolução científica. A resposta óbvia jaz na complexidade da crosta terrestre, a gama de observações a serem feitas, a inadequação da amostragem possível nos afloramentos, a barreira formada pelo tempo geológico a experimentos de laboratório e a dificuldade em se ligar números às observações estratigráficas (ou discriminar entre expressões numéricas úteis ou não, uma vez que possíveis). Conclui o mesmo autor que estaremos em posição de nos juntarmos as ciências sofisticadas todas as vezes que uma observação puder ser colocada em um modelo previsível de ordem e sistema desenvolvidos a partir de classificações e análises de observações mais antigas. Nesse campo, a aplicação de modelos (matemáticos ou conceituais) é útil como uma base para a previsão de fenômenos.

RESUMO

O estudo da Bacia do Paraná pelo "trend surface analysis" permite uma reavaliação dos dados até agora existentes na literatura geológica específica. As espessuras das várias unidades estratigráficas que a compõe foram tratadas pelo método acima indicado, e um "trend" geral para as unidades foram obtidas refletindo os grandes traços da bacia no período de deposição dessas rochas. Paralelamente, os desvios desses mapas indicam as áreas residuais de maior e menor acumulação das rochas da unidade estudada.

O Grupo Paraná, constituído pelas Formações Furnas e Ponta Grossa, mostra possuir um comportamento estrutural semelhante para as duas unidades, indicando pertencerem elas a um único evento geológico; pelo menos no que diz respeito ao comportamento estrutural da bacia. Os Grupos Tubarão e Passa Dois, foram separados em dois ciclos sedimentares, admitindo-se que não há quebra no processo de sedimentação, baseados no ambiente de deposição das rochas que constituem o seu registro geológico. O ciclo glacial da base, com as várias fases interglaciais intercaladas, revela um padrão estrutural da bacia diferente do período anterior, mostrando um modelo que indica um complexo sistema de deposição o que é comprovado pela análise do registro geológico preservado. É representado esse estágio de evolução da bacia pelas Formações Itararé e Rio Bonito. O ciclo seguinte, pós-glacial, marca uma evolução da bacia para um modelo mais clássico, uma bacia intracratônica linear, N-S, com um basculamento para leste a partir do Permiano Superior e uma tendência progressiva a interiorização culminando com o seu total assoreamento à época da sedimentação das rochas da Formação Rio do Rasto. A nova orientação da bacia que tem início a época da deposição dos sedimentos da Formação Palermo continua com as Formações Irati, Serra Alta, Estrada Nova, Rio do Rasto e segue ainda, grosso modo, no período de deposição das rochas da Formação Botucatu. O formato da atual bacia estrutural começa a surgir no Cretáceo Inferior com os derrames basálticos da Formação Serra Geral e atinge o seu máximo de

envolvimento no Cretáceo Superior na época da deposição dos sedimentos do Grupo Bauru.

Baseado nessas características e nas discordâncias que separam essas unidades, da sua extensão geográfica, magnitude e persistência em períodos de subsidência prévias e posteriores da bacia sedimentar do Paraná, o A. sugere informalmente a divisão da coluna estratigráfica da bacia em três Sequências Estratigráficas, que são unidades estratigráficas maiores que megagrupo, grupo e supergrupo. Três sequências são sugeridas, uma, compreendendo o ciclo sedimentar que tem como limites estratigráficos uma superfície de discordância pré-Devoniana e pré-Stefaniana. Compreende esta sequência, as rochas sedimentares que constituem as Formações Furnas e Ponta Grossa. Uma segunda sequência incluiria as rochas dos ciclos glacial e pós-glacial que formam os Grupos Tubarão e Passa Dois, separados da última pela discordância Carbonífera citada e das rochas sobrejacentes, por uma grande discordância que é preferível chamar de pré-Botucatu, em vista das dúvidas sobre a idade dessa sequência sedimentar. A terceira sequência, compreendendo as rochas da Formação Botucatu mais Serra Geral, é limitada em seu topo por uma superfície de erosão que as separam de unidades estratigráficas de difícil correlação das quais a mais conhecida é a que forma o Grupo Bauru (Ksup.).

A construção do diagrama tempo-espaco para as unidades estratigráficas da bacia, mostra que a sua divisão nas três sequências acima sugeridas tem um bom apoio na sua interpretação. Áreas com lacuna e suas correspondentes divisões em hiatos e vacuidades erosionais indicam uma subsidência prévia da área meridional da bacia e a migração no tempo do polo de máxima subsidência para norte. Demonstra, por outro lado, o caráter mais positivo da área sul da bacia rapidamente compensando o maior caráter subsidente da região norte.

As várias sequências estratigráficas da bacia sedimentar do Paraná encontram-se falhadas, falhamentos estes, que podem ser agrupados em vários períodos e são, na sua maior parte, reativações de linhas tectônicas pré-Silurianas. Um período de falhamento pré-Devoniano é sugerido pela análise

dos mapas de "trend surface" das formações dessa idade associado a observações de campo. O início de deposição dos sedimentos da Formação Itararé parece estar ligado a um ciclo tectônico pós-Devoniano que a antecedeu e governou a sua deposição a partir do retrabalhamento dos sedimentos da Formação Furnas como indicado na região de Itapeva, SP. O tipo de depósitos sedimentares dos ciclos glacial e pós-glacial sugerem que, pelo menos flutuações de nível da bacia devem ter ocorrido além de um soerguimento de suas bordas, com conseqüente erosão, como no Paraguai e NE do Estado de São Paulo. Seria este um ciclo penecontemporâneo a deposição das rochas dos dois grupos. Um ciclo tectônico posterior ao Grupo Passa Dois e anterior à Sequência Mesozóica está bem marcado na bacia, e apresenta indícios de contribuição à sedimentação de pelo menos os depósitos da base da Formação Botucatu. Penecontemporaneamente aos derrames basálticos do Cretáceo Superior e posteriormente a sua consolidação, manifesta-se novo tectonismo que afeta sedimentos até do Grupo Bauru (Ksup.). Para o fim desse ciclo ou então em um mais novo, imediatamente posterior, uma "inversão tectônica" causa o início do levantamento das escarpas mais internas da bacia, cuja expressão topográfica é denominada de Serra Geral. Esse processo tectônico causa a formação dos ambientes de deposição das bacias sedimentares como a de Rio Claro, no flanco oriental do platô basáltico, originados a partir da desorganização da drenagem tipicamente conseqüente anterior, que, sentindo-se lentamente barrada, assoreia rapidamente o relevo a montante. São os depósitos descritos como "modernos" na literatura específica sul-brasileira.

Com o objetivo de aplicar modelos possíveis às observações feitas sobre as unidades estratigráficas da bacia do Paraná, o A. trabalhou no Department of Geological Sciences da Northwestern University, nos EEUU, onde travou conhecimento com as modernas técnicas de computação que auxiliam sobremaneira o rápido tratamento de dados geológicos. O tratamento matemático de dados geológicos não é um fato novo, mas encontrava anteriormente duas grandes barreiras, o grande volume de dados a serem processados, e o desconhecimento de um campo matemático específico a geologia que atualmente já recebe o nome de geomatemática. O advento do computador possibilitou um rápido e grande avanço nesse campo determinando um novo ângulo na avaliação dos fenômenos geológicos.

O A. tenta, neste trabalho considerar tipos de modelos estratigráficos que possam expressar de uma forma sistemática a interação de um conjunto definido de variáveis as quais operam para produzir um resultado observável. As variáveis são os processos geológicos e os resultados são as respostas sedimentares representado pela composição e geometria de corpos de rochas sedimentares.

A estratigrafia da bacia sedimentar do Paraná, como definida anteriormente em um grande número de trabalhos, foi utilizada aqui somente quando pode fornecer um real significado para a avaliação do conjunto processo geológico-resposta sedimentar. Neste sentido, preferimos considerar como base de nossos estudos a sucessão da bacia sedimentar do Paraná como composta principalmente de uma seção glacial e interglacial logo acima das camadas devonianas, na base, seguida de uma sequência pós-glacial que é cortada por uma superfície de desconformidade pós-permiana e pré-Cretáceo Inferior. Paralelamente tentou-se testar as várias unidades estratigráficas definidas para a mesma bacia pelo método matemático do "trend surface analysis" para vermos o seu significado como superfícies bem definidas na sequência.

Mesmo considerando como base deste trabalho o ponto de vista exposto no parágrafo acima, o A. descreve,

sob o ponto de vista do "trend surface analysis", as várias unidades estratigráficas desde as camadas do Grupo Paraná, Devoniano, até o Grupo Bauru, Cretáceo Superior.

Agradecimentos - O autor é grato aos Professores Doutor Josué Camargo Mendes e Doutor Setembrino Petri pelo treinamento profissional incansável durante os vários anos de suas pesquisas de campo. Aos Dr. L.L. Sloss e Dr. W. C. Krumbein pela iniciação no estudo de modelos geológicos e possíveis aplicações matemáticas aos mesmos, agradecimentos também extensivos a Northwestern University que forneceu todas as facilidades de seu "campus" durante a execução desse trabalho. Ao Dr. Gilberto Amaral pela adaptação do programa LQCOSY utilizado nesse trabalho ao computador Burroughs/3500 do Centro de Computação Eletrônica da Universidade de São Paulo. Ao Dr. Paulo Milton Barbosa Landim e Dr. Kenitiro Suguio pelas críticas e sugestões apresentadas.

A execução do presente trabalho foi possível graças ao auxílio fornecido pelo Conselho Nacional de Pesquisas na concessão de um bolsa de estudos e, recentemente, pela Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo, que forneceu auxílio material para verificação no campo das hipóteses formuladas. À Sra. Nair de Campos Louzada devo o prestimoso serviço datilográfico.

CONSIDERAÇÕES GERAIS

A bacia sedimentar do Paraná é o objeto principal d^este trabalho. A classificação de bacia intracratônica para êste elemento estrutural situado entre os meridianos 47° e 58° e paralelos 15° e 34°, é atualmente aceita por todos os autores sem controvérsias. Sua área, em torno de 1.500 000 km², a torna uma das maiores bacias sedimentares do mundo (Fig. 1).

A atual bacia sedimentar do Paraná possui uma forma ovalóide com eixo maior de direção aproximadamente N-S, possuindo como elementos geotectônicos principais o Arco da Canastra a NE, o Arco de Ponta Grossa, sinclinal de Torres e Escudo Sul-riograndense-uruguaio a leste, o Arco de Martim Garcia ao Sul e a oeste os Arcos Pampeano oriental e ocidental, o Arco de Puna e o Arco de Assunção (Fig. 2) (segundo Northfleet et al., 1969).

Preferencialmente neste tipo de estudo, gostaríamos de considerar no tratamento estratigráfico da bacia, somente três seqüências sedimentares maiores, uma para o Devoniano, uma para o Permo-Carbonífero e outra para o Mesozóico. No entanto, mesmo com a escassez de dados disponíveis, tentou-se analisar os vários grupos e formações existentes na seqüência sedimentar restringindo as tentativas aos resultados que tivessem tanto significado estatístico como um bom suporte geológico.

Vários trabalhos prévios se ocuparam em fornecer históricos sobre o aparecimento e definição das várias unidades estratigráficas que compõem a bacia sedimentar do Paraná. Entre outros, podemos citar, MENDES (1961). Estudos e retrospectos tratando de unidades estratigráficas individuais são ainda mais numerosos e podemos citar ROCHA CAMPOS (1967), MENDES (1967), LANGE & PETRI (1967), LOCZY (1966), BEURLLEN (1953) entre outros.

Não é absolutamente o escopo d^este trabalho, discutir a seqüência estratigráfica proposta para a bacia sedi

Figura 1

Figura 2

mentar do Paraná por êsses e outros autores. Como definido acima, o que é necessário para a elaboração do trabalho é, em vista dos dados disponíveis, uma coluna estratigráfica a mais generalizada possível englobando de preferência ciclos sedimentares únicos, evitando tanto quanto possível a individualização em fácies difíceis de serem precisadas e definidas. Como o tratamento básico seguido neste trabalho é a análise de mapas de espessuras torna-se claro a necessidade de termos sempre que possível unidades estratigráficas indivisíveis no sentido de pertencerem a um só ciclo sedimentar. Para exemplificar pode-se citar a formação Estrada Nova (P) pertencente ao Grupo Passa Dois. Possui esta Formação três litossomas bem definidos e facilmente identificáveis no campo (MENDES & FÚLFARO, 1966). Os três litossomas, Serra Alta, Terezina e Serrinha, representam três subambientes distintos dentro de um ambiente sedimentar maior. No entanto, pertencem a um só complexo sedimentar, ou melhor, representam respostas a um só processo geológico. Dessa maneira, a Formação Estrada Nova é aqui tratada como a unidade que realmente representa. O exemplo é válido para as outras unidades que constituem a coluna estratigráfica da bacia.

A coluna estratigráfica adotada neste trabalho foi baseada na apresentada no trabalho de NORTHFLEET et al. (1969) por duas razões principais. A primeira é que, sendo os autores geólogos da Petrobrás S.A., dispõem de um volume de dados sobre a bacia dificilmente superável por um profissional isolado e, em segundo lugar, por necessitar o A. das espessuras das várias unidades estratigráficas da bacia e estas foram fornecidas no mesmo trabalho associada a mapas de isôpacas da mesma coluna proposta.

No entanto, modificações não puderam deixar de serem levadas em conta tendo em vista redefinições de várias das unidades estratigráficas existentes na literatura. Como exemplo, podemos citar o trabalho de MENDES et al. (1966) que redefiniu a Formação Irati, ligando-a a um ciclo sedimentar mais amplo. Dessa maneira, a coluna estratigráfica básica utilizada neste trabalho é a utilizada por NORTHFLEET et al. (1969) com modificações.

Coluna estratigráfica da Bacia do Paraná
utilizada neste trabalho

GRUPO	FORMAÇÃO	IDADE
Bauru		Cretáceo
São Bento	Serra Geral	Triássico, Jurás sico, Cretáceo
	Botucatu + Sta. Maria	
Passa Dois	Rio do Rasto	Permiano
	Estrada Nova	
	Serra Alta + Irati	
Tubarão	Palermo	Permo-Carbonífero
	Rio Bonito	
	Itararé + Aquidauana	
Paraná	Ponta Grossa	Devoniano
	Furnas	

Na análise das espessuras das várias unidades estratigráficas não levamos em consideração a cota zero atual dada na maior parte por levantamento e erosão das bordas da bacia. Reconhecemos a importância dessa consideração em trabalhos ligados a prospecção do petróleo mas em trabalhos de cunho estratigráfico com "visu" paleogeográfico sua consideração além de desnecessária é prejudicial a reconstituição a que se propõe.

Duas seqüências estratigráficas da Bacia do Paraná não foram discutidas no presente trabalho, o Grupo Caacupé (S) e o Grupo Bauru (Ksup). A razão reside no fato de que para os dois grupos em questão o A. não dispunha de dados sobre a espessura dos sedimentos que as compõem. O tratamento de dados incompletos, ou seja, de partes incompletas da seção não é recomendável no

"trend surface analysis". Dessa maneira, o assunto não foi tratado para essas duas seqüências sedimentares, embora o A. reconheça a sua importância no desenvolvimento da evolução da Bacia do Paraná.

"TREND SURFACE ANALYSIS"

A palavra "trend" é usada com um grande número de significados em geologia e refere-se comumente a qualquer variação sistemática notada em mapas de contorno, como as tendências ("trends") estruturais. Mudanças sistemáticas das características de uma rocha exposta em uma faixa aflorante ou na área de um mapa, são coisas comuns. A espessura de uma unidade estratigráfica, sua composição litológica ou conteúdo fossilífero, etc., todos, tendem a mostrar tal variação. Os processos geológicos que ocorrem em um ambiente sedimentar podem mudar sistematicamente de uma parte do ambiente para outra. Essas variações são importantes não só para a interpretação da história geológica do corpo rochoso, mas também tem significado econômico pois pode dar informações sobre a exploração de corpos de minérios, acumulações de óleo e gás e outros recursos naturais (KRUMBEIN & GRAYBILL, 1965).

As variações mencionadas podem ser mapeadas normalmente por contornos em que o valor numérico da variável mapeada é colocada no ponto de observação. Esse tipo de mapa tem sido usado intensamente em geologia, no entanto, em algumas situações, flutuações locais podem obscurecer um modelo mais amplo de variação. Métodos gráficos foram desenvolvidos para separar esses efeitos regionais de dados mais amplos nos processos geofísicos de gravidade, sísmica e magnetometria. O "trend surface analysis" pode ser definido como um procedimento pelo qual cada observação em um mapa é dividida em duas ou mais partes, algumas associadas com as mudanças sistemáticas em larga escala, que se esten-

dem de um canto do mapa para outro, e outras, com flutuações de pequena escala, aparentemente não sistemáticas, que se superimpõem aos padrões de maior escala.

Se possuímos um conjunto de dados nos quais foram medidas duas variáveis " x " e " y " cuja correlação entre si se aproxima de uma distribuição linear temos três formas para a sua representação. A primeira, seria lançar os dados como eles se apresentam, espalhados, em um papel gráfico num sistema de coordenadas cartesianas, o segundo, seria construir uma linha reta através dos pontos por meios puramente visuais e, o terceiro, seria construirmos a linha que melhor se ajuste a esse conjunto de dados por procedimento estatístico através do método dos mínimos quadrados. O método dos mínimos quadrados permite a construção de uma única linha reta a respeito da qual a soma dos quadrados dos valores iniciais observados e os correspondentes valores computados, para essa linha, é um mínimo.

A construção por meios puramente visuais e por procedimento estatístico, conduzem a resultados similares. Há, no entanto, uma diferença extremamente importante entre a construção de uma linha reta por meios visuais e por meio dos mínimos quadrados. Como esse método somente poderá dar uma única linha de melhor ajuste a um conjunto de pontos, é um método objetivo. A construção visual de tal linha em contraste, é subjetiva, pois diferentes pessoas construirão linhas com diferentes declives e valores de inclinação.

A analogia com o caso tri-dimensional, onde tenta-se mapear a distribuição de um valor z , que é função das coordenadas x e y , é mais ou menos óbvia. Tenta-se, de fato, mapear a superfície que melhor se ajuste aos valores z num espaço tri-dimensional. Um simples desenho de um plano por contorno manual é, análogamente, comparável ao desenho da linha por meios visuais no caso acima, bi-dimensional. Além disso, é muito difícil no desenho de contorno manual, eliminarmos um certo grau de subjetividade dependendo do objetivo primordial do investigador. Alternativamente, pode-se construir uma superfície de melhor ajuste, no caso, um plano para um dado conjunto

de dados por intermédio de técnicas matemáticas que produzirao uma única superfície, mapeável e objetiva. Uma dessas técnicas é o "trend surface analysis" (Análise de tendência).

Voltando ao caso bi-dimensional, a linha reta matematicamente calculada é representada pela equação de 1ª a qual pode ser escrita:

$$Y = A + Bx$$

Uma equação de 2ª em um sistema de coordenadas x e y é uma parábola cuja equação é:

$$Y = A + Bx + Cx^2$$

Nota-se que a única diferença da equação anterior é a adição do termo quadrático, Cx². Similarmente, uma equação de terceiro grau em um sistema de coordenadas x, y é uma curva sinusoidal cuja equação é:

$$Y = A + Bx + Cx^2 + Dx^3$$

A diferença com a anterior é a adição de Dx³. Equações de qualquer grau mais alto podem ser similarmente escritas requerendo somente a adição de um número apropriado de termos em uma ordem sucessivamente mais alta.

Para entendermos o "trend surface" deve-se considerar a superfície bi-dimensional que corresponde as equações de primeiro, segundo e terceiro graus em um sistema tri-dimensional de coordenadas x, y, z. Uma superfície de primeiro grau é um plano cuja equação é:

$$Z = A + Bx + Cy$$

Uma superfície de segundo grau é um parabolóide e sua equação (como no caso) contém os termos de grau zero e primeiro, ou seja, a superfície linear, com a adição dos termos quadráticos:

$$Z = A + Bx + Cy + Dx^2 + Exy + Fy^2$$

A superfície de terceiro grau é oscilatória ou duplamente sinusoidal no espaço e sua equação contém os têrmos lineares e quadráticos descritos acima e mais quatro têrmos cúbicos adicionais:

$$Z = A + Bx + Cy + Dx^2 + Exy + Fy^2 + Gx^3 + Hx^2y + Ixy^2 + Jy^3$$

Como no caso de duas variáveis, pode-se escrever uma equação representando uma superfície tri-dimensional de qualquer grau simplesmente adicionando os têrmos de grau mais alto.

As relações geométricas para as equações de primeiro, segundo e terceiro graus, são as mostradas na Fig. 3.

Para acharmos a equação da superfície de melhor ajuste para qualquer grau dado, os coeficientes apropriados da expressão polinomial necessitam ser determinados e os desvios (resíduos) dos valores observados e os correspondentes valores computados, precisam ser minimizados pelo procedimento dos mínimos quadrados. Pode-se obter os coeficientes requeridos pela solução manual de matrizes simples como descrito por KRUMBEIN & GRAYBILL (1965). O cálculo é relativamente fácil até a obtenção de uma superfície de 2º grau, no entanto, o método mais fácil de produzirmos superfícies de melhor ajuste e suas equações correspondentes, é através do computador.

Análise de tendência de mapas de isôpacas - As superfícies de tendência são efetivas no estudo do desenvolvimento progressivo de feições estruturais em uma região representadas pelas variações de espessura. O mapa de isôpacas que representa o espaço entre dois horizontes estratigráficos pode ser interpretado como o mapa que mostra a quantidade de encurvamento estrutural que teve lugar no intervalo de tempo decorrido entre a deposição do horizonte inferior e do horizonte superior. Essa interpretação envolve o conceito de horizontalidade inicial, ou seja, que cada um dos horizontes estratigráficos era essencialmente horizontal quando deposi-

V J F - 1971

Fig. 3 - Relações geométricas das equações de 1º, 2º e 3º para duas e três variáveis (segundo LUSTIG, 1969).

tados. Dessa maneira as variações em espessura refletem a quantidade de movimentação na crosta da terra que teve lugar durante o intervalo referido.

A evolução tectônica de uma região pode ser estudada através da preparação de uma série de mapas de isôpacas de intervalos estratigráficos consecutivos. Por

causa da tendência dos mapas de isópacas de mostrar, ou sofrer, considerável influência das variações locais, o efeito suavizador da análise de tendência é útil na demarcação dos efeitos de larga escala, variações regionais na espessura (HARBAUGH & MERRIAM, 1968).

O critério para selecionar o grau mais apropriado em uma análise de tendência depende dos objetivos geológicos. Se o objetivo é demarcar relações complexas, uma função de tendência de grau mais alto será necessária. Se, entretanto, o objetivo é localizar tendências gerais de da dos complexos, uma superfície de tendência de grau mais baixo é desejável. Por exemplo, há pouca utilidade em ajustar mos uma superfície de primeiro grau a uma bacia complexa, pois os resíduos irão refletir as tendências estruturais principais. Da mesma maneira, é inútil ajustarmos uma superfície de alto grau a uma bacia calma estruturalmente, onde, conside radas regionalmente, as estruturas são simples. Como guia geral, é provavelmente útil, ajustarmos superfícies de graus sucessivamente mais altos, até que em um dado tempo a superfície cesse de ter significado estatístico. (HARBAUGH & MERRIAM, 1965).

Em resumo, podemos dizer que os primeiros ma pas, os de larga escala, incluem os amplos controles regionais que governam a deposição em amplos ambientes de sedimentação plataforma, bacias e geossinclinais, isto é, o complexo inte ro da tectônica sedimentar mais as mudanças estruturais e ero sionais post-deposicionais. Os desvios desses mapas de "trend surface" mostrando áreas residuais indicam variações no ambiente de sedimentação, estruturas menores na área de deposição e podem mostrar distúrbios e erosão post-deposicionais (KRUMBEIN & SLOSS, 1963).

Esses desvios mostrando áreas residuais no mapa de "trend surface" são obtidos a partir da subtração de cada valor computado do seu correspondente valor observado. Desvios positivos representam áreas tectonicamente mais negativas e desvios negativos representam áreas tectonicamente mais positi

vas. Isto, porque, desvios positivos em um mapa de isólit, por exemplo, representam mais da litologia respectiva do que seria esperado na superfície matemática, representando portanto, uma área mais negativa.

ANÁLISE DE TENDÊNCIA DAS UNIDADES ESTRATIGRÁFICAS DA BACIA SEDIMENTAR DO PARANÁ

Os cálculos foram efetuados através de um programa para "trend surface analysis" obtido pelo A. no Department

of Geological Sciences da Northwestern University originalmente com o nome de LQCOSY em linguagem Fortran IV. Foi adaptado e modificado pelo Dr. Gilberto Amaral do Instituto de Geociências e Astronomia da Universidade de São Paulo para o computador Burroughs/3500 do Centro de Computação Eletrônica da U.S.P., recebendo o nome de DTREND.

O programa DTREND fornece as matrizes linear, quadrática e cúbica além dos valores computados e os correspondentes resíduos para cada grau. Os vários testes para determinar a "fôrça" da superfície como os propostos por ALLEN & KRUMBEIN (1962), KRUMBEIN & GRAYBILL (1965) e LUSTIG (1969) foram incorporados ao programa de forma que temos de uma só vez o resultado sobre qual a melhor superfície de ajuste ao conjunto de dados de que dispomos. Através de uma subrotina denominada COSYMAP os mapas correspondentes as superfícies de 1º, 2º e 3º são também diretamente impressos pelo computador (Fig. 4).

GRUPO PARANÁ - LANGE & PETRI (1967) forneceram um bom estudo geral dessa seqüência de idade devoniana na bacia do Paraná. Os sedimentos pertencentes a esse grupo estão expostos ao longo das margens NW e N em Mato Grosso e Goiás, na margem L no Paraná, e ao S, na República do Uruguai. As camadas são contínuas em subsuperfície conforme foi demonstrado pelas várias sondagens realizadas pela Petrobrás S.A.

A subdivisão estratigráfica do Grupo Paraná tem sido tradicionalmente o seu parcelamento em duas formações a Formação Furnas e a Formação Ponta Grossa. Segundo os mesmos autores (idem, idem) poços exploratórios na parte central da bacia forneceram evidências de uma interdigitação vertical e lateral entre as duas formações como era anteriormente suposto a partir do contato gradacional entre essas duas formações. O ambiente de deposição da Formação Ponta Grossa é marinho, como atestado pelo seu conteúdo fossilífero e dessa maneira, considerando a interdigitação acima, seria este também o ambiente provável de deposição da Formação Furnas pelo menos para grande parte de seus depósitos. No entanto, NORTHFLEET et al. (1969) advogam para a Formação Furnas um ambiente de

deposição continental, em uma depressão alongada na direção NNW-SSE, admitindo mesmo a presença de estruturas de canais fluviais.

Embora admitindo a presença de estruturas não encontradas comumente em típicos ambientes marinhos de deposição, como a encontrada 6 km antes de Jaguariaíva ao longo da rodovia Itararé-Ponta Grossa, constituída por lentes de argilito dispostas em vários níveis nos arenitos da Formação Furnas, é evidente em outros lugares como nas proximidades da própria cidade de Jaguariaíva, ao longo da estrada de ferro, de um contato transicional entre as duas seqüências. Admitir um ambiente fluvial para toda a Formação Furnas nos parece precipitado embora possa ser advogada para certas seções um ambiente costeiro misto.

A litologia predominante da Formação Furnas é a de arenitos de cor branca a cinza claro, de granulação média e com níveis conglomeráticos freqüentes na base, matriz caulínica pouco abundante e freqüentes estratificações cruzadas. A Formação Ponta Grossa é constituída por um pacote de folhelhos e siltitos cinza-escuros a pretos, localmente betuminosos, apresentando finas intercalações arenosas nas partes inferior e superior.

O mapa de "trend surface" para as espessuras da Formação Furnas (Fig. 5) apresenta um eixo de maior sedimentação ao longo de uma linha orientada de NW para SE separadas por uma sela na região de Ortigueira e Monjolinho, Estado do Paraná. A N e S, temos duas áreas de menor negatividade indicando zonas não atingidas com violência por este ciclo sedimentar. Neste mapa, a zona de maior subsidência nesse ciclo é a região de Ribas do Rio Pardo, Estado de Mato Grosso. A SE, na região de Canoinhas e Caçador, Estado de Santa Catarina nota-se também uma tendência a espessamento da formação na área onde hoje encontra-se o cristalino.

O mapa de "trend surface" da Formação Ponta Grossa mostra uma bacia de acumulação orientada preferencialmente de NNW a SSE (Fig. 6). A zona de maior acumulação encontra-se a leste do poço de Dourados (MT) e duas selas en

Figura 5

Figura 6

contram-se presentes separando áreas mais subsidentes ao N e a SE, uma na região a oeste de Jataí (GO) e outra na região de Ortigueira e Monjolinho (PR). Esta última sela, é idêntica a feição que surge no mapa precedente da Formação Furnas. As regiões de menor acumulação estão agora situadas a NE e SW. Um intenso espessamento a SE concorda com o mapa paleogeográfico do Devoniano apresentado por LANGE & PETRI (1967) que indica estar aí, provavelmente, a entrada do mar transgressivo devoniano. O espessamento a N, concorda com a possível comunicação desse mar com as outras bacias sedimentares situadas mais ao norte em especial a do Parnaíba.

Os dois mapas isolam grande parte do Estado de São Paulo da área de sedimentação devoniana. Trabalhos de campo de vários autores entre os quais PETRI & FULFARO (1967), já demonstraram que a sedimentação do Grupo Paraná provavelmente nunca atingiu a parte L do Estado de São Paulo o que é demonstrado também agora, mesmo não se computando a cota zero erosional.

Os desvios do mapa de "trend surface" mostrando áreas residuais de maior e menor acumulação para a Formação Furnas (Fig. 7) revela três áreas de menor negatividade, uma situada ao N da bacia ao redor dos poços Tq-1-MT e 2-Ja-I-GO orientada grosso modo, em seu maior eixo, de E-W. Outra, abrangendo os poços de Paraguaçu Paulista, SP, Apucarana e São Jerônimo, PR. A área, com formato oval, orienta-se de NW-SE. A SE encontramos uma outra área mais positiva com frente NE-SW tendo como poços limites Canoinhas e Taquara Verde, SC. Uma pequena área mais positiva surge ainda na borda leste na região de Lins, SP. As áreas mais subsidentes dispõem-se na região de Três Lagoas, MT e Laranjeiras do Sul, PR. A região do Domo de Araguainha e o sistema de falhas do centro-leste de Mato Grosso indicadas por NORTHFLEET et al. (1969) para a borda NW da bacia parece já ter no Devoniano caráter de maior instabilidade tectônica. O arco de Ponta Grossa não aparece com a sua forma estrutural atual, mas uma região de maior positividade a W dessa estrutura, está bem evidenciada. As demais feições estrutu

rais da bacia, o alto de Pôrto União, Domo de Lajes e Arco de Lagoa Vermelha, parecem ser o resultado da instabilidade tectônica da região SE da bacia também delineada neste mapa.

O mapa residual para a Formação Ponta Grossa (Fig. 8), a grosso modo, revela os mesmos elementos estruturais. A borda N continua com caráter mais positivo. As duas áreas mais positivas centrais do mapa anterior deslocam-se mais para W mas conservam a mesma posição aproximada. A área menos negativa ao S também mostra uma maior amplitude. O ponto tectonicamente mais positivo do mapa anterior é agora, com o deslocamento mencionado acima para a área central do ponto de maior acumulação de sedimentos, a região de Apucarana. Para esta sub-bacia sul, um "trend" geral N-S parece ser o mais acentuado enquanto que a zona mais positiva ao N, parece guardar uma orientação E-W.

Uma boa comprovação da validade geológica deste mapa de desvios da Formação Ponta Grossa é o mapa de "trend surface" da porcentagem de areia para a mesma formação (Fig. 9). Temos um padrão de acumulação maior de areia segundo um eixo N-S justamente acompanhando as faixas mais subsidentes do mapa precedente. A mesma sela dos mapas de "trend surface" para as Formações Furnas e Ponta Grossa é, aqui, igualmente evidente. O padrão geral N-S se torna mais evidente com a porcentagem de areia diminuindo em direção às áreas de maior acumulação de folhelhos. Há uma boa concordância entre os mapas de "trend surface" da Formação Ponta Grossa e da correspondente porcentagem de areia para a mesma formação (Figs. 6 e 9).

A porcentagem na redução da soma dos quadrados para a Formação Furnas foi de 58,32 e o coeficiente de correlação de .76 para a superfície de 3°. Para a Formação Ponta Grossa, obtivemos os seguintes valores: 64.18 e .80 para a mesma superfície e para a porcentagem de areia na Formação Ponta Grossa os valores respectivos foram de 98.18 e .99 para uma superfície do mesmo grau.

Concluindo podemos dizer que embora a superfície de deposição da Formação Furnas fosse mais complexa do que a da Formação Ponta Grossa (indicada pela baixa porcentagem

Figura 9

na soma dos quadrados), o que é estranho uma vez que a Forma
ção Furnas é geralmente aceita como depositada sôbre uma su
perfície aplainada por erosão, as relações entre as duas for
mações é bem evidenciada a partir da análise dos elementos
estruturais envolvidos. Observações realizadas na borda da
bacia, portanto, não devem ser generalizadas para a totalida
de dos sedimentos mörmente quando em tal ambiente, na borda,
encontraremos estruturas refletindo condições marginais e
portanto possivelmente mistas. Dessa maneira, é difícil con
cordar com o ambiente fluvial para o Furnas proposto por
NORTHFLEET et al. (1969). As duas formações parecem consti
tuir um sô ciclo sedimentar conforme já indicado por LANGE &
PETRI (1967).

GRUPO TUBARÃO E GRUPO AQUIDAUANA - Grupo Tubarão é a denomi
nação dada para o ciclo sedimentar que compreende as seqüên
cias glaciais, interglaciais e começo da pós-glacial na re
gião leste e sul da Bacia do Paraná. As rochas sedimentares
correlacionáveis a essa seqüência que afloram na borda norte
e oeste da mesma bacia foram reunidas sob o nome de Grupo
Aquidauana e de acôrdo com os dados mais novos é em geral,
aceita como ligeiramente mais nova em idade (ROCHA-CAMPOS,
1967).

As relações de contato do Grupo Aquidauana e o
Grupo Tubarão são pouco conhecidas, no entanto algumas rela
ções podem ser delineadas. LANDIM (1970) sugere uma interdi
gitação entre os sedimentitos correlacionáveis ao Grupo Gru
po Aquidauana que afloram no nordeste do Estado de São Paulo
com os sedimentitos da Formação Itararé da mesma região. Ci
ta a região de Leme, SP, como demonstrativa dêste fato. Na
borda noroeste da bacia onde o Grupo Aquidauana aflora em sua
maior possança, as relações não são tão claras. NORTHFLEET
et al. (1969) dizem que aqui o grupo é recoberto discordante
mente pelas Formações Palermo, Irati e Estrada Nova. Na mes
ma área PETRI & FÜLFARO (1967) descrevem uma passagem grada
tiva entre os ritmitos do tôpo do Grupo Aquidauana e a For
mação Irati na estrada Jataí-Caiapônia, Estado de Goiás.

O Grupo Tubarão na vizinha República do Paraguai apresenta seções em muito semelhante às seções do Grupo Aquidauana do sul do Estado de Mato Grosso, como já havia sido notado por vários autores para a divisa norte entre os dois países (BEURLIN, 1953). Em recente viagem o A. examinou a coluna exposta ao longo da rodovia Pan-americana, de Foz do Iguaçu a Assunção, e a comparou à coluna do sul de Mato Grosso. A semelhança entre as duas colunas geológicas, no que diz respeito à sucessão das rochas correlacionáveis ao Grupo Tubarão, é muito grande. É constituída basicamente por arenitos avermelhados, com matriz argilosa, com vários mistitos intercalados na seção. O que o A. não encontra semelhança é entre essas duas colunas e a coluna do mesmo grupo que aflora no sul do Estado de Goiás. Aqui, a seqüência é constituída principalmente por arenitos de granulação média, apresentando fortes e freqüentes estratificações cruzadas, com pequena quantidade de argila e apresentando uma única intercalação de ritmitos que foi denominada de Formação Caiapó por PETRI & FÚLFARO (1967). A própria presença de mistitos na coluna é muito rara tendo sido assinalado somente um nível a grande profundidade na sondagem de Jataí.

A falta de semelhança entre essas duas porções do Grupo Aquidauana é na opinião do A. tão grande que não seria surpreendente se na realidade tivessemos duas unidades estratigráficas distintas reunidas em um só grupo. Talvez o antigo "Arenito das Torres" corresponda a uma unidade estratigráfica isolada. As idades atribuídas ao grupo e assinaladas no trabalho de NORTHFLEET et al. (1969) e as considerações feitas por PETRI & FÚLFARO (1967) para a região setentrional da bacia em nada impedem tal hipótese.

ROCHA-CAMPOS (1967) subdividiu o Grupo Tubarão em dois Sub-grupos, Itararé e Tatuí na região norte da bacia, e Itararé e Guatã para o sul. O Grupo Aquidauana e o Sub-Grupo Itararé são compostos principalmente por arenitos, freqüentemente feldspáticos, lembrando arcósios, em matriz argilosa (sub-grauvacas). Entre os minerais pesados, a granada predomina em quase 80%. Minerais metamórficos são quase ausentes

o que é estranho.

Com os dados disponíveis é somente em um nível de estudos generalizados que podemos tentar uma análise de tendência da Bacia do Paraná. A interpretação da análise de tendência para cada ciclo sedimentar foi baseada na es pes sura destas unidades. Virtualmente quanto maior a con fian ça nas superfícies calculadas, mais elas se aproximarão de um mapa de isópacas ideal. Infelizmente bons "datums" estruturais são desconhecidos na bacia e a Formação Irati (P) freqüentemente utilizada para tal fim depois dos trabalhos de MENDES & FÜLFARO (1966) e MENDES et al. (1966) não é o excelente nível antes pensado. As conclusões gerais dos mapas de "trend surface" são, no entanto, bem suportadas pelas características sedimentares locais.

O Grupo Tubarão foi estudado duas vezes em vista da suspeita de ser o Grupo Aquidauana ligeiramente mais novo. Um ciclo sedimentar mais novo poderia ter, e este parece ser o caso, um ambiente deposicional inteiramente diferente e assim, a associação de dois horizontes estratigráficos distintos, tratados como um todo, certamente conduz a conclusões erradas.

Tratando os dois grupos conjuntamente, obtemos um mapa com uma tendência geral de aumento de espessura de S para norte até a parte média da bacia, altura do rio Paranápanema (Fig. 10) onde um padrão mais complicado aparece com uma pequena sela orientada segundo direção N-S, dividindo a área em duas sub-bacias principais, uma a leste com orientação geral NW-SE e outra a oeste, também ovalóide aparentemente com um eixo central N-S.

Na parte meridional do mapa o escudo Sul-riograndense-uruguaio parece ser o ponto inicial de uma área fonte geral. Para o norte, a falta de dados é restritiva ao estudo de toda a área, há, no entanto, uma tendência para menores valores indicando uma área marginal. O mesmo é verdade para a borda leste onde os valores indicam um levantamento para uma margem da bacia.

Figura 10

A grande sub-bacia ovalóide a oeste poderia representar somente a fase Aquidauana de sedimentação e assim, não estar associada a sub-bacia leste. O fato de dois horizontes estratigráficos distintos serem tratados conjuntamente dá margem a que apareça uma "estratigrafia fantasma" nos mapas de análise de tendência. Tal fato foi descrito por WHITTEN (1959). O fato de termos duas bacias com igual valor em um mesmo mapa, poderia ser interpretado como um indício dessa estratigrafia fantasma e portanto, de dois horizontes distintos.

A porcentagem de redução da soma dos quadrados para a análise dos Grupos Tubarão e Aquidauana obtida foi de 67.74 para a superfície de terceiro grau. A porcentagem de redução da soma dos quadrados entre outros testes serve para avaliar a "fôrça" da superfície calculada segundo KRUMBEIN & GRAYBILL (1965). O valor acima nos daria portanto uma porcentagem de 67.74% da soma total correta dos quadrados dos dados mapeados.

Uma segunda análise para a sequência foi então feita usando-se pontos de controle pertencentes somente ao Grupo Tubarão. Neste mapa (Fig. 11) um "trend" diferente é mostrado. Continua o escudo Sul-rio-grandense-uruguaio a ser uma área mais positiva que é o início de um espessamento geral para o norte até a região norte do Paraná, onde uma sela orientada de NE-SW situada em uma faixa de 1 030 metros de espessura calculada, divide a sequência em duas áreas mais subsidentes, uma ovalóide mais ao norte, aproximadamente no centro do Estado de São Paulo com direção geral NNW-SSE e outra, dirigida grosso modo de WNW a ESE, no sul do Estado de São Paulo e norte do Paraná. A oeste, aparece bem marcada uma elevação progressiva dirigida em faixa aproximadamente N-S em concordância com a direção geral do Arco de Assunção e, ao sul, as linhas representando menores valores se acunham, refletindo a influência de um alto estrutural que poderia ser representado pelo Arco Pampeano oriental e o Arco de Martim Garcia (segundo NORTHFLEET et al., 1969). Fig. 11 e 2.

Aqui a porcentagem de redução da soma dos quadrados é de 79.58 e o coeficiente de correlação é de .90 para a superfície de terceiro grau. Vemos portanto que temos uma su

Figura 11

perfície de melhor ajuste para este grupo de dados do que o conjunto precedente representado pelo Grupo Tubarão mais Aquidauana.

Para o Grupo Aquidauana, obtivemos um padrão mais simples (Fig. 12). Uma região mais elevada orientada de NE-SW espessando para NW e SE. A superfície de melhor ajuste foi a quadrática pois o número de dados causa indeterminação para uma superfície de grau mais alto. A porcentagem de redução da soma dos quadrados foi de 97,37 e o coeficiente de correlação de .98. A indeterminação para a superfície de terceiro grau não prejudicou a validade da superfície calculada.

O tratamento distinto dos dois grupos portanto se revela sob a análise de tendência mais eficaz do que dos dois grupos conjuntamente. Como veremos há também um bom suporte geológico para essa separação e a conclusão estatística, no caso, nada tem de absurdo.

O mapa residual para o ciclo tratado como um todo (Fig. 13) indica três áreas principais de sedimentação que coincidem grosseiramente com as áreas mencionadas por FRANKS & CROWELL (1969) que chegaram a delimitá-las a partir de estudos de mudanças nas fácies sedimentares.

O mapa residual para a Formação Itararé (Fig. 14) nos fornece um padrão mais ou menos semelhante revelando a forte influência desse Sub-Grupo no "trend" geral. Os valores negativos representando elementos tectonicamente mais positivos estão situados a NE, centro e sul da bacia. Um alto estrutural tendo como ponto máximo a região de Apucarana no Norte do Paraná é bem visível. Com uma forma ligeiramente ovalóide, orientada de NW-SE é a anomalia positiva mais bem marcada. Associada a esse alto, está a parte mais subsidente da bacia, com a mesma orientação. LANDIM (1970) já havia chegado a mesma conclusão para esta parte da bacia, tratando somente dados referentes aos Estados de São Paulo e Mato Grosso. Como vemos o tratamento geral dos dados pertencentes a esse ciclo não contradiz as teorias aventadas por aquele autor, que usou o mesmo método.

Figura 12

Figura 13

Figura 14

Uma outra área mais negativa situa-se nos Estados de Santa Catarina e Rio Grande do Sul. Também com uma forma oval, estreita-se no seu maior eixo a altura dos poços de Barra Nova e Lagoa Vermelha e sua maior largura na altura dos poços de Rio Ijuí e Itacombi. É bem marcada uma grande área mais positiva tomando toda a parte sul da bacia que uma vez mais coincide com a direção do escudo sul-rio-grandense-uruguaio e o Arco de Martin Garcia (Fig. 2).

Para verificar a influência do número de pontos de controle com respeito ao tamanho da área e a presença de estruturas descritas acima, um terceiro mapa de "trend surface" foi feito somente para a área ao redor do Arco de Ponta Grossa onde existe o maior número de pontos de controle, ou seja, sondagens da Petrobrás S.A. Surpreendentemente, a porcentagem de redução da soma dos quadrados caiu para 56.41 e o que isso quer dizer é que a superfície de deposição do Grupo Tubarão era extremamente complexa e um grande número de dados será necessário para um estudo final das condições paleogeográficas que governaram a sua deposição.

A análise das estruturas sedimentares dos ciclos glaciais e interglaciais mostra que durante os períodos glaciais (cerca de 17, segundo FRAKES & CROWELL, 1969) ocorreu um tipo de glaciação continental com as geleiras tendo seus pontos terminais em bacias profundas com fortes declives, como mostrado pelos depósitos de correntes de turbidez associados a maior parte dos mistitos para aplicar a denominação de LANDIM (1970). Durante os períodos interglaciais um intenso retrabalhamento desses materiais tinha lugar, e os depósitos correspondentes são principalmente constituídos por arenitos deltâicos e feições associadas (FRAKES & CROWELL, 1969 e ROCHA-CAMPOS, 1967).

Grande parte desses depósitos é de origem continental, no entanto, uns poucos horizontes marinhos encontram-se a eles intercalados e, freqüentemente, associados aos mistitos. As localidades conhecidas pela sua fauna fóssil marinha estão todas localizadas na parte oriental da atual bacia

sedimentar estrutural do Paraná. Não há qualquer referência a faunas fósseis marinhas nos afloramentos Norte e ocidental do grupo e o número de trabalhos de campo realizados naquela área até o presente, na opinião do A., não autoriza o dizer que são desconhecidos. Contrariamente, há uma pequena fauna de pelecípodos descrita no Estado de Mato Grosso (PETRI & FÜLFARO, 1967) e a afinidade desses pequenos fósseis são com os fósseis do grupo superior de idade Permiana que são descritos como de ambiente de água doce. Este fato ainda suporta a evidência de uma idade mais jovem para o Grupo Aquidaua na para esta porção da bacia.

A idade destes fósseis marinhos não está bem estabelecida ainda, principalmente por estarem muitas dessas assemblêias sob novos estudos. Resultados gerais, entretanto, são conhecidos e, o que é conhecido, mostra que muitas das faunas fósseis possuem diferentes idades e indivíduos. Todas as correlações que autores prévios tentaram fazer foram baseadas em dados muito esparsos de assemblêias fossilíferas não bem conhecidas. O horizonte marinho de Capivari no Estado de São Paulo, por exemplo, é de idade Permiana Inferior (ROCHA-CAMPOS, 1967) e a fauna marinha de Taió, no Estado de Santa Catarina, para citar outro exemplo, pertence ao Carbonífero Superior. Estas dificuldades em correlacionar as faunas marinhas no interior da própria bacia torna as correlações com áreas distantes bastante ilógicas.

Várias camadas de carvão estão associadas na seção em diferentes horizontes estratigráficos. Muito dos carvões meridionais estão intercalados no ciclo pós-glacial (Grupo Guatã), e as camadas de carvão setentrionais encontram-se na seção glacial. É difícil dizer no estágio de conhecimento atual se os carvões setentrionais são mais jovens ou não do que os seus correspondentes meridionais, principalmente pela falta de informação a respeito de seu conteúdo fossilífero ou posição estratigráfica. Quanto à idade é mais ou menos aceito que essas rochas são em geral mais velhas ao sul e mais jovens ao norte.

Acredita-se que o carvão formou-se durante os pe-

ríodos interglaciais ou fases interestaduais dêsse período. Alguns autores acreditam também que o clima frio persistiu durante a formação do carvão. Algumas das camadas de carvão, principalmente na parte norte do Estado do Paraná, estão associadas com calcários que contêm marcas ondulares, "ripple drift cross lamination" e outras estruturas sedimentares indicando calcarenitos o que não é comum em climas frios.

A origem dessas camadas de carvão é freqüentemente interpretada como autóctonas, originada em ambientes lacustres. Não há evidências de "underclay" (ROCHA-CAMPOS, 1967). MARTIN (1961), acha que essas camadas de carvão formaram-se em áreas elevadas onde a sedimentação não era contínua e o gelo poderia escavar grandes buracos nos quais o material vegetal poderia crescer e se acumular. Muitas das ocorrências são isoladas e poderiam ser explicadas dessa maneira, mas além do fato de que a formação do carvão não é muito consistente com o ambiente lacustre, seria um trabalho formidável explicar por esse mecanismo camadas de carvão com 80 km de comprimento por 20 km de largura como existente no Sul do Estado do Paraná (ROCHA-CAMPOS, 1967). Não há nenhum registro da ocorrência de camadas de carvão nas partes setentrionais e ocidentais da bacia.

O começo do ciclo pós-glacial denominado Sub-grupo Guatã na parte central e sul da bacia e Tatuí para o norte, é principalmente constituído por arenitos, às vezes feldspáticos, com textura de subgrauvacas. Na parte meridional da bacia, em Santa Catarina, alguns horizontes marinhos estão intercalados na seqüência. Segundo ROCHA-CAMPOS (1967) nesta mesma área há um complexo deltáico dirigido de E para W deduzido a partir de um aumento de horizontes marinhos na região de Taquara Verde, parte central do mesmo estado. Os depósitos marinhos mais espessos nesta parte da seção estão situados nessa área (290 metros).

O Grupo Aquidauana para o norte e oeste da seção é apontado como um grande complexo deltáico com algumas camadas vermelhas primárias como descritas no poço de Jataí (PETRI &

FÜLFARO, 1967). A discussão sobre essas camadas serem originadas ou não da área da fonte é irrelevante desde que este fato é somente aplicável a uma única camada de mistito com matriz vermelha. As outras são camadas vermelhas primárias reais. O conteúdo fossilífero deste ciclo como já foi dito mostra fortes afinidades com o Grupo Passa Dois de idade Permiana. Nenhum fóssil do Grupo Tubarão mostra tal afinidade e portanto uma posição estratigráfica mais nova para os Estados de Mato Grosso e Goiás é sugerida para essa sequência sedimentar.

Se todo o ciclo sedimentar glacial de São Paulo e Norte do Paraná é de idade Permiano Inferior como se acredita atualmente a idade do Grupo Aquidauana não pode ser mais velha que esta e não mais nova que a idade da Formação Irati que no Estado de Goiás se sobrepõe a sequência Aquidauana. Se o Irati também for do Permiano Inferior, o fato deixaria um pequeno intervalo de tempo para a deposição do Aquidauana. Entretanto, se realmente há uma transgressão no tempo de Sul para Norte, como parece haver, uma idade mais nova para esta sequência seria mais aceitável e mais lógica.

De todas as unidades sedimentares da bacia do Paraná, os Grupos Tubarão e Aquidauana constituem os sedimentos mais estudados no que concerne a determinações de paleocorrentes. A procura de evidências e provas da existência do antigo continente de Gondwana é o motivo básico para isto. Os mapas paleogeográficos publicados entre os quais os mais recentes são de ROCHA-CAMPOS (1967) e FRAKES & CROWELL (1969) mostram uma direção geral de transporte de SE para NW. A base para tais determinações, entretanto, é a mais pobre para matéria tão complicada como é a determinação do movimento do gelo em glaciações continentais. Sem conhecer a posição estratigráfica precisa do horizonte no qual são colhidos os dados, se é verdadeiramente glacial ou interglacial, grande parte das determinações não pode deixar de ter caráter local e mais ainda, uma diferente posição em relação a direção geral previamente anunciada possuiria o mesmo valor do que a comumente procurada (SE-NW). Outrossim, dados de direção desse tipo não podem

deixar de ser alvos de tratamento estatístico para testar sua efetividade como o método de Gryaznova somente para citarmos um exemplo conhecido (in VISTELIUS, 1966).

Se o Aquidauana possuir realmente uma idade relativamente mais jovem, como o sugerido, outro grande erro seria tomar as paleo direções determinadas nesta seqüência juntando-as ao Grupo Tubarão.

Se a glaciação ainda persistia no norte da bacia enquanto na parte sul da bacia já havia se instalado o ciclo pós-glacial, (ROCHA-CAMPOS, 1967) como uma área ao Sul poderia ser a fonte das geleiras? Indo através de regiões onde estava se depositando seqüências que dariam posteriormente o carvão? Obviamente, se se é contra uma fonte situada ao Norte ou em posição central na bacia, a única maneira seria colocar uma área elevada na posição hoje ocupada pelo Oceano Atlântico. Entretanto, não há evidência de tal coisa. Mesmo os mais fanáticos seguidores da teoria da migração dos continentes não acreditam em tal hipótese. Para essa área da bacia, nesse tempo, uma fonte situada ao norte, parece ser a idéia mais lógica.

Uma delineação das margens da bacia àquela época é possível. Também, uma multiplicidade de áreas fontes é sugerida. Agora, tendo em vista a rápida introdução sobre o comportamento espacial das diversas fácies sedimentares deste ciclo e os mapas de análise de tendência descritos, será difícil explicar como as ingressões marinhas poderiam vir de SW, a partir da área de Sierra de La Ventana (no NE da Argentina), fazendo curvas e desvios os mais complicados dentro da bacia e não deixando traço algum de sua passagem em todo o resto da bacia a não ser na sua borda leste. Se como exposto previamente, diferentes idades podem ser atribuídas a essas mesmas ingressões teríamos que repetir o mecanismo mais vezes ainda o que francamente é altamente improvável.

Se a margem oriental da bacia foi uma continuação das margens meridionais e setentrionais, desenvolvendo um grande arco na área atualmente ocupada pelo Oceano Atlântico, possuiria as mesmas características tectônicas dessas áreas e des

sa maneira, não muito elevadas. Um arco suave seria a margem oriental da bacia dessa época.

Durante os períodos glaciais essa área estaria coberta pelo gelo e desse modo deprimida. Com a melhora do clima a capa de gelo era removida e o mar poderia penetrar pelas partes mais baixas da área, vales glaciais, abaixo do nível do mar nessas épocas. As finas ingressões marinhas mostram que essas ingressões não eram muito persistentes, demonstrando uma rápida compensação isostática da margem leste e que somente pequenas áreas estavam abaixo do nível do mar. O mesmo processo pode ser repetido várias vezes sem nenhum obstáculo, sendo mesmo comum tal acontecimento em áreas sujeitas a vários avanços glaciais.

Esta hipótese é mais lógica e mais de acordo com os dados existentes. A única grande diferença seria a presença de um mar Carbonífero Superior a leste da bacia e HARRINGTON (1959) e LANDIM (1970) mencionam esta possibilidade.

Outra evidência para isto é que, todas as ingressões marinhas são relacionadas a mistitos, alguns dos quais, tilitos verdadeiros. Dessa maneira, parece haver uma ligação das ingressões marinhas com a retirada do gelo e, dessa maneira, uma área mais próxima parece ser mais indicada. Concordando com o fato que a área setentrional não é favorável a uma antiga área ocupada pelo mar e a parte meridional é mais improvável pois os depósitos das colinas Sul de Buenos Aires e as Ilhas Falklands, correlacionáveis aos primeiros, são de origem marinha, mostrando uma grande persistência do mar na área indicando que se essa foi a fonte, uma trilha bem marcada estaria presente em todo o caminho, a fonte mais provável para a entrada do mar estaria a leste.

A área fonte ocidental seria representada em grande parte pelo Arco de Assunção que sempre representou uma separação bem efetiva da Bacia do Paraná com o geossinclínio Andino (PUTZER, 1962; LOCZY, 1966). Além disso, as faunulas marinhas não possuem boas afinidades com as da mesma idade.

do geossinclínio Andino.

Sem forçar qualquer conclusão, a margem oriental é a resposta mais lógica. Como foi descrito anteriormente, não muito é conhecido sobre a posição estratigráfica dos carvões, mas para muitas das camadas, especialmente as mais meridionais, não seria surpresa se elas estivessem relacionadas com essas ingressões marinhas.

Concluindo, para este ciclo o que se pode dizer é que existia um grande número de sub-bacias, bacias normalmente isoladas, que em algumas ocasiões eram ligadas pela capa de gelo, mas com condições isoladas de deposições durante as fases fluviais e lacustres dos tempos interglaciais.

O mapa residual para o Grupo Aquidauana (Fig. 15) nos indica que a maior parte da área de sua ocorrência mostrava características de maior positividade tectônica. Somente uma pequena área mais negativa está presente na região dos poços de São Domingos e Dourados, com direção geral E-W.

Da análise dos mapas de desvios do mapa de "trend surface" da Formação Itararé (Fig. 14) e do Andar Stefaniano (Fig. 17) mostrando áreas residuais de maior e menor acumulação uma direção estrutural NW-SE semelhante a do atual Arco de Ponta Grossa está presente. No entanto, o ponto de menor negatividade está localizado mais a oeste, na região de Apucarana, sendo a atual região estrutural máxima do atual Arco de Ponta Grossa um flanco deste paleoarco. A migração do ponto de máxima intensidade tectônica dessa região mostra que ela é tectonicamente instável desde essa época embora não com o formato geográfico atual. É importante este fato quando discute-se problemas paleogeográficos que tentam situar áreas fontes. A região foi realmente um alto nessa época somente que a denominação de "alto de Apucarana" se ajustaria melhor as evidências presentes. As demais feições tectônicas da bacia, como o alto de Pôrto União, devido ao seu caráter local são englobados nas áreas representadas como de menor negatividade.

O mapa de desvios do "trend surface" do Andar Stefaniano (Carbonífero) da Bacia do Paraná (Fig. 17) que compre

Figura 15

Figura 16

Figura 17

enderia o Grupo Aquidauana e a base da Formação Itararé (segundo NORTHFLEET et al., 1969) confirma as observações do mapa descrito acima para a borda leste. A única diferença é a presença da influência de uma extremidade sul do domo de Araguainha que segundo os mesmos autores (idem, idem) estaria relacionada em idade com os derrames basálticos do Cretáceo Inferior. Não duvidamos de sua reativação nessa época, mas o mapa em questão indica já um caráter de maior positividade para esta área, nesse período.

Formação Rio Bonito - A Formação Rio Bonito está incluída na seqüência pós glacial da Bacia do Paraná. LOCZY (1966) a incluiu como fácies do Grupo Guatã e ROCHA-CAMPOS (1967) no Sub-Grupo Guatã. O primeiro autor (idem, idem) é de opinião que a Formação Rio Bonito e a Formação Itararé são fácies sincrônicas, algumas vezes interdigitadas.

A Formação Rio Bonito é composta por arenitos que constituem o termo litológico mais importante da sucessão sedimentar. Estes arenitos são freqüentemente feldspáticos ou quartzosos ou então, possuem textura de subgrauvacas (ROCHA-CAMPOS, 1967). As estruturas sedimentares mais comuns são as estratificações cruzadas e seqüências rítmicas com marcas onduladas e de sobrecarga. O comportamento espacial dessas camadas é variado predominando a forma lenticular embora corpos tabulares possam ter extensão regional.

As camadas de carvão ocorrem segundo o mesmo autor (idem, idem) na parte inferior da seqüência pós-glacial não muito afastados do último horizonte de diamictito. Em alguns locais, no entanto, parece haver evidência de recorrência de condições glaciais após esses horizontes de carvão, principalmente na região setentrional da bacia. Associada a essa litologia encontra-se ainda, nesta formação, a presença de siltitos, folhelhos e calcários, alguns tão espessos, que são explorados comercialmente (ROCHA-CAMPOS, 1967).

Segundo NORTHFLEET et al. (1969) o contato da Formação Rio Bonito e Itararé é concordante com pequenos diastemas erosionais locais. No trabalho em questão adotaram a

fórmula operacional de marcar a base desta formação toda vez que surgisse o primeiro banco de arenito acima do mais alto diamictito. O contato superior, com a Formação Palermo, também foi determinado de maneira idêntica e colocado no topo do mais alto arenito abaixo de uma seção de folhelhos esverdeados. O critério parece estar preso mais a uma necessidade de se dar continuidade a um determinado horizonte estratigráfico, do que na determinação da validade de tal superfície, no entanto, foram estes dados que analisamos quanto as suas espessuras.

O mapa de "trend surface" da Formação Rio Bonito (Fig. 18), mostra áreas tectonicamente mais positivas a N, NE e S com declividade para um ponto central, na região de União da Vitória-Pôrto União, divisa entre os Estados do Paraná e Santa Catarina, que constitui uma sela separando duas áreas de maior acumulação uma a W e outra a SE. Os dois altos principais da bacia, a essa época, estariam nos Estados do Rio Grande do Sul e São Paulo-Mato Grosso. O mapa obtido é completamente diferente do mapa de isôpacas apresentado por NORTHFLEET et al. (1969) para a mesma formação. Encontram-se presentes nos dois mapas, no entanto, os mesmos elementos estruturais principais com zonas mais subsidentes a W e SE e menos subsidentes a N e S.

O mapa de desvios (Fig. 19) a partir do mapa de "trend" descrito acima, mostra áreas residuais com maior atividade tectônica positiva delimitando áreas de maior negatividade alinhadas de NE-SW ao norte e sul e uma faixa mais ampla, orientada de NW para SE ocupando uma região que se estende desde Ribas do Rio Pardo (MT) até Lages (SC). Embora áreas residuais mais subsidentes estejam presentes a W, é outra vez a E que a região apresenta mais ampla negatividade. Pela primeira vez na observação desses mapas, a região de Campo Grande aparece como uma região mais positiva. O complexo tectonicamente mais positivo que parece ter servido como borda S da bacia continua presente, e a região tectonicamente mais positiva do centro da bacia, que anteriormente estava localizada na região de Apucarana, desloca-se para NE, com uma orientação NW-SE compreendendo a área de Paraguaçu Paulista (SP) e São Jerônimo (PR).

Figura 18

Figura 19

A porcentagem de redução da soma dos quadrados para esta formação foi de 82.44 e o coeficiente de correlação de .90 para a superfície de 39. Como vemos, há um bom ajuste dos dados em questão com a superfície calculada, e isto é um indício de que realmente estamos na presença de um horizonte estratigráfico único, que possui significância como unidade. Dessa maneira, justifica-se o seu tratamento em separado na história estratigráfica da bacia.

Formação Palermo - Esta formação é termo superior do Sub-Grupo Guatã de ROCHA-CAMPOS (1967). A sua litologia principal é constituída por arenitos silticos e siltitos arenosos. Apresenta acamamento irregular com freqüentes lentes e estrutura do tipo "flaser". Uma diferença marcante com as formações precedentes é a presença de montmorilonita como o mineral de argila mais comum (FORMOSO & FIGUEIREDO in ROCHA-CAMPOS, 1967).

No Estado de São Paulo, a Formação Palermo é denominada de Formação Tatuí que compreende todo o pacote pós-glacial abaixo da Formação Irati.

De acordo com as interpretações mais recentes sobre a seqüência sedimentar do topo das Formações Palermo-Tatuí (MENDES et al., 1966) o ciclo siltico que a compõe, constituído por siltitos argilosos cinzentos, é ora incluído na seqüência superior, Grupo Passa Dois, ora incluído na própria Formação Palermo-Tatuí sob a denominação de "Membro Taquaral" definido por ALMEIDA & BARBOSA (1949). Este ciclo sedimentar siltico que ocorre no topo desta formação, na realidade é um ciclo único que em suas fases mais redutoras propiciou a ocorrência do ambiente de deposição Irati. Recebe a denominação de Serra Alta quando está sobre os folhelhos e calcários desta formação, e Taquaral quando em posição inferior.

NORTHFLEET et al. (1969) assinalam que no norte da bacia a Formação Palermo mantém uma relação discordante de contato com os sedimentos do Grupo Aquidauana. No resto da bacia predominam relações concordantes de contato tanto na base como no topo. PETRI & FÚLFARO (1967) referem-se ao contato entre as

duas seqüências na região de Jataí-Caiapônia, como possivelmente concordantes desde que a tectônica da região torna a interpretação difícil.

O mapa de "trend surface" para a Formação Palermo mostra uma região mais subsidente e uma menos subsidente, dispostas quase que simetricamente a S e a N (Fig. 20). A região menos negativa, de forma ovalóide dispõem-se com seu maior eixo no sentido N-S com espessuras crescendo para NE e SE. Ao sul, temos uma área mais subsidente, com seu centro máximo no Estado do Rio Grande do Sul que apresenta uma diminuição de valores para W e um espessamento maior para E, unindo-se então com a faixa mais negativa N-S. Todo o flanco W da formação revela-se como uma área menos negativa e dispõem-se segundo a orientação N-S do Arco de Assunção.

O mapa de desvios para a mesma formação (Fig. 21) mostrando áreas residuais de maior e menor acumulação, indica, que a maior parte da região apresentava caráter mais positivo. Regiões que nos mapas anteriores se mostravam tectonicamente mais positivas, como a região do Arco de Ponta Grossa, perdem o seu caráter de agressividade tectônica guardando menores relações de influência na sedimentação desta formação. A faixa mais subsidente ao sul, disposta de E-W, confirma o caráter mais subsidente desta área. A zona menos negativa ao redor do Escudo Sul-rio-grandense-uruguaio indica, que as curvas do mapa precedente de "trend surface" para esta formação, provavelmente fecham-se ao sul, determinando uma nova área de forma ovalóide. Da mesma forma, para a parte setentrional da bacia, uma pequena faixa tectonicamente mais subsidente reforça a hipótese de uma maior sedimentação na margem NW da bacia.

O mapa de "trend surface" da porcentagem de areia da Formação Palermo (Fig. 22) se ajusta muito bem ao mapa de desvios para a mesma formação. Da comparação entre as Figs. 21 e 22, verifica-se que as maiores porcentagens de areia encontram-se em um "trend" NW-SE, que se ajusta perfeitamente ao formato mais subsidente da mesma área indicado pela Fig. 21. As maiores porcentagens encontram-se aproximadamente no centro da área diminuindo em direção às regiões menos subsidentes,

Figura 20

A quantidade de dados tratados, não recomenda maiores inferências a esse respeito.

A porcentagem de redução da soma dos quadrados para a Formação Palermo foi de 82.51 e o coeficiente de correlação de .91, para a superfície de 39. Como vemos, o ajuste da superfície calculada é muito bom para os dados em questão. Possui esta formação, também, validade como uma unidade representativa.

GRUPO PASSA DOIS - Não há uma quebra na sedimentação desde o começo da deposição do Grupo Tubarão até o fim da deposição do Grupo Passa Dois, com exceção, das áreas marginais da bacia, como na República do Paraguai e do NE do Estado de São Paulo (FÚLFARO, 1970 e LANDIM, 1967). Assim, o estudo destes dois grupos como ciclos sedimentares diferentes não possui base estratigráfica e somente a presença da Formação Irati, na base do Grupo Passa Dois, uma boa unidade estratigráfica como guia de trabalhos de campo, é que condiciona tal comportamento. As conclusões que podemos obter estudando grupos separados por divisões artificiais está sujeita a toda sorte de erros, e somente dados gerais podem ser obtidos. Dessa maneira, como exposto previamente, o A. prefere falar em seqüências, glacial e pós-glacial, usando os nomes tradicionais somente para orientação estratigráfica da posição do horizonte que está sendo tratado.

O ciclo pós-glacial parece ter dado à Bacia do Paraná uma forma mais clássica. O mapa de "trend surface" para o Grupo Passa Dois (Fig. 23) mostra uma bacia que tende a adotar uma forma mais linear, com um eixo NNE-SSW, apresentando uma grande área de maior subsidência em direção a cunha clástica. Tomada como um todo, a disposição espacial da litologia do grupo concorda em quase 100% com tal interpretação. Um complexo deltáico para W (HARRINGTON, 1959) é sugerido em uma área vizinha a ocupada pelo Arco de Assunção, no Paraguai oriental. Os bancos calcários e as lagunas na borda ocidental estariam justamente na sua posição ideal, nos flancos ocidentais da margem oriental.

Figura 23

Com a melhora do clima na época pós-glacial, o flanco E da bacia começa a levantar, constituindo um arco suave, que separava a Bacia do Paraná do mar. Não é conhecida nenhuma ingressão marinha, mas as condições de sedimentação parecem ter mudado bastante lentamente desde a última ingressão, provavelmente, o horizonte Capivari. Para reforçar esta hipótese, basta citar os moluscos fósseis do grupo que são considerados como uma fauna desenvolvida a partir de faunas marinhas. Um grande número de esponjas são também conhecidas nestes sedimentos. Desde que nenhuma esponja é conhecida em ambiente de água doce neste período, e tendo em vista a afirmação acima a respeito dos moluscos, é provável que uma mudança gradual de ambiente tenha tido lugar e dessa maneira, a maior parte da seção basal deve ter se depositado sob condições de água salobra.

A porcentagem de redução da soma dos quadrados obtida foi de 75.92 para a superfície de 3°.

Os desvios a partir do mapa de "trend surface" (Fig. 24) mostra grandes diferenças em relação as condições que imperavam na deposição do Grupo Tubarão. O canto NW ainda apresenta caráter tectonicamente mais negativo, com exceção da região mais positiva de Campo Grande que se manteve. Há ainda uma maior negatividade em uma faixa NW-SE que passa por Olímpia, SP. A parte central do Estado do Rio Grande do Sul apresenta agora caráter mais negativo em situação oposta a do Grupo Tubarão. Os altos valores positivos ao redor do Arco de Ponta Grossa, não podem ser tomados muito seriamente por causa da falta de partes da seção nessa área e assim, os valores positivos poderiam representar uma estrutura mais moderna superimposta. Para E, está bem marcada uma grande abertura, o que poderia explicar uma maior quantidade de ocorrência de bancos calcários oposta a sua quase ausência no restante da bacia.

Este mapa de desvios conduz ainda a um melhor entendimento dos diferentes comportamentos das fácies sedimentares deste grupo na bacia, principalmente ao longo de uma linha N-S. Uma elevação ESE-WNW é sugerida como um

Figura 24

alto estrutural, na parte setentrional do Estado do Paraná. A região de Apucarana se mantém ainda como o ponto tectonicamente mais positivo.

Algumas considerações sobre o Grupo Passa Dois se impõem antes que comecemos a analisar horizontes estratigráficos mais individualizados.

Em uma posição aparentemente estável, 150 metros em média acima da seqüência glacial está a Formação Irati base do grupo. A Formação Irati é composta principalmente por folhelhos prêtos, dolomitos e calcários em camadas alternadas em direção ao topo. Os dolomitos e calcários são bastante persistentes, formando lentes individuais em alguns lugares com 3 a 4 metros de espessura. Estas lentes estão bem desenvolvidas na área de dolomito-calcário da parte E do Estado de São Paulo, na região de Rio Claro-Piracicaba.

A Formação Irati não pode ser aceita como representando um certo estágio durante o desenvolvimento da bacia desde que MENDES et al. (1966) indicaram que os folhelhos pretos constituíam resposta a condições redutoras mais intensas de um grande ciclo sedimentar siltico que começa 110 metros acima do topo da seqüência glacial, e pode, localmente, atingir até 80 metros de espessura.

Os calcários sempre associados em maior ou menor grau com os folhelhos prêtos, foram sempre uma fonte de controvérsias com respeito ao ambiente de sua formação. Predominantemente formados por calcários clásticos (LANDIM, 1966 e MENDES, 1967) com alguma estratificação cruzada e outras feições sedimentares associadas, indicando movimentação dessas águas, estas rochas são difíceis de estarem associadas a folhelhos prêtos sem uma forte modificação no ambiente de deposição. Se, no entanto, admitirmos um ambiente de deposição normal com lagunas e bancos, a sucessão vertical mostrada nos afloramentos representaria somente zonas de flutuações dentro desse ambiente. Da mesma maneira seria mais lógica a explicação do caráter descontínuo das lentes de calcário, como bancos de uma área marginal.

A mudança de fácies da Formação Irati é evidente através da bacia. Há uma tendência geral de aumento da granulação dos sedimentos em direção a W, onde esta formação é atualmente ausente e um horizonte estratigráfico correlacionável (rochas com Mesosaurus) é constituído por arenitos. A fácies calcário-folhelho preto também não é bem representada em outras áreas periféricas da bacia (S, N e NW), sendo substituída por siltitos e arenitos finos. As grandes lentes calcárias estão completamente ausentes a W e N além de descontínuas na parte meridional da bacia.

Na sucessão vertical a Formação Irati é sucedida pelo ciclo siltico previamente mencionado denominado Serra Alta, com a sua maior espessura ao sul acunhando em direção ao sul do Estado de São Paulo onde registra seus menores valores. Esses siltitos cinzentos são constituídos por corpos intercalados com alguns ritmitos. O aspecto mais característico é, o de apresentar concreções calcárias espalhadas na seção. Algumas vezes essas concreções são portadoras de fósseis (MENDES, 1967). Não é incomum, nestes siltitos, uma certa porcentagem de pirobetume.

O Serra Alta é o litossoma estratigraficamente mais baixo da Formação Estrada Nova, isto é, a unidade acima da Formação Irati. Os outros dois litossomas desta unidade são: Terezina e Serrinha (MENDES & FÚLFARO, 1966).

O litossoma Terezina é mais comumente representado pela alternância entre camadas de siltito, folhelhos e arenitos finos, além de calcários oolíticos. Muitas camadas de coquinas encontram-se dispersas na seção. Para o norte, nos Estados de São Paulo e Goiás, estas fácies são substituídas por uma seção sedimentar que não apresenta a mesma quantidade de calcários oolíticos, sendo constituída por lâminas alternadas de silte e areias finas. Camadas individuais de siltitos e lentes de arenitos são outra das características das camadas setentrionais, em geral, representando uma ação mais forte de correntes aquosas.

Como as outras camadas sedimentares previamente mencionadas, há também aqui, um aumento na granulação

dos sedimentos em direção a W. Os trabalhos existentes na literatura sobre o Paraguai oriental (HARRINGTON, 1950, ECKEL et al., 1959 e PUTZER, 1962) descrevem esta unidade como sendo constituída por arenitos de granulação média a grosseira, com fortes estratificações cruzadas. O A. realizou recentemente uma viagem a êsses afloramentos e pode comprovar a veracidade dessas afirmações. Não concorda, no entanto, em classificar essa fácies como única na bacia. Dos três autores mencionados somente PUTZER (1955), trabalhou no flanco ocidental da Bacia do Paranã, e mesmo assim, em uma área que mostra grandes características de comportamento individual quanto a sua faciologia. Não conhecia perfeitamente a sucessão da mesma fácies na área norte da mesma bacia que é totalmente diferente das exposições meridionais. Na opinião do A. a sucessão que aflora ao longo da rodovia Pan-americana entre Foz do Iguaçu e Asunción, nas proximidades de Caaguazú, apresenta uma grande similaridade com o Estrada Nova indiviso, que tem sido descrito para o Estado de São Paulo e Goiás.

Mesmo assim, representa um aumento na granulação dos sedimentos, como é o caso para os Estados de São Paulo e Goiás, também áreas marginais da bacia de acumulação, daquela época.

O litossoma Serrinha, não é representado na parte setentrional da bacia e em geral, nas suas bordas. É predominantemente constituído por arenitos de granulação fina a média, em camadas plano-paralelas com pelo menos 1,5 metros de espessura, alternados com camadas rítmicas de siltitos e arenitos finos alternados.

Êstes três litossomas são sucedidos pela Formação Rio do Rasto, um ciclo sedimentar que representa um ambiente de planície de inundação e reflete o preenchimento da parte central da bacia. Como o litossoma Serrinha, esta formação somente está representada na parte central da bacia.

Muito dos trabalhos recentes que tratam dessas rochas sedimentares Permianas (MENDES & FÜLFARO, 1966 e MENDES,

1967) indicaram que os litossomas Serra Alta, Terezina e Serrinha são fácies interdigitadas. Dessa maneira representam um tipo geral de ambiente, continental, como indicado pelo conteúdo fossilífero, no qual cada uma dessas fácies tinha a sua posição própria, isto é, caracterizava um determinado sub-ambiente. Até agora, a única parte do ciclo que não recorre na sucessão estratigráfica é a Formação Rio do Rasto que capeia a sequência sem qualquer discordância.

Da análise da litologia total dessas três fácies diferentes, pode-se traçar um quadro. A fácies Serra Alta é a resposta sedimentar das porções mais profundas da bacia onde condições redutoras ocorreram gerando as camadas que conhecemos pelo nome de folhelhos pirobetuminosos do Irati. Nem todo o Serra Alta, no entanto, foi depositado em tal ambiente. Em direção a margem E, muito dos siltitos desse ciclo são relacionados a depósitos de lagunas nos quais as condições redutoras também estavam presentes. Nestes lugares a espessura do Serra Alta não é muito grande oposta a quase 100 metros que a fácies correlacionável apresenta na parte mais interna da bacia.

O Terezina representa depósitos lacustres e de planície de inundação relacionados a esses lagos. Formou-se em águas rasas como demonstrado pela grande variedade de estruturas sedimentares, como grêtas de contração, marcas onduladas, "ripple drift cross-lamination", brechas intraformacionais, etc. (SALAMUNI, 1963; MENDES, 1967 e FÜLFARO, 1970). Muitos dos calcarenitos desta fácies com as suas estratificações cruzadas são sugestivas de depósitos de praias como os localizados na região de Taguaí, SP (MENDES, 1967) e Porangaba, SP (LELLIS, 1970).

A situação descrita acima é exemplificada nas relações hipotéticas mostradas na Fig. 25.

Fig. 25 - Bloco diagrama hipotético de uma seção da Bacia do Paraná mostrando a interrelação entre as fácies do Paleozóico Superior no início do assoreamento da Bacia.

Dessa maneira, tratamos o Grupo Passa Dois, para o efeito do método aqui empregado, somente com respeito às Formações Irati mais Serra Alta, Estrada Nova e Rio do Rasto.

Formação Irati mais Serra Alta - O mapa de "trend surface" obtido para este nível estratigráfico (Fig. 26) mostra ainda as condições de linearidade indicadas na análise de tendência do grupo. As bordas NE e NW indicam condições tectonicamente mais positivas, bem como na região meridional. Os três elementos estruturais mais importantes a essa época parecem ser o Arco da Canastra, o Arco de Assunção e o Escudo Sul-rio-grandense-uruguaio mais o Arco de Martim Garcia.

Figura 26

Uma zona tectonicamente mais negativa desenvolve-se na região central da bacia com polo no sul do Estado do Paraná e Santa Catarina. Esta zona mais subsidente alinha-se, grosso modo, em uma direção N-S, separando-se de uma zona mais subsidente ao norte, por uma sela na altura dos poços de Ribas do Rio Pardo, MT e Jataí, GO. Na faixa mais subsidente central, nota-se um claro espessamento da sequência sedimentar para SE.

O mapa de desvios a partir desse mapa de "trend surface", (Fig. 27) mostra que a maior parte da área apresentava pouca negatividade, ou seja, era menos tectonicamente negativa. Uma faixa central, ainda grosseiramente orientada N-S, domina a parte central da área de acumulação da formação. É exatamente nessa área que a ocorrência de siltitos e folhelhos mostra-se com a sua maior possança nos afloramentos. Nas duas áreas mais subsidentes a NE e NW, encontramos duas fácies dentro desse ciclo que justificam geologicamente o resultado encontrado.

De fato, a litologia deste ciclo sedimentar nas duas áreas acima indicadas mostra uma extrema similaridade. Tanto no Estado de São Paulo, como no Estado de Mato Grosso, a Formação Irati apresenta uma maior quantidade de calcários do que as exposições mais meridionais. Os siltitos não apresentam a possança mostrada ao sul e o conjunto litológico indica mais um ambiente de águas mais rasas do que o ambiente mais profundo indicado pela litologia dos afloramentos meridionais.

A porcentagem da redução da soma dos quadrados foi de 89.36 e o coeficiente de correlação de .94 para a superfície de 39. Foi uma das mais altas porcentagens obtidas, o que justifica a confiança de tratarmos os dois ciclos conjuntamente e comprova, de certa forma, o trabalho de MENDES et al. (1966) que afirma ser a Formação Irati uma fácies representando condições mais redutoras dentro do ambiente de sedimentação Serra Alta.

Formação Estrada Nova - O mapa de "trend surface"

Figura 27

da Formação Estrada Nova (Fig. 28) é muito semelhante ao mapa obtido para a totalidade do grupo, embora o caráter ovalóide da bacia esteja mais bem marcado. A bacia mostra um formato típico de uma bacia intercratônica de forma ovalóide com um centró máximo de subsidência, no caso, a região de São Domingos, MT. A presença mais marcante de um eixo principal N-S, no entanto, ainda se faz sentir, apresentando o mapa, para o sul, uma região de maior espessamento da formação em direção ao canto SE da bacia.

O mapa de desvios para esta formação (Fig. 29) mostrando as áreas residuais nos dá um padrão completamente diferente do mapa precedente. Três áreas tectonicamente mais positivas dominam a área e duas guardam, grosso modo, a mesma orientação: a mais setentrional e a mais meridional. A região central, que era mais subsidente no tempo da deposição do ciclo Irati mais Serra Alta, continua com esse caráter sômente que agora, temos um alto separando essa área mais positiva em duas regiões tectonicamente mais negativas. Este alto guarda aparentemente a mesma orientação do atual arco estrutural de Ponta Grossa, sô que essa atual região geográfica constituía, âquêle tempo, o seu flanco SE com caráter mais negativo. O ponto tectonicamente mais positivo indicado nesse mapa situa-se na região de Campo Mourão, PR. Revive, pois, nessa época, um alto central que já havia sido denominado "alto de Apucarana" quando da descrição dos elementos estruturais da época Tubarão.

Ao norte temos igualmente, uma zona tectonicamente mais negativa na altura da região de Alto Garças, MT. A individualização dos principais elementos tectônicos da Bacia do Paraná não está muito clara neste mapa de desvios. Áreas maiores demonstram que as estruturas locais estão unidas em amplas faixas representando áreas menos negativas. Assim, a faixa setentrional, compreenderia aos Arcos de Campo Grande, o Domo de Araguainha e o Arco da Canastra e a faixa sul, o Escudo Sul-rio-grandense-uruguaio e o Arco de Martim Garcia. A abertura das linhas representando valores tectonicamente mais positivos para SW e NW, indica que elas poderiam tomar, nessa

Figura 28

região, uma orientação N-S, paralela ao Arco de Assunção.

A região tectonicamente mais positiva que separa as duas áreas residuais de maior acumulação a NE e no centro, tem os seus reflexos na litologia da área sul do Estado de São Paulo e norte do Paraná. Na região de Carlópolis, PR, a fácies Serrinha com espessas camadas de arenitos estão diretamente acima de sedimentos da fácies Serra Alta, e a fácies Terezina, está faltando na área. Essa relação demonstra muito bem que os três litossomas são índices de condições diferentes de um mesmo ambiente de sedimentação. A fácies Serrinha, com as suas camadas plano-paralelas de arenitos e ritmitos poderia representar, neste quadro antigas barreiras ou praias.

Taguaí, SP, e Carlópolis, PR, estão aproximadamente em lados opostos dessa antiga barreira já assinalada por FÚLFARO (1970). Essa barreira parece ter sido mais efetiva do que o quadro estrutural atual parece indicar. Na parte setentrional dessa barreira, uma sucessão litológica para o mesmo grupo se evidencia. A Formação Estrada Nova, por exemplo, não pode ser identificada com as diversas fácies descritas previamente. Aqui, a totalidade dos depósitos permianos constitui um só pacote, em que rápidas mudanças de fácies simulam todos os ambientes bem caracterizados ao sul. A granulação média é de siltitos e arenitos são representados somente por pequenas lentes.

A fauna fóssil nos dois lados dessa linha demonstra também a influência dessa antiga barreira geográfica, como descrito por FÚLFARO (1970).

A porcentagem de redução da soma dos quadrados para a Formação Estrada Nova foi de 88.93 e o coeficiente de correlação de .94 para a superfície de 39.

Formação Rio do Rasto - O mapa de "trend surface" para esta formação (Fig. 30) mostra uma forte orientação N-S com margens da bacia de acumulação bem indicadas a N. E e W. A sequência espessa visivelmente para S demonstrando estar aí, o polo de maior sedimentação deste ciclo sedimentar.

Figura 30

A Formação Rio do Rasto é conhecida na área de afloramento marginal da bacia somente na parte centro-sul e sua ocorrência em sondagens da Petrobrás S.A. para o norte, não é totalmente aceitável em vista de diferenças de conceitos estratigráficos a respeito desta sucessão. Parece, como indicado no mapa de "trend" que esta parte da seção permiana nunca se depositou nessa área, ou então, a região situava-se mais como área fonte e não receptora de sedimentos e portanto, coberta por uma fina camada, desta sucessão, facilmente removida por erosão. A idéia de que esta formação representa o assoreamento final da bacia, neste ciclo sedimentar, não encontra nestes dados nenhum obstáculo, pelo contrário, o mapa de "trend" da formação mantendo a orientação N-S e estreitando-se nesta época corrobora este fato.

O mapa de desvios (Fig. 31) do "trend surface" acima mostra um padrão mais complexo com uma série de regiões tectonicamente mais positivas dispersas em um padrão não tão bem orientado como os anteriores. Entre esses "Altos", estreitas faixas tectonicamente mais negativas interligam zonas residuais de maior acumulação. O padrão mostrado, nos indica uma região mais ou menos complexa estruturalmente como o modelo de sedimentação desta sequência de planície de inundação, faz antever.

A porcentagem de redução da soma dos quadrados para a Formação Rio do Rasto foi de 93.73 e o coeficiente de correlação de .96 para a superfície de 39. Um dos melhores ajustes obtidos para toda sequência sedimentar da Bacia do Paraná, neste trabalho.

Permiano Inferior - Dentro desta época estariam os sedimentos da parte média da Formação Itararé, segundo NORTHFLEET et al. (1969).

O mapa de "trend surface" para esta série nos indica uma bacia de formato oval orientada em seu maior eixo no sentido E-W, com a parte menos subsidente na posição central, espessando para norte e para sul. (Fig. 32.) O resul-

Figura 31

tado geral dêsse mapa de "trend" não concorda com as afirmações de NORTHFLEET et al. (1969) de que a região ao norte do paralelo 22° permaneceu elevada nesse período. Há, no entanto, um indício de uma região elevada na altura do atual Arco de Ponta Grossa que, segundo os mesmos autores, teria atingido o seu desenvolvimento máximo nesse período.

A análise do mapa de desvios (Fig. 33) confirma as observações acima, indicando uma área residual com maior caráter tectônico positivo na altura do Arco de Ponta Grossa. Ao sul também uma área com caráter mais positivo se faz presente.

A porcentagem de redução da soma dos quadrados, 42.91 e o coeficiente de correlação .65 para a superfície de 2º não nos dá muita confiança no ajuste da superfície calculada. Infelizmente, o número de dados é insuficiente para o cálculo de uma superfície de grau mais alto, que poderia nos indicar o padrão estrutural dêsse período. No entanto, o fato de termos uma baixa porcentagem na redução da soma dos quadrados, é um indício de estarmos frente a um padrão estrutural complexo.

Permiano Médio - Compreenderia esta série as rochas da parte superior da Formação Itararé e da Formação Rio Bonito segundo NORTHFLEET et al. (1969).

O mapa de "trend surface" para este período (Fig. 34) nos mostra a mesma linearidade N-S que encontramos no tratamento das diversas unidades do Grupo Passa Dois. A Fig. 34 demonstra que no flanco E e S da bacia, nesse período, tínhamos regiões mais elevadas e alvo de menor sedimentação. Um alto aparece também na área setentrional na região de São Domingos, MT. As rochas dêsse período parecem espessar para W e NE rapidamente. A região E é separada da área W, mais subsidente, por uma pequena plataforma situada no sul do Paraná e norte de Santa Catarina.

O mapa de desvios para esse período (Fig. 35), mostra duas áreas fortemente positivas, uma situada ao norte, na região da confluência do rio Grande com o rio Paraná, e

Figura 33

Figura 34

Figura 35

outra, mais central, disposta de NW para SE. Mais ao sul, separada por uma pequena faixa mais negativa, continua a feição anterior agora com orientação NNW-SSE. A SW nova área tectonicamente mais positiva demarca este canto da bacia.

Segundo NORTHFLEET et al. (1969) durante este período persistiu a tendência de levantamento da região norte do paralelo 22°. Essa afirmação encontra suporte no mapa de desvios descrito acima (Fig. 35). DAEMON (in NORTHFLEET et al., 1969) descreveu como contemporânea a êsse período, a deposição da Formação Chacabuco no Chaco argentino e, o mapa de desvios acima mostra que uma ampla zona com caráter de maior negatividade se abre para esta região da vizinha republica. O mapa geral de "trend" também suporta essa idéia, apresentando um maior espessamento das rochas depositadas, nesse período, para esta área geográfica.

A porcentagem da redução da soma dos quadrados obtida foi aqui de 75.52 e o coeficiente de correlação de .87 para a superfície de 39. Vemos aqui um exemplo, comparado com o precedente, de que, com um melhor ajuste da superfície calculada à teoricamente ideal, os dados geológicos conhecidos ajustam-se com facilidade, sem grandes contradições.

Permiano Superior - Segundo NORTHFLEET et al. (1969), no início do período, a Formação Palermo alcança as regiões mais setentrionais da bacia. Segundo o mesmo autor o exame dos mapas de isôpacas das Formações Palermo, Irati e Serra Alta, mostra claramente a tendência de basculamento da bacia para leste no início dêsse período e que no NW da Argentina desde o Permiano Médio havia uma área positiva (Protopre cordilheira). De fato os mapas de "trend surface" para as Formações Palermo e Irati mais Serra Alta (Figs. 20 e 26) mostram tal basculamento apresentando maiores espessuras de sedimentos a leste.

O mapa de "trend surface" para as espessuras dos sedimentos do Permiano Superior (Fig. 36) forneceu um mapa que é praticamente uma rêplica do mapa de "trend surface"

Figura 36

da Formação Rio do Rasto (Fig. 30). Apresenta inclusive os mesmos elementos estruturais. A afirmativa de NORTHFLEET et al. (1969) de que nesta época houve um levantamento ao sul da bacia não encontra apóio nesta superfície, calculada para as espessuras dos sedimentos desse período.

O mapa de desvios a partir do mapa descrito acima (Fig. 37) nos mostra áreas residuais de menor acumulação em uma ampla faixa disposta no sentido N-S, na borda leste da bacia. Encontramos áreas tectonicamente mais positivas a leste, norte e oeste dessa faixa. O alto situado no NE da Argentina, aparece bem marcado no SW da área.

A concordância das afirmações dos autores supracitados com os mapas vistos anteriormente e não com o mapa agora obtido para este período, faz supor que embora as conclusões estejam certas, os autores utilizaram espessuras para representar esse período que na realidade não compreendem todo o intervalo representado pelas Formações Palermo, Irati e Serra Alta mas sim, os correspondentes ao topo da sequência permiana e portanto ao fecho sedimentar da bacia nesse período que é representado pela Formação Rio do Rasto.

A porcentagem na redução da soma dos quadrados obtida é de 92.26 e o coeficiente de correlação de .96 para a superfície de 39. A validade desta superfície calculada faz com que se reforce os conceitos emitidos no parágrafo anterior.

A análise dos vários mapas de "trend surface" das várias unidades estratigráficas que compõem o Grupo Passa Dois, e os seus correspondentes mapas de desvios, nos mostra que uma intensa migração de eixos de deposição e altos estruturais teve lugar na bacia, nesse período. Esse é um fato normal em bacias intracratônicas quando estas são analisadas com um certo detalhe.

GRUPO SÃO BENTO - No topo das camadas da sequência pós-glacial uma discordância erosiva as separa da Formação Botucatu constituída principalmente por arenitos de granulação fina a média. Essa característica se mantém na maior parte da bacia exceto

Figura 37

para uma pequena área no Estado do Rio Grande do Sul onde a Formação Santa Maria, de idade Triássica Superior, intercala-se entre a seqüência pós-glacial e os arenitos da Formação Botucatu. A discordância entre as camadas da Formação Santa Maria com os ciclos sedimentares que lhe estão abaixo ou acima, nunca foi demonstrada no campo. Se uma discordância com as camadas subpostas, do ciclo pós-glacial, é aceitável em bases paleontológicas, o mesmo já não é tão claro para a Formação Botucatu.

Em média existem de 100 a 150 metros de arenitos da Formação Botucatu e argilitos associados abaixo do primeiro derrame de lava da Bacia do Paranã, mas se considerarmos o fato, de que a maior parte desses derrames, principalmente os iniciais, são na realidade sills de diabásio (MELFI & GIRARDI, 1962; FÚLFARO et al., 1967; MENDES & FÚLFARO 1966; FÚLFARO, 1970) nós poderemos ter uma seqüência ainda mais espessa. A idade dos sedimentos da Formação Botucatu é baseada no fato de que os basaltos do mesmo grupo, de idade Cretácea Inferior, apresentam intercalações de arenitos correlacionáveis mais para o topo da seqüência.

Os depósitos da Formação Santa Maria representam um ambiente de deposição fluvial que é, em geral, o ambiente dos depósitos que constituem a base da Formação Botucatu. Se aplicarmos a idéia de transgressão no tempo para estas formações, associada ao fato descrito acima para sua relação com os basaltos, os arenitos da Formação Botucatu poderiam ter uma idade compreendida entre o Jurássico no mínimo, ao Cretáceo Inferior.

Formação Botucatu - O ambiente de deposição dos arenitos da Formação Botucatu possui duas fácies principais, uma sub-aquosa e outra, eólica. Até quatro ou cinco anos atrás, a fácies eólica era acreditada como possuindo maior importância no ciclo sedimentar exposto e os trabalhos de cunho paleogeográfico freqüentemente se referiam a este ciclo como o "deserto de Botucatu". Trabalhos mais recentes (FÚLFARO & BÓSIO, 1968; BÓSIO, 1970) indicam que a fácies

sub-aquosa representa uma fase mais importante neste ciclo do que se pensava anteriormente.

A parte basal da seção é composta por uma brecha com fragmentos do Grupo Passa Dois, subjacente, com feições indicando curto transporte. Por outro lado, é conhecido um ciclo tectônico de idade pré-Botucatu (LOCZY, 1966; FÚLFARO, 1970) que afetou as camadas permianas. O rejeito dessas falhas para a região central do Estado de São Paulo está em tórno de 70 a 100 metros. O que é importante nesse fato, é que no ambiente semi-árido de deposição, blocos falhados de estratos horizontais permianos provavelmente formavam "mesas" na região. Um quadro em muito semelhante a regiões semi-áridas atuais.

Neste tipo de ambiente, "playas", fanglomerados e bajadas podem ocorrer e a parte basal da seção poderia representar a resposta a tal tipo de ambiente. Um ambiente de tal ordem como o que ocorre em certas áreas dos EEUU, como a região do Colorado, seria um exemplo típico. A grande diferença é que os dados para a Formação Botucatu indicam que após este ciclo tectônico, provavelmente não ocorreram reativações de monta, de modo que a bacia rapidamente se assoreou, nivelando-se em curto prazo.

Um grande problema com respeito a estes arenitos é como locar a fonte de tão imensa área de sedimentação. Em vista do tamanho desta área (mais de $1.000.000 \text{ km}^2$), o embasamento cristalino, freqüentemente apontado como área fonte, não poderia ser uma única e exclusiva fonte, mas deveria estar conjugada com outras. Os espessos depósitos do Grupo Aquidauana para o norte e oeste, provavelmente também constituíram uma das áreas fontes importantes, fato já mencionado por LANDIM (1970).

O mapa de "trend surface" para a Formação Botucatu (Fig. 38) mostra um alto principal na região SE, com as camadas espessando para NW, N e E. Os rumos de maior espessamento da formação estão a NE, NW e SW, este último, apresentando os maiores valores. A bacia ainda guarda gros

Figura 38

seiramente o alinhamento N-S anterior. O padrão ovalóide convexo, não é muito concordante com um padrão que produziria uma drenagem endorrêica como a requerida para uma região desértica. O padrão favorece, portanto, as mais recentes interpretações sobre o ambiente de deposição desta formação.

Os desvios deste ciclo (Fig. 39), como esperado a partir do mapa de "trend" acima, mostra amplas áreas tectonicamente mais positivas em quase toda região central da bacia. As partes mais subsidentes, no centro do Estado de São Paulo, sul de Mato Grosso e o centro sul do Estado de Santa Catarina são na realidade as áreas onde os depósitos exibem mais marcadamente as características supracitadas de deposição sub-aquosa. Existe portanto um bom ajuste entre o mapa em questão e a faciologia desta formação.

O elemento estrutural principal permaneceu. Nota-se o Arco de Campo Grande bem marcado, bem como a influência do Arco da Canastra a NE. A grande área central tectonicamente mais positiva, correspondente ao atual Arco de Ponta Grossa, apresenta um desenvolvimento maior do que no ciclo sedimentar precedente. A região de Apucarana é ainda, no entanto, a que maior valor residual positivo apresenta. Para o sul, uma faixa tectonicamente mais positiva E-W, separa a região mais subsidente do centro-sul de Santa Catarina de uma região igualmente mais subsidente na área de Alegrete, RGS.

A porcentagem de redução da soma dos quadrados obtida para a Formação Botucatu foi de 72.46 e o coeficiente de correlação de .85 para a superfície de 39.

Formação Serra Geral - Com o início dos grandes derrames de lava basáltica na reativação Wealdeniana (segundo ALMEIDA, 1967) a 130 - 140 m.a., com um máximo do fenômeno entre o Cretáceo Inferior e Médio, as condições de deposição da bacia mudaram radicalmente. A drenagem anterior já pobre devido as condições de semi-aridez do ambiente desorganiza-se completamente e, provavelmente, tem seu

Figura 39

término. Toma lugar um aumento da deposição eólica e lentes de arenito eólico em origem, estão associados com os derrames de lava.

As características desses derrames que constituem uma das maiores áreas basálticas do globo, já foi descrita com certo detalhe por vários autores entre os quais BAKER (1923), LEINZ (1949), CORDANI (1967), AMARAL & RUEGG (1970) e muitos outros.

AMARAL & RUEGG (1970) apresentaram uma extensa análise das características desses derrames basálticos sob o ponto de vista do "trend surface analysis" de maneira que o A. somente apresentará aqui um esboço geral para esta formação, de modo a não quebrar a sequência apresentada.

O mapa de "trend surface" para esta sequência de rochas (Fig. 40) mostra um eixo de maior acumulação dirigido de NE para SW com o máximo de subsidência na parte central da bacia ao longo do rio Paraná. As espessuras decrescem em direção ao embasamento cristalino tanto a leste como a oeste. Para SW, novamente temos um aumento da espessura dessas rochas imediatamente a NW de Buenos Aires. Uma sela encontra-se bem marcada na altura do Escudo Sul-rio-grandense-uruguaio.

O mapa de desvios mostrando as áreas residuais para esta formação (Fig. 41) nos indica áreas tectonicamente mais positivas ao longo de uma faixa N-S a leste, um alto na região de Amambai, MT, e outra área residual de menor acumulação ao longo do Escudo Sul-rio-grandense-uruguaio e Arco de Martim Garcia. Das áreas residuais mais negativas, isto é, mais subsidentes, a área a SE da bacia parece indicar a primeira manifestação do denominado sinclinal de Torres por NORTHFLEET et al. (1969). Os mesmos autores admitem ser esta uma feição bastante nova na história da bacia, com desenvolvimento máximo no Jurássico Superior. Mais uma vez, um bom ajuste das superfícies deduzidas com os dados geológicos se apresenta.

Analizando ainda o mesmo mapa, vemos que a re-

Figura 41

gião mais subsidente a esta época é uma faixa com orientação geral NE-SW acompanhando o atual rio Paraná. É esta a primeira vez que a bacia acusa um comportamento estrutural semelhante ao apresentado atualmente, o que nos fornece um indício de ser esta feição bastante nova. O exame do mapa de desvios para esta formação nos leva, pelo menos na opinião do A. a admitir fontes externas, isto é, periféricas no fornecimento do magma basáltico dos derrames. NORTHFLEET et al. (1969), chamam a atenção para o fato que a maior frequência de intrusivas, não coincide com a maior espessura de extrusivas, nos dando uma idéia da não concordância dos polos do fenômeno. O mapa acima (Fig. 41), sugere áreas alimentadoras dos derrames a partir de situações periféricas na bacia como sugerido por BIGARELLA & SALAMUNI (1967) e FÜLFARO & SUGUIO (1967).

A porcentagem de redução da soma dos quadrados obtida foi de 71.75 e o coeficiente de correlação de .84 para a superfície de 39.

GRUPO BAURU - A sucessão estratigráfica da Bacia do Paraná termina com os depósitos deste grupo de idade Cretácea Superior e restrito a parte mais setentrional da bacia. Os arenitos, folhelhos e calcários do grupo representam uma melhoria climática e indicam um ambiente de deposição continental, fluvial e lacustre.

O mapa de "trend surface" do Grupo Bauru não é apresentado pelo mesmo motivo exposto para o Grupo Caacupé. A falta de bons dados de espessura que possam representar estes ciclos sedimentares com o mínimo de risco de estarmos tratando dados incompletos sobre a sucessão em questão, fez com que o A., nesse estágio do trabalho, não tivesse a confiança necessária nos dados disponíveis, para este tipo de análise.

O Grupo Bauru é freqüentemente interpretado como o fim da evolução tectônica da bacia do Paraná. Não é esta, no entanto, a opinião do A. Os processos tectônicos continuaram após esse ciclo sedimentar causando inclusive a deposição de extensas formações geológicas como o Arenito Caiuá

e outras formações Terciárias como a Formação Rio Claro por exemplo. A esse respeito o trabalho de BJÖRNBERG (1970) é bastante elucidativo. O assunto, no entanto, é tão vasto e foge ao escopo imediato deste trabalho preferindo o A., dessa maneira, voltar a ele oportunamente.

DIAGRAMA TEMPO-ESPAÇO

Neste tipo de diagrama, o eixo horizontal de correlação, usando-se o conceito tempo em estratigrafia, possui as dimensões de comprimento das coordenadas geográficas enquanto que o eixo vertical é o tempo geológico. Nesses diagramas, a área representando o tempo, é somente ocupada parcialmente por corpos materiais, ou seja, da sucessão observada, separadas por áreas representando certos "volumes" em tempo, sem qualquer substância física ou material. Estas áreas são denominadas lacunas (KRUMBEIN & SLOSS, 1963). WHEELER (1958, in KRUMBEIN & SLOSS, 1963) propôs que a parte da lacuna resultante da remoção de rochas previamente depositadas fôsse denominada de vacuidade erosional enquanto que o termo hiato seria aplicado a áreas de não deposição.

Baseado nos dados disponíveis na literatura, o diagrama da Fig. 42 foi construído e muitas das interpretações são pessoais, principalmente com referência ao topo do Grupo Passa Dois e o topo e base das camadas Mesozóicas. A sequência devoniana e a base da sequência glacial, entretanto, foram baseados em dados geralmente aceitos, obtidos na literatura (LANGE & PETRI, 1967 e ROCHA-CAMPOS, 1967), e dá um grande suporte para as extrapolações feitas.

A tendência geral dos estádios iniciais de subsidência para o sul, é muito bem marcada. Há maiores hiatos ao norte opostamente a maiores vacuidades erosionais ao sul. A antiga idéia de uma transgressão no limite do tempo para o norte apresenta-se bem marcada no diagrama.

A transgressão devoniana veio do sul no Devoniano Inferior e as camadas do Devoniano Superior estão representadas somente na parte norte da bacia. A grande vacuidade ero

dois ciclos foram tratados conjuntamente na construção do diagrama. O resultado foi, que se é possível seguirmos o padrão geral mostrado pelo ciclo inferior, camadas pertencentes ao Mesozóico Inferior para esta sequência não são impossíveis de serem encontradas.

Tratando a Formação Botucatu e Santa Maria conjuntamente o mesmo padrão S-N foi mantido.

Grandes áreas de vacuidade erosional para o sul associadas ao fato de que maiores espessuras de sedimentos encontram-se geralmente para o norte, concorda com o fato de que a razão de subsidência da parte norte da bacia era sempre muito maior do que ao sul, um elemento estrutural mais positivo.

Os depósitos sedimentares associados a esta área, entretanto, indicam que em grande parte da história sedimentar da bacia este elemento tectônico positivo nunca constituiu uma área muito elevada, mas ao contrário como as finas camadas de arenitos, depósitos marinhos, camadas de carvão e folhelhos prontos indicam, terras baixas constituíam o padrão característico.

Se possuímos ao norte da bacia o Escudo Brasileiro, para W o Arco de Assunção, ao sul o Escudo Sul-riograndense-uruguaio, o que deveríamos ter a leste seria a continuação do mesmo embasamento, representado ao norte e ao sul, de acordo com a idéia de que a costa sul brasileira, a Serra do Mar, é um bloco de falha Terciário. A argumentação de que uma glaciação continental seria contra o fato de uma borda leste de tal tipo na opinião do A. não é válida, pois uma glaciação deste tipo não necessita de áreas elevadas para ocorrer mas está relacionada a mudanças específicas no ambiente.

O que tínhamos a leste seria então uma margem formada por um suave arco e o que vemos agora na faixa de afloramentos da bacia é a resposta sedimentar das condições estruturais da margem principal, W.

A presença do Arco de Ponta Grossa, um elemento

estrutural positivo, como aparece definido geograficamente agora, é mostrado em tempo, somente no Cretáceo Superior e provavelmente é esta a idade da estrutura como agora a conhecemos. O fato de ser esta região sempre menos negativa que as outras, ocasionando mesmo reflexos no tipo de sedimentação na área, não ocasionou um acúmulo de clásticos excessivamente grosseiros como seria de se esperar nas proximidades de tais estruturas. Dessa maneira, é lícito pensar que na maior parte de sua história se comportou como barreira submersa como já indicado por FÜLFARO (1970).

TECTÔNICA

O ciclo tectônico mais imediato relacionado com o início da deposição dos sedimentos glaciais, foi um de idade pós-Devoniana e pré-Carbonífero Superior. Como já foi demonstrado para o sul do Estado de São Paulo (PETRI & FÜLFARO, 1967) grande parte das camadas devonianas ao norte da cidade de Itapeva, SP, foram removidas por erosão após levantamento da área, causado por falhamento. Os sedimentos do Grupo Tubarão, na área, mostram uma tão grande semelhança com os sedimentos devonianos que por muitos anos foram confundidos com os arenitos da Formação Furnas.

O retrabalhamento de tal material foi apenas local e como as camadas devonianas não são acreditadas como terem sido depositadas além dessa área, o falhamento normal ocorreu no limite mais setentrional dos depósitos devonianos.

O A. acredita que é correto pensar, que pelo menos em pequenas áreas, o começo da deposição dos sedimentos do Grupo Tubarão se deu em pequenas bacias causadas principalmente por falhamentos em que uma pequena distância separava a área fonte do local de acumulação dos sedimentos. Nenhum sinal de glaciação é presente nesse período.

Esse período de falhamento normal foi provável

mente o início da bacia estrutural do Paraná, e o mesmo mecanismo esteve presente até o total preenchimento da bacia.

Na ausência de bons níveis estratigráficos é quase impossível dizer se houve, ou não, períodos de falhamento durante a deposição dos sedimentos do Grupo Tubarão. Entretanto, baseado em grande número de brechas intraformacionais e diastemas locais, bem como, nas grandes mudanças no ambiente de deposição (glacial para flúvio-lacustre) no mínimo flutuações do nível da bacia devem ter ocorrido. Com o preenchimento da parte central da bacia, um levantamento das margens teve lugar nestas áreas (Paraguai oriental e NE do Estado de São Paulo) e uma discordância erosiva se apresenta separando o Grupo Tubarão do Grupo Passa Dois, nessas regiões.

Os mesmos argumentos são válidos para o Grupo Passa Dois. No entanto, nesta sucessão, uma associação freqüente com declives fortes e depósitos de águas rasas, sugere um mecanismo de sedimentação não estranho a bacia intracratônicas.

O Grupo Passa Dois mostra uma mudança lateral nas condições de sedimentação muito rápidas. Temos lado a lado depósitos apresentando diques clásticos e espessas seções com grêtas de contração. Esses sedimentos com grêtas de contração podem atingir espessuras de até 90 metros (SALAMUNI, 1963) mostrando uma subsidência persistente da área, ainda mantendo as condições de deposição em águas rasas. O tipo de ocorrência de diques clásticos, por outro lado, mostra a existência de declives fortes onde as lentes de arenitos foram amassadas e introduzidas nas seções rítmicas pelo mecanismo explicado por DZULINSKY (1956). Um dique clástico deste tipo pode também ser explicado como tendo sido gerado pela pressão exercida por sobrecarga, mas isto teria que estar necessariamente ligado a uma anormal razão de sedimentação para a área, o que não está de acordo com a sucessão exposta nessas regiões, principalmente areias finas, silte e camadas rítmicas de silte e argila.

Este tipo de ambiente sugere um fundo instá-

vel para a bacia, como blocos flutuando em uma massa plástica subindo e descendo em movimentos de compensação. Além do fato de que isto explicaria as associações acima mencionadas, poderia explicar também, por que não há uma grande discordância entre as seqüências glaciais e pós-glaciais desde que um levantamento geral da bacia deve ter ocorrido após a retirada da capa de gelo.

Após a deposição do Grupo Passa Dois, outra vez um período de falhamento normal teve lugar, e é representado pelos depósitos da base da Formação Botucatu. A Formação Botucatu é transgressiva em diferentes níveis estratigráficos do Grupo Passa Dois sugerindo que relevo relativamente suave exposto foi rapidamente preenchido. Uma época de falhamento pré-Botucatu já tem sido mencionada na literatura e LOCZY (1966) considera este período como importante. FÜLFARO (1970) também menciona falhamentos nesse período para uma região no centro-sul do Estado de São Paulo.

Os sedimentos da Formação Botucatu e as rochas dos derrames basálticos do Cretáceo Inferior também estão falhados apresentando-se normalmente em blocos falhados basculados. Os blocos principais formam elevações isoladas na frente da escarpa da Serra Geral e por muitos anos foram considerados como sendo remanescentes erosionais da própria serra como a Serra de Angatuba, SP.

O levantamento geral das margens da bacia é indicado pela deposição dos sedimentos do Grupo Bauru (Cretáceo Superior). A este tempo temos também o desenvolvimento do Arco de Ponta Grossa como agora ele se apresenta. Esse alto estrutural é o limite sul tectônico do grupo acima mencionado que é restrito a área setentrional da bacia. Depósitos locais, correlacionáveis com esse grupo tem sido descritos na região sul da bacia, mas além do fato de serem de extensão geográfica restrita, somente confirmam o levantamento geral do sul da bacia, com as suas características fluviais.

Nesse tempo a Serra Geral não existia como

feição estrutural e o padrão de drenagem era das margens da bacia para o centro, grosseiramente orientada de E-W como indicado pelo modelo atual. A situação está esquematizada na Fig. 43.

Os sedimentos do Grupo Bauru também estão falhados e o falhamento agora, parece ser relacionado a origem da Serra Geral (FÜLFARO et al., 1967). A situação está esquematizada na Fig. 44.

Pequenas falhas individuais neste tempo começam a ser reativadas e a drenagem que antes fluía livremente começa a encontrar barreiras nessa região. A desorganização do padrão geral da drenagem é então evidente, com breves períodos de grandes enchentes causadas por essas barragens naturais. Sedimentos recentemente descritos como "modernos" na literatura geológica brasileira constituem o testemunho deste ciclo tectônico. Mesmo grandes cursos de água como o Tietê, por exemplo, mostram no flanco da serra uma forte flexão correndo paralelos a frente geral para finalmente cruzar a barreira em profundos "canyons".

O rejeito dessas falhas individuais são em geral menores do que 10 metros e dessa maneira os cursos d'água não tiveram dificuldade em se reorganizar, cortando essa região. O lento movimento desse falhamento é indicado pela presença de profundos "canyons" que não poderiam ter se formado se a Serra Geral tivesse sido formada em um só movimento. O rejeito total, no entanto, é considerável e pode atingir até 300 metros pela adição dos rejeitos individuais das várias zonas de movimentação.

Vários pesquisadores tem se preocupado com a descrição desse fenômeno. Entre os mais recentes podemos citar os trabalhos de FREITAS (1951), MENDES & FÜLFARO (1968), BJÖRNBERG et al. (1970), FÜLFARO & SUGUIO (1967), FÜLFARO (1970) e FÜLFARO et al. (1967). Um fenômeno de "inversão tectônica" parece ter se instalado na bacia. A situação já foi descrita no trabalho de MENDES & FÜLFARO (1968) e é esquematizada pelas Figs. 43 e 44. De fato as

Fig. 43 - Situação hipotética de um trecho da Baía do Paranã à época da deposição do Grupo Bauru.

Fig. 44 - Situação hipótetica de um trecho da Ba-
cia do Paraná à época da formação da Ser-
ra Geral.

zonas de alimentação dos derrames basálticos como exposto previamente, parecem se localizar na periferia da bacia. É óbvio portanto que esta era uma região elevada e assim permaneceu por um grande tempo sofrendo conseqüente erosão. A atual área do topo da Serra Geral a essa época era uma região baixa topograficamente recebendo sedimentos provavelmente do Grupo Bauru. (BJÖRNBERG et al., 1970). O mesmo fato é exposto também no segundo planalto paranaense na região onde aflora os sedimentos da Formação Furnas entre Curitiba e Ponta Grossa. Nesse local, o desnível topográfico entre a área onde se situa a bacia sedimentar de Curitiba e o topo da serra é considerável e é estranho, que os sedimentos da Formação Furnas se mantenham em tal alta posição topográfica sem mostrar os efeitos de uma violenta erosão que se impõe em tal tipo de relevo. Neste trecho para complicar ainda mais a situação a direção de transgressão desses sedimentos é no sentido E-W e dessa maneira, somente o fenômeno da "inversão tectônica" poderia explicar a existência da serra tal como ela hoje se mostra. O fenômeno parece estar bem generalizado na bacia e não duvidamos da possibilidade de ser ele geral em tôdas as frentes dessas escarpas internas.

CONCLUSÕES

Embora seja somente em um nível geral, dada a insuficiência numérica dos dados tratados nesse estudo, algumas conclusões podem ser tiradas do texto exposto.

A sucessão de rochas da bacia sedimentar do Paraná, pode ser dividida fundamentalmente em três seqüências estratigráficas, no sentido empregado por SLOSS (1963), que são unidades estratigráficas de ordem maior que grupo, megagruppo ou supergrupo, delineadas por sobre grandes áreas do continente e separadas por discordâncias de âmbito regional. O escopo fundamental dessa divisão, que é a sua generalização para todo o continente é, no nosso caso, dificul-

tado pelo insuficiente número de estudos de cunho regional da sucessão estratigráfica das rochas do continente sul-americano, agravado pelo fato, da existência de diferentes conceitos sobre a estratigrafia das mesmas existentes entre as diversas instituições interessadas em seu estudo.

O A. propõe, no entanto, que pelo menos para a Bacia do Paraná essas seqüências sejam criadas, facilitando para o futuro, o estudo de sua evolução tectônica e paleogeográfica. Baseado nas discordâncias de âmbito regional, na sua magnitude geográfica e persistência em subsidências prévias e posteriores da bacia, o A. sugere informalmente a divisão da sucessão estratigráfica da Bacia do Paraná em três seqüências estratigráficas. A primeira, compreenderia as rochas devonianas que estão em relação de inconformidade com as rochas do embasamento cristalino Pré-Siluriano e estão em posição inferior a uma discordância erosiva regional situada na base da seqüência que a sucede representada, neste nível, pelas rochas do Grupo Tubarão.

A segunda seqüência seria representada pelas rochas dos ciclos sedimentares glacial e pós-glacial (Grupos Tubarão e Passa Dois) compreendendo, as rochas desse grupo que estão sobre as rochas da seqüência precedente em relação de discordância erosiva e estão abaixo de outra superfície de discordância, que as separa do Grupo São Bento sobrejacente.

A terceira seqüência incluiria as rochas da Formação Botucatu e Formação Serra Geral, que estão separadas do ciclo precedente por uma discordância erosiva, das mais bem marcadas na Bacia do Paraná. Essas rochas, estão estratigraficamente abaixo de uma sucessão mal conhecida de rochas sedimentares das quais, a unidade estratigráfica mais estudada é a representada pelo Grupo Bauru (Kinf.), que as sucede em discordância erosiva.

O grau de complexidade tectônica das superfícies de deposição dessas diferentes seqüências, podem ser inferidas a partir dos resultados obtidos no "trend surface analysis" e dos dados geológicos conhecidos.

A seqüência que compreende as rochas sedimentares de idade Devoniana da bacia, representadas pelas Formações Furnas e Ponta Grossa, mostra, no campo, nítidas relações de interdigitação. Os mapas apresentados, indicam que o "trend" das duas formações são semelhantes. As maiores espessuras de folhelhos, da Formação Ponta Grossa estão na região mais subsidente da bacia e decrescem para as áreas, também limítrofes para os arenitos da Formação Furnas. Os mapas de desvios para as mesmas formações mostram também, um bom ajuste, com as pequenas oscilações comuns neste tipo de bacia nas áreas mais e menos negativas.

O comportamento das duas unidades é pois, bastante semelhante quanto ao padrão de sedimentação sugerindo um estágio definido na evolução da bacia e concorda com a definição prévia de que as duas formações, são fácies diferentes de um único ambiente de deposição.

O tratamento de dados da seqüência seguinte, que compreende as rochas sedimentares dos Grupos Tubarão e Passa Dois, indicam, que a superfície de deposição dessas rochas era mais complexa e variável. O baixo nível de confiança que se obtém a partir do tratamento de dados de espessura das rochas do Grupo Tubarão como um todo, sugere uma grande complexidade tectônica da bacia na época, como é indicado também, pela sucessão litológica do Grupo Tubarão.

A Formação Itararé e o Grupo Aquidauana mostram uma total falta de relação, com padrões tectônicos completamente diferentes. O mapa de isôpacas calculadas da Formação Itararé mostra uma bacia de acumulação a NE com um eixo principal NE-SW. Essa direção estrutural ainda mostra vestígios de sua atuação na época de deposição dos sedimentos da Formação Rio Bonito, embora o mapa correspondente, para esta formação, mostre uma variação com relação ao comportamento prévio. Os mapas para as duas formações indicam, no entanto, que a época de deposição da Formação Rio Bonito foi marcada por um maior caráter positivo da bacia o que é de se esperar, na transição do ciclo glacial para o pós-gla-

cial. Os dois padrões gerais, entretanto, se mantêm em relação aos eixos das áreas mais positivas, NW-SE e NE-SW. As duas formações mostram interrelações que as associam na história da evolução da bacia.

A Formação Palermo mostra um modelo diferente dos dois precedentes. No mapa de "trend surface" para esta formação, aparece um nítido eixo estrutural aproximadamente N-S, que é tão bem marcado nos mapas correspondentes das unidades estratigráficas posteriores, inclusive, já com um princípio de basculamento para leste.

Se analisarmos o mapa de "trend" das Formações Irati mais Serra Alta, vemos que ele representa uma evolução da situação descrita no parágrafo anterior. Os dois mapas de desvios mostrando as áreas de maior e menor acumulação são bastante semelhantes na delimitação das áreas mais e menos negativas, tornando-se a bacia mais fechada, como indicado também, pelo registro sedimentar à época da deposição dos sedimentos da Formação Irati mais Serra Alta.

As relações estruturais da superfície de deposição dos sedimentos da Formação Palermo são pois com as unidades do ciclo que sucedeu o período glacial. O fato de não haver discordância entre essas unidades mostra uma evolução lenta na migração dos polos de sedimentação de um ciclo para outro, modificação esta, que embora suave, não deixou de ser efetiva.

A evolução posterior da bacia é mais ou menos contínua dentro do mesmo padrão, mostrando uma progressiva interiorização da bacia até o seu assoreamento final representado pelos sedimentos da Formação Rio do Rasto.

Podemos dizer que para esta sequência, na qual temos dois ciclos sedimentares distintos quanto ao seu ambiente de deposição, o padrão tectônico da bacia é, até o início da época pós-glacial (Formação Itararé + Rio Bonito), um modelo diverso e mais complexo do que para a superfície que caracterizou a bacia deste ponto até o topo da

seqüência com modelo mais linear e mais constante (Formação Palermo, Formação Irati, Formação Serra Alta, Formação Estrada Nova e Formação Rio do Rasto).

Essa disposição linear N-S da bacia com o eixo principal, variando ora um pouco para W ora um pouco para E, permanece para a seqüência posterior que compreende as rochas da Formação Botucatu e Formação Serra Geral. Os mapas de desvios correspondentes indicam, para a Formação Botucatu, um maior caráter positivo da superfície de deposição que encontra um bom suporte geológico no seu registro sedimentar.

O fato de encontrarmos o mesmo padrão tectônico para a bacia nesta seqüência Mesozóica, indica que houve uma progressiva evolução de uma para outra seqüência, sem grandes modificações na tectônica de sedimentação. O modelo geral de interiorização teria se mantido com maior subsidência nas áreas internas e levantamento das bordas da bacia o que se ajusta, aos novos padrões de sedimentação propostos para esta seqüência. Se tivemos na bacia sedimentar do Paraná uma progressiva tendência para aridez climática, fato que encontra um bom suporte no registro litológico da seqüência prévia, é opinião do A., de que a associação do modelo climático com o modelo acima exposto pode ter implicações na determinação da idade tanto para o topo do ciclo pós-glacial como para a base da seqüência Mesozóica.

As seqüências propostas têm além das delimitações estratigráficas comuns apontadas, uma relação quanto ao padrão tectônico da área de sedimentação. O padrão, que se revela mais complexo no início da formação da bacia sedimentar do Paraná, torna-se mais ordenado atingindo um modelo mais clássico no tempo.

Enquadra-se pois a bacia sedimentar do Paraná na classificação de bacia intracratônica, sem forma definida até o fim da época de deposição do ciclo glacial para começar a mostrar um padrão de forma linear no início do pós-glacial, passando por fases em que um modelo oval é mais

ou menos definido como na época de deposição da Formação Estrada Nova. A tendência a forma linear da bacia, no ciclo pós-glacial, pode explicar a distribuição das diferentes litologias na área da bacia.

Ao contrário de uma bacia intracratônica ovalóide, a linear apresenta uma distribuição assimétrica dos diferentes tipos litológicos que compõem normalmente uma bacia de acumulação, isto é, sedimentos de granulação mais grosseira para as margens e mais fina para o centro. Nas bacias do tipo linear, em que temos um dos flancos com caráter mais positivo que o outro (WEEKS, 1952), a distribuição das diferentes fácies se processa com acumulação de sedimentos mais grosseiros junto a margem tectonicamente mais positiva havendo uma passagem gradacional para os sedimentos de granulação mais fina que se acumulam em uma margem menos positiva. Tal é a disposição espacial dos diferentes termos litológicos do ciclo pós-glacial em um corte hipotético W-E. A borda W sempre apresenta, neste ciclo sedimentar sedimentos ou granulação mais grosseira que a borda E, normalmente constituída por sedimentos pelíticos com abundância de calcários. Parece haver uma cunha clástica dirigida de W para E com a granulação diminuindo progressivamente para leste, onde esta área da bacia foi o sítio de sedimentação de folhelhos prêtos e calcários mostrando relações complexas entre si.

Esse tipo de bacia intracratônica normalmente está associada a um tipo de ambiente geral mais complexo, raramente ocorrendo isolada no interior do craton. A Bacia do Paraná, apresentando uma respeitável área de 1.500.000 km² de sedimentos preservados não oferece razão alguma para uma classificação "sui generis". Tal tipo de bacia é normalmente separada, por essa margem tectonicamente mais fraca, de áreas de correspondentes ambientes de sedimentação marinha. É mesmo possível prever, a partir do tipo de sedimentação mostrado por esse flanco, qual a granulação dos correspondentes depósitos marinhos.

A partir da análise da evolução tectônica da bacia, e da disposição geral das diferentes fácies litológicas que a compõe, o A. é de opinião que uma contraparte possivelmente marinha da Bacia do Paraná, encontrava-se ao longo da antiga margem leste e, ou se perdeu no tempo geológico por erosão associada a falhamentos ou, o mesmo mecanismo a rebaixou, preservando êsse registro na área da plataforma continental brasileira a esta altura. A hipótese tem seu fundamento geológico e, recentemente, BACCAR (1970) e MIRANDA (1970) noticiaram a existência de rochas paleozóicas na plataforma continental sul-brasileira, suspeitadas a partir da interpretação de dados de perfis geofísicos levantados pela Petrobrás S.A.

BIBLIOGRAFIA

- ALLEN, P. & Krumbein, W.C. 1962 Secondary trend components in the top Ashdown pebble bed, a case history. J. Geol., v. 70, pp.507-508.
- ALMEIDA, F.F.M. 1967 Origem e evolução da plataforma brasileira. DGM, DNPM, Bol. 241, 29 pp., 1 mapa.
- AMARAL, G. & RUEGG, N. 1970 "Trend surface analysis" aplicado ao estudo da diferenciação regional das rochas basálticas da Bacia do Paraná. XXIV Congr.Bras.Geologia, Bol. nº 1, pp. 352-353.
- BACCAR, M.A. 1970 Evidências geofísicas do pacote sedimentar do platô de São Paulo. XXIV Congr.Bras.Geol., Bol. nº 1, pp.100-101, Brasília.
- BAKER, L. 1923 The lava field of the Paraná basin. Jour.Geol. XXXI, nº 1.
- BARBOSA, O. & ALMEIDA, F.F.M. 1949 Nota sobre a estratigrafia da série Tubarão em São Paulo, Acad.Bras. de Ciências, An. T. XXI, nº 1.
- BEURLIN, K. 1953 Estratigrafia e paleogeografia das formações gonduânicas no sul do Brasil, DGM, Bol. Notas Prel. e Estudos 59.

- BIGARELLA, J.J. & 1967 Some palaeogeographic and palaeo-
SALAMUNI, R. tectonic features of the Paraná
Basin. Brazilian contribution to
I Int. Symposium on the Gondwana
Stratigraphy and Paleontology,
pp. 235-297, Curitiba.
- BJÖRNBERG, A.J.S., 1970 Observações sobre a deposição do
LANDIM, P.M.B. & sedimento Bauru na região centro-
BÓSIO, N. -ocidental do Estado de São Paulo.
Bol.Soc.Bras.Geol., vol. 19, nº 1,
pp. 79-90.
- BÓSIO, N. 1970 Novas evidências sobre o ambiente
de deposição do Arenito Botucatu.
XXIV Congr.Bras.Geol., Bol. nº 1,
pp. 55-56.
- CORDANI, U.G. 1967 Basaltic rocks of the Paraná basin.
Brazilian contribution to I Int.
Symposium on the Gondwana Strati-
graphy and Pal., pp. 207-228, Curiti
tiba.
- DZULINSKY, S. & 1956 Clastic dykes in the Carpathian
RADOMSKI, A. Flysch. Asos. Soc.Geol. de Pologne,
v. XXVI, fasc. 3, pp. 225-263.
- ECKEL, E.B. 1959 Geology and mineral resources of
Paraguay - A reconnaissance. Geol.
Survey Prop. Paper 327, 110 p.
- FRAKES, L.A. & 1969 Late Paleozoic glaciation: I, South
America. Geol. Soc.Am.Bull., 80,p.
1007-1042.

- FREITAS, R.O. de 1951 Ensaio sobre a tectônica moderna do Brasil. Univ. São Paulo, Fac. Fil., Ciên. Letras, Bol. 130, Geol. nº 8, 120 p.
- FÚLFARO, V.J. & 1967 Campos de diques de diabásio da Bacia do Paraná. Bol. Soc. Bras. Geol., v. 16, nº 2, pp. 23-37.
- _____ 1968 A Formação Rio Claro (Neoceno-zóico) e seu ambiente de deposição. IGG nº 20, nº Único, pp. 45-60.
- FÚLFARO, V.J., 1967 A tectônica das serras de Santana e São Pedro (Serra Geral). An. XXI Congr. Bras. Geol., pp. 198-205.
- LANDIM, P.M.B & ELLERT, N.
- FÚLFARO, V.J. & 1968 Novas observações sobre a faciologia do Arenito Botucatu no Estado de São Paulo. XXII Congr. Bras. Geol., Res. Com., pp. 57-59.
- BÓSIO, N.
- FÚLFARO, V.J. 1970 Contribuição à geologia da região de Angatuba, Estado de São Paulo. DGM, DNPM, Bol. 253, 33 fotos, 8 figs., 1 mapa, 82 p.
- HARBAUGH, J.W. & 1968 Computer application in stratigraphic analysis. John Wiley & Sons, 257 p. N. York.
- MERRIAM, D.F.
- HARRINGTON, H.J. 1950 Geologia del Paraguay oriental. Fac. Cien. Exactas físicas y Nat., Univ. Buenos Aires, T. 1, Série E: Geologia 82 p.

- HARRINGTON, H.J. 1962 Paleogeographic development of South America. Bull.Amer.Ass. Petr.Geol., v. 46, nº 10.
- KRUMBEIN, W.C. & SLOSS, L.L. 1963 Stratigraphy and sedimentation. 2nd Ed. W.H.Freeman and Co. 590 p.
- KRUMBEIN, W.C. & GRAYBILL, F.A. 1965 On introduction to statistical models in geology. McGraw-Hill Book Co. 412 p.
- LANDIM, P.M.B. 1965 Deformações por compactação em sedimentos da Formação Irati. Soc.Bras.Geol., Bol., v.14, nrs. 1-2, p. 53.
- _____ 1967 O Grupo Passa Dois (P) na bacia do rio Corumbataí, SP. Res.Bol. Paran. Geol. (26), pp. 15-16.
- _____ 1970 Contribuição ao estudo dos misttos do Grupo Tubarão no Estado de São Paulo. Tese inédita.
- LANGE, F.W. & PETRI, S. 1967 The Devonian of the Paraná Basin. Problems in Brazilian Devonian Geology. Bol.Paran.de Geol., nrs. 21/22, pp. 5-61.
- LELLIS, H.S. 1970 Contribuição à geologia da região de Pereiras - Cesário Lange e Bofete, Estado de São Paulo, Tese inédita, 40 p.
- LEINZ, V. 1949 Contribuição à geologia dos derrames basálticos do sul do Brasil. Univ.S.Paulo, Fac.Fil.Ciën.Letras, Bol. 13, Geologia nº 5, 61 p.

- LOCZY, L. 1966 Evolução paleogeográfica e geotectônica da Bacia gonduânica do Paraná e do seu embasamento. DGM, DNPM, Bol. 234, 60 p.
- LUSTIG, I.K. 1969 Trend-surface analysis of the basin and range province, and some geomorphic implications. Geol. Survey, P. Paper 500-D, 70 p.
- MARTIN 1961 The hypothesis of continental drift in the light of recent advances of geological knowledge in Brazil and in South West Africa. Geol.Soc.South Africa, ann. v. 64, Alex du Toit Memorial Lect., n. 7.
- MELFI, J.A. & 1962 Ocorrência de um sill de diabásio no Arenito Botucatu, município de Igarapava, SP. Soc.Bras.Geol., Bol., v. 11, n. 2, p. 55.
- GIRARDI, V.A.V.
- MENDES, J.C. 1961 Algumas considerações sobre a estratigrafia da Bacia do Paraná. Temas Estratigráficos. Bol. Geografia nrs. 4 e 5, pp. 3-47, Curitiba.
- _____ 1967 The Passa Dois Group (the brazilian portion of the Paraná basin). Brazilian contribution to the I Int. Symposium on the gondwana Stratigraphy and Paleontology, pp. 119-162, Curitiba.

- MEENDES, J.C. & FÚLFARO, V.J. 1966 As camadas gonduânicas no nordeste do Paraná. Bol.Soc.Bras. Geol., v. 15, nº 4, pp.29-42.
-
- 1968 Nova interpretação da tectônica moderna da Bacia do Paraná. Res. em Ciên. e Cultura, v. 20, nº 2, p. 155.
- MEENDES, J.C., FÚLFARO, V.J., AMARAL, S.E. & LANDIM, P.M.B. 1966 A Formação Irati (Permiano) e fácies associadas. Bol. Soc. Bras.Geol., v. 15, nº 3, pp. 23-43.
- MIRANDA, L.O.S. 1970 Arcabouço estrutural da plataforma continental sul-brasileira. XXIV Congr.Bras.Geol., Bol. nº 1, Brasília.
- NORTHFLEET, A.A., MEDEIROS, R.A. & MUHLMANN, H. 1969 Reavaliação dos dados geológicos da Bacia do Paraná. Bol. Técnico da Petrobrás, v. 12, nº 3, jul-set., pp. 291-343.
- PETRI, S. & FÚLFARO, V.J. 1966 Sobre a geologia da área baliza da pelas cidades de Barra das Garças e Guiratinga, Mato Grosso e Jataí e Amorinópolis, Goiás. Bol.Soc.Bras.Geol., v. 15, nº 3, pp. 59-78.
-
- 1966 Considerações geológicas sobre a região de Itapeva, SP. Bol. Soc. Bras.Geol., v. 16, nº 1, pp.25-40.
- PUTZER, H. 1953 Geologia da fôlha de Tubarão, Estado de Santa Catarina. DFPM, Bol. 96, Rio de Janeiro.

- PUTZER, H. 1962 Die Geologie von Paraguay. Beitr. z. Reg. Geol. der Ende. Bd. 2. Gebr. Borntraegen. 182 p. Berlin.
- ROCHA-CAMPOS, A.C. 1967 The Tubarão Group in the Brazilian portion of the Paraná basin. Brazilian contribution to the I Int. Symposium on the Gondwana Stratigraphy and Paleontology, pp. 27-95, Curitiba.
- SALAMUNI, R. 1963 Estruturas sedimentares singenéticas e sua significação na Série Passa Dois. Bol. Univ. do Paraná, Geol. nº 12, pp. 3-84, Curitiba.
- SANFORD, R.M. & LANGE, F.W. 1960 Basin study approach to oil evaluation of Paraná Miogeosyncline, South Brazil. Bull. Am. Assoc. Petr. Geol., v. 44, nº 8, pp. 1316-1370.
- SLOSS, L.L. 1962 Sequences in the cratonic interior of North America. Bull. Geol. Soc. Am., v. 74, pp. 93-114.
- VISTELIUS, A.B. 1966 Structural diagrams. Pergamon Press, 139 p. London.
- WEEKS, I.G. 1952 Factors of sedimentary basin development that control oil occurrence Bull. Am. Ass. Petr. Geol., v. 36, nº 11, pp. 2071-2124.
- WHITTEN, E.H.T. 1959 Composition trends in a granite; modal variation and ghost stratigraphy in part of the bonegal granite, Eire. J. Geophys. Research, v. 64, nº 7, pp. 835-848.