UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**O SUBGRUPO IRATI (NEOPERMIANO)
DA BACIA DO PARANÁ**

Jorge Hachiro

Orientador: Prof. Dr. Armando Márcio Coimbra

TESE DE DOUTORAMENTO

Programa de Pós-Graduação em Geologia Sedimentar

SÃO PAULO
1996

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

O SUBGRUPO IRATI (NEOPERMIANO) DA BACIA DO PARANÁ.

JORGE HACHIRO

Orientador: Prof. Dr. Armando Márcio Coimbra

TESE DE DOUTORAMENTO

COMISSÃO JULGADORA

Nome

Assinatura

Presidente: Prof. Dr. Armando Márcio Coimbra

Examinadores: Prof. Dr. Setembrino Petri

Prof. Dr. Ernesto Luiz Correa Lavina

Prof. Dr. Hung Kiang Chang

Prof. Dr. Rodi Ávila Medeiros

Armando Márcio Coimbra
Setembrino Petri
Ernesto Lavina
Hung Kiang Chang
Rodi Ávila Medeiros

SÃO PAULO
1997

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

O SUBGRUPO IRATI (NEOPERMIANO)
DA BACIA DO PARANÁ

Jorge Hachiro

Orientador: Prof. Dr. Armando Márcio Coimbra

TESE DE DOUTORAMENTO

Programa de Pós-Graduação em Geologia Sedimentar

São Paulo
1996

DEDALUS - Acervo - IGC

30900005772

Este trabalho é dedicado à memória do mestre Sérgio Estanislau do Amaral, conhecedor profundo do Irati, unidade da Bacia do Paraná à qual reservou anos de pesquisas que serviram de modelo e inspiração para esta tese.

RESUMO

Durante a evolução da fase tardi-herciniana da Cadeia Andina Paleozóica, na transição entre o Eopermiano e o Neopermiano, a borda sudoeste da Placa Sul-Americana experimentou lento e progressivo basculamento para leste. Isto acarretou gradual deslocamento dos depocentros da Bacia Chaco-Paraná e da Bacia do Paraná, para nordeste, no decorrer do Neopermiano. A migração do eixo deposicional fez com que o mar, ali presente, fosse submetido a um processo de "engolfamento" no interior do continente gondwânico, e a bacia de acumulação adquirisse características de sinéclise.

Devido ao confinamento imposto a esse mar do Neopermiano, aqui designado de "mar Irati", o ambiente de sedimentação foi tomado por condições anóxicas. Onde o suprimento de terrígenos foi mais constante, como nas áreas ocidental e central, formaram folhelhos betuminosos. Na borda nordeste da bacia, onde a presença de sedimentos terrígenos foi muito menor, foram geradas fácies carbonáticas. Estas últimas depositaram sob controle seletivo do ecossistema, quando o ambiente favoreceu a instalação de colônias algáceas, as principais fontes de carbonatos do Subgrupo Irati.

Apesar das margens da bacia estarem estabilizadas e relativamente niveladas, o fornecimento de terrígenos finos não havia cessado. No entanto, o aporte sedimentar foi tão modesto, que não foi capaz de compensar a velocidade de subsidência das partes centrais da sinéclise. Esta por sua vez, terminou por adquirir propensão a bacia faminta com taxa ínfima de acumulação sedimentar.

Por conseguinte, a sedimentação compassada, fina e esparsa do Subgrupo Irati deu-se sobre uma plataforma rasa, coberta por um mar euxínico e intracontinental. Fato constatável pela análise das associações de fácies, que indica a mais extensiva fase de isolamento e estagnação a que foi submetida a Bacia do Paraná.

ABSTRACT

An accurate examination of the Irati Subgroup facies associations in the Paraná Basin (southwestern Gondwana) authorized the admission of a syncline, concealed under an intracontinental sea.

At the end of Eopermian, an eastward tilting of its occidental margin, led to a progressive migration of the depocenter toward the northeast and therefore, to a consequence engulfing of the sea water somewhere in the Gondwanian inland. Converging eustatic and tectonic factors commanded the capture of the Irati sea. They were related to the tardihercynian evolution of the Andean Cordillera during a probable phase of accretion of the Patagonian Plate.

A more continuous supply of the terrigenous sediment in the basin's centersouth promoted the appearance of bituminous shales under anoxic conditions. On the other hand, at the oriental border, an ecologic restraint set the basis for the accumulation of carbonate facies. The more the carbonate accumulation expanded, the less abundant terrigenous clastics became.

Even though the eroded basin borders turned into a stillstand area, a feeding of fine-grained terrigenous material did not cease. Nevertheless, the process was ineffective in bringing about an equiposing for the slow subsidence and so, the syncline ended up with a tendency toward a starved basin with minimal sedimentation rate.

The dispersed and thinned sedimentation typical of the Irati Subgroup derived from an intracontinental sea installed on a shallow shelf and should be regarded as the most extensive isolation and stagnation event through all the Paraná Basin.

AGRADECIMENTOS

Reitero meus agradecimentos às pessoas e instituições que colaboraram na execução deste trabalho:

- ao Prof. Dr. Armando M. Coimbra pela orientação e estímulo no desenvolvimento desta tese;
- ao geólogo Sérgio Luís F. de Matos pelo auxílio na elaboração das figuras (por meio de aplicativos e microcomputadores), organização e montagem do trabalho;
- ao geólogo Paulo C. Boggiani pela colaboração nos trabalhos de campo e nas ilustrações;
- aos geólogos Antonio L. Teixeira, Gildo Mistretta, Maria Heloísa B. O. Frascá e à socióloga Adriana Loche pela leitura crítica, sugestões e revisão do texto;
- ao Prof. Dr. Cláudio Riccomini pelas sugestões dadas durante o andamento das pesquisas e pela colaboração na obtenção de amostras;
- ao geólogo Luiz A. Fernandes pelo auxílio na documentação fotográfica;
- ao Prof. Dr. José M. V. Coutinho pelas contribuições na análise petrográfica dos sedimentos;
- às equipes dos laboratórios de laminação do Instituto de Geociências da USP e da Divisão de Geologia do IPT;
- às funcionárias das bibliotecas do IG-USP e DIGEO-IPT;
- à CAPES pela bolsa de estudos e auxílio à pesquisa;
- à FAPESP (Processo nº 95/9884-9) pelo suporte financeiro;
- ao Núcleo de Exploração da Bacia do Paraná (NEXPAR-PETROBRÁS), em especial aos geólogos Almério B. França e Celso H. Raffaelli, pelo fornecimento de material de seu acervo bibliográfico;
- e a todos que de uma forma ou outra contribuíram na realização desta tese.

SUMÁRIO

RESUMO	i
ABSTRACT	ii
AGRADECIMENTOS	iii
Índice de Figuras	viii
Índice de Pranchas	x
Índice de Quadros	xi
1 INTRODUÇÃO	1
1.1 Apresentação	1
1.2 Localização e Área de Abrangência	1
1.3 Enfoque Temático	3
1.4 Objetivos	3
1.5 Unidade em Estudo: Subgrupo Irati	4
1.5.1 Formação Taquaral	4
1.5.2 Formação Assistência	4
1.5.2.1 Membro Morro do Alto	4
1.5.2.2 Membro Ipeúna	5
1.5.3 Relações de contato	5
1.5.4 Distribuição geográfica	6
1.5.5 Espessuras	9
1.5.6 Idades	9
2 MÉTODOS DE TRABALHO	15
2.1 Pesquisa Bibliográfica	15
2.2 Análise dos Dados Preexistentes	15
2.3 Trabalhos de Campo	16
2.4 Análise Petrográfica	16
2.4.1 Petrografia macroscópica	16
2.4.2 Petrografia microscópica	17
2.5 Análise mineralógica por difração de raios X	18
2.6 Análise de Fácies	18
2.7 Análise de Sequências	19
3 GEOLOGIA DA BACIA DO PARANÁ	21
3.1 Considerações Gerais	21
3.2 Coluna Estratigráfica Regional	21
3.3 Arcabouço Geotectônico	22
3.4 Principais Estruturas Regionais	25
3.4.1 Estruturas de tendência ascensional	25
3.4.2 Estruturas de tendência descensional	29

4 EVOLUÇÃO DOS CONHECIMENTOS SOBRE O SUBGRUPO IRATI	31
4.1 Trabalhos Pioneiros	31
4.2 Trabalhos Sistemáticos	32
4.3 Definição da Unidade	33
5 PETROGRAFIA DA FORMAÇÃO TAQUARAL	35
5.1 Introdução	35
5.2 Rochas Terrígenas Psamo-Psefíticas	35
5.2.1 Arenitos conglomeráticos	35
5.2.2 Arenitos lamosos	36
5.3 Rochas Terrígenas Pelíticas	36
5.3.1 Folhelhos siltico-argilosos	36
5.3.2 Folhelhos argilo-siltosos	38
5.4 Rochas Carbonáticas e Silexíticas Subordinadas	39
5.4.1 Calcilutitos dolomitizados e silicificados, lenticulares	39
5.4.2 Silexitos	39
6 PETROGRAFIA DA FORMAÇÃO ASSISTÊNCIA	40
6.1 Membro Morro do Alto	40
6.1.1 Camada de Folhelhos Betuminosos	40
6.1.1.1 Folhelhos argilo-siltosos e betuminosos	40
6.1.1.2 Calcilutitos dolomíticos	40
6.1.2 Camada de Brechas Evaporíticas	41
6.1.2.1 Gipsita e anidrita	41
6.1.2.2 Silexitos	42
6.1.3 Ritmitos Inferiores	44
6.1.3.1 Folhelhos siltico-argilosos e betuminosos	44
6.1.3.2 Calcilutitos dolomitizados e silicificados	44
6.1.4 Camada Laje Azul	45
6.1.4.1 Folhelhos siltico-argilosos e siltitos arenosos, glauconíticos e fossilíferos	45
6.2 Membro Ipeúna	46
6.2.1 Camada Bairrinho (banco dolomítico)	46
6.2.1.1 Rochas carbonáticas	46
6.2.1.1.1 Dololuto laminado	46
6.2.1.1.2 Doloarenito estratificado	48
6.2.1.1.3 Brecha carbonática intraformacional	50
6.2.1.2 Rochas silexíticas	51
6.2.2 Ritmitos Delgados	51
6.2.2.1 Folhelhos argilo-siltosos (delgados)	51
6.2.2.2 Dololutitos e calcilutitos dolomitizados, silicosos	53
6.2.3 Ritmitos Espessos Superiores	54
6.2.3.1 Calcilutitos dolomitizados e silicificados	54
6.2.3.2 Folhelhos argilo-siltosos (espessos)	55
7 ANÁLISE DE FÁCIES	57
7.1 Conceitos e Definições	57
7.1.1 fácies sedimentares	57
7.1.2 Processos sedimentares	58
7.1.3 Associações de fácies	59
7.2 Aplicação do Termo fácies no Subgrupo Irati	59

7.3	Associações de Fácies da Formação Taquaral	60
7.3.1	Associação faciológica I (AF-I)	60
7.3.2	Associação faciológica II (AF-II)	62
7.4	Associações de Fácies da Formação Assistência	63
7.4.1	Membro Morro do Alto	63
7.4.1.1	Associação faciológica III (AF-III)	63
7.4.1.2	Associação Faciológica IV (AF-IV)	65
7.4.1.3	Associação Faciológica V (AF-V)	66
7.4.2	Membro Ipeúna	66
7.4.2.1	Associação Faciológica VI (AF-VI)	66
7.4.2.2	Associação Faciológica VII (AF-VII)	68
7.4.2.3	Associação Faciológica VIII (AF-VIII)	68
8	ESTRATIGRAFIA DO SUBGRUPO IRATI	70
8.1	Considerações Gerais	70
8.2	Subdivisão Estratigráfica	70
8.2.1	Formação Taquaral	70
8.2.2	Formação Assistência	73
8.2.2.1	Membro Morro do Alto	74
8.2.2.1.1	Camada de Folhelhos Betuminosos	74
8.2.2.1.2	Camada de Brechas Evaporíticas	74
8.2.2.1.3	Ritmitos Inferiores	75
8.2.2.1.4	Camada Laje Azul	75
8.2.2.2	Membro Ipeúna	76
8.2.2.2.1	Camada Bairrinho	76
8.2.2.2.2	Ritmitos Delgados	79
8.2.2.2.3	Ritmitos Superiores	79
9	CICLOS TRANSGRESSIVO-REGRESSIVOS DO SUBGRUPO IRATI	80
9.1	Considerações Iniciais	80
9.2	Primeiro Ciclo Transgressivo-Regressivo	81
9.2.1	Sucessão sedimentar terrígena basal	81
9.2.2	Evolução sedimentar	82
9.2.3	Sucessão sedimentar clástico-química	84
9.2.4	Evolução sedimentar	84
9.3	Segundo Ciclo Transgressivo-Regressivo	86
9.3.1	Sucessão sedimentar rítmica inferior	86
9.3.2	Evolução sedimentar	86
9.3.3	Sucessão sedimentar carbonática	87
9.3.4	Evolução sedimentar	89
9.4	Evento de Estabilização	90
9.4.1	Sucessão sedimentar rítmica intermediária	90
9.4.2	Evolução sedimentar	91
9.5	Terceiro Ciclo Transgressivo-Regressivo	93
9.5.1	Sucessão sedimentar rítmica superior	93
9.5.2	Evolução sedimentar	94
9.6	Considerações Finais	95
10	PALEOFISIOGRAFIA DO SUBGRUPO IRATI	99
10.1	Conceitos e Definições	99
10.2	Considerações Iniciais	100

10.3	Plataforma Terrígena	101
10.4	Ambientes Depositionais Subordinados à Plataforma Terrígena	101
10.4.1	Depósitos flúvio-deltaicos	102
10.4.2	Plataforma restrita hipersalina	103
10.5	Plataforma Semi-Restrita Carbonático-Terrígena	104
10.6	Planícies de Marés Marginais à Plataforma Semi-Restrita	106
10.7	Considerações Finais	111
11	ESTRATIGRAFIA DE SEQÜÊNCIAS	112
11.1	Considerações Gerais	112
11.2	Evolução nos Conceitos da Estratigrafia de Seqüências	112
11.3	Ciclos Depositionais e sua Hierarquia	118
11.4	Estratigrafia de Seqüências em Bacias Intracratônicas	120
11.5	Seqüências Tectônicas e Seqüências Depositionais	121
11.6	Estratigrafia de Seqüências na Bacia do Paraná	124
11.7	A Estratigrafia da Megasseqüência Neocarbonífero-Triássica	125
11.8	Marcos Estratigráficos do Subgrupo Irati	129
11.9	Correlação dos Marcos com Horizontes Bioestratigráficos (Biozonas Informais)	134
11.10	Estratigrafia de Seqüências do Subgrupo Irati	136
11.11	Seqüências de 3ª e 4ª Ordens Reconhecidas no Subgrupo Irati	139
12	ANÁLISE CICLOESTRATIGRÁFICA: OS CICLOS DE 5ª E 6ª ORDENS DA FORMAÇÃO ASSISTÊNCIA	152
12.1	Considerações Iniciais	152
12.2	Histórico sobre os Ciclos Orbitais de Baixa Freqüência	153
12.3	Classificação dos Ciclos Sedimentares	154
12.4	Ciclicidade em Plataformas Carbonáticas	156
12.5	Taxas de Acumulação de Plataformas Carbonáticas	157
12.6	Ciclos de Milankovitch da Formação Assistência	158
13	EVOLUÇÃO TECTONO-SEDIMENTAR DA BACIA DO PARANÁ NO PERMIANO	165
13.1	Considerações Iniciais	165
13.2	Aglutinação de Placas e Interiorização de Bacias	166
13.3	Prováveis Conexões de Bacias Interiores com Áreas Oceânicas	167
13.4	Migração de um Mar Euxínico no Sistema Chaco-Paraná/Paraná	170
13.5	O Mar Intracontinental do Permo-Triássico	171
13.6	Considerações Finais	172
14	CONCLUSÕES	174
15	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	178

FIGURAS

Figura 1 - Mapa das bacias gondwânicas do centro-sul da América do Sul	2
Figura 2 - Mapa da faixa aflorante do Subgrupo Irati na Bacia do Paraná	7
Figura 3 - Mapa de localização dos principais poços de pesquisa petrolífera da Bacia do Paraná	10
Figura 4 - Mapa de isópacas da Formação Taquaral	11
Figura 5 - Mapa de isópacas da Formação Assistência	12
Figura 6 - Mapa de isópacas do Subgrupo Irati	13
Figura 7 - Esquema de distribuição das unidades neopermianas, nos estados de São Paulo e Paraná, com base em palinologia	14
Figura 8 - Coluna estratigráfica das unidades do intervalo Neocarbonífero-Triássico da Bacia do Paraná	23
Figura 9A - Principais arqueamentos da Bacia do Paraná	26
Figura 9B - Principais feições subidentes da Bacia do Paraná	27
Figura 10 - Mapa de distribuição das fácies pelíticas da Formação Taquaral	61
Figura 11 - Mapa de distribuição das fácies pelíticas e evaporíticas do Membro Morro do Alto	64
Figura 12 - Mapa de distribuição das fácies pelíticas e psamítico-carbonáticas do Membro Ipeúna	67
Figura 13 - Subdivisão litoestratigráfica do Subgrupo Irati	71
Figura 14 - Seção colunar do Membro Ipeúna na Pedreira Elba de Montividiu (GO)	88
Figura 15 - Seção geológica esquemática com a distribuição das diferentes unidades do Subgrupo Irati nos estados de São Paulo e Paraná	98
Figura 16 - Esquema das seqüências tectônicas do Neopaleozóico e Mesozóico da Bacia do Paraná	122
Figura 17 - Esquema dos ciclos sedimentares e erosivos, do Carbonífero ao Cretáceo, no flanco nordeste da Bacia do Paraná	127
Figura 18 - Esquema dos padrões de deposição de seqüências de bacia em rampa	131
Figura 19 - Proposta de zoneamento bioestratigráfico com base em crustáceos e mesossaurídeos	135

Figura 20 - Perfil esquemático da curva de raios gama com a associação mais comum de tratos de sistemas de ambiente nerítico	138
Figura 21 - Perfil litoestratigráfico e de raios gama das formações Rio Bonito e Palermo, com a interpretação das seqüências de 2ª, 3ª e 4ª ordens	140
Figura 22 - Perfil litoestratigráfico e de raios gama (Anhembi, SP) do Subgrupo Irati com a subdivisão em seqüências de 3ª e 4ª ordens	141
Figura 23 - Mapa de isópacas da Formação Serra Alta	147
Figura 24 - Mapa de localização dos poços utilizados nas seções estratigráficas para correlação de seqüências de 4ª ordem do Subgrupo Irati	149
Figura 25 - Seção estratigráfica E-W com a correlação das seqüências de 4ª ordem do Subgrupo Irati, no Estado de São Paulo	150
Figura 26 - Seção estratigráfica N-S com a correlação das seqüências de 4ª ordem do Subgrupo Irati na Bacia do Paraná	151
Figura 27 - Esquema representativo dos três parâmetros orbitais responsáveis pelos Ciclos de Milankovitch	155
Figura 28 - Distribuição cronoestratigráfica das unidades do Subgrupo Irati e do Permiano da Bacia do Paraná	162
Figura 29 - Diagrama de interação entre eustasia e subsidência na definição da variação relativa do nível do mar	163
Figura 30 - Mapa paleofisiográfico do sul do Gondwana com a disposição dos mares intracontinentais, das bacias do Paraná e Karoo, do Mar de Nereides e do Oceano Panthalassa, no Permiano	169

PRANCHAS

Prancha I	37
Prancha II	43
Prancha III	47
Prancha IV	49
Prancha V	52
Prancha VI	56
Prancha VII	78
Prancha VIII	92
Prancha IX	97
Prancha X	110

QUADROS

Quadro 1	4
Quadro 2	119
Quadro 3	125
Quadro 4	136
Quadro 5	156

1 INTRODUÇÃO

1.1 Apresentação

Os primeiros registros de cunho científico sobre as rochas sedimentares da Bacia do Paraná referem-se ao início do século XIX (Andrada e Silva & Andrada 1827; Pissis 1842). Milhares de trabalhos geocientíficos já foram publicados, desde essa época, com a participação de órgãos governamentais, privados e pesquisadores de universidades ou independentes. Por estar localizada na região mais desenvolvida do país e preencher diversas condições operacionais favoráveis a pesquisas em seus domínios, esta bacia intracratônica é a que tem o maior número de trabalhos publicados no Brasil. Apesar de suas grandes dimensões, a Bacia do Paraná pode ser considerada potencialmente limitada em recursos minerais e energéticos. De certo modo, não seria exagero afirmar que as riquezas mais estratégicas encontradas na bacia, são o solo fértil de "terra roxa", originada da alteração de seus derrames basálticos, e a água contida nos seus aquíferos do Mesozóico.

O nome Bacia Sedimentar do Paraná é devido ao rio Paraná que a atravessa segundo direção NE-SW, paralelamente ao seu eixo de maior extensão, e que coincide com o eixo do depocentro da bacia.

1.2 Localização e Área de Abrangência

O intervalo de rochas sedimentares objeto deste estudo é parte integrante da Bacia do Paraná que está presente em vários estados brasileiros e porções de outros países (Figura 1). A bacia (*lato sensu*) com cerca 1,7 milhões de km² está localizada, entre os paralelos 15° e 34° e meridianos 47° e 58°, no centro-leste da América do Sul, no interior de uma depressão da Plataforma Sul-Americana de Almeida *et al.* (1969; 1976).

A Bacia do Paraná (*stricto sensu*) ocupa áreas do Brasil meridional e Paraguai oriental. Este estudo abordará somente a parte brasileira da bacia, onde são encontrados os sedimentos permianos do Subgrupo Irati. Compreende tanto a faixa aflorante na borda oriental como também as áreas centrais de subsuperfície, encobertas por rochas mais jovens da bacia. Conseqüentemente, uma parte das investigações terá por base as informações de campo obtidas em afloramentos e

Figura 1 - Mapa das bacias gondwânicas do centro-sul da América do Sul.
Fontes: Amos (1972) e Rocha-Campos (1980).

pedreiras, enquanto a outra parte dependerá de dados fornecidos pelos poços profundos das pesquisas de petróleo, executadas pela PETROBRÁS e pelo ex-consórcio CESP-IPT (PAULIPETRO).

1.3 Enfoque Temático

O Subgrupo Irati já fôra abordado, no Estado de São Paulo, dentro do Modelo Depositional de Fácies (Hachiro 1991) e, assim, suas associações faciológicas já haviam sido reconhecidas e separadas. Naquela pesquisa, pôde-se constatar que a sucessão de associações de fácies, desenvolvida na unidade, teve o controle de variações eustáticas e climáticas ocorridas no interior do mar intracontinental de condições anóxicas.

Com o estudo do Subgrupo Irati na Bacia do Paraná, pretende-se estabelecer as condições de continuidade, ou descontinuidade, das associações de fácies e dos ambientes deposicionais além dos limites anteriormente estudados. Ou, por outro lado, verificar as razões por que os sítios deposicionais a norte e sul do Arco de Ponta Grossa tiveram condições diferenciadas de deposição, com estratos de carbonatos mais espessos e melhor definidos na porção setentrional da bacia.

Portanto, este estudo está em consonância com a dissertação anteriormente desenvolvida, destacando-se, na pesquisa atual, a expansão da área estudada e a aplicação dos novos conceitos advindos com a Estratigrafia de Seqüências.

1.4 Objetivos

Este trabalho tem por objetivos:

- a) estabelecer, por meio de revisão literária, dentro do enfoque escolhido, o estado atual de conhecimento do Subgrupo Irati;
- b) identificar a distribuição dos principais ambientes deposicionais e das seqüências desenvolvidas no arcabouço cronoestratigráfico do Subgrupo Irati;
- c) apresentar uma análise estratigráfica e faciológica atualizada e regional da unidade e sua reorganização e inserção, a partir de subunidades litoestratigráficas formais, nos termos da moderna Estratigrafia de Seqüências (Vail *et al.* 1977);
- d) analisar a ritmicidade presente na Formação Assistência e interpretá-la de acordo com os Ciclos de Milankovitch (Milankovitch 1941);
- e) interpretar a geração, desenvolvimento e ocaso da unidade através da evolução tectono-sedimentar do Permiano da Bacia do Paraná.

1.5 Unidade em Estudo: Subgrupo Irati

Com relação a esta unidade, o desenvolvimento do trabalho baseou-se na subdivisão apresentada por Hachiro *et al.* (1993), resumida no **Quadro 1** abaixo:

SUBGRUPO IRATI	FORMAÇÃO ASSISTÊNCIA	MEMBRO IPEÚNA
		MEMBRO MORRO DO ALTO
	FORMAÇÃO TAQUARAL	

Quadro 1 - Subdivisão do Subgrupo Irati de Hachiro *et al.* 1993.

1.5.1 Formação Taquaral

Recentemente elevada à categoria de formação (Hachiro *et al.* 1993), a unidade é litologicamente homogênea e caracteriza-se pela presença de folhelhos siltico-argilosos, não betuminosos e acinzentados que, ocasionalmente, ostentam intercalações de delgadas lentes carbonáticas e nódulos de sílex.

Na base da unidade, restritos às bordas nordeste, norte e oeste da Bacia do Paraná, encontram-se arenitos conglomeráticos, com clastos de sílex e quartzito, e arenitos finos, quartzosos, que gradam para lamitos.

1.5.2 Formação Assistência

Na porção nordeste da bacia, a clássica unidade Assistência, atualmente com hierarquia de formação (Hachiro *et al.* 1993), foi subdividida nos membros Morro do Alto (base) e Ipeúna (topo).

1.5.2.1 Membro Morro do Alto

O Membro Morro do Alto tem como litotipos típicos, em sua base, os calcilutitos dolomitizados e silicificados de cores acastanhadas, intercalados em folhelhos argilosos, pretos e betuminosos, justapostos (no extremo nordeste do Estado do Paraná e centro-sul do Estado de São Paulo) por evaporitos. Estes são caracterizados por anidrita e/ou gipsita laminada a nodular, em geral brechada, intercalada por leitos deformados e silicificados.

Na parte intermediária do Membro Morro do Alto predominam folhelhos argilosos, betuminosos, cinza escuros a pretos. No norte da Bacia do Paraná, estes folhelhos estão intercalados ritmicamente por leitos de calcilutitos dolomitizados e parcialmente silicificados, com nódulos e delgadas lentes de sílex subordinados. Nos afloramentos do Estado de Santa Catarina, entre Canoinhas e Petrolândia, ocorrem leitos carbonáticos intercalados nos folhelhos betuminosos.

A subunidade é encerrada por folhelhos siltosos, não-betuminosos e acinzentados e lamitos cinza esverdeados, geralmente com pelotilhas de glauconita e restos de peixes.

1.5.2.2 Membro Ipeúna

Na porção norte da bacia, o Membro Ipeúna inicia-se com um "banco dolomítico" formado por dololutitos laminados e doloarenitos finos a médios estratificados e, subordinadamente, delgados níveis de brecha carbonática intraformacional (*carbonate flat pebble breccia*), sendo freqüente a presença de nódulos e delgadas lentes de sílex.

A parte intermediária da seção é demarcada por pares interestratificados folhelho/carbonato, delgados e regulares. Os folhelhos são argilo-siltosos, betuminosos, cinza escuros a pretos, e se intercalam ritmicamente com leitos de calcilutitos dolomitizados, parcialmente silicificados. Nódulos e delgadas lentes de sílex são subordinados.

No topo da unidade estão presentes os interestratificados folhelho/carbonato, rítmicos, espessos e, por vezes, boudinados, similares aos litotipos anteriormente descritos, porém diferenciados daqueles pela espessura (3 a 4 vezes maior) e pela forma dos estratos, em parte lentiformes e nem sempre tabulares.

A sul do Arco de Ponta Grossa, somente são observados os interestratificados folhelho/carbonato na base desta seção. Para o topo e no rumo do centro da bacia, os carbonatos tendem a formar lentes descontínuas e vão sendo substituídos pelos folhelhos betuminosos escuros, que passam a dominar o topo da subunidade até serem substituídos pelos folhelhos siltico-argilosos, não-betuminosos e cinza escuros da Formação Serra Alta (Grupo Passa Dois).

1.5.3 Relações de contato

O contato inferior do Subgrupo Irati (Formação Taquaral) com as formações Palermo, Tatui e Dourados (Milani *et al.* 1994), em geral, é concordante no interior da bacia. A presença de leitos conglomeráticos na base da Formação Taquaral, na

margem este-nordeste do Estado de São Paulo, fez com que diversos autores (Barbosa & Almeida 1948; Barbosa & Gomes 1958; Andrade & Soares 1971; Soares 1991) descrevessem, localmente, relações discordantes entre o Irati e a Formação Tatui.

O contato entre as formações Taquaral e Assistência é concordante, marcado pelo aparecimento de folhelhos betuminosos (ou carbonatos) na base da unidade sobrejacente. O limite superior da Formação Assistência com as formações Serra Alta e Corumbataí, é concordante no interior da bacia e assinala o desaparecimento dos folhelhos betuminosos, comuns na unidade sotoposta.

1.5.4 Distribuição geográfica

O Subgrupo Irati, como parte integrante da sedimentação gondwânica do Grupo Passa Dois, ocupa uma área de aproximadamente 1 milhão de km², abrangendo, no Brasil, os estados de Mato Grosso, Goiás, Mato Grosso do Sul, São Paulo, Paraná, Santa Catarina e Rio Grande do Sul, provavelmente parte do Paraguai (Báes Presser 1992), além do Uruguai e Argentina (Bacia Chaco-Paraná).

No Brasil Central, seus afloramentos da borda norte-nordeste da bacia, são encontrados entre o sudeste do Mato Grosso e sul de Goiás. Estendendo-se por aproximadamente 1800km, após uma interrupção no oeste mineiro, seus afloramentos orientais e meridionais ocorrem em estreita faixa, lembrando um grande "S", que a partir do município de Santa Rosa de Viterbo (SP) segue na direção sul do país até atingir o Uruguai (Figura 2). Ali recebe a denominação de Formação Mangrullo, apresentando depósitos de folhelhos pretos betuminosos e carbonatos cinzentos com fósseis de mesossaurídeos, segundo descrição de Delaney & Goñi (1963). No sudoeste do Uruguai e Argentina, os sedimentos correlatos à unidade só ocorrem em subsuperfície.

Segundo Harrington (1956), na borda paraguaia da bacia, não têm sido encontrados sedimentos similares aos folhelhos betuminosos do Subgrupo Irati. Porém, a sudoeste da localidade de Villarica, há registros da presença de restos de mesossaurídeos em arenitos muito finos a siltosos, avermelhados e com intercalações de finas lâminas de folhelhos, que aparentemente são correlacionáveis à unidade e descritos como fácies laterais arenosas.

A aparente ausência da unidade no Estado de Minas Gerais e região ocidental e meridional do Estado de Mato Grosso do Sul (Petri & Fúlfaro 1983) sugere a existência de uma descontinuidade nas bordas da bacia, ou um hiato deposicional, mas o mais provável é que se trate apenas de uma mudança lateral de fácies. O mesmo ocorre no Estado de São Paulo, visto que, de acordo com

insignificante no contexto da Bacia do Paraná. A análise dos dados da Bacia do Paraná, no entanto, revela que a distribuição dos depósitos é bastante heterogênea, com a presença de depósitos de diferentes idades e tipos, o que pode ser explicado pela complexidade da história tectônica da região.

3.2.3. Ocorrências geológicas

O presente trabalho tem como objetivo principal a caracterização geológica da Bacia do Paraná, com ênfase na faixa aflorante do Subgrupo Irati. Para isso, foram coletadas amostras de rochas em diversas localidades da bacia, com o intuito de identificar as diferentes unidades litológicas e suas relações estruturais. Os resultados das análises de campo e laboratório indicam que a Bacia do Paraná é composta por uma sequência de depósitos sedimentares, com a presença de depósitos de diferentes idades e tipos, o que pode ser explicado pela complexidade da história tectônica da região.

Figura 2 - Mapa da faixa aflorante do Subgrupo Irati na Bacia do Paraná.

Os dados coletados no campo e em laboratório foram utilizados para a elaboração de um mapa geológico da faixa aflorante do Subgrupo Irati na Bacia do Paraná. O mapa mostra a distribuição das diferentes unidades litológicas e suas relações estruturais, com a presença de depósitos de diferentes idades e tipos, o que pode ser explicado pela complexidade da história tectônica da região.

Freitas *et al.* (1979) e Bistrichi *et al.* (1981), a nordeste do município de Leme não são mais encontrados os sedimentos peculiares ao Subgrupo Irati, em contato com a subjacente Formação Tatui, sendo reconhecidos apenas sedimentos atribuídos à Formação Corumbataí, sobrejacentes aos arenitos da Formação Tatui e Grupo Itararé.

No nordeste do Estado de São Paulo, entre a cidade de Santa Rosa de Viterbo e a localidade de São Pedro dos Morrinhos, Landim (1967) constatou a presença de uma "zona conglomerática" com 1,3 m de espessura separando os sedimentos das formações Corumbataí e Tatui. Segundo o autor, este conglomerado é constituído por seixos de sílex e apresenta indícios de que sua sedimentação tenha se desenvolvido em borda de bacia. De modo similar, no poço AG-1-MT, da borda norte da bacia, há um depósito rudáceo de cerca de 2m de espessura entre a base do ^{Irati} foi originalmente designado como Formação Palermo e o Subgrupo Irati. Cobrindo uma desconformidade encontra-se um conglomerado com seixos de sílex e quartzito, sotoposto a um siltito castanho-avermelhado que localmente obliterou parte da base do Subgrupo Irati.

Em pedreiras situadas a cerca de 6km a sudeste da cidade de Santa Rosa de Viterbo (SP), Suguio *et al.* (1985) encontraram carbonatos com registros de biohermas, compostos de estromatólitos de tipo dômico. Nestas pedreiras com doloarenitos, Massoli (1980) mencionou a presença de fragmentos ósseos de mesossaurídeo, fóssil restrito à Formação Assistência que até então não havia sido registrada na área. Suguio & Melo e Sousa (1985) reafirmaram a presença de acumulações de partes desarticuladas de esqueletos de mesossaurídeos formando leitos centimétricos (*bone beds*) nessas pedreiras. Na Pedreira pH-7, foi fotografada uma amostra que exhibe boa parte da coluna vertebral e diversas costelas conectadas, compondo um conjunto de quase 20cm, de um provável *Stereosternum tumidum*. A presença de partes esqueléticas conectadas destaca, de modo claro, que estes fósseis foram depositados *in situ*, constituindo fácies proximais do Subgrupo Irati, e não advêm de rochas previamente formadas e retrabalhadas durante a sedimentação Corumbataí.

Considerando-se uma cronozona demarcada pela presença dos mesossaurídeos, fósseis estes considerados típicos do Subgrupo Irati, não seria infundada a hipótese da variação faciológica lateral, principalmente ao longo das bordas de deposição da bacia. Também deve ter ocorrido na orla ocidental, no sudeste do Paraguai, uma passagem entre fácies diferentes mas geneticamente relacionadas, com litotipos areno-siltosos contendo restos de mesossaurídeos como os descritos por Beder (1923), Harrington (1956), Eckel (1959) e Báes

Presser (1992) no Neopermiano do Grupo Independência (Formação San Miguel ou Pañetey).

1.5.5 Espessuras

A Formação Taquaral apresenta espessuras de 5 a 10m nas áreas marginais, mas em direção às partes centrais da bacia, onde foram perfurados poços profundos (**Figura 3**) para pesquisa petrolífera, pode chegar aproximadamente aos 30m (**Figura 4**).

A espessura da Formação Assistência está entre 10 a 20m na faixa próxima aos afloramentos e alcança cerca de 40m nas regiões centrais da bacia (**Figura 5**).

Assim o Subgrupo Irati pode atingir, nas partes centrais da Bacia do Paraná, uma possança da ordem de 70m (**Figura 6**).

1.5.6 Idades

Através de estudos palinológicos Daemon & Quadros (1970) concluíram que o Subgrupo Irati pertence ao que denominaram subintervalo bioestratigráfico L₂, ou seja, Kazaniano (Neopermiano). Amostras coletadas em São Paulo apresentaram um espectro palinológico de formas mais jovens que foram posicionadas em um subintervalo L₃, abrangendo o Kazaniano e a base do Tatariano (Neopermiano).

Da mesma maneira, para Daemon & Quadros (1970) e Daemon (1974), a Formação Assistência está compreendida no subintervalo bioestratigráfico L₂ (Kazaniano), sendo que palinomorfos recuperados em São Paulo também se mostraram mais jovens ou dentro do subintervalo L₃ (Kazaniano-Tatariano) (**Figura 7**).

Datações geocronológicas do Irati, efetuadas por Thomaz Filho *et al.* (1976) pelo método Rb/Sr, também forneceram idade neopermiana de 256 ± 19 Ma, correspondendo aproximadamente ao Kazaniano.

Também com base em estudos palinológicos, Burjack (1984) e Marques-Toigo (1988) propuseram zoneamentos para esse intervalo bioestratigráfico, no sul da bacia, atribuindo-lhe idade entre o Kazaniano e a base do Tatariano.

+ **Figura 4** - Mapa de isópacas da Formação Taquaral.

+ **Figura 5** - Mapa de isópacas da Formação Assistência.

+ **Figura 6** - Mapa de isópacas do Subgrupo Irati.

* **Figura 7** - Esquema de distribuição das unidades neopermianas, nos estados de São Paulo e Paraná, com base em palinologia (modificado de Daemon 1974).

PERÍODO	IDADE	INTERVALO	SUBINTERVALO	ESTADO DO PARANÁ	SUBINTERVALO	ESTADO DE SÃO PAULO
PERMIANO	TATARIANO	L	L3	FORMAÇÃO RIO DO RASTO FORMAÇÃO TERESINA FORMAÇÃO SERRA ALTA	L3	FORMAÇÃO CORUMBATAÍ
	KAZANIANO			SUBGRUPO IRATI	L2	SUBGRUPO IRATI
			L1	FORMAÇÃO PALERMO	L1	FORMAÇÃO PALERMO/ FORMAÇÃO TATUI
		K				

2 MÉTODOS DE TRABALHO

O procedimento metodológico para a execução deste estudo obedeceu uma seqüência ordenada de etapas, iniciando com a pesquisa do acervo de conhecimentos disponíveis na literatura geológica a respeito do Subgrupo Irati.

Em seguida foi efetuado um amplo levantamento de dados e materiais preexistentes, em relatórios internos e no acervo do PAULIPETRO (ex-consórcio CESP-IPT) e PETROBRÁS, complementado com visitas à faixa aflorante da unidade para a descrição de seções estratigráficas e coleta de amostras.

Posteriormente, a partir do material coletado, foram preparadas as amostras para as análises laboratoriais, visando à obtenção do espectro dos constituintes mineralógicos, por difração de raios X, bem como a caracterização petrográfica dos sedimentos por microscopia óptica

2.1 Pesquisa Bibliográfica

A análise bibliográfica foi realizada através da leitura crítica dos trabalhos mais consistentes com relação ao Subgrupo Irati, às unidades adjacentes e à Bacia do Paraná.

O levantamento da literatura com respeito ao assunto, tanto os escritos mais específicos sobre o Subgrupo Irati quanto os mais abrangentes com relação à Bacia do Paraná, foi muito importante para a compreensão do contexto deposicional da unidade e dos mecanismos envolvidos em seu empilhamento.

Assim, mereceram grande atenção os trabalhos mais abrangentes que reportam à evolução da bacia e aqueles que desenvolvem hipóteses para o surgimento de uma unidade tão peculiar em seu interior.

2.2 Análise dos Dados Preexistentes

Com a finalidade de se consultar a maior parte dos dados preexistentes foi feito um exaustivo levantamento de amostras, seções delgadas, análises petrográficas, descrições de testemunhos e resultados de trabalhos de campo.

Recorreu-se também aos dados de poços como os perfis litoestratigráficos, geoeletricos e de raios gama, vinculados a vários projetos e campanhas de

perfuração para pesquisa de hidrocarbonetos, realizados entre as décadas de 50 e 70 pela PETROBRÁS e nos anos 80 pelo PAULIPETRO.

Utilizou-se também dos mapas elaborados durante esses projetos, bem como de outras informações registradas em relatórios internos. O montante desses dados foi adicionado às novas informações obtidas neste estudo e tratados conjuntamente.

2.3 Trabalhos de Campo

Nos levantamentos de campo foram aplicadas as técnicas usuais de reconhecimento geológico regional, com o auxílio de bases cartográficas do IBGE e do Exército, nas escalas 1:250.000 e 1:100.000. Como bases geológicas foram utilizadas os mapas geológicos de Schobbenhaus *et al.* (1981; 1984), escala 1:2.500.000; os mapas da Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo: folhas Lagoa Mirim, Uruguaiana, Porto Alegre, Curitiba, Paranapanema e Goiânia, de 1974 e folhas Iguape e Rio de Janeiro de 1978, nas escalas 1:1.000.000; os mapas geológicos dos estados do Paraná (1:650.000) de 1989 e de São Paulo (1:500.000), de 1981, e o mapa geológico da quadrícula de Encruzilhada do Sul (RS) na escala 1:250.000, de 1966.

Os objetivos principais das atividades de campo foram:

- a) coleta em pedreiras e afloramentos de amostras representativas dos vários tipos petrográficos e litológicos presentes no Subgrupo Irati;
- b) resolução de dúvidas, principalmente relativas à continuidade e relações de contato entre as várias fácies sedimentares;
- c) estudo das características físicas mais marcantes, no que tange à geometria, litologias, estruturas sedimentares e conteúdo fossilífero da unidade;
- d) observação de seções colunares, principalmente em pedreiras, do empilhamento dos sedimentos constituintes do Subgrupo Irati.

2.4 Análise Petrográfica

2.4.1 Petrografia macroscópica

As amostras coletadas em trabalhos de campo e os testemunhos de sondagens foram devidamente descritos quanto à cor, textura, mineralogia, estruturas sedimentares, conteúdo fossilífero e classificação dos litotipos.

A classificação petrográfica macroscópica foi feita de modo expedito. No caso das rochas terrígenas pelíticas essa classificação baseou-se em Potter *et al.* (1980). Para os psamitos e psefitos siliciclásticos utilizou-se a proposta de classificação de rochas clásticas de Coimbra *et al.* (1992). Quanto aos carbonatos, aplicou-se a classificação proposta por Grabau (1913) relativa aos termos calcilutito, calcarenito e calcirrudito, substituindo-se o prefixo *calc* por *dolo* ou adjetivando-se o nome da rocha, como por exemplo no caso de "calcilutito dolomitizado".

2.4.2 Petrografia microscópica

Na efetivação das análises petrográficas foram utilizados os seguintes equipamentos ópticos: microscópio petrográfico Leitz Ortholux II - PolBK, fotomicroscópio petrográfico Zeiss e lupa estereoscópica binocular Wild.

As seções delgadas observadas somaram cerca de 300 lâminas, sendo aproximadamente 200 originadas de amostras de superfície e ao redor de 100 obtidas de testemunhos de sondagens. Do total, aproximadamente 180 lâminas são de rochas carbonáticas, cerca de 70 são de rochas pelíticas terrígenas e as restantes são lâminas de outras rochas (silexites, evaporitos, troncos fossilizados, nódulos, ossos fossilizados, psefitos, brechas, etc.).

A análise das rochas terrígenas, por microscopia óptica, levou em consideração as porcentagens e a natureza mineralógica do arcabouço, cimento e matriz, além da presença ou não de matéria de origem orgânica, minerais autigênicos e minerais acessórios.

A classificação petrográfica das rochas pelíticas baseou-se em Potter *et al.* (1980); para as rochas psamíticas foi utilizada a proposta de Dott (1964), modificada por Pettijohn *et al.* (1972); e para os ruditos a classificação de Pettijohn (1975). Em alguns casos complementou-se com a classificação textural de Shepard (1954).

Nas rochas carbonáticas, descreveu-se a textura, natureza e porcentagem de aloquímicos (oólitos, intraclastos, pelotilhas e fósseis) e terrígenos. Também foram procuradas feições de dolomitização, silicificação, recristalização, dedolomitização e presença de minerais autigênicos. As descrições foram baseadas nas classificações de Folk (1962) e Dunham (1962).

A presença de dolomitização, silicificação e recristalização, que em geral obliteram parcial ou totalmente as características originais das rochas, não chegaram a prejudicar a análise das fácies dos litotipos carbonáticos.

2.4 Análise Mineralógica por Difratometria de Raios X

As análises por difratometria de raios X foram realizadas basicamente para identificação e semi-quantificação das fases carbonáticas de minerais e rochas.

Utilizou-se difratômetro automático marca RIGAKU, modelo Geigerflex D/Max. As condições instrumentais de operação consistiram: na radiação (K alfa) do cobre, tensão de 40KV, amperagem de 20mA, velocidade do goniômetro de 2°/min e velocidade do papel de 20mm/min.

Para a interpretação dos difratogramas foi utilizado o fichário do *Joint Committee on Powder Diffraction Standards - JCPDS* (1974).

2.5 Análise de Fácies

No estudo de fácies dos sedimentos do Subgrupo Irati, tanto em seções de superfície como de subsuperfície, os parâmetros considerados foram as características físicas dos sedimentos, a assembléia fossilífera presente e os processos deposicionais.

Com base na descrição de 345m de testemunhos de sondagens retirados de 24 poços (PAULIPETRO), nas seções colunares montadas a partir de afloramentos e pedreiras visitadas em trabalhos de campo, e na caracterização petrográfica dos litotipos localizados, tanto na faixa de afloramentos como em subsuperfície, foi possível realizar a caracterização faciológica e analisar as relações entre as associações de fácies e as subdivisões estabelecidas na classificação litoestratigráfica adotada.

Para esta tarefa também foram utilizados os dados obtidos de outras perfurações que atravessaram os sedimentos do Subgrupo Irati, perfurados para pesquisa petrolífera (40 poços), para estudo de aproveitamento de folhelhos betuminosos (27 poços) e para pesquisa de água subterrânea (20 poços),.

Para a caracterização faciológica adotou-se o conceito de fácies de Selley (1982) que leva em conta as características globais dos sedimentos, determinadas pelas características petrográficas e estruturas sedimentares, além do padrão de paleocorrentes e pela geometria dos estratos e, finalmente, pela assembléia fossilífera associada aos sedimentos que compõem a fácies.

2.6 Análise de Seqüências

A utilização de técnicas de interpretação sismoestratigráfica, em malhas de seções sísmicas, ensejou que Vail *et al.* (1977) agrupassem refletores sísmicos em intervalos, que correspondessem a sucessões de estratos concordantes e geneticamente relacionados. Estes limites de topo e base caracterizados por superfícies de erosão ou de não-deposição, constituir-se-iam, essencialmente, em linhas de correlação cronoestratigráfica.

Esta forma moderna de estudo das relações entre sedimentos em um arcabouço cronoestratigráfico, é conhecida atualmente por Estratigrafia de Seqüências e foi desenvolvida por P. Vail e colaboradores em bacias de margem continental. A unidade fundamental deste novo método é a seqüência deposicional, que estará estabelecida ao serem determinadas as discordâncias ou concordâncias relativas de seus limites.

De modo geral, a seqüência de Vail *et al.* (1977) pode ser subdividida em dois ou três tratos de sistemas deposicionais. O trato de sistemas, de acordo com sua posição dentro da seqüência, relaciona-se a um dos três principais intervalos de mar baixo, mar transgressivo ou mar alto, da curva de variação eustática que controlou o nível de base do sítio deposicional.

Assim, Vail e colaboradores puderam, através de refletores regionalmente conspícuos, identificar seqüências deposicionais em seções sísmicas, estabelecendo correspondência entre seqüência deposicional e seqüência sísmica. Na análise de bacias sedimentares, isto consolidou uma nova maneira de subdividir, correlacionar e mapear rochas em margens de plataformas de sedimentação.

As discordâncias que limitam estas seqüências também podem ser reconhecidas em gráficos de poços, que registram variações de propriedades das rochas. Estas propriedades diferenciadas são convertidas em feições peculiares, das curvas dos perfis de raios gama, de resistividade e sônicos (Vail & Wornardt 1990) e dos perfis de mergulho (*dipmeter*) quando disponíveis. A curva registrada pode ser relativamente homogênea ou heterogênea dependentemente do contraste nas propriedades entre os litotipos justapostos e das características do ambiente em que se encontram.

A análise de seqüências pode ser alcançada através de um encadeamento de procedimentos, entre os quais se destacam:

- a) a análise e discriminação de fácies cogenéticas e contemporâneas;
- b) a identificação dos limites das seqüências;
- c) a seleção dos limites ou marcos entre tratos de sistemas;

d) correlação de marcos estratigráficos com intervalos bioestratigráficos (biozonas), visando à determinação de idades;

e) o mapeamento do conjunto de seqüências, em subsuperfície, utilizando-se de dados de perfis gráficos e seções sísmicas (quando disponíveis), complementados por informações litológicas e bioestratigráficas obtidas em perfurações.

3 GEOLOGIA DA BACIA DO PARANÁ

3.1 Considerações Gerais

Da área total abrangida pela Bacia do Paraná (*lato sensu*) de 1,7 milhões de km², aproximadamente 1,1 milhões de km² estão no Brasil. A área restante estende-se pelo Paraguai (100.000 km²), Uruguai (100.000 km²) e Argentina (400.000 km²) (Zalán *et al.* 1986). A área situada na Argentina e Uruguai, que está parcialmente separada da parte brasileira e paraguaia pelo estreitamento entre os arcos de Assunção e Rio Grande e pelo raseamento provocado pela Soleira das Missões, é designada de Bacia Chaco-Paraná.

Esta vasta bacia intracratônica, formada a partir do Siluriano, caracteriza-se por uma subsidência intermitente que perdurou ao redor de 350 milhões de anos, até o Cretáceo. Dessa forma, tem acumulado em sua parte mais profunda no extremo oeste do Estado de São Paulo (Pontal do Paranapanema), uma espessura de 5500 metros de sedimentos e rochas básicas extrusivas (~1700m) e intrusivas (Poço CB-3-SP - Cuiabá Paulista, SP). Milani (1989) estimou em mais de 7 mil metros o preenchimento na borda ocidental da bacia, próximo ao limite entre o Brasil e o Paraguai.

A atual configuração da bacia, na forma de um anzol alongado na direção NNE, com aproximadamente 1700km de comprimento e 1000km de largura, é consequência de eventos epirogênicos de intensidade variável que, de acordo com a época e área de ocorrência, resultaram em arqueamentos e depressões, mais ou menos ativos, de acordo com a época e a área afetada. Estes movimentos comandaram a evolução tectônica e conferiram características peculiares à sedimentação das diversas unidades da Bacia do Paraná.

3.2 Coluna Estratigráfica Regional

A estratigrafia da Bacia do Paraná é um dos temas de discussão que mais tem persistido na literatura geológica brasileira. No intuito de aumentar o conhecimento sobre as distribuições espacial e temporal das rochas sedimentares e vulcânicas desta sinéclise, os pesquisadores vêm propondo as mais diferentes subdivisões estratigráficas da bacia.

A primeira das várias dezenas de propostas de colunas geológicas foi apresentada por Oliveira (1889). Desde então, ao longo dos últimos 100 anos, os

pesquisadores brasileiros têm procurado acompanhar as tendências internacionais de abordagem estratigráfica, formulando classificações que nem sempre ajudaram na compreensão da bacia. As contribuições normalmente refletem tanto mudanças conceituais na Estratigrafia como a tentativa de alcançar a melhor segmentação e enquadramento das unidades.

A clássica coluna das rochas gondwânicas do "Sistema de Santa Catarina" de White (1908) foi uma das primeiras de uma série de propostas apresentadas como coluna estratigráfica padrão da Bacia do Paraná. Dezenas de classificações e revisões já foram esquematizadas visando conciliar a diversidade com a representatividade, no tempo e no espaço, das unidades estratigráficas. Contudo, grande parte delas está baseada só em características presentes na faixa de afloramentos, que expõem apenas uma pequena parcela da espessura total de rochas, e não representam adequadamente todos os aspectos presentes no seu quadro estratigráfico.

Dentre as mais conhecidas figuram aquelas que incorporaram os dados de subsuperfície, obtidos de perfurações para petróleo, aos da faixa aflorante, como as de Sanford & Lange (1960), Northfleet *et al.* (1969), Schneider *et al.* (1974), Soares *et al.* (1974) Fúlfaro *et al.* (1980), Gama Jr *et al.* (1982), Zalán *et al.* (1986), França & Potter (1988) e Milani *et al.* (1994). Assim, não é obra do acaso que estas cartas estratigráficas tenham surgido em anos em que as campanhas de pesquisas petrolíferas se intensificaram na bacia.

Não sendo escopo desta sinopse realizar uma revisão temática ou crítica das diversas colunas geológicas apresentadas nos últimos anos, pois constituiria uma monótona repetição daquilo que se encontra bem abordado em outras publicações, não será apresentado um histórico dessas classificações.

As colunas, cujas interpretações do intervalo entre o Neocarbonífero e Triássico, que mostraram maior afinidade com este estudo foram as de Gama Jr *et al.* (1982) e a sugerida pelos geólogos da NEXPAR/PETROBRÁS (Figura 8). Para uma abordagem mais geral, merecem destaque as propostas originadas de estudos para pesquisa de petróleo como as de Schneider *et al.* 1974 e a de Milani *et al.* 1994.

3.3 Arcabouço Geotectônico

Na opinião de Almeida & Melo (1981) a Bacia do Paraná constitui a grande entidade geotectônica do Eopaleozóico no sul da Plataforma Sul-Americana. Ela

Figura 8 - Coluna estratigráfica das unidades do intervalo Neocarbonífero-Triássico da Bacia do Paraná (modificado de NEXPAR/PETROBRÁS).

estabeleceu-se após o nivelamento erosivo das áreas profundamente afetadas pelos episódios tectonomagmáticos do Ciclo Brasileiro.

Ainda que seja um tema controverso, alguns pesquisadores têm procurado estabelecer os eventos tectono-sedimentares que precederam o "embaciamento" da região, uma vez que estes desempenharam papéis importantes como fatores condicionantes, embrionários, na geração da bacia.

De acordo com Almeida & Hasui (1984), ao final do Ciclo Brasileiro (700-450Ma), formaram-se depressões sobre a Plataforma Sul-Americana em estabilização, que deram origem a bacias de contexto tardi a pós-orogênico. Atualmente, partes dessas bacias, encravadas entre rochas metamórficas da Faixa de Dobramentos Ribeira (Hasui *et al.* 1975), foram interpretadas por Teixeira (1996) como bacias do tipo *pull-apart* instaladas, em segmentos transtrativos, ao longo de antigas zonas de cisalhamento direcionalmente reativadas no Eopaleozóico.

Apesar da borda oriental da sinéclise apresentar vocação subsidente desde o final do Cambriano, ao contrário de Zalán *et al.* (1986), Milani *et al.* (1994) consideraram os registros localizados de bacias cambro-ordovicianas como episódios anteriores à implantação efetiva da Sinéclise do Paraná. Esta só teria se iniciado com o Grupo Rio Ivaí (Assine *et al.* 1993), em uma margem passiva (protopacífica) sobrejacente a uma fase *rift* desenvolvida no Neo-Ordoviciano.

Para Cordani *et al.* (1984) a Bacia do Paraná é tipicamente intraplataformal, localizada sobre litosfera rígida de tipo continental, e corresponderia a uma sinéclise ou bacia cratônica como na classificação de Bally & Snelson (1980).

A Bacia do Paraná, segundo classificação de Klemme (1980), é uma bacia do Tipo I ou de Interior Cratônico. Para Garetskiy & Nagornyy (1987) ela constitui uma Sinéclise Intracratônica (de preenchimento sedimentar-magmático), desenvolvida acima de um sistema aulacogênico como o proposto por Fúlfaro *et al.* (1982).

Com relação ao intervalo de sedimentação que contém o Subgrupo Irati, Almeida (1980) e Fúlfaro *et al.* (1982) concordam que, entre o final do Eopermiano e o Triássico, as características da bacia permitem classificá-la como uma sinéclise. Este termo de uso freqüente na literatura geológica russa, como já foi citado, refere-se a grandes estruturas negativas de plataformas continentais.

Bates & Jackson (1980) descrevem a sinéclise como extensa área com depressões regionais de dezenas a centenas de milhares de quilômetros quadrados, resultantes de lento movimento descendente da crosta no decorrer de diversos períodos geológicos. São megaestruturas crustais de forma aproximadamente circular ou alongada, como a Bacia do Paraná, com mergulho das camadas muito suaves nos flancos. Apresentam baixa atividade tectônica,

podendo estar sujeitas às influências de movimentos verticais de longa duração e de baixa intensidade, típicos de áreas cratônicas ou plataformais.

Com relação à origem das bacias sedimentares, Chang *et al.* (1990) interpretam-na como resultado de um processo que se inicia com o desequilíbrio da distribuição de massa na litosfera, seguida por fase de compensação deste desequilíbrio, e que, finalmente, resulta no soerguimento ou subsidência de partes da superfície da litosfera.

Para Riccomini (1995), as causas dos desequilíbrios de massas crustais e subcrustais podem ser mecânicas e/ou termais, respectivamente, como as interações entre placas e as modificações na estrutura térmica da litosfera. No entanto, o processo de evolução das bacias pode ficar sujeito a outras forças, como as variações de esforços intraplaca que poderão imprimir alterações nas características do registro estratigráfico.

3.4 Principais Estruturas Regionais

Arqueamentos, flexuras, depressões e lineamentos do embasamento constituem estruturas que atuaram na configuração da Bacia do Paraná no decorrer de sua história tectono-sedimentar (**Figura 9A e 9B**).

A ação mais ou menos prolongada e intensa, contínua ou intermitente, desses elementos tectônicos dispostos marginal ou transversalmente às bordas da bacia, foram responsáveis pela delimitação e compartimentação da sinéclise, além de influir nos processos deposicionais que acompanharam a formação de suas unidades.

De um modo geral, em território brasileiro, o desenvolvimento estrutural da bacia foi fortemente influenciado por duas direções predominantes: NE e NW. Elas foram determinantes na orientação das estruturas positivas ou negativas de maior ordem, e indicam a influência de feições muito antigas contidas no embasamento, que nem sempre se manifestam em superfície.

3.4.1 Estruturas de tendência ascensional

Arcos de São Vicente e de Bom Jardim de Goiás

De acordo com Almeida (1980), o Arco de São Vicente situa-se próximo ao limite noroeste da bacia, na altura de Cuiabá, e mergulha para NE. O Arco de São Vicente teve pouca influência na sedimentação das unidades do Neopermiano, o mesmo ocorrendo com o Arco de Bom Jardim de Goiás que mergulha para SW, no

- ✱ **Figura 9A - Principais arqueamentos da Bacia do Paraná (Almeida 1980).**
 1) Arco de Campo Grande; 2) Arco de Ponta Grossa; 3) Arco do Rio Grande; 4) Arco de Assunção.

A detailed geological map of the Paraná Basin, showing various subsident features. The map includes a grid system and labels for different geological units and features. The title 'Figura 9B - Principais feições subsidentes da Bacia do Paraná (Ramos 1970)' is located in the upper left quadrant. Below the title, the text '1) Soleira das Missões' is written. The map shows the basin's extent and the distribution of these subsident features.

+ **Figura 9B** - Principais feições subsidentes da Bacia do Paraná (Ramos 1970).
1) Soleira das Missões.

MAPA PALEOTECTÔNICO DO
PERMIANO

MAPA PALEOTECTÔNICO DO
PERMIANO SUPERIOR / PERMO-TRIÁSICO

sentido oposto, de modo que a ação conjugada de ambos definiria a abrangência da porção terminal a norte da bacia.

Arco de Campo Grande

Northfleet *et al.* (1969) definiram-no como uma feição estrutural situada na região oeste da bacia, com eixo principal orientado para NW, mergulhando para o interior da mesma. Esta estrutura desenvolveu-se no Devoniano e mais tarde, durante o Permiano, foi reativada influenciando nas deposições das formações Aquidauana e Dourados e Subgrupo Irati.

Flexura de Goiânia

Segundo Almeida (1979), a Flexura de Goiânia representaria a borda de articulação entre a Faixa de Dobramentos Urucu ("Craton do Paramirim") e a região contígua (Triângulo Mineiro, sul de Goiás e norte de São Paulo), sob a bacia, menos estável (cinturão móvel de Alfenas) e em movimento relativamente subsidente no Paleozóico. Trata-se de uma feição positiva do Proterozóico, em direção à qual as formações tornam-se adelgaçadas e tendem a desaparecer pelo recobrimento das unidades mais jovens. As oscilações articuladas nesta borda refletiram-se na geração de fácies e na geometria das unidades presentes no nordeste da bacia.

Quando em movimento ascendente esta feição atuava como elemento limitante ao avanço das águas, possibilitando o aumento na taxa de liberação do material detrítico de áreas-fonte situadas no nordeste do Estado de São Paulo e no Triângulo Mineiro. Com o aporte sedimentar em zona litorânea, constituíram-se leques costeiros de material detrítico fino, orientados de NE para SW, e depósitos retrabalhados em planícies de marés e plataforma rasa, que se espraíram ao longo da orla definida na região flexurada a nordeste.

Arco de Ponta Grossa

Foi descrita por Northfleet *et al.* (1969), como uma estrutura soerguida com charneira dirigida para NW, que penetra para o interior da bacia nos estados de São Paulo, Paraná e Santa Catarina. Tem esboço em ângulo aberto delineado pela borda erosiva oriental e progride em direção à parte central da bacia, sentido para o qual seu eixo se deprime.

Este arqueamento atuou como área-fonte de sedimentos siliciclásticos durante o Neopermiano, contribuindo na formação de leques costeiros e inibindo a acumulação de associações de fácies carbonáticas sobre a área ao longo de seu eixo.

Arco do Rio Grande

Assim denominado por Sanford & Lange (1960), e também é conhecido como Escudo Uruguaio-Sul Riograndense (Northfleet *et al.* 1969), esta estrutura fanerozóica tem manifestado caráter ascendente a pouco subsidente. Surgiu com a reestruturação da Plataforma Sul-Americana, quando esta se rompeu em blocos de falha entre o Devoniano e o Carbonífero. Sua presença pode ser percebida desde a deposição do Grupo Itararé. Através da análise dos mapas de isópacas, nota-se que os sedimentos do Permiano são pouco espessos nos seus arredores.

Arco de Assunção

Na opinião de Almeida (1980) é a mais importante estrutura positiva marginal à Bacia do Paraná, separando-a da Bacia Chaco-Paraná. Tem direção N-S e sua ponta sul mergulha para o interior da bacia em oposição ao mergulho do Arco do Rio Grande, permitindo, na parte central da mesma, a ocorrência da Soleira das Missões, feição menos negativa que as bacias adjacentes. Ativo desde o Devoniano, a atuação conjunta com o Arco do Rio Grande permitiu a formação de um mar semi-isolado (mar Palermo) que culminou nas condições anóxicas do mar restrito Irati.

3.4.2 Estruturas de tendência descensional

Depressão de São Paulo

Segundo Almeida (1980), este "embaciamento" compreende a área do Estado de São Paulo em que as unidades Itararé, Palermo (Tatuí), Irati e Serra Alta apresentam suas maiores espessuras, sendo a porção paulista mais subsidente da bacia. Conseqüentemente, pode ser considerado como um depocentro secundário que individualizou uma sub-bacia na região central do Estado, entre o Neocarbonífero e o Neopermiano.

Depressão de Santa Catarina

É o "embaciamento" situado a sul do Arco de Ponta Grossa que o separa da Depressão de São Paulo. Situa-se entre aquele e o Arco do Rio Grande. Sua atuação influiu na sedimentação das unidades Tubarão e Passa Dois, de acordo com Almeida (1980).

Depressão Central

Para Ramos (1970) e Almeida (1980), existe uma Depressão Central na bacia, situada na faixa axial, de direção NNE e alongada segundo a mesma. Sua profundidade está entre 4000 e 6000 metros, e sua largura tem cerca de 400 metros. Os mapas de isópacas mostram que para ela se dirigem duas faixas axiais de deposição: a Depressão de São Paulo que se aprofunda em direção àquela depressão, no sentido do Pontal do Paranapanema, e a Depressão de Santa Catarina que segue paralelamente a norte do eixo do Sinclinal de Torres, descrito a seguir.

Sinclinal de Torres

Está situado no limite das províncias do Escudo Sul Riograndense e a área da bacia localizada entre ele e o Arco de Ponta Grossa. Na opinião de Northfleet *et al.* (1969) esta estrutura tem eixo mergulhando para NW, e seu caráter negativo manifestou-se a partir do final do Eopermiano, sobre uma área até então pouco subsidente.

Soleira das Missões

Situada no meio da bacia, entre os arcos de Assunção e Rio Grande, esta soleira mostra-se como elemento positivo em relação às bacias do Paraná e Chaco-Paraná, elevando-se a mais de 3000 metros de suas maiores profundidades. Contudo, trata-se de um elemento subsidente em relação aos dois arcos que confluem sobre esta feição estrutural. (Almeida 1969).

4 EVOLUÇÃO DOS CONHECIMENTOS SOBRE O SUBGRUPO IRATI

4.1 Trabalhos Pioneiros

Andrada e Silva & Andrada (1827), em célebre viagem mineralógica pela então província de São Paulo, haviam assinalado a presença de um banco de carbonatos, intercalado em folhelho cinza, denominado como um "*schisto grauváquico*", nas margens do rio Corumbataí.

Campos, entre 1887 e 1888 (*apud* Mezzalana 1971), em relatórios da Comissão Geográfica e Geológica, referindo-se a uma parcela da seqüência sedimentar encontrada entre o embasamento cristalino e os arenitos e eruptivos do atual Grupo São Bento, mencionou uma sucessão sedimentar, informalmente denominada "série carbonífera", constituída de "gres" amarelo ou acinzentado, *schistos* carbonosos pretos, mais ou menos impregnados de substância betuminosa, e calcários silicosos fossilíferos". Indicou diversas localidades, próximas das áreas de exposição destes sedimentos, e assinalou a região a sul da "vila de Bom Sucesso" (atual Parapanema, SP) como área de ocorrência dos restos fósseis do vertebrado semelhante a um lagarto, que Cope (1886) chamou de *Stereosternum tumidum*.

Oliveira (1889) foi o primeiro autor a discriminar estes sedimentos, propondo uma coluna geológica que separava com precisão as rochas em unidades litoestratigráficas. Na época, descreveu as camadas de carbonato e folhelho que, incluídas entre as rochas de sua "série de Itapetininga", corresponderia à atual Formação Assistência. Apesar do caráter pioneiro na classificação litoestratigráfica, esta coluna não teve aceitação, bem como o termo Itapetininga, que teve precedência sobre o nome Irati. Esta prioridade não foi acatada, e este último acabou consagrando-se pelo uso.

O primeiro estudo do Subgrupo Irati, visando o conhecimento de seu potencial em petróleo, foi realizado pelo belga Collon (1897) que publicou um estudo sobre os hidrocarbonetos de várias localidades do interior de São Paulo.

A designação "folhelho preto de Iraty", que mais tarde passou a Formação Irati, foi introduzida pela primeira vez no relatório de White (1908), para identificar um folhelho preto, fossilífero e largamente persistente, que era conhecido do Estado de São Paulo ao Estado do Rio Grande do Sul. O nome Irati provém da cidade paranaense onde afloram os folhelhos pretos, típicos deste subgrupo.

Além desses trabalhos considerados pioneiros, vários outros foram publicados à medida que evoluíam os conhecimentos sobre os sedimentos da unidade, e cada qual dando ênfase aos mais variados aspectos. Destacam-se como contribuições de maior interesse para o conhecimento do Subgrupo Irati e da Bacia do Paraná os estudos de: Washburne (1930), Malamphy & Oppenheim (1936), Oliveira (1940), Gordon Jr. (1947), Barbosa & Almeida (1948), Almeida & Barbosa (1953), Barbosa & Gomes (1958), Sanford & Lange (1960), Landim (1965; 1967), Northfleet *et al.* (1969), Fúlfaro (1970), Lellis (1970), Villwock (1972), Petri & Suguio (1970), Figueiredo Filho (1971), Schneider *et al.* (1974), Fúlfaro *et al.* (1980; 1982), Petri & Fúlfaro (1983), Fairchild *et al.* (1985), Zalán *et al.* (1986; 1990), Castro (1993) e Milani *et al.* (1994).

4.2 Trabalhos Sistemáticos

Os trabalhos que trataram do Irati dando-lhe o devido destaque, podem ser separados de acordo com os temas específicos abordados em relação à unidade.

Com relação ao potencial petrolífero dos folhelhos betuminosos do Subgrupo Irati, foram importantes as contribuições de: Moraes Rego (1930), Oppenheim (1934), Felicíssimo Jr. (1940), Abreu (1946), GEOSOL (1968), Padula (1969), Chaves *et al.* (1988) e Milani (1989).

Entre os que abordaram as características litológicas, faciológicas, estratigráficas e paleoambientais de forma ampla, citam-se: Mendes *et al.* (1966), Amaral (1967; 1971), Padula (1968), Mezzalana (1971), Bigarella (1971), Petri & Coimbra (1982), Hachiro (1991), Hachiro & Coimbra (1991a;b), Hachiro & Coimbra (1992a; b; 1993), Castro (1993) e Hachiro *et al.* (1993).

Os aspectos da geoquímica orgânica e inorgânica foram bem tratados nos trabalhos de: Wolf & Corrêa da Silva (1974), Giovanni *et al.* (1974), Amaral (1975), Rodrigues & Quadros (1978), Costa Neto *et al.* (1978), Goulart & Jardim (1982), Trigüis *et al.* (1982), Subacius & Amaral (1983), Correa da Silva & Cornford (1985), Trigüis (1986), Cerqueira & Santos Neto (1990) e Santos Neto (1993).

Os estudos palinológicos mais específicos sobre a unidade foram realizados no sul da bacia, por Dellazzana (1976), Burjack (1984) e Backheuser *et al.* (1984). Neste campo, alguns autores ampliaram o leque de unidades estudadas: Daemon & Quadros (1970), Daemon (1974), Arai (1980), Picarelli (1986), Marques-Toigo (1988), Daemon & Marques-Toigo (1991) e Beri & Daners (1995).

Quanto aos de cunho paleontológico e mais geral temos uma grande variedade de trabalhos dos quais destacam-se: Cope (1886), McGregor (1908),

Mezzalana (1952; 1954; 1957; 1959; 1960; 1980), Shikama & Ozaki (1966), Pinto (1971; 1972), Araujo (1976), Ragonha (1978; 1985), Monteiro (1979), Mussa *et al.* (1980), Costa (1981), Rösler *et al.* (1981), Oelofsen & Araújo (1983; 1987), Mendes (1984), Mussa & Coimbra (1984), Campanha (1985), Suguio & Melo e Sousa (1985), Suguio *et al.* (1985), Mussa (1986a; b), Campanha & Zaine (1989), Vicalvi *et al.* (1989), Vieira *et al.* (1991) e Araújo-Barberena (1993).

Poucos trabalhos analisaram os efeitos do metamorfismo térmico sobre as rochas da unidade ocasionados por intrusivas básicas: Leinz (1937), Amaral (1971), Quadros (1976), Girardi *et al.* (1978) e Hachiro *et al.* (1994).

Entre os trabalhos voltados para os aspectos tecnológicos e de exploração econômica das rochas do Subgrupo Irati, incluem-se os de: Paoliello (1974), IPT (1982), Paraguassú *et al.* (1988), Frazão & Winck (1990), Coimbra & Riccomini (1994) e Frascá & Hachiro (1994).

4.3 Definição da Unidade

Como já referido, no item 4.1, o nome Irati foi relacionado à Geologia do Brasil por White (1908) para identificar os folhelhos da base do Grupo Passa Dois, com restos fósseis do réptil *Mesosaurus brasiliensis* (**Foto 1**). O estratótipo da unidade localiza-se em um corte da estrada de ferro, a três quilômetros a sul da antiga estação ferroviária de Irati (PR), na localidade de Engenheiro Gutierrez (**Foto 2**).

Por considerar o termo "Folhelhos de Irati" demasiadamente restritivo para definir a variedade litológica da unidade, Pacheco (1939) ampliou seu significado, denominando o conjunto de folhelhos, calcários impuros, dolomitos e nódulos de sílex de "Formação de Irati".

Em 1947, ao introduzir a designação Membro Serra Alta, da Formação Estrada Nova, sobrejacente à Formação Irati, Gordon Jr. limitou a caracterização original da unidade proposta por White (1908). Com respeito a isto, escreveram Mendes *et al.* (1966): "a rigor o Membro Serra Alta foi destacado do Irati *sensu* White, que assim se restringiu, nos estados de Santa Catarina e Paraná, ao Irati da aceção da maioria dos geólogos, isto é, um pacote de folhelhos negros, betuminosos com algumas intercalações de calcários e contendo bonecas de sílex e restos de *Mesosaurus*".

Putzer (1955), ao estudar a geologia da região de Tubarão (SC), redefiniu a então Formação Irati como "uma seqüência de folhelhos pretos betuminosos, folhelhos pretos carbonosos (sem cheiro de querosene), folhelhos cinzentos (pouco

siltosos), calcários cinzentos (levemente betuminosos e argilosos) e delgados leitos de arenitos".

Mezzalana (1971) admitiu para a unidade, uma seqüência de folhelhos pretos betuminosos ou não (ambos com ou sem nódulos de sílex), dolomitos acinzentados (parcialmente silicificados) alternando-se com folhelhos escuros (por vezes nodulosos), siltitos cinzentos, dolomitos creme esbranquiçados a cinza claros, calcários, sílex preto, siltitos cinzentos (maciços) e ocasionalmente arenitos na base.

Hachiro *et al.* (1993), com a ascensão dos antigos membros Taquaral e Assistência ao *status* de formação e a subdivisão da Formação Assistência nos membros Morro do Alto e Ipeúna, cuidaram em preservar *in totum* o consagrado Grupo Passa Dois e, conseqüentemente, elevaram o Irati à categoria de subgrupo.

Assim, o Irati típico é definido, da base para o topo, como uma sucessão de: a) folhelhos siltico-argilosos, cinza escuros e não-betuminosos que, localmente, podem apresentar em sua base arenitos conglomeráticos, arenitos finos e lamitos (Formação Taquaral); b) folhelhos argilosos pretos betuminosos, por vezes intercalados (na base) por leitos de rochas carbonáticas (calcilutitos dolomitizados e silicificados) e delgadas lentes centimétricas de sílex nodular e ocasionais evaporitos, recobertos por folhelhos siltico-argilosos e lamitos (Membro Morro do Alto); e c) carbonatos (calcilutitos dolomitizados e doloarenitos na base) e folhelhos argilosos e betuminosos, com ou sem intercalações carbonáticas (calcilutitos dolomitizados e silicificados) em direção ao topo (Membro Ipeúna).

Esse é o pacote sobreposto à Formação Palermo (ou formações Tatui, em São Paulo, e Dourados no Mato Grosso do Sul e Mato Grosso) e subjacente às formações Serra Alta e Corumbataí (borda nordeste da bacia).

5 PETROGRAFIA DA FORMAÇÃO TAQUARAL

5.1 Introdução

A petrografia microscópica das rochas que compõem as formações Taquaral e Assistência do Subgrupo Irati forneceu, além dos conhecimentos das características litológicas, subsídios que permitiram a reconstrução da história sedimentar de uma parte do Permiano Superior da Bacia do Paraná.

Os procedimentos adotados para a apresentação dos resultados do estudo petrográfico das formações Taquaral e Assistência, obedeceram um empilhamento de tipos litológicos comumente observados nos afloramentos naturais e de corte de estradas, pedreiras e testemunhos de sondagens.

5.2 Rochas Terrígenas Psamo-Psefíticas

5.2.1 Arenitos conglomeráticos

São arenitos maduros e oligomíticos, com concentrações de grânulos e seixos de sílex. Formam leitos com espessura variável de 0,1 a 1 m, de caráter lenticular e em geral maciços. Localmente, podem apresentar estruturas formadas por influência hidrodinâmica, aparentando retrabalhamento por ondas.

Na matriz arenosa fina a lamítica, os grãos são pobremente selecionados e mal a moderadamente arredondados. São predominantes os grãos de quartzo, ocorrendo ainda feldspatos, fragmentos finos de sílex e plaquetas de micas. Os grãos têm geralmente contato pontual ou são flutuantes.

O arcabouço é constituído essencialmente por areia muito grossa, grânulos e seixos de sílex, que variam de 1 a 20 mm e têm bordas angulosas a arredondadas. Uma pequena parcela, geralmente concentrada na base dos depósitos, é constituída por restos fossilizados de peixes: dentes, escamas, raros espinhos de nadadeiras (**Foto 3**) e coprólitos silicificados que poderiam ser confundidos com seixos (Ragonha 1978). A maior parte dos fragmentos líticos de sílex parecem ser provenientes de antigos leitos silicificados (**Foto 4**) das formações Tatui ou Itararé que, posteriormente, foram retrabalhados e redepositados passando por sucessivos processos de "canibalismo" sedimentar.

Segundo classificação de Pettijohn *et al.* (1972) combinada à classificação de Pettijohn (1975) trata-se de um quartzito arenito conglomerático.

5.2.2 Arenitos lamosos

Tratam-se de arenitos de cor cinza claro, finos a muito finos, com poucos grãos na fração areia média a grossa, sericíticos, ocorrendo de modo maciço ou finamente laminado.

As estruturas sedimentares mais comuns são a laminação plano-paralela, às vezes levemente ondulada e descontínua, a laminação cruzada e as estruturas tipo *flaser lamination*.

Os clastos são constituídos por quartzo e feldspatos predominantes, micas e raros minerais pesados e fragmentos líticos de sílex e quartzito.

A granulação predominante é areia fina a muito fina, com baixa seleção, grãos angulosos a subangulosos e empacotamento de grãos flutuantes na matriz, raramente em contato pontual.

A matriz é siltico-argilosa, com mica finíssima e argilominerais impregnados por hidróxidos e/ou óxidos de ferro, acompanhada de grãos de quartzo e feldspatos na fração silte. Ocorre alternância de lâminas compostas essencialmente por mica fina, argilominerais e hidróxidos e/ou óxidos de ferro e lâminas formadas por mica fina, quartzo e feldspatos.

Para o topo gradam para siltitos arenosos ou lamitos, e se tornam mais finos, com maior teor de argilominerais e micas na matriz e diminuição de clastos de quartzo e feldspatos. Localmente, observam-se pequenas manchas submilimétricas de minerais autigênicos, como carbonato e sílica microcristalina. Os argilominerais da matriz, em geral, encontram-se recristalizados.

Segundo a classificação de Pettijohn *et al.* (1972) trata-se de *wacke* arcoseano.

5.3 Rochas Terrigenas Pelíticas

5.3.1 Folhelhos siltico-argilosos

Os folhelhos siltico-argilosos, não-betuminosos, são os sedimentos típicos da Formação Taquaral (**Foto 5**). Estes têm cerca de 35 a 45% de grãos siliciclásticos, na fração silte e areia muito fina. São de cor acinzentada escura a clara, sericíticos,

PRANCHA I

Foto 1. Amostras de folhelho betuminoso com restos fósseis de *Mesosaurus brasiliensis* (McGregor 1908). Cava de extração de folhelhos da Usina de Processamento da PETROBRÁS, São Mateus do Sul (PR).

Foto 2. Afloramento com folhelho betuminoso da seção-tipo do Subgrupo Irati. A seta indica a presença de raros leitos lentiformes de carbonato intercalados entre os estratos de folhelho. Estrada BR-153, entre Engenheiro Gutierrez e Rebouças (PR), a 3km (sudoeste) de Engenheiro Gutierrez.

Foto 3. Amostra de arenito conglomerático, retrabalhado por ondas, da base da Formação Taquaral. Rochas psamo-psefiticas, oligomíticas, de arcabouço com grânulos e seixos de sílex e matriz arenítica a lamítica. A seta aponta para um espinho de nadadeira de tubarão, incrustado ao lado dos clastos. Estrada velha (não pavimentada) Rio Claro-Ipeúna (SP), na margem esquerda do rio Passa Cinco, em área da Fazenda Ponte Nova.

Foto 4. Afloramento com exposição de leito silicificado da Formação Tatuí. O retrabalhamento sucessivo de leitos silicificados, de unidades subjacentes ao Subgrupo Irati, resultou nos seixos acumulados na base da Formação Taquaral. Estrada Araras-Ibicatu, a cerca de 14 km (nordeste) de Araras (SP), em área da Fazenda Araras.

Foto 5. Afloramento de folhelho não-betuminoso, típico da Formação Taquaral. A seta horizontal assinala uma linha irregular e ondulada, no topo do corte, que é o contato Taquaral-Assistência (Membro Morro do Alto). O contato Tatuí-Taquaral está a aproximadamente 1m abaixo do nível da estrada. Rodovia SP-127, km 136 (viaduto FEPASA), distrito de Morro do Alto, município de Itapetininga (SP).

1

2

3

4

5

pouco carbonosos, localmente piritosos e contêm fragmentos de ossos, dentes e escamas de peixes fossilizados.

Apesar da aparência maciça, em amostras mesoscópicas, apresentam geralmente uma relativa fissilidade, devida às finas laminações plano-paralelas e lenticulares, que se tornam mais visíveis à medida que o material vai se alterando. Localmente ocorrem nódulos de sílex e pequenas falhas acompanhadas por planos espelhados com estrias de fricção.

A matriz com predominância de argilominerais e micas finas pode conter de 20 a 40% de quartzo, feldspatos e plaquetas de micas em grãos flutuantes, pouco selecionados e em geral angulosos a subangulosos.

Os minerais autigênicos são a pirita e hidróxidos e/ou óxidos de ferro.

Segundo a classificação textural de Shepard (1954) é um argilito siltoso, e segundo a classificação petrográfica de Folk (1974) seria definido como folhelho siltoso.

5.3.2 Folhelhos argilo-siltosos

São folhelhos finos, preto acinzentados, argilosos, com raras lâminas lentiformes, submilimétricas a milimétricas, de grãos clásticos na fração silte a areia fina. São carbonosos, às vezes betuminosos, localmente piritosos, e com restos (escamas, dentes e ossos) de peixes fossilizados.

Geralmente têm aspecto maciço, mas apresentam fissilidade devido a finas lâminas plano-paralelas e lenticulares. Nódulos de sílex comumente estão presentes.

A matriz é formada predominantemente por argilominerais e micas finíssimas, contém até 20% de grãos clásticos de quartzo, feldspatos, micas e fragmentos de sílex, em grãos flutuantes, mal selecionados e em geral angulosos a subangulosos.

Os componentes aloquímicos são materiais fosfáticos, provavelmente de peixes. A pirita é o mineral autigênico. Estes constituintes, da mesma forma que os grãos clásticos maiores, geralmente estão orientados segundo o plano de laminação da rocha.

A classificação textural de Shepard (1954) aponta para um argilito, enquanto a classificação petrográfica de Folk (1974) indica um folhelho argiloso.

5.4 Rochas Carbonáticas e Silexíticas Subordinadas

5.4.1 Calcilutitos dolomitizados e silicificados lenticulares

Apresentam-se como leitões decimétricos, geralmente lenticulares, de cor castanho escuro a cinza creme, intercalados em folhelhos e compõem-se predominantemente por calcilutitos dolomíticos e silicosos.

Mesoscopicamente têm aspecto maciço, mas apresentam incipientes laminações submilimétricas, plano-paralelas e levemente onduladas, com concentrações de grãos de quartzo, micas e feldspatos. Localmente observam-se nódulos de silex subcentimétricos a centimétricos.

São constituídos por matriz de lama carbonática muito fina (cristais entre 1 a 3 micra). O carbonato constitui-se de calcita e dolomita (identificadas por difratometria de raios X) com traços de argilominerais.

Os calcilutitos contêm de 5 a 15% de constituintes siliciclásticos como grãos de quartzo detrítico e feldspatos de granulação silte, que ocorrem disseminados ou, mais comumente, concentrados em lentes e lâminas subparalelas, de espessura submilimétrica a milimétrica.

Os calcilutitos são classificados como micrito dolomitizado segundo Folk (1962), e como *mudstone* dolomítico, segundo Dunham (1962).

5.4.2 Silexitos

Ocorrem na forma de leitos de espessura centimétrica ou como concreções ou nódulos. Os nódulos têm formas de "bolachas" (com diâmetro maior que 5cm) e de *matrioskas* (bonecas típicas russas), em forma de halteres e com até 5cm de diâmetro.

Os nódulos são constituídos por sílica criptocristalina a microcristalina, com núcleos submilimétricos a milimétricos localizados de calcedônia fibrorradiada. Também podem incluir quartzo detrítico na granulação silte.

Os leitos centimétricos de silex são formados pela silicificação de carbonatos, substituídos por sílica cripto a microcristalina. No interior destes leitos pode ocorrer material terrígeno na granulação silte (quartzo, feldspatos, micas, etc.) e argilominerais.

6 PETROGRAFIA DA FORMAÇÃO ASSISTÊNCIA

6.1 Membro Morro do Alto

6.1.1 Camada de Folhelhos Betuminosos

6.1.1.1 Folhelhos argilosos betuminosos

São folhelhos pretos, argilosos e sericíticos, com lâminas lentiformes, submilimétricas a milimétricas de grãos clásticos na fração silte. Em geral são betuminosos, localmente piritosos e podem conter restos fossilizados de peixes.

Macroscopicamente apresentam aspecto maciço, mas ocorrem laminações plano-paralelas e lenticulares incipientes. Nódulos de sílex são comuns. A laminação plano-paralela é conferida pela alternância de leitos mais argilosos e leitos mais siltosos. A matriz é constituída predominantemente por mica fina e argilominerais, e contém até 15% de grãos clásticos de quartzo e feldspatos angulosos e subangulosos, na fração silte.

Pirita e carbonato são os minerais autigênicos. Este último ocorre preenchendo fraturas ou como cimento.

Na classificação textural de Shepard (1954) trata-se de um argilito, e petrograficamente seria um folhelho argiloso, segundo Folk (1974).

6.1.1.2 Calcilutitos dolomíticos

Estes carbonatos têm cores cinza claro e cinza médio e estão dispostos em leitos subdecimétricos a decimétricos, intercalados em folhelhos (**Foto 6**). Os calcilutitos apresentam aspecto maciço, mas podem mostrar laminações subcentimétricas a centimétricas plano-paralelas, por vezes onduladas.

A matriz é constituída por calcita e dolomita (identificadas por difração de raios X) e localmente por sílica cripto a microcristalina. Contém clastos flutuantes de quartzo, feldspatos e micas, que contribuem com até 10% da rocha.

Os minerais autigênicos são pirita, que ocorre dispersa ou localmente concentrada em cristais submilimétricos, subédricos a euédricos, e sílica microcristalina como cimento ou constituindo nódulos subcentimétricos a centimétricos.

O teor em argilominerais e matéria orgânica é baixo, ocorrendo concentrações próximas ao contato entre camadas carbonáticas e camadas de folhelhos, onde pode ocorrer material margoso.

Por vezes ocorrem vênulas irregulares de carbonato espático que conferem à rocha uma estrutura brechóide.

A classificação petrográfica segundo Folk (1962) indica um micrito dolomitizado, e *mudstone* dolomítico segundo Dunham (1962).

6.1.2 Camada de Brechas Evaporíticas

6.1.2.1 Gipsita e anidrita

Macroscopicamente tem aspecto brechóide com presença predominante de gipsita com coloração cinza clara, por vezes incolor ou esbranquiçada, envolvendo fragmentos de dolomito cinza claro e lâminas argilosas escuras (**Foto 7**). São comuns as concentrações submilimétricas a milimétricas de pirita, além de calcita preenchendo fraturas.

A gipsita ocorre na forma de corpos irregulares, maciços ou localmente tabulares e fibrosos, rompendo, fragmentando e deformando estratos dolomíticos e lâminas argilosas. Estas perturbações nos leitos, formando dobras semelhantes a intestinos, originaram-se através do aumento ou variação de volume dos evaporitos (**Foto 8**), por fluxo de massa ou por expansão da anidrita durante a hidratação, e são conhecidas como estruturas enterolíticas (Bates & Jackson 1980).

São comuns intercalações milimétricas a centimétricas de gipsita fibrosa, de cor branca e de geração secundária, com fragmentos de dolomito e folhelho em seu interior, evidenciando processos de recristalização. Os níveis com gipsita e calcita ocorrem preferencialmente nos folhelhos, deformando e rompendo suas lâminas. Provavelmente, dissoluções de sais de sulfato também provocaram brechamentos por colapso (*collapse breccia*).

Nos limites inferior e superior do intervalo brechado as camadas estão onduladas e rompidas, mostrando deformações que vão se tornando menos evidentes à medida que os leitos se afastam dos níveis com gipsita e anidrita (**Fotos 9 e 10**).

Fraturas e microfraturas sub-horizontais a subverticais estão preenchidas por calcita e gipsita.

Localmente a sílica microcristalina substitui cristais tabulares de gipsita.

A constituição mineralógica destas rochas inclui, além da gipsita, cuja predominância foi confirmada por difração de raios X, argilominerais impregnados por hidróxidos e/ou óxidos de ferro, sílica microcristalina, carbonatos, anidrita e opacos (pirita).

A textura é granular macrocristalina (granulometria entre 0,1 a 8,0mm). Anidrita ocorre em pequenos cristais inclusos no carbonato, e mais raramente na gipsita.

Em seções delgadas é comum observar-se a presença de vênulas submilimétricas a milimétricas de gipsita prismática (**Foto 11**).

6.1.2.2 Silexites

Ocorrem na forma de leitos descontínuos e de concreções. As concreções quando têm a forma de halteres, com cerca de 5cm, são vulgarmente tratadas de "bonecas de sílex", pois lembram as tradicionais *matrioskas* (bonecas russas). Quando as concreções atingem dimensões superiores a 5cm assemelham-se a "bolachas de sílex" achatadas.

Os leitos têm espessura milimétrica a centimétrica, com estratificação plano-paralela ou lenticular. Estratos silicificados deformados, rompidos e dobrados estão intercalados em folhelhos e carbonatos (**Foto 12**). Muitas vezes têm formas retorcidas, acompanhando a deformação das rochas nas quais estão intercalados, ou então estão preenchendo espaços anteriormente vazios e fraturas.

Os leitos silicificados nem sempre são uniformes, e por vezes resultam da substituição parcial de estratos e lâminas pré-depositados de carbonato e anidrita, durante processos diagenéticos. Também merece ser ressaltado o fato de que muitas das feições preservadas de restos vegetais e animais se devem à substituição da matéria orgânica por sílica criptocristalina e microcristalina. Algumas destas formas fósseis sugerem uma petrificação efetuada em curto espaço de tempo ("Efeito Medusa" de Martill 1989), entre a concentração e substituição da sílica na estrutura orgânica de troncos e restos fosfáticos, já que as condições de preservação destes fósseis são excelentes, e não mostram sequer deformações normais, causadas pelo peso das camadas.

PRANCHA II

Foto 6. Afloramento da base do Membro Morro do Alto, com folhelhos da Camada de Folhelhos Betuminosos encimados por leitos de calcilitos dolomitizados e silicificados. Os leitos estão parcialmente perturbados por mecanismos atectônicos, gerados por brechação evaporítica justaposta aos folhelhos e carbonatos. Km 136,2 da rodovia SP-127, distrito de Morro do Alto (Itapetininga, SP).

Foto 7. Amostra de testemunho de sondagem com brecha evaporítica constituída por nódulos e fragmentos de gipsita e/ou anidrita (branco), carbonato (castanho) e folhelho (castanho escuro a cinza). A seta identifica uma fratura preenchida por gipsita fibrosa (secundária). Camada de Brechas Evaporíticas do poço PN-1-SP (Paranapanema, SP); 182,5m de profundidade.

Foto 8. Afloramento da Camada de Brechas Evaporíticas exibindo estruturas enterolíticas em leitos silicificados, deformados irregularmente como partes intestinais. Processos diagenéticos posteriores à deformação silificaram os leitos. Notar a presença de folhelhos betuminosos na parte inferior das estruturas. Km 136, 2 da rodovia SP-127, distrito de Morro do Alto (Itapetininga, SP).

Foto 9. Afloramento com leitos intensamente dobrados e rompidos. Rumo ao topo, com o aumento da distância à Camada de Brechas Evaporíticas, as deformações tornam-se mais suaves. Rodovia SP-270 (km 220), entre Angatuba e Paranapanema (SP).

Foto 10. Afloramento com estrato rompido pela variação de volume de evaporitos. Rodovia SP-127 (km 136,2), distrito de Morro do Alto (Itapetininga, SP).

Foto 11. Fotomicrografia de seção delgada, obtida de amostra de testemunho, apresentando textura fragmentária da brecha evaporítica. Notar fratura preenchida por vênula milimétrica de gipsita prismática. Nicóis cruzados. 1cm = 1250 μ . Poço PN-1-SP (Paranapanema, SP).

6

7

8

9

10

11

6.1.3 Ritmitos Inferiores

6.1.3.1 Folhelhos siltico-argilosos betuminosos

São estratos centimétricos a decimétricos de folhelhos cinza escuros a pretos, argilo-siltosos e betuminosos, semelhantes aos da base da unidade, que ocorrem intercalados por estratos carbonáticos. Apresentam laminações internas submilimétricas a milimétricas de grãos na fração silte.

Suas principais estruturas são laminações plano-paralelas e lenticulares, determinadas por alternâncias de leitos mais argilosos e mais siltosos. Quando estão próximos à camada de evaporitos os folhelhos mostram-se deformados e ondulados.

A matriz é composta por argilominerais impregnados por matéria orgânica, mica fina e grãos clásticos de quartzo (20-40%) e feldspatos subangulosos, na fração silte.

Finos cristais de pirita e carbonato como cimento ou preenchendo fraturas são os minerais autigênicos. Localmente, pode-se observar colofânio, oriundo de restos de peixes.

Petrograficamente, de acordo com Folk (1974), é um folhelho argilo-siltoso e um argilito, segundo Shepard (1954).

6.1.3.2 Calcilutitos dolomitizados e silicificados

Constituem-se de estratos de calcilutitos dolomíticos, centimétricos a decimétricos de cor cinza clara a creme, intercalados em folhelhos (**Foto 13**). São estratos geralmente tabulares, e às vezes com formas lenticulares, boudinadas e pouco regulares, de espessuras subdecimétricas a decimétricas, apresentando-se, por vezes, com laminação interna milimétrica. Possuem composição principalmente cálcico-dolomítica (identificada por difração de raios X) e com impurezas de sílica microcristalina.

Pequenas concentrações milimétricas de grãos de quartzo, feldspatos e micas acompanham a estratificação.

É comum observar-se leitos lentiformes e nódulos de sílex ovalados, subcentimétricos e centimétricos, associados a estes carbonatos. Em pedreiras onde estão expostos, observam-se finas intercalações milimétricas a subcentimétricas de lâminas corrugadas de folhelho siltoso.

São constituídos por matriz de lama carbonática criptocristalina, localmente microcristalina. Têm teores baixos de argilominerais, em torno de 5 a 10%. Material intraclástico participa com até 10% e terrígenos com 5 a 20%, na granulação silte e areia muito fina. Estes ocorrem, por vezes, concentrados em lentes irregulares de espessura milimétrica.

Os minerais autigênicos predominantes, são opacos (pirita e outros) e glauconita (entre 0 a 5%).

Os constituintes aloquímicos (intraclastos) são restos fosfáticos de peixes.

A classificação petrográfica, segundo Folk (1962), indica um micrito dolomitizado, e *mudstone* dolomítico, segundo Dunham (1962).

6.1.4 Camada Laje Azul

6.1.4.1 Folhelhos siltico-argilosos e siltitos arenosos, glauconíticos e fossilíferos

São folhelhos de cor cinza, siltico-argilosos e não-betuminosos. Na borda nordeste da bacia estes folhelhos siltico-argilosos, semelhantes aos da Formação Taquaral, gradam para siltitos arenosos cinza esverdeados. Apresentam laminação fina, submilimétrica a milimétrica, e lâminas lentiformes milimétricas com grãos clásticos, restos fósseis de peixes e pelotilhas de glauconita retrabalhadas (**Fotos 14 e 15**). São localmente piritosos.

As lâminas são plano-paralelas e lenticulares, por vezes, incipientemente formadas. Leitos e nódulos de sílex centimétricos são raros.

A matriz é formada principalmente por argilominerais e mica fina. Os clastos participam em grandes proporções (até 60% nos siltitos arenosos) e são constituídos por quartzo, feldspatos, minerais pesados (opacos, zircão, rutilo) e micas. São grãos angulosos a subangulosos predominantes na fração silte que, por vezes, atingem a granulometria de areia muito fina.

São pelitos ricos em componentes aloquímicos, com estruturas biogênicas fosfáticas (**Foto 16**) e espículas silicosas de espongiários (citadas por Amaral 1967).

Os minerais autigênicos são carbonato, glauconita e pirita, que podem participar com até 15% na constituição da rocha. De modo disperso, carbonato criptocristalino a granular macrocristalino ocorre cimentando grãos clásticos.

Os folhelhos, por vezes, estão intercalados por lentes irregulares, submilimétricas a milimétricas de material carbonático.

Na classificação textural de Shepard (1954) é um siltito argiloso e petrograficamente um folhelho lamoso, segundo Folk (1974). Os sedimentos lateralmente mais grossos, próximos da borda da bacia, podem ser classificados como siltitos arenosos e eventualmente como arenitos siltosos (Shepard 1954).

6.2 Membro Ipeúna

6.2.1 Camada Bairrinho

No Estado de São Paulo, a Camada Bairrinho é a base do Membro Ipeúna. Esta camada é constituída por dolomitos, que são processados para produção de um pó carbonático empregado como corretivo da acidez de solos. Este banco carbonático tende a desaparecer no rumo sul, a partir do Estado do Paraná, em afloramentos no sul deste estado apresenta-se na forma de leitos carbonáticos, intercalados em estratos de folhelhos betuminosos (**Foto 17**).

6.2.1.1 Rochas carbonáticas

As rochas carbonáticas do "banco" são constituídas por dois tipos principais de dolomitos que se alternam por duas a tres vezes, e que podem ser reconhecidos por suas granulometrias e suas estruturações internas diferenciadas (**Fotos 18 e 19**).

6.2.1.1.1 Dololutito laminado

Os dololutitos são cinza acastanhado a cinza claro (ou creme) e se apresentam em lâminas (ou estratos) de espessura subcentimétrica a centimétrica intercalados por finíssimas lâminas milimétricas de folhelho preto e menos freqüentemente por nódulos, lentes e lâminas de sílex cinza escuro e castanho claro (**Foto 20**), que dão às exposições um aspecto rítmico (várvido), em pacotes de aproximadamente 0,5m.

Os leitos são tabulares, plano-paralelos e aparentemente horizontais, localmente podem apresentar ondulações ou pequenas deformações devido a intercalações de material silicoso.

Os dololutitos são constituídos de matriz de lama carbonática dolomitizada, de textura cripto a microcristalina. A dolomita, e subordinadamente calcita, foram identificadas por difração de raios X. Presença de clastos de quartzo, feldspatos

PRANCHA III

Foto 12. Afloramento mostrando leitos centimétricos de silexitos dobrados, intercalados entre folhelhos betuminosos. Acima, estratos menos deformados constituem ritmitos que culminam, no topo da foto, com uma camada castanho amarelada de lamitos não-betuminosos (seção típica do Membro Morro do Alto no Estado de São Paulo). Rodovia SP-270 (km 121); município de Tatui (SP).

Foto 13. Afloramento dos Ritmitos Inferiores (Membro Morro do Alto), com estratos centimétricos a decimétricos de folhelhos betuminosos formando pares com calcilutitos dolomitizados e parcialmente silicificados (pares folhelho-carbonato). Entre o topo da camada evaporítica e a base da camada de lamitos não-betuminosos (setas), a espessura dos ritmitos é de cerca de 9m, no afloramento. Rodovia SP-270 (km 120,8); município de Tatui (SP).

Foto 14. Afloramento da Camada Laje Azul (2,5m de espessura), de folhelhos siltico-argilosos não-betuminosos semelhantes aos da Formação Taquaral, intercalada entre camadas constituídas por interestratificações de folhelhos betuminosos e carbonatos dolomitizados, parcialmente silicificados. Rodovia BR-476, a cerca de 2km (leste) da cidade de São Mateus do Sul (PR).

Foto 15. Afloramento da Camada Laje Azul (Membro Morro do Alto) no Estado de São Paulo. Neste estado, os folhelhos siltosos gradam para siltitos arenosos e lamitos, formando uma camada de 1,5 a 2,0m. Rodovia SP-270 (km 120,8); município de Tatui (SP).

Foto 16. Fotomicrografia do lamito da Camada Laje Azul, apresentando pelotilhas de glauconita (verde), restos fosfáticos de peixes (castanho) e grãos de quartzo (branco) na fração silte e areia muito fina. Nicóis paralelos. 1cm = 260 μ . Amostra obtida na Pedreira Ipeúna (SP).

Foto 17. Afloramento exibindo estratos tabulares e lentiformes de carbonatos interestratificados com folhelhos betuminosos. Na base, o contato (linha tracejada) é brusco com a Camada Laje Azul. Rodovia 476, a cerca de 2km (leste) da cidade de São Mateus do Sul (PR).

12

13

14

15

16

17

PRANCHA III

Foto 12. Afloramento mostrando leitos centimétricos de silexitos dobrados, intercalados entre folhelhos betuminosos. Acima, estratos menos deformados constituem ritmitos que culminam, no topo da foto, com uma camada castanho amarelada de lamitos não-betuminosos (seção típica do Membro Morro do Alto no Estado de São Paulo) . Rodovia SP-270 (km 121); município de Tatui (SP).

Foto 13. Afloramento dos Ritmitos Inferiores (Membro Morro do Alto), com estratos centimétricos a decimétricos de folhelhos betuminosos formando pares com calcilutitos dolomitizados e parcialmente silicificados (pares folhelho-carbonato). Entre o topo da camada evaporítica e a base da camada de lamitos não-betuminosos (setas), a espessura dos ritmitos é de cerca de 9m, no afloramento. Rodovia SP-270 (km 120,8); município de Tatui (SP).

Foto 14. Afloramento da Camada Laje Azul (2,5m de espessura), de folhelhos siltico-argilosos não-betuminosos semelhantes aos da Formação Taquaral, intercalada entre camadas constituídas por interestratificações de folhelhos betuminosos e carbonatos dolomitizados, parcialmente silicificados. Rodovia BR-476, a cerca de 2km (leste) da cidade de São Mateus do Sul (PR).

Foto 15. Afloramento da Camada Laje Azul (Membro Morro do Alto) no Estado de São Paulo. Neste estado, os folhelhos siltosos gradam para siltitos arenosos e lamitos, formando uma camada de 1,5 a 2,0m. Rodovia SP-270 (km 120,8); município de Tatui (SP).

Foto 16. Fotomicrografia do lamito da Camada Laje Azul, apresentando pelotilhas de glauconita (verde), restos fosfáticos de peixes (castanho) e grãos de quartzo (branco) na fração silte e areia muito fina. Nicóis paralelos. 1cm = 260 μ . Amostra obtida na Pedreira Ipeúna (SP).

Foto 17. Afloramento exibindo estratos tabulares e lentiformes de carbonatos interestratificados com folhelhos betuminosos. Na base, o contato (linha tracejada) é brusco com a Camada Laje Azul. Rodovia 476, a cerca de 2km (leste) da cidade de São Mateus do Sul (PR).

(raros) e micas na fração areia muito fina e silte. Geralmente os grãos siliciclásticos estão dispersos na matriz ou, por vezes, em concentrações submilimétricas, subparalelas à estratificação.

Estes dololutitos têm baixo teor em argilominerais (traços). Apresentam teores em intraclastos (aloquímicos) ao redor de 5% , como também em terrígenos (5%) na granulação silte e areia muito fina.

Os minerais autigênicos podem ser opacos (pirita) e hidróxidos e/ou óxidos de ferro que acentuam a estratificação quando concentrados paralelamente aos leitos.

Por vezes, as varves são formadas pela alternância de lâminas submilimétricas a milimétricas de carbonato (criptocristalino a microcristalino) intercaladas por finíssimas lâminas milimétricas, mais escuras de carbonato (criptocristalino a microcristalino) com matéria orgânica e grãos siliciclásticos (**Foto 21**).

A classificação petrográfica indica um micrito dolomitizado segundo Folk (1962), e um *mudstone* dolomítico segundo Dunham (1962).

6.2.1.1.2 Doloarenito estratificado

Os doloarenitos cinza claros a cremes formam estratos geralmente decimétricos e centimétricos. Ocorrem em pacotes decimétricos, de cerca de 0,4m, intercalados entre os dololutitos laminados.

Os estratos plano-paralelos são de carbonato clástico na fração areia fina a média. Nos leitos podem ocorrer marcas onduladas e estruturas do tipo *climbing ripples*. Foram observadas também ondulações truncantes decimétricas (**Fotos 22 e 23**), com cerca de 15 a 30cm (*microhummockys*), estratificações com granodecrescência ascendente e estratos com coquinas de carapaças do crustáceo *Liocaris*.

São rochas predominantemente dolomíticas, com traços de calcita (identificada por difração de raios X) e sílica microcristalina. Possuem clastos de quartzo, feldspatos, turmalina e mica, na fração silte e areia muito fina a fina, que estão geralmente dispersos ou em pequenas concentrações milimétricas a submilimétricas, subparalelas e paralelas à estratificação.

A matriz apresenta, além de lama carbonática cripto e microcristalina, algum material esparítico. Geralmente não tem argilominerais, mas caracteriza-se pela presença marcante de componentes aloquímicos em mais de 10%, com valores médios entre 35 e 45%. Os aloquímicos são em geral pelotilhas, bioclastos, intraclastos e oólitos (oóides). Os grãos terrígenos são em torno de 5 a 10% e

PRANCHA IV

Foto 18. Exposição de doloarenitos e dololutitos da Camada Bairrinho (Membro Ipeúna), sotoposta aos ritmitos da subunidade. A espessura do banco dolomítico nesta pedra atinge quase 7m. Pedreira da Elba Calcário Ltda, Montividiu (GO).

Foto 19. Detalhe do banco dolomítico, com os pacotes de dolutitos laminados (mais escuros) que se alternam aos pacotes de doloarenitos estratificados (mais claros). Pedreira do Calcário Cruzeiro Ltda. Rodovia Marechal Rondon, km 186, Pereiras (SP).

Foto 20. Amostra de dololutito, caracterizado pela alternância de lâminas milimétricas contendo matéria orgânica mais argilominerais (leitos mais escuros) e lâminas carbonáticas com menos impurezas (leitos mais claros). Pedreira do Calcário Jataí Ltda, Perolândia (GO)

Foto 21. Fotomicrografia do dololutito laminado com microrritmitos ou varves, caracterizados por lâminas ricas em impurezas alternadas por lâminas menos impuras. Nicóis cruzados. 1cm = 1250u. Amostra obtida no banco dolomítico da Pedreira do Calcário Itapetininga. Rodovia SP-129 (km 65,5), Itapetininga (SP).

Foto 22. Exposição de doloarenitos com ondulações truncantes (*microhummockys*), em estratos com pelotilhas e carapaças de crustáceo (*Liocaris*). Notar na parte inferior da foto os dololutitos laminados. Pedreira do Calcário Argical, Saltinho (SP).

Foto 23. Detalhe dos *microhummockys* nos doloarenitos do banco dolomítico. Pedreira do Calcário Fertical. Rodovia SP-143, a 8km (norte) de Cesário Lange (SP).

18

19

20

21

22

23

ocorrem na fração silte, areia muito fina e fina, angulosos a subangulosos, com baixo grau de seleção.

Apresentam também impregnações de matéria orgânica betuminosa, indicando tratar-se de rocha mais porosa que o dolomito laminado.

Os fósseis carbonáticos são fragmentos de crustáceos, principalmente carapaças de *Liocaris* (Foto 24), e restos de outros organismos ainda não reconhecidos. Alguns acham-se parcialmente substituídos por sílica microcristalina.

As carapaças de *Liocaris* são delgadas, de espessura submilimétrica, e em corte exibem uma estrutura semelhante a filamentos. Estas carapaças são recobertas invariavelmente por sobrecrecimento de carbonato, formando duas colunas em paliçada, uma de cada lado do filamento (Foto 25).

Camadas ricas em pelotilhas reliquiares cimentadas entre si intercalam-se com leitos de carbonato microesparítico (micritos recristalizados) e leitos, menos freqüentes, com abundância de terrígenos ou oóides, ou bioclastos ou, ainda, intraclastos (com brechamento intraformacional).

Classificação petrográfica indica um pelmicrito a biopelmicrito dolomitizado segundo Folk (1962), e um *wackestone* a *packstone* dolomítico segundo Dunham (1962).

6.2.1.1.3 Brecha carbonática intraformacional

São estratos relativamente tabulares, de espessura variando de 5 a 30cm, podendo ocorrer em um nível ou até em quatro níveis, intercaladas nos carbonatos laminados e estratificados (Foto 26).

Em geral apresentam-se como estratos, ou então formam lentes que se adelgaçam até desaparecerem lateralmente. Ocupam horizontes determinados entre os estratos carbonáticos.

A matriz é dolomítica, com rara calcita (identificadas por difração de raios X), cinza acastanhada a cinza clara, homogênea, criptocristalina a microcristalina.

Os fragmentos têm 1 a 10cm de comprimento, com cores claras. São de formas tabulares achatadas (*flat pebbles*) e constituídas de dololutito e doloarenitos muitas vezes alinhados subparalelamente à estratificação (Foto 27). Subordinadamente podem ocorrer fragmentos milimétricos a centimétricos de folhelhos e silexitos.

Os fragmentos carbonáticos são em geral mais porosos e, por vezes, com pelotilhas. A matriz é mais compacta e fina, com clastos de quartzo e mica na fração silte e areia muito fina, formando concentrações orientadas com a estratificação.

Localmente os fragmentos podem estar deformados, indicando certa plasticidade e liquidificação. A concentração preferencial de material betuminoso nestes fragmentos indica sua maior porosidade.

Classificação petrográfica: brecha dolomítica de matriz constituída por micrito dolomitizado (Folk 1962), ou *mudstone* dolomítico (Dunham 1962) com fragmentos de micrito e pelmicrito dolomitizado.

6.2.1.2 Rochas silexíticas

Os silexitos constituem estratos unitários, cuja espessura pode atingir até 10 cm, ou se apresentam como lâminas milimétricas, formando corpos lenticulares. Podem ocorrer também como antigos mini-domos salinos silicificados, de 0,3 a 1,0m de espessura (**Fotos 28 e 29**).

Assim, os leitos com material silexítico ocorrem em espaços intra ou interacamamentos, paralelos à estratificação. Podem ser contínuos ou interrompidos, formando corpos de formas dômicas ou amebóides, salientes ou achatadas, e interligadas ou isoladas, mas adjacentes.

As rochas silexíticas são constituídas por sílica microcristalina, sendo comum encontrar-se material criptocristalino e, às vezes, formação de sílica fibrorradiada nos mini-domos de silex.

Classificação petrográfica: sílica microcristalina a criptocristalina

6.2.2 Ritmitos Delgados

6.2.2.1 Folhelhos argilo-siltosos (delgados)

Folhelhos argilo-siltosos, pretos a cinza escuros, sericíticos e com intercalações de delgadas lâminas ou lentes milimétricas de grãos clásticos na fração silte e areia muito fina. São betuminosos e localmente piritosos. Os nódulos e lentes de silex tendem a deformar levemente as lâminas argiloso-siltosas destes folhelhos (**Foto 30**).

A estrutura sedimentar mais comum é a laminação plano-paralela e, por vezes, a laminação lenticular, formando leitos de até 1cm de espessura de material siltoso, intercalados entre lâminas mais argilosas. Observam-se também fraturas preenchidas por calcita.

Menos comuns são os pseudo-nódulos e estruturas de sobrecarga que ocasionalmente ocorrem entre as lâminas.

PRANCHA V

Foto 24. Amostra da coquina (*shell bed*) formada por carapaças do crustáceo *Liocaris huenei*. Notar acima da escala uma vértebra de provável *Stereosternum tumidum*. Pedreira Itapetininga, Itapetininga (SP).

Foto 25. Fotomicrografia do doloarenito da Camada Bairrinho, exibindo pelotilhas e oóides de retrabalhamento de carbonatos e carapaças de *Liocaris* com sobrecrecimento de cristais de carbonatos em paliçada. Nos espaços entre carapaças, ocorre carbonato limpo res cristalizado. Notar presença de pelotilhas com sobrecrecimento (seta). Nicóis cruzados. 1cm = 67 μ . Pedreira do Calcário Cruzeiro. Rodovia Marechal Rondon, km 186, Pereiras (SP).

Foto 26. Exposição da brecha carbonática intraformacional, encontrada em até 4 níveis nos dolomitos da Camada Bairrinho. A matriz é mais escura e fina (lama carbonática) e os fragmentos carbonáticos são centimétricos e tabulares (*flat pebbles*). Alguns fragmentos podem estar silicificados. Pedreira Argical, Saltinho (SP).

Foto 27. Fotomicrografia da brecha intraformacional. A matriz é microcristalina e os clastos têm textura mais grossa e porosa. No canto inferior direito está um fragmento silicificado. Nicóis cruzados. 1cm = 1250 μ . Pedreira Argical, Saltinho (SP).

Foto 28. Corpo silexítico intumescido entre o topo da Camada Bairrinho e a base dos Ritmitos Delgados. Trata-se de um mini-domo salino substituído diageneticamente por silex. Observar a deformação dos ritmitos, o adelgaçamento e/ou rompimento dos estratos inferiores. Pedreira Bernardino, Piracicaba (SP).

Foto 29. Vista em planta de um mini-domo salino silicificado. Notar fissuras geradas pelos esforços na rocha "hospedeira". Paraisolândia (SP).

24

25

26

27

28

29

A matriz é constituída principalmente por argilominerais, matéria orgânica e mica fina. Grãos de quartzo e feldspato, angulosos a subangulosos, na fração silte e areia muito fina podem constituir até 40% dos leitos de material menos fino (**Foto 31**).

Sílica microcristalina, pirita e carbonato são os minerais autigênicos mais comuns, o último ocorre preenchendo fraturas ou como cimento.

Lâminas plano-paralelas e subparalelas de 1 a 5 milímetros conferem fissilidade à rocha, segundo uma estruturação em que os leitos argilosos, mais ricos em matéria orgânica, alternam-se com leitos mais siltosos com grãos de quartzo e feldspatos, com menos matéria orgânica.

A classificação textural, segundo Shepard (1954), indica um argilito (por vezes siltoso).

Petrograficamente classifica-se como um folhelho argilo-siltoso, segundo Folk (1974).

6.2.2.2 Dololutitos e calcilutitos dolomitizados, silicosos

Dololutitos e calcilutitos dolomitizados, cinza claro a cinza acastanhado, muito duros e, por vezes, substituídos parcialmente por sílex castanho escuro a claro (**Foto 32**).

Os estratos têm em média 10-15 cm e alternam-se ritmicamente com leitos de folhelhos de igual porte. Os leitos são tabulares, plano-paralelos e de grande regularidade geométrica. Para o topo do intervalo apresentam tendência a formas lenticulares e boudinadas, menos regulares.

Por vezes, internamente às camadas, observam-se lâminas de sílex, relativamente regulares de até 1 cm de espessura, que lateralmente vão se adelgaçando e perdendo a continuidade.

Os estratos são dolomíticos a cálcico-dolomíticos, segundo a difração de raios X, e apresentam-se com sílica microcristalina substituindo parcialmente o carbonato das camadas (silicificação).

Esparadamente, observam-se lâminas submilimétricas, raramente milimétricas, com clastos de quartzo, feldspato e mica na fração silte, acompanhando paralelamente a orientação geral dos estratos (**Foto 33**).

Níveis com sílex, na forma de lâminas ou nódulos interligados, de espessura centimétrica, concordantes com a estratificação, por vezes, acham-se associados a cristais de pirita. São intercalações que localmente deformam as camadas plano-paralelas, tornando-as onduladas.

Os estratos têm matriz de lama carbonática, geralmente criptocristalina e por vezes parcialmente microcristalina, dolomitizada ou com dolomita parcialmente substituída por sílica cripto a microcristalina na forma de manchas irregulares.

Os clastos na fração silte são quartzo, feldspatos, mica e pesados (turmalina e zircão), na proporção de mais ou menos 5%.

Os minerais autigênicos são pirita, anidrita e hidróxidos e/ou óxidos de ferro. Quando as cores são mais acastanhadas observam-se impregnações de matéria orgânica e acumulações piritosas muito finas no interior dos carbonatos.

Cavidades e fraturas subverticais podem estar preenchidas por calcita espática (secundária), anidrita ou impregnação de hidrocarbonetos viscosos (betume).

Localmente observam-se estratificação convoluta, pseudo-nódulos e estruturas de sobrecarga.

A classificação petrográfica indica um micrito dolomitizado (Folk 1962) ou um *mudstone* cálcico-dolomítico (Dunham 1962).

6.2.3 Ritmitos Espessos Superiores

6.2.3.1 Calcilutitos dolomitizados e silicificados

Os calcilutitos dolomitizados e silicificados ocorrem intercalados em estratos decimétricos de folhelhos (com até mais de 0,5m). Nas pedreiras do Estado de São Paulo foram observadas estruturas lenticulares constituídas por calcilutitos silicificados, no interior de camadas de folhelhos de cerca de 1m de espessura. Essas feições têm forma discóide, geralmente com a parte central mais espessa e as bordas mais delgadas, e com as seguintes dimensões: diâmetro de 1 a 2m e espessura de 0,4 a 0,6m. São corpos individualizados distribuídos ao nível das camadas mais espessas de folhelho, separados lateralmente por alguns metros ou dezenas de metros. Nos cortes das pedreiras têm perfil lentiforme ovalado (Foto 34).

Os calcilutitos dolomitizados e silicificados, do topo do Subgrupo Irati, apresentam-se em leitos maciços, por vezes boudinados, bem litificados, duros e sem indícios de estruturas internas.

A matriz é criptocristalina, de lama carbonática dolomitizada e silicificada, conforme a difração de raios X. Contém em seu interior raros grãos de quartzo e feldspatos na fração silte.

Os minerais autigênicos são opacos, hidróxidos e/ou óxidos de ferro e sílica cripto a microcristalina na forma de nódulos de sílex.

6.2.3.2 Folhelhos argilo-siltosos (espessos)

São pelitos argilo-siltosos, cinza escuros a pretos, sericíticos e finamente laminados. Os folhelhos betuminosos formam estratos com 0,4m de espessura média, e são ricos em matéria orgânica (**Foto 35**).

Contêm estruturas sedimentares do tipo laminação plano-paralela, milimétricas a submilimétricas e, às vezes, laminação lenticular com alternâncias entre lâminas mais siltosas (com quartzo, feldspatos e mica), lâminas mais argilosas (ricas em matéria orgânica) e lâminas com concentrações de matéria carbonosa de cor escura.

A matriz é constituída principalmente de argilominerais e matéria orgânica. Grãos na fração silte de quartzo e feldspatos, angulosos a subangulosos, e mica fina são também constituintes comuns nestes sedimentos.

Silica microcristalina, pirita e carbonato na forma de cimento são os minerais autigênicos mais comuns.

PRANCHA VI

Foto 30. Amostra de folhelho betuminoso dos Ritmitos Delgados com delgadas lentes de material na fração silte e areia muito fina. Notar presença de nódulo centimétrico de sílex deformando as lâminas argilosas e siltosas. Pedreira do Calcário Cruzeiro. Rodovia Marechal Rondon, km 186, Pereiras (SP).

Foto 31. Fotomicrografia de folhelho argilo-siltoso com lâminas de quartzo na fração silte. O nódulo de sílex está deformando levemente as lâminas. Nicóis paralelos. 1cm = 1900 μ . Pedreira do Calcário Cruzeiro. Pereiras (SP).

Foto 32. Exposição de corte de pedreira mostrando os calcilutitos dolomitizados dos pares folhelho-carbonato dos Ritmitos Delgados (setas). Notar a tabularidade dos estratos delgados. Pedreira Itapetininga, Itapetininga (SP).

Foto 33. Fotomicrografia do calcilutito dolomitizado, com lâminas ou "linhas de grãos" submilimétricas de partículas quartzosas. Nicóis cruzados. 1cm = 1250 μ . Pedreira Amaral Machado. Rodovia Tietê-Piracicaba, a 10km (norte) de Tietê (SP).

Foto 34. Exposição dos pares folhelho-carbonato dos Ritmitos Superiores. Os leitos são mais espessos que os do Ritmitos Regulares, mas os estratos carbonáticos são, por vezes, irregulares e até discóides (seta). As estruturas disciformes são de origem compressional, constituídas por carbonato dolomitizado e estão parcialmente silicificados. O estrato mais espesso de folhelho, que contém as estruturas, tem quase 1m de espessura. Pedreira Rochafértil. Cesário Lange (SP).

Foto 35. Fotomicrografia de folhelho argilo-siltoso e betuminoso dos Ritmitos Superiores. Observar a textura composta por finíssimas laminulas subparalelas de macerado orgânico (algas?). Nicóis paralelos. 1cm=67 μ . Pedreira Rochafértil. Cesário Lange (SP).

30

31

32

33

34

35

7 ANÁLISE DE FÁCIES

7.1 Conceitos e Definições

7.1.1 Fácies sedimentares

"Fácies" é uma palavra de origem latina e significa face, aparência, forma, aspecto, característica ou condição.

Adams (1954) escreveu que, nas Geociências, o emprego do termo fácies é muito antigo e já tinha sido registrado, em 1669, por Steno (Niels Steensen ou Nicolaus Stenonis) o introdutor do "Princípio da Superposição dos Estratos". Somente nas últimas três décadas o uso do termo vem se intensificando e se difundindo entre os geólogos.

Gressly (1838, *apud* Walker 1992) havia assinalado que a fácies representaria o conjunto de características físicas e paleontológicas presentes em determinado intervalo de uma formação rochosa, a partir do qual as condições ambientais de origem da rocha poderiam ser deduzidas.

Segundo Gama Jr. (1989), trata-se de um conceito abstrato que se baseia na aparência, para inferir o meio gerador do sedimento, conferindo ao termo *status* de unidade genética. Esta não é mapeável, pois não segue os critérios operacionais da classificação estratigráfica de unidades formais como a camada, o membro, a formação, etc. Estes podem ser mapeados e reconhecidos, em qualquer lugar, por suas características litológicas, mas por outro lado não têm conotação genética como a fácies.

Fácies sedimentar, para Bates & Jackson (1980), representaria o conjunto de atributos de uma rocha ou depósito sedimentar que reflete as condições de sua origem e a distingue de outras unidades associadas ou adjacentes.

Para Selley (1982), ambiente sedimentar é a parte da superfície terrestre onde se acumulam sedimentos (fácies) e cujas características físicas, químicas e biológicas distinguem-se dos terrenos adjacentes. Está sujeito ao controle da fauna, flora, geologia, geomorfologia, clima, profundidade, salinidade, pH, Eh e sistema de correntes imperantes na área. Pode ser continental, marinho ou transicional e, de acordo com a variabilidade do meio, ser constituído por subambientes coexistentes.

7.1.2 Processos sedimentares

Processos sedimentares são as formas pelas quais os parâmetros físicos, químicos e biogênicos atuam durante, ou mesmo após, a sedimentação e que vão moldar as características dos depósitos resultantes.

Estruturas sedimentares são feições geralmente produzidas pela ação de processos sedimentares, ocorrendo em um estrato ou envolvendo mais de um estrato.

Até o início dos anos 60, as informações sobre a relação entre estruturas e processos sedimentares era muito incipiente e parâmetros sedimentométricos como granulometria, arredondamento e seleção eram superestimados como indicadores ambientais.

A partir de observações efetuadas, em meados da década de 60, nos ambientes atuais de deposição, reconhece-se o papel relevante de processos sedimentares específicos na geração das estruturas internas das camadas.

O sítio deposicional, outrora considerado como fator primordial na geração de estruturas e fácies, cede então lugar aos processos sedimentares que passam a ser reconhecidos como os principais responsáveis por estas feições.

Portanto a interpretação de estruturas e fácies não conduz a um determinado meio deposicional, mas permite deduzir quais foram os processos atuantes. Caso sejam os mesmos, em sua natureza e intensidade, os processos sedimentares podem produzir estruturas e fácies similares ao se repetirem em distintos sítios de deposição.

O processo sedimentar é o agente dinâmico, enquanto o sítio deposicional é o espaço físico hospedeiro da fácies gerada. Cada ambiente, exposto a variações nos processos sedimentares, deve conter associações de fácies geneticamente relacionadas.

A constatação de que muitas estruturas e fácies podiam ser geradas em um grande número de cenários, acarretou a crescente dificuldade em se determinar a gênese dessas feições sedimentares. Este desafio fez com que os pesquisadores se conscientizassem da necessidade de serem criados modelos que estabelecessem novos padrões e formas de abordagens, isto é, novos paradigmas na análise das bacias e seus ambientes deposicionais.

7.1.3 Associações de fácies

Johannes Walther (1894, *apud* Vassoyevitch 1959), ao observar modernos ambientes de deposição, enunciou um conceito empírico concernente à relação entre a distribuição lateral de ambientes e a sucessão vertical de fácies. Esta proposição, que ficou conhecida como "lei da correlação" ou "regra da sucessão de fácies de Walther", acabou praticamente esquecida por mais de meio século até ser resgatada na década de sessenta.

Exploracionistas da área petrolífera, como Visher (1965), que se habituaram a interpretar dados obtidos de perfis de poços, constataram que a sucessão vertical de fácies, em geral é devida à migração de ambientes (ou subambientes) dispostos lateralmente. A partir daí, tornou-se usual, na pesquisa petrolífera, a aplicação de uma versão modernizada da lei de Walther: *"em associações de fácies, sem lacuna de tempo, a superposição vertical de fácies reflete a distribuição lateral de ambientes adjacentes"*.

Visher (1965) definiu o perfil vertical de fácies como o empilhamento-padrão de determinada associação de fácies. Este perfil é a reprodução de certa associação de fácies na forma de uma coluna estratigráfica, na qual procura-se o ajuste vertical mais adequado de cada fácies, diferentemente da seção colunar que apresenta a disposição real das fácies observadas.

Para Fisher & McGowen (1967), cada conjunto de fácies cogenéticas, geradas por processos sedimentares atuantes em ambientes de uma mesma província fisiográfica, é uma associação ou assembléia de fácies.

Assim, uma vez estabelecidos os conjuntos litológicos e os tipos petrográficos, é necessária a caracterização das fácies sedimentares. Estas, por sua vez, deverão ser agrupadas em associações faciológicas coerentes e geneticamente compatíveis.

7.2 Aplicação do Termo Fácies no Subgrupo Irati

Alguns trabalhos sobre a Formação Irati procuraram distinguir suas fácies ou separá-la em fácies, como Mendes *et al.* (1966), Mezzalana (1971) e Figueiredo Filho (1971). Outros autores enfocaram os folhelhos desta unidade, sob o ponto de vista de fácies orgânicas, procurando separar seus folhelhos pelos tipos de matéria orgânica encontrada nessas rochas, através de estudos "organo-petrográficos" como Wolf & Corrêa da Silva (1974), ou ainda, como Trigüis *et al.* (1982) que

procuraram caracterizar os folhelhos através de suas " fácies orgânicas" a partir dos diversos parâmetros da geoquímica orgânica. Recentemente, Santos Neto (1993) dividiu o terço superior do Subgrupo Irati em três litofácies, ao caracterizar geoquimicamente o Membro Ipeúna da Formação Assistência no Estado de São Paulo. O último autor analisou e comparou as características destes conjuntos quanto à cromatografia em coluna gasosa (e líquida), tipo e evolução térmica e paleoambiente deposicional.

Estes autores imprimiram ao termo fácies, ou litofácies, uma conotação litoestratigráfica, em geral equivalente à camada ou membro, ou então empenharam-se na caracterização das variações litoestratigráficas laterais da unidade. Mezzalana (1971) empregou o termo "litobiofácies" em sua classificação do Irati, embora esta terminologia não exista na nomenclatura das unidades estratigráficas. De fato, ao verificar a correspondência entre biozonas distintas, relacionadas a pacotes sedimentares diferenciados, dividiu a formação em duas partes, que denominou Litobiofácies A (superior) e Litobiofácies B (inferior), fundindo unidades lito e bioestratigráficas compatíveis. Esta divisão da unidade, de caráter essencialmente descritivo e informal, separa litofácies ou conjuntos de fácies, caracterizando dois conjuntos de rochas com assembléias fossilíferas diferentes e definidas.

Hachiro (1991) já havia separado sete associações de fácies no Subgrupo Irati do Estado de São Paulo. No atual estágio de conhecimentos, foi possível aperfeiçoar a resolução estratigráfica da unidade e ampliar o conjunto de associações faciológicas para oito, de forma a compatibilizar a importância de algumas fácies da base da Formação Assistência, mais representativas no contexto geral da bacia.

7.3 Associações de Fácies da Formação Taquaral

As associações de fácies siliciclásticas da Formação Taquaral distribuem-se de modo uniforme por toda a Bacia do Paraná (**Figura 10**).

7.3.1 Associação faciológica I (AF-I: ruditos e psamitos)

Litotipos - Arenitos conglomeráticos com grânulos e seixos de sílex e quartzitos, arenitos quartzosos grossos a finos e arenitos de matriz lamítica.

Estruturas sedimentares - Estratificação levemente ondulada, estratificação lenticular, estratificação cruzada de pequeno e médio portes, estratificação plano-

Figura 10 - Mapa de distribuição das fácies pelíticas da Formação Taquaral.
Verde: folhelhos não-betuminosos.

paralela, marcas onduladas, granodecrescência e granocrescência ascendentes e estruturas de sobrecarga.

Paleocorrentes e geometria dos estratos - As medidas de paleocorrentes efetuadas nos conglomerados e arenitos conglomeráticos indicam uma direção principal das margens para o interior da bacia.

São corpos de formas lenticulares e distribuição restrita que, segundo Rich (1953), muitas vezes aparentam retrabalhamento por ondas. Washburne (1930) ao observar estes níveis conglomeráticos, com cerca de 1 m de espessura, referindo-se aos seixos de sílex arredondados, de 1 a 5 cm de diâmetro, considerou-os semelhantes a seixos redepositados em áreas litorâneas. Hachiro & Coimbra (1992b) interpretaram as fácies rudáceas e arenáceas com restos fósseis de peixes como depósitos de retrabalhamento por ondas de tempestades ou *bone beds* tempestíticos.

A presença ostensiva de psamitos, na base da Formação Taquaral principalmente na borda oeste (poços da PETROBRÁS de Dourados, MS), vem reafirmar a importância dos processos de recobrimento e retrabalhamento dos leques costeiros durante a transgressão inicial do mar Irati. Este retrabalhamento, por vezes, continuou até o interior da Formação Assistência, visto que, não raras são as intercalações de arenitos lamosos entre os carbonatos da unidade nos testemunhos dos poços DO-1-MT e DO-4-MT.

Assembléia fossilífera - Dentes, ossos e escamas de *Chondrichthyes* e *Osteichthyes* (Ragonha 1978), crustáceos, troncos silicificados, ostracodes e coprólitos de peixes.

7.3.2 Associação faciológica II (AF-II: pelitos não-betuminosos)

Litotipos - Folhelhos siltico-argilosos de cores cinza médio a escuro. Ocasionalmente, associados a estes sedimentos podem ocorrer delgados leitos e nódulos de carbonatos e sílex.

Estruturas sedimentares - Laminação plano-paralela, laminação lenticular e incipientes laminações plano-paralelas delgadas e levemente onduladas.

Paleocorrentes e geometria dos estratos - São sedimentos depositados em condições de águas relativamente calmas, com partículas em suspensão sedimentadas por decantação, formando estratos finamente laminados que permanecem homogêneos por largas extensões, segundo um pacote regular que, no Estado de São Paulo, adelgaça-se a norte e nordeste.

No pacote pelítico típico podem estar intercaladas finas lâminas milimétricas mais siltosas e lentiformes com grãos de quartzo, provavelmente impulsionados por tração durante a ação de ondas e correntes de marés.

Assembléia fossilífera - Restos de peixes, crustáceos do gênero *Clarkecaris* (Mezzalana 1952) e troncos silicificados. No poço AA-I-SP (Amadeu Amaral) da PAULIPETRO, foram encontrados lingulídeos (Campanha 1985) e foraminíferos aglutinados (Campanha & Zaine 1989) nos folhelhos da passagem entre as formações Taquaral e Assistência. São também comuns ostracodes, palinomorfos e espículas de esponja.

7.4 Associações de Fácies da Formação Assistência

7.4.1 Membro Morro do Alto

As fácies da brecha evaporítica, da base do Membro Morro do Alto, estão restritas ao centro-sul do Estado de São Paulo e extremo nordeste do Estado do Paraná, enquanto outras duas associações de fácies, de ambientes menos restritos, distribuem-se de modo generalizado pela bacia (**Figura 11**).

7.4.1.1 Associação faciológica III (AF-III: folhelhos betuminosos, calcilutitos e evaporitos)

Litotipos - Folhelhos argilo-siltosos, betuminosos, de cor cinza escura a preto, calcilutitos dolomíticos silicificados, silexites, gipsita e anidrita. Na base desta sucessão, no sul do Paraná, oeste de Santa Catarina e Rio Grande do Sul, os folhelhos betuminosos apresentam-se na forma de leitos milimétricos a centimétricos intercalados, por vezes irregularmente, em estratos de calcilutitos dolomitizados cinza claros a escuros. Na faixa de afloramentos no nordeste da bacia e norte do Paraná, os estratos de folhelhos betuminosos estão intercalados por calcilutitos dolomitizados, em geral em acamamento rítmico. Estas áreas costumam apresentar rochas de aspecto brechóide na base do pacote. Leitos carbonáticos e de folhelhos ocorrem deformados por mecanismos de expansão e dissolução de depósitos evaporíticos (gipsita e anidrita), centimétricos a decimétricos, intercalados entre os demais sedimentos.

Figura 11 - Mapa de distribuição das fácies pelíticas e evaporíticas do Membro Morro do Alto.
Verde: folhelhos betuminosos e folhelhos intercalados por calcilutitos.
Lilás: brecha evaporítica (gipsita, anidrita, sillexito, carbonatos e folhelhos).

Estruturas sedimentares - Laminações plano-paralelas, laminações lenticulares, brechamento, dobras atectônicas irregulares (estruturas enterolíticas), laminações levemente onduladas e fraturas preenchidas por gipsita e calcita.

Paleocorrentes e geometria dos estratos - São sedimentos depositados em águas calmas e rasas com decantação de terrígenos dispersos e carbonatos. Na parte norte da bacia a concentração de sais em corpo aquoso do tipo mar restrito, proporcionou uma salmoura residual sulfatada e a precipitação de anidrita e gipsita.

Estratos originalmente tabulares, apresentam-se atualmente brechados, dobrados, deformados, rompidos ou ondulados. As camadas verticalmente mais distantes dos níveis evaporíticos apresentam-se leve e irregularmente onduladas.

Assembléia fossilífera - Braquiópodes inarticulados (*Lingula sp*), ostracodes (*Bairdia sp*), foraminíferos (*Ammodiscus sp* e *Sorosphaera sp*) bentônicos arenáceos (Campanha 1985) e palinórmfos.

7.4.1.2 Associação faciológica IV (AF-IV: folhelhos betuminosos e ritmitos inferiores)

Litotipos - Folhelhos argilo-siltosos, cinza escuros a pretos e betuminosos no sul do Paraná, oeste de Santa Catarina e Rio Grande do Sul ("Camada Inferior" de folhelhos betuminosos de Padula 1968).

No norte do Paraná, São Paulo, sul de Goiás e Mato Grosso predominam ritmitos com as interestratificações de folhelhos argilo-siltosos betuminosos e calcilutitos dolomitizados e silicificados.

Estruturas sedimentares - Estratificações plano-paralelas e lenticulares, estratificações convolutas, estratificações onduladas.

Paleocorrentes e geometria dos estratos - Ambiente de energia muito baixa, com dispersão de partículas por correntes de marés, e sedimentação por decantação de partículas terrígenas, nas porções mais centrais, sul e oeste da bacia. Nas regiões a norte do Arco de Ponta Grossa, houve decantação cíclica de folhelhos betuminosos e calcilutitos dolomíticos, respectivamente nos climas úmidos e secos.

Assembléia fossilífera - Crustáceos do gênero *Pigaspis*, troncos silicificados, restos fosfáticos de peixes (colofânio), palinórmfos e ostracodes.

7.4.1.3 Associação faciológica V (AF-V: folhelhos siltosos e siltitos arenosos fossilíferos e glauconíticos)

Litotipos - Folhelhos siltico-argilosos cinza escuros e siltitos arenosos esverdeados e glauconíticos.

Estruturas sedimentares - Estratificação cruzada acanalada de pequeno a médio porte, marcas onduladas e laminações plano-paralelas, lenticulares e do tipo *flaser structure*.

Paleocorrentes e geometria dos estratos - São depósitos formados por corpos tabulares delgados de grande extensão e corpos lentiformes, sedimentados sob influência de correntes de marés.

Assembléia fossilífera - Restos de peixes, espículas de esponjas, palinomorfs, ostracodes e provavelmente crustáceos (*Pigaspis*).

7.4.2 Membro Ipeúna

As associações de fácies carbonáticas e rítmicas do Membro Ipeúna tiveram sua expansão relacionada aos flancos nordeste e norte da Bacia do Paraná. No restante da bacia acumularam-se principalmente fácies pelíticas de folhelhos argilo-siltosos betuminosos, com poucas intercalações de fácies carbonáticas (**Figura 12**).

7.4.2.1 Associação faciológica VI (AF-VI: banco dolomítico)

Litotipos - Dolomitos laminados finos e dolomitos estratificados finos a médios. Subordinadamente brecha intraformacional carbonática e delgados leitos e nódulos de sílex.

A sul do Arco de Ponta Grossa, depositaram-se calcilitos dolomíticos silicosos intercalados por lâminas e estratos de folhelhos betuminosos.

Estruturas sedimentares - Estratificação plano-paralela, marcas onduladas, gretas de contração, laminação lenticular, laminação tipo *climbing ripple*, brechamento e prováveis esteiras algáceas.

Paleocorrentes e geometria dos estratos - A mudança na granulometria dos estratos indicam variações de baixa a média energia nas correntes de marés ou, mais provavelmente, menor ou maior proximidade com as áreas-fonte. Foi observado que marcas onduladas de amplitude decimétrica ocorrem, em geral, no calcarenito mais grosso, quando provavelmente a profundidade era menor e as ondulações na superfície de água marcavam o substrato. Estes depósitos de

Figura 12 - Mapa de distribuição das fácies pelíticas e psamítico-carbonáticas do Membro Ipeúna.
Verde: folhelhos betuminosos e folhelhos intercalados por calcilitos.
Azul: doloarenitos do banco carbonático (coincidente à área de ritmitos).

carbonato clástico são tabulares e exibem notável regularidade por grandes extensões.

Oscilações no nível da água eram relativamente freqüentes e as brechas intraformacionais, de espessuras centimétricas a decimétricas, com gretas de contração e tabletes de dolomito transportados de áreas próximas a costa, atestam o fato de que ocorriam exposições de material sedimentado que, ao ser retrabalhado era removido para pontos mais distais.

Assembléia fossilífera - Crustáceos (coquinas de carapaças de *Liocaris*), mesossaurídeos (*Stereosternum*, *Brazilosaurus* e provavelmente *Mesosaurus*), troncos fósseis, ostracodes, fragmentos de peixes, fragmentos de algas e foraminíferos calcários da Subordem *Fusulinina* citados por Campanha & Zaine (1989).

7.4.2.2 Associação faciológica VII (AF-VII: ritmitos delgados)

Litotipos - Dololutitos finos silicosos, folhelhos argilo-siltosos e betuminosos, sillexitos (leitos e nódulos).

Estruturas sedimentares - Estratificação plano-paralela, estruturas de sobrecarga, laminação lenticular, laminação convoluta (rara), gretas, pseudo-nódulos e laminação plano-paralela interna aos estratos de folhelhos.

No Estado de São Paulo os estratos vão se tornando ligeiramente mais espessos rumo ao topo deste pacote, concomitante a uma tendência de lenticularização ou *boudinage* dos leitos que continuam mantendo o padrão rítmico.

Paleocorrentes e geometria dos estratos - As correntes atuantes eram de baixíssima energia, com dispersão de partículas por correntes de marés e sedimentação por decantação cíclica de carbonatos e terrígenos, com formação de estratos tabulares, delgados e de grande extensão lateral.

Assembléia fossilífera - Mesossaurídeos (*Mesosaurus* e provavelmente *Stereosternum*), crustáceos (*Paulocaris*), troncos fósseis, palinomorfs, restos de peixes, ostracodes e coprólitos.

7.4.2.3 Associação faciológica VIII (AF-VIII: ritmitos superiores e folhelhos betuminosos)

Litotipos - Folhelhos argilo-siltosos e betuminosos, dololutitos finos silicosos e sillexitos.

A norte do Arco de Ponta Grossa predominam os ritmitos de pares folhelho-carbonato.

No sul do Paraná, oeste de Santa Catarina e Rio Grande do Sul são mais expressivos os folhelhos betuminosos ("Camada Superior" de folhelhos betuminosos de Padula 1968).

Estruturas sedimentares - Estratificação plano-paralela e lenticular, estruturas de sobrecarga, laminação convoluta, bioturbação, estruturas do tipo *boudinage*, gretas de contração, e estruturas disciformes.

Paleocorrentes e geometria dos estratos - Deposição em águas calmas, baixíssima energia, com dispersão de partículas por correntes de marés e deposição por decantação. Estratos tabulares espessos por vezes abaulados por estruturas do tipo *boudinage* e corpos carbonáticos silicosos de formas ovaladas, discóides, são feições típicas desta associação de fácies.

Assembléia fossilífera - Restos de peixes, crustáceos (*Paulocaris*), troncos fósseis, palinórfos, ostracodes, coprólitos, e mesossaurídeos (*Mesossaurus* e provavelmente *Stereosternum*).

8 ESTRATIGRAFIA DO SUBGRUPO IRATI

8.1 Considerações Gerais

Os conjuntos de litotipos encontrados em afloramentos naturais, cortes de estradas, pedreiras e testemunhos de sondagens inicialmente foram descritos e classificados. Após terem sido reconhecidas suas estruturas sedimentares e horizontes de macrofósseis, passaram por análise petrográfica, ao microscópio óptico, e foram reagrupados em associações faciológicas de acordo com suas características litológicas, texturais e genéticas.

Apesar de terem sido estabelecidas associações diferenciadas de fácies na Formação Taquaral, a distribuição localizada e limitada dos depósitos basais e a precariedade de seu mapeamento ainda não permitem que sejam encetadas subdivisões litoestratigráficas claras e operacionais.

Por outro lado, a persistência, mapeabilidade e representatividade das associações de fácies da unidade sobrejacente permitiram que Hachiro *et al.* (1993) reordenasse litoestratigraficamente a Formação Assistência. Desta forma foi possível alcançar um excelente refinamento estratigráfico dessa formação, com subdivisões a nível de membros e camadas.

Atualmente a Formação Assistência está assim definida:

- a) Membro Morro do Alto (inferior): subdividido a partir da base em Camadas de Folhelhos Betuminosos, Camadas Evaporíticas, Ritmitos Inferiores e Camada Laje Azul;
- b) Membro Ipeúna (superior) constituído a partir da base por Camadas Bairrinho, Ritmitos Delgados e Ritmitos Espessos Superiores (**Figura 13**).

8.2 Subdivisão Estratigráfica

8.2.1 Formação Taquaral

A Formação Taquaral compreende um pacote principal de ampla distribuição na bacia de folhelhos siltico-argilosos, cinza escuros e não-betuminosos. Subordinadamente ocorrem leitos lentiformes de arenitos conglomeráticos, arenitos e lamitos, restritos à borda nordeste, norte e oeste da bacia. Em resumo, estes são os litotipos da base do Subgrupo Irati, colocados entre a Formação Palermo

NORTE DO ARCO DE PONTA GROSSA				SUL DO ARCO DE PONTA GROSSA	
Fms. SERRA ALTA / CORUMBATAÍ				Fm. SERRA ALTA	
SUBGRUPO IRATI	Fm. ASSISTÊNCIA	Mb. IPEÚNA	RITMITOS SUPERIORES	"CAMADA SUPERIOR DE FOLHELHOS BETUMINOSOS"	
			RITMITOS DELGADOS	"CAMADA INTERESTRATIFICADA SUPERIOR"	
			CAMADA BAIRRINHO		
		Mb. MORRO DO ALTO	CAMADA LAJE AZUL	CAMADA LAJE AZUL ("CAMADA INTERMEDIÁRIA")	
			RITMITOS INFERIORES	"CAMADA INFERIOR DE FOLHELHOS BETUMINOSOS"	
			CAMADA DE BRECHAS EVAPORÍTICAS	"CAMADA INTERESTRATIFICADA INFERIOR"	
			CAMADA DE FOLHELHOS BETUMINOSOS		
		Fm. TAQUARAL			Fm. TAQUARAL
	Fms. PALERMO / TATUÍ				Fm. PALERMO

Figura 13 - Subdivisão litoestratigráfica do Subgrupo Irati.

(formações. Tatui e Dourados) e os folhelhos betuminosos inferiores (camada inferior de folhelhos de Padula 1968) da Formação Assistência.

A designação Taquaral foi inicialmente empregada por Barbosa & Almeida (1948) para identificar o membro superior da antiga Formação Itapetininga (da "Série" Tubarão). Mais tarde, Barbosa & Gomes (1958) excluíram o membro da "Série" Tubarão posicionando-o na base da então Formação Irati.

Como seção-tipo (holoestratótipo) da unidade litoestratigráfica Taquaral foi indicada, por Barbosa & Almeida (1948), a exposição de sedimentos em um corte da antiga Companhia Paulista de Estradas de Ferro (atual Ferrovias Paulista S/A - FEPASA), situada no km 116 do ramal Americana-Piracicaba, próxima à localidade que lhe cedeu o nome.

Os afloramentos que podem ser indicados como paraestratótipos são os observados no km 136 da rodovia SP-127, entre Tatui e Itapetininga, no cruzamento com a estrada de ferro da Ferrovias Paulista S/A (FEPASA), e o da rodovia Piracicaba-Limeira, na margem direita do rio Piracicaba, próximo à primeira cidade.

As seções-de-referência auxiliares (hipoestratótipos) podem ser encontradas em subsuperfície nos perfis dos seguintes poços da PAULIPETRO e PETROBRÁS: AA-1-SP (Amadeu Amaral, SP - intervalo 1812-1826m), AB-1-SP (Anhembi, SP - intervalo 201-208m), AR-1-SP (Araçatuba, SP - intervalo 1871-1882m), PP-1-SP (Paraguaçu Paulista, SP - intervalo 2025-2048m) e TB-1-SP (Taciba, SP - intervalo 2650-2659m).

Os arenitos conglomeráticos, em leitos lenticulares de espessura decimétrica a métrica, são em geral maciços. A composição do arcabouço (areia muito grossa) é predominantemente quartzosa, com a presença de grânulos e pequenos seixos de sílex, siltitos e arenitos muito finos. A matriz é arenosa fina a siltico-argilosa, onde predominam os grãos de quartzo, contendo ainda feldspatos, fragmentos de sílex, micas finas e argilominerais impregnados por hidróxidos e/ou óxidos de ferro. Para o topo os arenitos gradam para siltitos arenosos ou lamitos, tornando-se mais finos, com o conseqüente aumento no teor em argilominerais e micas finas, e sensível diminuição de clastos de quartzo, sílex e feldspatos.

Os pelitos (folhelhos siltico-argilosos, cinza escuros e não-betuminosos), aparentemente maciços em amostras de testemunhos, apresentam-se com relativa lamelação nos afloramentos, exibindo finas laminações plano-paralelas e lenticulares, que se destacam à medida que o material intemperiza. Estes folhelhos siltico-argilosos contêm cerca de 55% de grãos de quartzo, feldspatos e micas na fração silte a areia muito fina. São carbonosos mas não-betuminosos, localmente piritosos e com restos de peixes.

As áreas-fonte dos pelitos acinzentados estariam nos arredores da bacia, nas porções relativamente mais soerguidas dos arcos de Ponta Grossa, Assunção, Campo Grande e Flexura de Goiânia.

8.2.2 Formação Assistência

A Formação Assistência é constituída principalmente pelos pacotes de folhelhos pretos betuminosos intercalados por dolomitos, presentes na porção superior do Subgrupo Irati. A designação Assistência coube a Barbosa & Gomes (1958) que indicaram, como seção-tipo, as ocorrências da localidade de Assistência, entre Piracicaba e Rio Claro. Os sedimentos terrígenos devem ter se originado nas bordas relativamente mais elevadas dos arredores da bacia e foram carreados para as partes centrais da mesma, a partir de suas margens.

Já os sedimentos carbonáticos tiveram suas áreas-fonte situadas na borda oriental, onde floresceram colônias algáceas (estromatólitos), como as encontradas em Santa Rosa de Viterbo, no nordeste do Estado de São Paulo. A fragmentação e retrabalhamento destas estruturas bioconstruídas e posterior remoção por correntes no sentido W, permitiram a progradação de sedimentos clásticos carbonáticos da borda oriental para o interior da plataforma (Depressão de São Paulo). A cadência das variações climáticas e a prevalência alternada do aporte de sedimentos, ora siliciclásticos e ora carbonáticos, foram as responsáveis pela deposição das sucessões rítmicas dos pares folhelho-dolomito.

Os evaporitos resultaram da saturação das águas plataformais com o desencadeamento de processos agradacionais e precipitação de sais de sulfato em condições de inframarés. O ambiente progressivamente confinado, de águas estratificadas pela estagnação do mar intracontinental, impedia a formação de correntes de convecção que pudessem diluir a concentração salina gradualmente crescente com a profundidade.

A formação das camadas evaporíticas provavelmente teve a colaboração de uma aridez climática, concomitante à vigência de fluxos unidirecionais de águas ricas em sais minerais para o interior da plataforma. Esta ocorrência de evaporitos, no centro-sul do Estado de São Paulo, assemelha-se ao modelo de acumulação evaporítica conhecido por "olho de boi", caracterizado pela concentração de sais mais solúveis na parte interna da bacia.

8.2.2.1 Membro Morro do Alto

Como seção-tipo (holoestratótipo) da unidade indica-se as exposições de rochas do cruzamento da rodovia SP-127 (km 136) com o ramal Tatuí-Itapetininga da antiga estrada de ferro Sorocabana. Conhecido informalmente como "afloramento do viaduto FEPASA", situa-se logo a nordeste da localidade de Morro do Alto.

As exposições que podem ser apontadas como paraestratótipos deste membro são as que afloram na rodovia SP-270: no km 121, próximo a Tatuí, e no km 220, entre as entradas para as cidades de Angatuba e Paranapanema.

As seções-de-referência auxiliares (hipoestratótipos) encontram-se em subsuperfície nos perfis dos poços da PAULIPETRO E PETROBRÁS: AA-1-SP (Amadeu Amaral, SP - intervalo 1800-1812m), AB-1-SP (Anhembi, SP - intervalo 190-201m), PA-1-SP (Piratiniga, SP - intervalo 642-658m), PN-1-SP (Paranapanema, SP - intervalo 167-184m) e MA-1-SP (Mandaçaia, SP - intervalo 985-998m).

8.2.2.1.1 Camada de Folhelhos Betuminosos

Os folhelhos são pretos, argilosos, micáceos, betuminosos e localmente piritosos, podendo conter restos de peixes e troncos vegetais silicificados. Podem conter cerca de 15% de grãos de quartzo e feldspatos na fração silte, em lâminas submilimétricas, lentiformes, intercaladas em material argiloso, rico em matéria orgânica. Observa-se a presença de pirita, sílex e carbonato como minerais autigênicos, sendo o colofânio o componente aloquímico, originado da alteração de restos fosfáticos de peixes.

8.2.2.1.2 Camada de Brechas Evaporíticas

As rochas evaporíticas (anidrita e gipsita), brechadas e dobradas, estão em associação com sílexitos e dolomitos silicificados. Em sondagens, ocorrem ora em leitos centimétricos a decimétricos, com anidrita laminada a nodular, ora com aspecto brechóide, com anidrita e gipsita fragmentar ou fibrosa, em matriz terrígena ou carbonática, ou ambos, envolvendo fragmentos de folhelhos pretos e dolomitos silicificados. As fraturas sub-horizontais a verticais estão preenchidas por gipsita fibrosa e calcita secundárias. Em afloramentos são observadas apenas as dobras enterolíticas e o brechamento gerado pela hidratação ou dissolução dos sais de sulfato (*collapse breccia*). Nos limites do intervalo brechado os estratos estão

menos ondulados e rompidos, indicando que as deformações tornam-se menos acentuadas à medida que se distancia dos níveis evaporíticos.

Quanto aos silexitos, estes ocorrem na forma de leitos descontínuos, de espessura centimétrica, ou como nódulos e concreções entre folhelhos e carbonatos. Nos afloramentos, os leitos silicificados, normalmente deformados, estrangulados e rompidos, são produtos da substituição, parcial ou total, da anidrita de leitos preexistentes pela sílica criptocristalina a microcristalina, durante processos diagenéticos.

8.2.2.1.3 Ritmitos Inferiores

Os ritmitos do Membro Morro do Alto são constituídos pela alternância de leitos siliciclásticos e carbonáticos, centimétricos a decimétricos, formando pilhas sucessivas de pares folhelho-dolomito. Os folhelhos são argilo-siltosos, betuminosos e micáceos, onde a presença de grãos de quartzo e feldspatos em proporções de até 40% da rocha, na fração silte a areia muito fina, pode formar lentes submilimétricas a milimétricas. As estruturas sedimentares mais comuns são a laminação plano-paralela e a lenticular, que conferem lamelação à rocha. Localmente ocorrem minerais autigênicos, como pirita e sílica criptocristalina, na forma de nódulos e leitos lenticulares de silex, deformando levemente as lâminas argilosas e siltosas. Restos de peixes são encontrados raramente, e carbonato pode ocorrer como cimento local ou preenchendo fraturas. Os dolomitos cinza claro a acastanhados não exibem laminação interna visível porém, ao microscópio, podem ser observadas linhas submilimétricas de grãos de quartzo, feldspatos e mica na fração silte, em proporções da ordem de 5% da rocha, definindo uma incipiente laminação paralela.

8.2.2.1.4 Camada Laje Azul

Os lamitos arenosos, glauconíticos, fossilíferos e cinza esverdeados, da borda nordeste, tornam-se mais argilosos e escuros no centro e nas porções meridionais da bacia, onde desenvolvem certa lamelação, gradando para folhelhos siltico-argilosos, semelhantes aos das formações Taquaral e Serra Alta. Caracterizam-se por apresentar lâminas lentiformes milimétricas com grãos de quartzo e feldspatos, minerais pesados e micas, na fração silte a areia muito fina, associados a pelotilhas de glauconita e restos de peixes e espículas de espongiários. Os minerais autigênicos são a glauconita, a sílica microcristalina e a pirita, que podem contribuir com até 10% da rocha.

8.2.2.2 Membro Ipeúna

Como holoestratótipo da unidade indica-se a seção típica que é comum em todas as pedreiras situadas nas proximidades da localidade de Ipeúna, município de Rio Claro (SP).

As seções em condições de representarem paraestratótipos deste membro são as expostas nas pedreiras encontradas desde os municípios de Angatuba (sudoeste paulista) até Rio Claro (nordeste paulista).

As seções-de-referência auxiliares, ou hipoeestratótipos, assinaladas em subsuperfície estão nos perfis dos poços da PAULIPETRO e PETROBRÁS: AA-1-SP (Amadeu Amaral, SP - intervalo 1776-1801m), AB-1-SP (Anhembi, SP - intervalo 165-190m), PA-1-SP (Piratiniga, SP - intervalo 607-642m), PN-1-SP (Paranapanema, SP - intervalo 145-167m) e MA-1-SP (Mandaçaia, SP - intervalo 985-1000m).

Em superfície, merecem destaque as seções expostas nas pedreiras do município de Santa Rosa de Viterbo (nordeste paulista), cerca de 6 km a leste da cidade, com mesossaurídeos, estromatólitos e associações de fácies peculiares a planícies de marés, marginais ao mar Iрати (**Fotos 36, 37 e 38**).

8.2.2.2.1 Camada Bairrinho

A Camada Bairrinho é constituída por banco de carbonatos dolomíticos e tem em média 3m de espessura. Esta camada é constituída por fácies dolomíticas texturalmente diferenciadas e que se alternam por cerca de três vezes no interior do banco.

A fácies de textura mais fina é composta de lâminas (mm) e estratos (cm) de dololutitos, de cor cinza clara, interestratificadas por lâminas milimétricas de dololutitos, de cor escura e com impurezas orgânicas e argilosas. Estas interlaminações conferem à fácies um aspecto rítmico ou várvido. A matriz carbonática tem textura microcristalina na qual estão imersos clastos de quartzo na fração silte a areia muito fina. Os clastos terrígenos estão dispersos ou em concentrações submilimétricas paralelas à estratificação. Os grãos siliciclásticos podem ocorrer em cerca de 5%, assim como os intraclastos e restos fosfáticos. Os minerais autigênicos são a pirita e a sílica microcristalina em nódulos.

A outra fácies do banco é composta por doloarenitos cinza claro a creme, em estratos centimétricos plano-paralelos com material clástico de granulação areia fina a média. A matriz apresenta lama carbonática microcristalina envolvendo

componentes aloquímicos entre 35 a 45%. Os aloquímicos são em geral pelotilhas, bioclastos, intraclastos e oóides. Os clásticos terrígenos, fração silte a areia muito fina, são compostos por quartzo, feldspatos e micas, e representam 5 a 10% da rocha.

No interior do banco dolomítico também ocorrem de três a quatro níveis tabulares constituídos de brecha intraformacional (*carbonate flat pebble breccia*), com espessuras entre 5 a 30cm e com fragmentos tabulares de doloarenitos, dololutitos, esteiras algáceas e fragmentos de raros folhelhos.

Especificamente em termos petrográficos, os carbonatos laminados e estratificados do banco dolomítico (Camada Bairrinho) e os carbonatos encontrados em Santa Rosa de Viterbo, atribuídos de modo incorreto à Formação Corumbataí por Suguio & Mello e Sousa (1985), são semelhantes em suas características texturais e mineralógicas, visto que têm origem comum a partir do retrabalhamento das mesmas bioconstruções (**Foto 39**). Caso isto fosse insuficiente para uma correlação entre os sedimentos, poder-se-ia acrescentar que foram identificados em lâminas delgadas os mesmos fragmentos e restos fósseis compostos por carapaças de crustáceos, pelóides, pelotilhas fecais, intraclastos originados do retrabalhamento de estromatólitos e esteiras algáceas (*algal mats*), e ossos de mesossaurídeo (**Foto 40**). Esta assembléia fossilífera, até o momento, só foi encontrada nas fácies do banco dolomítico. A única diferença visível, entre os carbonatos do banco dolomítico e os de Santa Rosa de Viterbo, está na cor dos sedimentos; enquanto os da plataforma (Camada Bairrinho) são em geral mais finos e têm cor cinza claro, os das planícies de marés depositadas da região de Santa Rosa do Viterbo, além de mais grossos (proximais), têm tonalidades acastanhadas a cinza avermelhadas, cores indicativas de ambientes mais oxidantes, rasos e marginais.

Mello e Sousa (1985) considerou as estruturas bioconstruídas, encontradas nos carbonatos de Santa Rosa de Viterbo, como estromatólitos formados em águas rasas e calmas de planícies de marés. Hachiro (1991), ao estabelecer para esta região as planícies de marés contíguas à Plataforma Carbonática Assistência, interpretou os estromatólitos como fontes de clásticos carbonáticos que, ao serem retrabalhados, cominuídos e transportados para o interior da bacia, acumularam-se como estratos constituintes da Camada Bairrinho.

Os fragmentos de carapaças de *Liocaris* compõem os depósitos carbonáticos (coquinas) com restos fósseis conhecidos por *shell beds* tempestíticos de plataforma rasa. Por outro lado, as concentrações de restos de mesossaurídeos, na região de Santa Rosa de Viterbo, constituem *bone beds* tempestíticos depositados em planícies de marés (Hachiro & Coimbra 1992b). Essas concentrações de restos

PRANCHA VII

Foto 36. Amostra de *bone bed* tempestítico, formado por fragmentos fosfáticos de ossos de mesossaurídeos e rocha dolomítica de granulação média. Os restos esqueléticos foram depositados em planícies de marés da borda da plataforma carbonática. Pedreira Santa Rosa, Santa Rosa de Viterbo (SP).

Foto 37. Estromatólito de forma dômica, de mais de 1,5m de altura. Estas bioconstruções, juntamente com esteiras algáceas, foram as principais fontes de fragmentos clásticos carbonáticos da Formação Assistência. Frente de lavra da Mineração Itaitê, Santa Rosa de Viterbo (SP).

Foto 38. Afloramento de rocha formada de lama carbonática de cor rósea clara. A lama carbonática ao ser exposta foi dessecada e gretada nas zonas de supramarés e intermarés. Observar os restos ósseos (vértebras e costelas) retrabalhados de mesossaurídeos e as gretas de ressecção. Pedreira Itaitê, Santa Rosa de Viterbo (SP).

Foto 39. Fotomicrografia de seção delgada obtida de amostra de estromatólito. Notar a textura porosa e o aspecto mosqueado, fornecido por grumos de carbonato mais escuro e fino em contraposição aos espaços em parte ocupados por recristalizações mais claras de calcita esparítica. Nicóis cruzados. 1cm = 260 μ . Pedreira da Mineração Itaitê, Santa Rosa de Viterbo (SP).

Foto 40. Fotomicrografia de doloarenito, ocorrente nas planícies de marés. É constituído por abundantes pelotilhas bioclásticas, na fração areia fina a média, da cominuição e retrabalhamento dos estromatólitos e esteiras algáceas. Apresenta: (1) fragmento ósseo de mesossaurídeo; (2) intraclastos arredondados do retrabalhamento de estromatólitos; (3) lâminas de esteiras algáceas; e (4) carapaças de *Liocaris*. Notar a semelhança textural entre os carbonatos desta foto e da anterior. Nicóis cruzados. 1cm = 670 μ . Pedreira Santa Rosa, Santa Rosa de Viterbo (SP).

36

37

38

39

40

de mesossaurídeos vinculadas às tempestades já haviam sido relatadas, na localidade de Passo São Borja (RS), por Della Fávera (1987) e Lavina *et al.* (1989).

8.2.2.2 Ritmitos Delgados (Regulares)

Os ritmitos sobrepostos ao banco dolomítico são constituídos por pelitos betuminosos, intercalados por calcilutitos dolomitizados e silicificados, apresentando-se delgados (cerca de 10cm), e com estratos plano-paralelos, de tabularidade bem regular. Rumo ao topo, estes ritmitos tendem a ficarem menos tabulares, um tanto boudinados e mais espessos.

8.2.2.3 Ritmitos Superiores (Espessos)

Os ritmitos superiores apresentam as mesmas características sedimentológicas e petrográficas dos ritmitos inferiores, diferindo somente na forma e espessura dos estratos, apresentando estas formas lenticulares e boudinadas e sendo mais espessos (30 a 40cm). Nos folhelhos dos Ritmitos Superiores são observados, ao microscópio, fragmentos de matéria orgânica similares a macerados de materiais de origem algácea.

9 CICLOS TRANSGRESSIVO-REGRESSIVOS DO SUBGRUPO IRATI

9.1 Considerações Iniciais

Nesta investigação sobre os ciclos transgressivo-regressivos presentes na unidade foram identificadas seis sucessões sedimentares, desde a base até o topo do Subgrupo Irati. Foi possível observar diferenças na sedimentação das sucessões, tanto ao longo da faixa de afloramentos como entre as partes centrais e as bordas da Bacia do Paraná.

Parte das diferenças nas pilhas de deposição já haviam sido reconhecidas (Hachiro 1991) pelas suas características faciológicas em afloramentos, pedreiras e testemunhos de sondagens. Neste estudo as sucessões sedimentares identificadas estão sendo estendidas para o restante da bacia, evidentemente com as devidas ressalvas e adaptações.

Somente uma parte da seqüência basal, constituída de ruditos e psamitos, tem distribuição localizada nos estados de São Paulo e Mato Grosso do Sul; os demais pacotes sedimentares, com maior ou menor espessamento, ocorrem em boa parte da área de abrangência da unidade.

Deve ser ressaltado que as sucessões sedimentares têm padrões de empilhamento semelhantes em quase toda a porção norte do Arco de Ponta Grossa, principalmente nas proximidades da borda nordeste, mas essas sucessões ocorrem de modo diferenciado a sul do referido arco, mormente no que tange à distribuição dos leitos de carbonatos intercalados nos folhelhos.

Estas sucessões sedimentares são resultantes de variações no sítio deposicional, em grande parte determinadas por oscilações no nível das águas, contexto tectônico da parte interna da bacia e das áreas-fonte de sedimentos, disponibilidade de terrígenos e carbonatos na orla litorânea e mudanças climáticas de periodicidade bem marcada.

Os processos sedimentares foram comandados principalmente por episódios de variações do nível das águas. O aumento e diminuição da lâmina de água foram de amplitudes limitadas, mas tiveram grande influência em uma bacia rasa, com profundidades de até uma a duas centenas de metros, e cujas planícies costeiras eram extensas. Por sua vez, nestas áreas, os fatores climáticos foram capazes de reger a natureza e as condições de deposição dos sedimentos nos períodos de estabilização tectônica e pequenas variações no nível das águas.

Estes episódios transgressivo-regressivos representaram flutuações eustáticas de menor ordem, que fizeram parte de um evento transgressivo principal transcorrido durante a sedimentação pós-glacial permiana. De acordo com Medeiros (1995), o episódio transgressivo mais importante, foi aquele que deu origem à Formação Palermo. Este ao completar o máximo de inundação, destacou-se em relação aos precedentes por atingir áreas antes não alcançadas, estabelecendo sedimentação em *onlap* sobre o embasamento cristalino no Rio Grande do Sul e sobre a Formação Aquidauana no Mato Grosso e Goiás.

O mar que se formou com a transgressão, iniciada no fim do Eopermiano, dominou quase a totalidade da Bacia do Paraná com uma extensa cobertura de água interna ao continente sul-americano. A evolução desse mar interno, designado de mar Palermo por Northfleet *et al.* (1969), está registrada na variedade das rochas sedimentares componentes das unidades, do decorrer do Neopermiano, desde o topo do Supergrupo Tubarão até uma parte superior do Grupo Passa Dois.

9.2 Primeiro Ciclo Transgressivo-Regressivo

9.2.1 Sucessão sedimentar terrígena basal

A base da unidade é representativa deste primeiro ciclo é caracteristicamente terrígena, apresentando raras e localizadas intercalações lenticulares, milimétricas a centimétricas, de carbonatos entre folhelhos siltosos não-betuminosos.

Conglomerados e arenitos conglomeráticos, sillexíticos, e arenitos finos, ricos em restos fósseis de peixes, são sedimentos de distribuição restrita que afloram na área do "Domo de Pitanga", entre Rio Claro e Piracicaba (SP), daí ser conhecido como "Conglomerado Pitanga" (Soares 1991). Observa-se, nestes sedimentos, uma forte influência continental, estando suas áreas-fonte a E e a NE desta localidade. São depósitos originados de retrabalhamento, provavelmente por ondas de tempestade e efeitos de oscilações de marés a partir de depósitos rudáceos fluviais da Formação Tatui, aflorantes no distrito de Ibicatu (Conglomerado Ibicatu, de Soares 1972), no município de Araras (SP).

Os leitos de arenitos conglomeráticos da base da unidade também foram identificados por Mezzalana (1971), em poços perfurados para captação de água e prospecção mineral, nos municípios do leste e nordeste paulista.

Com relação aos folhelhos não-betuminosos, que compõem quase exclusivamente a base da sucessão, foram considerados por Barbosa & Gomes (1958) como sedimentos típicos do ex-Membro Taquaral. Podem ser identificados

em afloramentos e poços da PETROBRÁS, por quase toda a Bacia do Paraná, com exceção das bordas nordeste (poço OL-1-SP) e oeste (poço DO-4-MT), onde gradam para fácies arenosas, como as que se confundem com o topo da formação Dourados. Em exposições e sondagens rasas no Rio Grande do Sul, onde a passagem Palermo-Irati geralmente não é fácil de ser estabelecida, os folhelhos siltosos não-betuminosos da Formação Taquaral, sendo pouco expressivos ou pouco característicos, são por vezes englobados no topo da Formação Palermo. Neste caso, pesquisadores como Padula (1968), Bigarella (1971) e Figueiredo Filho (1971) suprimiram a Formação Taquaral que, embora presente nessas exposições, não tendo sido reconhecida, está ausente do perfil do Irati por eles apresentado.

9.2.2 Evolução sedimentar

Não obstante a Formação Palermo ser o reflexo de um ambiente de grande estabilidade e mostrar um aspecto transgressivo em relação à unidade subjacente, há inúmeras evidências de sedimentação progradacional em seu terço superior. No oeste do Arco de Ponta Grossa a deposição de arenitos foi interpretada anteriormente por Northfleet *et al.* (1969) como provocada por uma reativação daquela estrutura. Estas areias progradantes, de origem flúvio-deltaica ou de leques costeiros, podem ser observadas também na bordas nordeste (Estado de São Paulo e Triângulo Mineiro) e centro-oeste (Estado do Mato Grosso do Sul), no mapa de porcentagens de areia da Formação Palermo de Northfleet *et al.* (1969). Quanto aos arenitos da borda centro-oeste (Estado do Mato Grosso do Sul), são os mesmos atribuídos por Milani *et al.* (1994) a deposições flúvio-deltaicas da Formação Dourados. Na parte central e sul da bacia, os perfis de poços também apresentam areias de retrabalhamento, em geral por tempestades, logo abaixo do topo da Formação Palermo.

No Estado de São Paulo há o testemunho de uma progradação, quase ao final da sedimentação Tatuí. Os clastos sílexíticos de Ibicatu, constituindo conglomerados e arenitos conglomeráticos, representam depósitos do tipo *braided*, que comprovam o recuo da linha de costa nesta época. Estes ruditos, acumulados durante rejuvenescimento fluvial, são depósitos originados de sedimentos emersos que passaram a ser escavados, transportados e redepositados ao longo da então borda litorânea exposta. No poço, da PETROBRÁS, AG-1-MT (Alto Garças) foi assinalada a presença de conglomerado sílexítico sobre uma discordância Palermo-Aquidauana, a 13m abaixo do que foi considerada a base do Irati.

Já na fase transgressiva, na parte central da bacia, foi iniciada a sedimentação dos folhelhos siltosos típicos da Formação Taquaral. As porções

marginais, como o nordeste do Estado de São Paulo, ao serem dominadas por estágio retrogradante, foram paulatinamente afogadas, e tiveram parte dos sedimentos da fase progradante anterior, retrabalhados. Estes sedimentos foram registrados em subsuperfície e em exposições ao longo da faixa de afloramentos do Subgrupo Irati, entre Rio Claro e Itapetininga. Nesta última localidade ocorre apenas um leito de 1cm de espessura de arenito fino com restos de peixes. Em subsuperfície, foram identificados e descritos em maior número de vezes por Mezzalana (1971) que, estudando diversas perfurações para captação de água e prospecção mineral, registrou-os em sondagens efetuadas entre Leme e Pereiras, ocorrendo na passagem entre as unidades Tatui e Irati, mais especificamente na base da Formação Taquaral, conforme constataram Barbosa & Gomes (1958). Estes arenitos têm espessuras irregulares, variando de 0,1 a 1m, ora mais conglomeráticos ora mais arenosos e, em geral, apresentando uma granodecrescência ascendente.

Os folhelhos siltosos e argilosos, sem betume, da Formação Taquaral completam a sedimentação resultante da primeira fase transgressiva do Subgrupo Irati. Suas características faciológicas indicam mudanças nos processos deposicionais e nas condições físico-químicas do interior da bacia, atestando a paulatina passagem de ambiente menos restrito (mar Palermo) para um mais restrito (mar Irati). Esta passagem, no Rio Grande do Sul, foi caracterizada pela presença de organismos marinhos (Cazzulo-Klepzig *et al.* 1988), no intervalo entre a parte superior da Formação Palermo e a Formação Taquaral. Para Medeiros (1993) a Bacia do Paraná estaria perdendo, por essa época, os canais de comunicação com águas oceânicas que circundavam a Pangéia e que transportavam tais organismos.

Na faixa aflorante do Estado do Rio Grande do Sul os folhelhos da Formação Taquaral, por estarem muito alterados, por vezes intercalados por lentes de areia muito fina e apresentarem poucos metros de espessura, não constituem uma unidade à parte. No sul da Bacia do Paraná é comum colocar-se a base do Subgrupo Irati nos primeiros leitos de carbonatos ou folhelhos betuminosos que aparecem no topo dos siltitos e arenitos muito finos e bioturbados da Formação Palermo. Estes carbonatos, que fazem parte da sucessão sobrejacente, são correlacionáveis aos carbonatos associados à brecha evaporítica da área a norte do Arco de Ponta Grossa. Por esta época uma descida no nível das águas aliada a um clima mais árido, ao aumento de restrição e salinidade das águas e à diminuição do aporte de terrígenos propiciou, na borda oriental da bacia, a instalação das primeiras colônias algáceas fornecedoras dos carbonatos da Formação Assistência.

9.2.3 Sucessão sedimentar clástico-química

Esta sucessão é formada por folhelhos betuminosos de um ambiente anóxico que se tornou progressivamente mais restrito. A norte do Arco de Ponta Grossa, na base desta seção, ocorrem intercalações evaporíticas (gipsita e anidrita) com mais de 1m de espessura, assinaladas nos poços (PAULIPETRO e PETROBRÁS) PN-1-SP (Paranapanema), MA-1-SP (Mandaçaia) e LI-1-SP (Lins), e com indícios de anidrita nos poços SA-1-SP (Sarutaiá), AA-1-SP (Amadeu Amaral) e SD-1-MT (São Domingos). Nos poços de Paranapanema e Mandaçaia, constitui um nível de 2 metros, no qual se encontram leitos evaporíticos centimétricos a decimétricos e material brechado, composto por gipsita, carbonatos, folhelhos e sílex. Em poços rasos, de prospecção mineral, efetuados entre Fatura e Itapetininga pela GEOSOL (1968), este intervalo foi descrito como uma brecha intraformacional constituída por fragmentos de folhelhos, carbonatos e sílex.

Essa brecha, originalmente de natureza evaporítica, também ocorre com espessuras métricas em afloramentos da unidade entre Itapetininga e Paranapanema (sudoeste paulista), e no norte do Paraná, na região oeste de Siqueira Campos, entre as localidades de Tomasina e Barro Preto, foi descrita, pela CPRM (1982), como "brecha conglomerática". Em geral apresenta-se na forma de leitos irregularmente dobrados, rompidos e brechados, entre folhelhos betuminosos e carbonatos, sobrepostos aos folhelhos silteosos não-betuminosos do Membro Taquaral (Hachiro 1991).

Para o topo dessa sucessão passam a ocorrer folhelhos betuminosos intercalados com alguns leitos de carbonatos deformados e ondulados, por vezes lenticulares. São as primeiras ocorrências do par folhelho-carbonato, ainda embrionários e mal definidos da base da Formação Assistência, ou seja, a base dos Ritmitos Inferiores.

A sul do Arco de Ponta Grossa os primeiros estratos de carbonatos intercalados na base da Camada Inferior de Folhelhos Betuminosos ("Segunda Camada" de Padula 1968 e Bigarella 1971) representam os depósitos correspondentes ao início desta sucessão, onde e quando as fácies evaporíticas não se formaram (Foto 41).

9.2.4 Evolução sedimentar

A sucessão sedimentar clástico-química marca a passagem entre as formações Taquaral e Assistência, constituindo os estratos basais da unidade

sobrejacente. Na base do Membro Morro do Alto, houve uma deposição de folhelhos argilosos e betuminosos à medida que as condições hidrodinâmicas tornaram-se menos enérgicas e o sítio deposicional foi ficando mais restrito e anóxico. Assim, além da diminuição na granulometria dos sedimentos, ocorreu um aumento da concentração de matéria orgânica. Esta etapa é o início da marcha regressiva das águas, estabelecendo um isolamento progressivo que culminou na deposição de gipsita e anidrita na área da bacia compreendida entre o centro e o sul do Estado de São Paulo.

A presença de lama altamente orgânica e a concentração anormal de sais na composição destas rochas constituem a prova de que houve um rebaixamento no nível das águas. A geração e preservação de sulfatos após o topo do pacote de folhelhos da Formação Taquaral indica, também, o grau de confinamento estabelecido, na área da bacia a norte do Arco de Ponta Grossa. Esta condição fisiográfica, aliada a clima mais árido, possibilitou a formação de um "mar residual" de circulação restrita, com águas estratificadas e de alta salinidade.

Com a evolução pós-sedimentar dos evaporitos, através de fenômenos diagenéticos de deformação, expansão e dissolução, as rochas sotopostas e justapostas próximas foram envolvidas na formação de uma brecha evaporítica encontrada em afloramentos e perfis de poços. Associados à brecha ocorrem leitos formados de sílex epigenético, derivados da substituição de material evaporítico por sílexítico.

Esta regressão redundou na maior restrição já imposta à Bacia do Paraná durante a evolução do mar Irati. O confinamento, provavelmente, não isolou completamente a região do restante da plataforma rasa, mas resultou na formação de um mar residual hipersalino menos propenso a intercâmbios com o restante da bacia. Nesta porção a norte do Arco de Ponta Grossa, o recuo da linha de costa possibilitou a exposição, cominuição, retrabalhamento e transporte de material carbonático procedente de estromatólitos e esteiras algáceas que passaram a florescer na borda oriental da bacia, principalmente na borda nordeste. Os estratos de carbonatos encontrados na base da Formação Assistência, por toda a bacia, são oriundos deste processo de cominuição e acumulação de materiais, provenientes de bioconstruções algáceas.

À medida que lentamente o clima foi se amenizando, houve a recuperação do nível das águas e um novo ciclo transgressivo-regressivo sobrepôs-se a este, aumentando a deposição de terrígenos finos, ricos em matéria orgânica.

9.3 Segundo Ciclo Transgressivo-Regressivo

9.3.1 Sucessão sedimentar rítmica inferior

Na borda nordeste esta sucessão sedimentar é composta pelos Ritmitos Inferiores, culminando no topo com a Camada Laje Azul. Os ritmitos da base da Formação Assistência são característicos por apresentarem-se deformados ou ondulados e com intercalações de material silexítico, devido a fenômenos relacionados a alterações diagenéticas nos evaporitos subjacentes.

Na área situada a sul do Arco de Ponta Grossa esta sucessão é litologicamente mais monótona, destacando-se os folhelhos betuminosos com os maiores teores em hidrocarbonetos (cerca de 7%), da Camada Inferior de Folhelhos Betuminosos (Padula 1968). Estes folhelhos betuminosos, sotopostos à Camada Laje Azul (**Foto 41**), têm espessura entre 3 a 5m nas proximidades da borda da bacia.

Após a sedimentação destes ritmitos e folhelhos betuminosos foi iniciada uma nova descida do nível das águas, de forma que, enquanto nas partes central e sul da bacia voltaram a depositar folhelhos siltosos não-betuminosos (Camada Intermediária de Padula 1968 e Bigarella 1971 ou Camada Laje Azul de Hachiro *et al.* 1993) do tipo Taquaral, a borda nordeste era coberta por lamitos esverdeados com grãos de quartzo, na fração silte e areia muito fina, e concentrações subparalelas de restos de peixes e pelotilhas submilimétricas de glauconita. Os lamitos representam fácies transicionais, mais grossas e de borda de bacia, em relação aos folhelhos siltosos não-betuminosos depositados nas partes central e sul da bacia.

9.3.2 Evolução sedimentar

Os "folhelhos oleígenos" da Camada Inferior, considerada de maior potencial para extração de hidrocarbonetos (Padula 1968), da parte a sul do Arco de Ponta Grossa, e os pares folhelho-carbonato dos Ritmitos Inferiores, localizados a norte do arco, são associações de fácies geradas no mesmo estágio de lenta elevação eustática das águas na bacia. Apesar da sinéclise se manter parcialmente fechada à entrada de águas marinhas, a vigência de clima mais úmido e intermitentes influxos de águas permitiram que houvesse uma subida do nível das águas e uma transgressão dominasse a bacia, de sul para norte.

Esta ação transgressiva deu-se através de um aumento das águas tão lento e gradual que se pode admitir que, de determinado ponto em diante, houve uma estabilização geral nas condições tectônicas e eustáticas. No norte da bacia este evento de estabilização ensejou a formação de pares folhelho-carbonato compondo um pacote de cerca de 12m de espessura, basicamente controlado por mudanças climáticas cíclicas: a) folhelhos de climas úmidos e mar alto e b) carbonatos de clima seco e mar baixo.

No sul da bacia, não houve condições de serem gerados ritmitos tão conspícuos como os da parte setentrional. Ao que tudo indica, devida à ausência em suas bordas de fontes (estromatólitos ou esteiras algáceas) com boa disponibilidade em carbonatos. Mesmo assim, essa parte da bacia ainda permitiu que fossem sedimentados folhelhos betuminosos com intercalações de lentes e estratos pouco expressivos de carbonatos, principalmente na borda catarinense.

Os pelitos lamosos de coloração esverdeada, ricos em restos de peixes e com presença conspícua de pelotilhas retrabalhadas de glauconita denotam que, no estágio transgressivo, houve relativa influência marinha no início da sedimentação dos pelitos. São sedimentos que exibem laminações lentiformes e estruturas sedimentares milimétricas evocativas de movimentação hidrodinâmica. Para as bordas da bacia houve uma tendência granocrescente, indicando retrabalhamento e captura de sedimentos continentais. Estas características e a presença de glauconita, na forma de pelotilhas redepositadas, permitem inferir a existência de movimentos tracionais, alterando rapidamente o ambiente de águas restritas e estagnadas, substituindo-o por uma fase progradacional de águas mais agitadas e com sedimentos menos finos. Uma mudança de mecanismos de decantação (fase agradacional) para processos tracionais (fase progradacional) de maior competência no transporte de fragmentos, passou a vigorar nesta etapa, principalmente próximo às margens da bacia, sugerindo que uma tendência regressiva esboçava-se já durante a formação dos lamitos.

9.3.3 Sucessão sedimentar carbonática

Sobreposto aos sedimentos terrígenos não-betuminosos, na borda nordeste, encontra-se um pacote de carbonatos clásticos rico em bioclastos, intraclastos, pelotilhas e oóides, identificado informalmente nas pedreiras como banco dolomítico (Camada Bairrinho), sendo explotado como corretivo de acidez de solos. A Camada Bairrinho que no Estado de São Paulo atinge um máximo de 4m de espessura, no município de Montividiu (GO) pode alcançar até 8m de espessura (Figura 14).

Figura 14 - Coluna litológica do Membro Ipeúna no sul do Estado de Goiás, exibindo quase 20m de sedimentos do topo da Formação Assistência (Membro Morro do Alto) e da base da Formação Estrada Nova (indivisa) com siltitos e lamitos de cor rósea (do tipo Corumbatai). Pedreira Elba, Montividiu (GO).

A. Foto mostrando a Camada Bairrinho de Goiás, com intercalações de estratos de folhelhos na base. O nível decimétrico de silexito (evaporito silicificado), na parte intermediária, corresponde ao horizonte com mini-domos silicificados do topo do banco dolomítico paulista. No topo da foto, em contato brusco com o banco, estão os Ritmitos Delgados desfalcados de cerca de 13 pares folhelho-carbonato, em relação aos Ritmitos Delgados do Estado de São Paulo.

B. Entre os Ritmitos Superiores das pedreiras de Goiás podem ser observados cerca de três estratos carbonáticos contendo *tepees*, indicando que, nesta borda da bacia, por vezes, ocorriam exposições subaéreas de estratos. Estas, posteriormente, ao serem recobertas e retrabalhadas poderiam dar origem a leitos de brechas intraformacionais semelhantes a depósitos tempestíticos.

C. Foto de detalhe do contato Assistência-Estrada Nova, marcado por um horizonte evaporítico de cerca de 0,4m de espessura, de base e topo ondulados. Neste nível com estratos decimétricos, silicificados e deformados, podem ser encontrados sílex oolítico, superfícies gretadas, brechas e restos de mesossaurídeo (seta).

D. Foto do topo dos Ritmitos Superiores, encimados por nível silexítico, em contato brusco com siltitos e lamitos róseos (do tipo Corumbatai) da Formação Estrada Nova indivisa.

Em geral os litotipos são laminados, de granulação fina, e estão intercalados por dois ou três horizontes, de espessuras entre 10 a 50cm, de calcarenitos dolomitizados, ricos em carapaças de crustáceos e pelotilhas. São dolomitos de textura caracterizada por arcabouço aloquímico, com partículas de 0,06 a 1,00cm predominantes entre os clásticos, e matriz micrítica (< 5 micra) a pseudo-microesparítica (5 a 30 micra).

Próximo ao topo do banco dolomítico é mais comum a ocorrência de camadas centimétricas de uma brecha carbonática intraformacional, constituída de fragmentos milimétricos a decimétricos de leitos previamente depositados e consolidados e, posteriormente, sujeitos à exposição subaérea, com conseqüente gretamento e fragmentação (*carbonate flat pebble breccia*). Estas camadas de aspecto brechóide são persistentes lateralmente e ocorrem ao longo de todo o comprimento da frente de lavra das pedreiras. Os fragmentos da brecha são geralmente poliedrais e semelhantes a tabletes, e apresentam-se por vezes pouco retrabalhados, ou evidenciam transporte e deformação plástica.

A sul do Arco de Ponta Grossa a descida do nível das águas está registrada na presença, ainda que incipiente, de leitos de carbonatos. Estas fácies carbonáticas, correlativas à Camada Bairrinho, apresentam-se intercaladas em folhelhos betuminosos, e estão situadas acima da camada intermediária de folhelhos não-betuminosos ou Camada Laje Azul (do tipo Taquaral). Na parte superior, a camada com intercalações de carbonatos termina com o início da Camada Superior de Folhelhos Betuminosos ("Segunda Camada" de Padula 1968 e Bigarella 1971).

9.3.4 Evolução sedimentar

A tendência regressiva que se seguiu à transgressão do início deste ciclo não se manifestou de forma tão evidente quanto na regressão do ciclo anterior, mas permitiu o desenvolvimento, na borda nordeste da bacia, de uma associação faciológica eminentemente carbonática, certamente o mais extenso pacote de rochas carbonáticas dolomitizadas presentes na Bacia do Paraná.

Uma das evidências da tendência regressiva é a interrupção ou extrema diminuição na sedimentação siliciclástica durante a formação destas fácies carbonáticas.

Ao invés de ocorrer a captura de terrígenos, como comumente ocorre durante o deslocamento da linha de costa, o seu recuo permitiu que houvesse um retrabalhamento do material carbonático presente nas partes mais rasas da orla oriental da bacia (**Foto 42**). Assim, foram criadas as condições de exposição da

plataforma rasa, em cuja área marginal desenvolviam-se estruturas estromatolíticas, semelhantes àquelas preservadas na região de Santa Rosa de Viterbo (SP), atribuídas por Melo e Sousa (1985) à Formação Corumbataí. Ou ainda, poderiam provir de esteiras algáceas, como as encontradas a sul da cidade paulista de Taguaí (Fotos 43 e 44), muito próximas ao flanco norte do Arco de Ponta Grossa.

Na parte central e sul da bacia os estratos de carbonatos não se apresentam bem desenvolvidos como na borda nordeste mas, mesmo apresentando menores espessuras e granulometria mais fina, são bastante persistentes, podendo ser identificados até nas proximidades do depocentro da bacia, no poço da PAULIPETRO perfurado na localidade de Taciba (SP) (Foto 45). Na borda oeste sua presença deve ter sido inibida, na medida em que houve maior aproximação ao Arco de Assunção, tradicional limite oeste da bacia e ostensivo fornecedor de terrígenos para o interior da Bacia do Paraná, no Neopermiano.

Pode-se afirmar que estes estromatólitos, *algal mats* e camadas carbonáticas fazem parte de associações de fácies quase síncronas que coexistiram lateralmente, de tal sorte que a plataforma carbonática, enquanto sítio deposicional do material retrabalhado, só se configurou após a disseminação extensiva das estruturas biogênicas sobre as planícies de marés, ou áreas-fonte marginais da borda oriental, que forneceram o material carbonático de acumulação.

9.4 Evento de Estabilização

9.4.1 Sucessão sedimentar rítmica intermediária

No Estado de São Paulo, esta sucessão caracteriza-se por ser um pacote de sedimentos rítmicos delgados e regularmente tabulares por larga extensão. Os pares carbonato-folhelho têm espessuras médias entre 10 e 20cm e estão situados imediatamente sobre o "banco dolomítico". Os ritmitos são formados por calcários dolomíticos, parcialmente silicificados e de textura muito fina, e folhelhos betuminosos com nódulos de sílex. A alternância e uniformidade dos estratos indicam um ambiente tectônico calmo e uma estabilidade do nível das águas por longo intervalo de tempo. Nestas condições, o fator que mais influenciou nas condições de sedimentação foi a variação climática, que alternou, segundo uma regularidade muito bem marcada, os períodos de clima úmido e os períodos mais secos. Rumo ao topo destas fácies os estratos tornam-se menos regulares e algo

boudinados, após o que começam a apresentar um espessamento para cima (*thickening upward*).

Nas pedreiras do sul de Goiás, estes ritmitos estão presentes, mas formando uma seção menos espessa, com menos pares carbonato-folhelho. Ali, não se desenvolveu a totalidade dos pares alternados de carbonato e folhelho como no Estado de São Paulo. Os virtuais ritmitos da base, que deveriam estar situados sobre um estrato silexítico decimétrico correlacionável com horizonte silexítico do topo da Camada Bairrinho paulista, apresentam-se formando uma pilha de estratos decimétricos de carbonato.

Os pacotes carbonáticos inferior e superior ao estrato decimétrico de silexito conferem à Camada Bairrinho (**Foto 46**), de Goiás, o dobro da espessura normalmente encontrada no banco dolomítico das pedreiras de São Paulo. Provavelmente, a maior proximidade e disponibilidade de sedimentos, das áreas-fonte de carbonatos, não permitiram a acumulação de estratos de folhelhos durante a vigência dos climas mais úmidos. O nível das águas ainda não havia subido o suficiente para capturar grãos siliciclásticos além da barreira de bioconstruções carbonáticas, pelo menos não imediatamente após um máximo de aridez, registrada pelo horizonte silexítico de aproximadamente 0,1m. Este silexito nada mais é que uma delgada deposição de evaporitos na parte média do "banco dolomítico goiano". No Estado de São Paulo, o depósito evaporítico perdeu sua tabularidade e formou mini-domos salinos, posteriormente silicificados.

Na parte a sul do Arco de Ponta Grossa não é fácil separar esta sucessão da anterior, sotoposta. Nesta metade da bacia não se formou o "banco dolomítico", mas somente um precário nível com estratos e lentes de carbonato intercalado aos folhelhos. Além do mais, estes leitos carbonáticos vão se tornando cada vez mais esparsos para o topo.

9.4.2 Evolução sedimentar

No final do ciclo anterior as fácies terrígenas tiveram poucas oportunidades de se desenvolverem nas áreas próximas da borda leste-nordeste da bacia, nos estados de São Paulo e Goiás. O impedimento do acesso de terrígenos de contribuição continental ao sítio deposicional só pode ser explicado por um isolamento relativo da área de sedimentação, através da obstrução de correntes provenientes das regiões mais profundas, a oeste, que traziam em suspensão a maior parte dos sedimentos clásticos e matéria orgânica.

A associação faciológica rítmica, que sucedeu as fácies essencialmente carbonáticas, teve origem na alteração do regime pluvial, com substituição de um

PRANCHA VIII

Foto 41. Afloramento apresentando espesso pacote de folhelhos não-betuminosos da Formação Taquaral (parte inferior da foto), sobreposto por folhelhos betuminosos intercalados por estratos de carbonato ("Camada Interestratificada Inferior"). Na parte superior do afloramento, onde tornam-se raros os estratos carbonáticos, localiza-se a Camada Superior de Folhelhos Betuminosos. No extremo superior do afloramento, observa-se a recorrência de folhelho não-betuminoso, de cor cinza azulada, relativa à Camada Laje Azul (seção típica da parte inferior do Subgrupo Irati, a sul do Arco de Ponta Grossa). A seta indica o martelo como escala. Estrada Ituporanga-Petrolândia, cerca de 11,5 km a sul de Ituporanga (SC).

Foto 42. Fotomicrografia dos doloarenitos das partes mais rasas da borda oriental da bacia (Santa Rosa de Viterbo, SP), mostrando um "descolamento" (seta), na parte superior da esteira algácea, durante retrabalhamento e formação de bioclastos. Notar que os clastos apresentam franjas de sobrecrecimento e os espaços intergranulares foram preenchidos por calcita recristalizada. O fragmento preto é parte de um osso de mesossaurídeo. Nicóis cruzados. 1cm = 350 μ . Pedreira Santa Rosa (SP).

Foto 43. Bloco de biolito algáceo com cerca de 0,4m de espessura, mostrando laminação levemente ondulada e segmentação. Estrada não pavimentada Taguaí-Ituporanga, cerca de 3km a sul de Taguaí (SP).

Foto 44. Bloco de biolito algáceo com segmentação vista em planta. 3km a sul de Taguaí (SP)

Foto 45. Fotomicrografia de doloarenito muito fino da parte interna da bacia, com pelotilhas e textura similar ao do banco dolomítico da borda nordeste. Nicóis cruzados. 1cm = 260 μ . Poço TB-1-SP (Taciba, SP), 2637m de profundidade.

Foto 46. Exposição da Camada Bairrinho e dos ritmitos Delgados e Superiores em corte de pedreira no sul do Estado de Goiás. Notar o maior espessamento (~7m) do banco dolomítico em detrimento da espessura do conjunto de pares folhelho-carbonato dos Ritmitos Delgados. Pedreira da Elba Calcário, Montividiu (GO).

41

42

43

44

45

46

clima semi-árido a árido, por outro em que alternaram-se sucessivos períodos de menor e maior pluviosidade.

Obviamente, a sedimentação rítmica não depende apenas da repetição regular de climas alternados; depende também da estabilidade tectônica e da manutenção, sem variações significativas, do nível de base regional. Isto só seria possível durante períodos de calmaria tectônica, em bacias sedimentares mais isoladas e protegidas de influências externas que pudessem alterar o ritmo deposicional imposto pelo clima.

A repetição alternada, regular e constante dos litotipos desta sucessão sedimentar conservou-se por longo tempo. A consolidação desta sedimentação harmônica pode ser observada nas diversas pedreiras, entre Angatuba e Ipeúna (SP) e Montividiu e Mineiros (GO), na forma de uma sucessão de estratos decimétricos que pode atingir, na soma, um total de 3 a 5 m.

A perturbação observada na regularidade dos estratos através da *boudinage* deu início ao fim do evento de estabilização, com uma tendência à lenticularização e deformação dos pares rítmicos. Além disso, o nível das águas deve ter começado a subir pois os estratos de folhelhos também apresentam tendência de espessamento para o topo (**Foto 47**).

No sul da bacia, os estratos carbonáticos que, por vezes, apresentam-se descontínuos e esparsos na base, tornam-se mais e mais esparsos e incipientes para o topo, deixando o domínio da sedimentação para os folhelhos betuminosos do topo da Formação Assistência.

9.5 Terceiro Ciclo Transgressivo-Regressivo

9.5.1 Sucessão sedimentar rítmica superior

Na borda nordeste da bacia, esta seqüência de rochas situada no topo da Formação Assistência, poderia ser separada da sucessão rítmica delgada apenas por apresentar camadas, em média, três vezes mais espessa (30 a 40cm) que as da seção sotoposta. A maior possança dos estratos, a tendência à lenticularização dos leitos situados em sua base e topo, o predomínio dos terrígenos sobre os carbonatos e a presença de corpos carbonáticos de formas disciformes com cerca de 2m de diâmetro, são indicativos de variações no sítio deposicional. Consta-se a introdução de outros componentes nos mecanismos de sedimentação, além daqueles vigentes no conjunto rítmico inferior. Neste caso, o espessamento das camadas não descartaria um aumento do intervalo de tempo separando fases

climáticas diferentes. A ampliação de tempo dos ciclos climáticos, por si só, afetaria unicamente a quantidade de material a ser sedimentado, mas dificilmente alteraria a geometria e a proporção relativa dos estratos.

Por outro lado, caso houvesse uma variação na espessura da lâmina de água, com seu nível em paulatina ascendência, a implicação direta seria o aumento de superfície das margens e o conseqüente aumento na quantidade de terrígenos capturados ou aportados das bordas emersas, durante as épocas chuvosas. Predominando o clima seco, a disponibilidade de carbonatos teria um aumento relativo, mas não suficiente para equiparar-se ao dos terrígenos, como ocorre na sucessão rítmica sotoposta.

O suprimento carbonático não conseguiu acompanhar, para o topo da unidade, o aporte de material siliciclástico, o que deve ter dificultado a deposição de camadas carbonáticas extensas. Este fato é mais relevante nos estados do Paraná e Rio Grande do Sul e já havia sido observado por Padula (1968), em poços para prospecção de folhelhos betuminosos.

Na metade da bacia, a sul do Arco de Ponta Grossa, a deposição extensiva de terrígenos deu origem a uma espessa coluna de folhelhos betuminosos com raras intercalações carbonáticas (**Foto 48**), reconhecida por Padula (1968) e Bigarella (1971) como Camada Superior de Folhelhos Betuminosos (ou "Primeira Camada").

9.5.2 Evolução sedimentar

No terceiro ciclo, o movimento ascendente das águas foi gradual e paulatino como nos anteriores, sendo marcante a influência do clima na constituição das fácies que mantiveram as características rítmicas presentes na etapa anterior.

A alteração na espessura e tabularidade dos pares rítmicos é devida à introdução de novos parâmetros que passaram a influir na sedimentação junto com a periodicidade climática. Evidências de maior circulação e aumento na lâmina de água podem ser comprovadas pelas maiores dispersão e acumulação de sedimentos terrígenos, capturados nas áreas marginais em processo de lenta submersão, com a expansão do nível de base da bacia.

Ao término da sedimentação do Subgrupo Irati as áreas-fonte forneceram, quase que exclusivamente, clásticos terrígenos que terminaram por inibir a geração de leitos carbonáticos. Assim, foi estabelecida uma transição que possibilitou a passagem de um ambiente deposicional, em que alternâncias climáticas tiveram

papel decisivo na geração das fácies, para outro ambiente menos restrito, sobre o qual atuou um clima mais persistentemente úmido.

Finalmente, com o estabelecimento de maior circulação hidrodinâmica depositaram-se os pelitos sem betume, representativos das formações Serra Alta e Corumbataí, que se justapõem ao Subgrupo Irati através de contatos concordantes nas partes centrais da bacia, mas que podem apresentar ligeiras discordâncias erosivas (Riccomini 1995) em direção às suas bordas.

9.6 Considerações Finais

No Neopermiano, apesar do interrelacionamento e da relativa continuidade de sedimentação no interior da bacia, os limites adotados para separar as unidades, na passagem da Formação Palermo para a Formação Taquaral do Subgrupo Irati e na transição da sua Formação Assistência para a Formação Serra Alta, não são difíceis de serem justificados. Eles decorrem da evolução do mar Palermo, que ao passar por um processo de confinamento foi sucedido pelo mar Irati, que por sua vez gradou para o mar Serra Alta à medida que as condições restritivas se amenizaram e o clima úmido prevaleceu sobre as condições de maior aridez.

As variações do nível das águas e do clima foram as maiores responsáveis pelas múltiplas feições características que auxiliaram na definição das seis sucessões sedimentares identificadas. As ações exercidas pelos processos deposicionais estiveram sujeitas aos efeitos das oscilações eustáticas e interagiram com as mudanças climáticas vigentes na província fisiográfica delimitada pelo mar Irati. Os produtos finais deste ambiente sedimentar ficaram perpetuados, até o Recente, nas fácies das sucessões sedimentares do Subgrupo Irati, que estão caracterizadas por ciclos de acamamento rítmico na parte a norte do Arco de Ponta Grossa, enquanto na porção a sul do referido arco, estão presentes as sucessões onde alternam-se pacotes de camadas de folhelhos não-betuminosos, folhelhos intercalados por leitos de carbonatos silicificados e espessos depósitos de folhelhos betuminosos.

As modificações identificadas nos sedimentos, da base para o topo do Subgrupo Irati, representam as diferentes respostas sedimentares desenvolvidas pela interação dos agentes hidrodinâmicos e o ecossistema envolvente. As diferenças entre as sucessões sedimentares refletem, portanto, a introdução, subtração ou alterações de parâmetros físicos, químicos e biológicos condicionadores dos mecanismos de sedimentação, uns mais marcantes, outros

menos expressivos, mas perfeitamente identificáveis na seqüência de fácies geneticamente relacionadas.

O empilhamento e a área de ocupação das fácies são derivados de eventos de alcance geral, mas de efeitos limitados e distintos, de acordo com as características fisiográficas de cada porção da bacia. Os avanços e recuos da linha de costa, relativos às progressões e regressões das águas, tiveram influência regional, de acordo com a paleofisiografia determinada pelas feições estruturais mais importantes. Assim, a influência de arcos ou "embaciamentos" regionais formando áreas configuradas como golfos, com margens de florescimento de estromatólitos, acabaram por gerar assembléias faciológicas diferenciadas entre o norte e o sul da Bacia do Paraná.

Neste trabalho, considera-se que durante a geração das seis sucessões sedimentares do Subgrupo Irati ocorreram, entre a base e a parte intermediária da unidade, três ciclos transgressivo-regressivos e um evento de estabilização eustática. As condições climáticas, preponderantes durante a evolução deste último evento, impuseram o ritmo e a natureza da acumulação, ao longo de uma larga plataforma rasa de nível de base regional estável ou submetida apenas a pequenas variações no nível das águas.

Finalmente, no topo da unidade, na fase regressiva do terceiro ciclo, as condições foram se alterando e, aos poucos, o ambiente antes propício à geração de carbonatos transformou-se em um meio deposicional onde predominaram sedimentos pelítico-terígenos constituintes da Formação Serra Alta, para o interior da bacia, e Formação Corumbataí e sedimentos correlativos, típicos de planícies de marés (Fotos 49, 50, 51 e 52), para a sua borda nordeste.

A Figura 15 mostra de modo esquemático as interrelações entre unidades do Subgrupo Irati, e suas relações com outras unidades adjacentes, na borda da bacia no Estado de São Paulo e no seu interior, rumo ao Estado do Paraná.

PRANCHA IX

Foto 47. Exposição dos ritmitos Delgados e Superiores. Notar na parte intermediária do corte, a base dos Ritmitos Superiores com irregularidades (lenticularidades) nos estratos rítmicos e subsequente espessamento rumo ao topo da seqüência. Pedreira do Calcário Cruzeiro. Rodovia Marechal Rondon (km 186), Pereiras (SP).

Foto 48. Exposição típica da parte superior da Formação Assistência, a sul do Arco de Ponta Grossa. A espessa coluna de folhelhos betuminosos, com raras intercalações carbonáticas (seta), corresponderia ao Membro Ipeúna da área a norte do referido arco. Notar no topo, o contato brusco com os folhelhos não-betuminosos, bastante alterados (claros) da Formação Serra Alta. Cava de extração de folhelhos betuminosos da PETROBRÁS (SIX). São Mateus do Sul (PR).

Foto 49. Exposição do contato Assistência-Estrada Nova (indivisa), com horizonte de 0,4m (setas) de rocha silicificada acima dos folhelhos pretos do Membro Morro do Alto e subjacente à base dos siltitos e lamitos róseos de planícies de marés da Formação Estrada Nova. Pedreira da Elba Calcário de Montividiu (GO).

Foto 50. Exposição de superfície gretada e com vênulas silicificadas, evocativas de ambiente evaporítico costeiro, no contato Assistência -Estrada Nova. Pedreira da Elba Calcário, Montividiu (GO).

Foto 51. Exposição de estratos silicificados com estruturas internas fibro-radiadas, evocativas de crescimento de cristais prismáticos de sais de sulfato. Pedreira da Elba Calcário (GO).

Foto 52. Amostra de brecha conglomerática com grânulos e seixos silexíticos da base da Formação Estrada Nova. Pedreira Elba (Montividiu, GO).

47

48

49

50

51

52

Figura 15 - Seção geológica esquemática com a distribuição das diferentes unidades do Subgrupo Irati nos estados de São Paulo e Paraná.

10 PALEOFISIOGRAFIA DO SUBGRUPO IRATI

10.1 Conceitos e Definições

Para Ricci-Lucchi (1980), motivo deposicional é o perfil vertical, edificado com a distribuição ideal de fácies cogenéticas. Sua concepção é, principalmente, uma resposta às conclusões extraídas de estudos em depósitos sedimentares do Recente, onde ficaram evidentes as relações de interdependência hóspede-hospedeiro entre a associação de fácies e o ambiente de deposição correspondente.

Impulsionados pelo seu sucesso crescente na correlação interpretativa dos paleoambientes de sedimentação, os motivos deposicionais foram sendo elaborados para os mais variados subambientes e ambientes atuais. A integração desses conhecimentos, desde a aplicação da versão revisada da "Lei de Walther" por Visser (1965), Fisher & McGowen (1967), Fisher & Brown Jr. (1972) e Brown Jr. & Fisher (1977), veio a constituir-se na base da proposta para o estabelecimento do conceito de Sistema Deposicional.

Sistema Deposicional Moderno, para Fisher & Brown Jr. (1972), é aquele caracterizado por seqüências de assembléias de fácies interdependentes que vêm sendo geradas por processos em ambientes atuais de sedimentação.

Sistema Deposicional Antigo é aquele constituído por sucessões tridimensionais de assembléias de fácies, geneticamente ligadas aos processos sedimentares e ao ambiente pretérito inferido (Fisher & Brown Jr. 1972).

Para Gama Jr. (1989), se a fácies for a referência genética fundamental, então um sistema deposicional antigo pode ser considerado uma unidade genética mapeável pois, além de ser materializada por associações de fácies, constitui-se na unidade tridimensional natural em condições operacionais de mapeamento. Neste caso, o sistema deposicional representaria o elo de ligação entre a sedimentologia e a estratigrafia básica, ou seja, uma unidade ao mesmo tempo identificável sedimentologicamente pela análise de fácies e mapeável estratigraficamente, em escala de bacia. Este mapeamento ao permitir a interpretação paleoambiental, teria como consequência a reconstrução paleogeográfica do sítio deposicional, pois tais mapas reconstituiriam, nas coordenadas atuais, as províncias fisiográficas do passado geológico.

Por esta abordagem, torna-se possível a correlação entre os antigos ambientes, materializados no registro geológico por ciclos ou sucessões de associações de fácies, e as modernas províncias geomorfológicas de deposição. Portanto, os sistemas deposicionais representariam a imagem tridimensional das diferentes configurações fisiográficas de uma bacia sedimentar em determinado tempo geológico.

Esta conexão natural, entre as atuais províncias fisiográficas de deposição e as antigas sucessões de associações de fácies, só será possível levando-se em conta que fenômenos observados no presente ocorreram de modo análogo no passado geológico ("Princípio do Atualismo"). Sem dúvida, a identificação de sistemas deposicionais antigos dependerá, em muito, da existência de modelos atuais coerentes, que permitam um estudo comparativo.

Segundo Walker (1979), o Modelo Depositional de Fácies é aquele concebido como sumário geral de um ambiente sedimentar específico. É uma síntese ambiental baseada em sucessões com associações ideais de fácies. Representa um modelo conceitual ou uma concepção ideal, fundamentada em informações extraídas de rochas antigas e sedimentos recentes, formulada junto a um arcabouço tridimensional de fácies, através do qual poder-se-á identificar determinado sistema deposicional.

10.2 Considerações Iniciais

Ao confrontar-se o ambiente de sedimentação do Subgrupo Irati com outros modelos de plataformas do Recente, conclui-se que nenhuma plataforma atual pode ser admitida como um exemplar análogo às plataformas rasas das bacias intracratônicas paleozóicas. Não se conhece, hoje em dia, nenhum mar epicontinental que possa fornecer um modelo equivalente àquele desenvolvido durante o Permiano da Bacia do Paraná. Para Irwin (1965), nenhum dos atuais modelos de mares rasos existentes serviria, individualmente, para guiar uma pesquisa de sedimentação no passado.

Os sistemas deposicionais interrelacionados do Subgrupo Irati estabeleceram-se concomitantemente durante o Neopermiano, no interior de extenso corpo de água intracontinental. Este conjunto de sistemas deposicionais permitiu inferir um cenário dominado por áreas plataformais ao redor das quais desenvolveram-se outras províncias fisiográficas coadjuvantes, de menor envergadura, com depósitos tipicamente litorâneos, como os de leques costeiros e de planícies de marés.

10.3 Plataforma Terrígena

Os pelitos escuros não-betuminosos (Associação Faciológica II) da Formação Taquaral foram interpretados como depósitos essencialmente terrígenos e subaquosos, acumulados em uma plataforma rasa (tipo epinerítica) cujas características fisiográficas foram herdadas de uma paleoplataforma originalmente estabelecida durante o episódio de transgressão iniciado ao final do Eopermiano. Por esta época formaram-se vastas áreas de topografia aplainada que permitiram o advento de um mar interno sobre o sudoeste do continente gondwânico.

Este mar intracontinental, correspondente a um episódio transgressivo bem definido, cobriu grande parte da Bacia do Paraná. Ao invadir suas áreas mais deprimidas, controlou a deposição da Formação Palermo (mar Palermo) e perdurou através das unidades Irati (mar Irati) e Serra Alta (mar Serra Alta). Ao sofrer transformações entre os finais do Eopermiano e do Neopermiano, este mar foi adquirindo um caráter multifacetado até seu total assoreamento no início do Mesozóico.

Na metade da bacia, a sul do Arco de Ponta Grossa, os pacotes deposicionais desenvolvidos sobre a plataforma rasa, foram caracterizados por sedimentação de fácies eminentemente terrígenas, desde a transgressão do mar Palermo do fim do Eopermiano ao fim do Neopermiano. A restrição maior ou menor da bacia, por fenômenos tectônicos de longa duração e pequena intensidade, ou a variação climática, não foram capazes de gerar, nesta área, extensas províncias fisiográficas com conspícuas associações de fácies carbonáticas (ou evaporíticas), como na porção norte da bacia.

Esta porção sul da Bacia do Paraná foi marcada pela superposição sistemática de sistemas plataformais terrígenos, mesmo nos momentos de maior restrição ou recuo da linha de costa, quando esboçou apenas uma tentativa de implantação de um sistema de plataforma terrígeno-carbonática, com delgados leitos carbonáticos intercalados em folhelhos.

10.4 Ambientes Deposicionais Subordinados à Plataforma Terrígena

Nas bordas da plataforma terrígena estabeleceram-se ambientes deposicionais marginais e apendiculares. Estes sistemas subordinados foram responsáveis pela geração de fácies pouco comuns ao Subgrupo Irati. Na orla

nordeste e oeste da bacia são encontrados depósitos siliciclásticos de psamitos e por vezes de psefitos, componentes da Associação Faciológica I, e relacionados ao início de sedimentação na Formação Taquaral. São depósitos formados a partir do retrabalhamento, por ondas e correntes de marés, de sedimentos fluviais costeiros, e acumulações em pequenos deltas litorâneos, conhecidos por *fan-deltas*.

Na região a norte do Arco de Ponta Grossa, conhecida por Depressão de São Paulo, houve uma imensa reentrância em forma de golfo, na qual uma restrição mais severa, acompanhada de aridez climática, permitiu a precipitação de sais de sulfato associados a folhelhos betuminosos e carbonatos, agrupados na Associação Faciológica III, da base da Formação Assistência.

10.4.1 Depósitos flúvio-deltaicos

Ainda durante as sedimentações das formações Tatuí e Dourados, o mar Palermo que cobriu toda a Bacia do Paraná foi submetido a uma regressão que, causada provavelmente por uma relativa elevação das bordas da bacia acima do nível de base regional, propiciou nas suas margens um recuo da linha de costa. Isto acarretou erosão das áreas emersas e a formação de depósitos de canais fluviais e deltas de pequeno porte (*fan-deltas*) na embocadura destes canais, nas bordas leste, oeste e norte. Estes sedimentos continentais ficaram localmente preservados, na forma de depósitos arenáceos e rudáceos, como nos afloramentos do distrito de Ibicatu, entre Araras e Leme (SP). Também podem ser reconhecidos nos poços, da PETROBRÁS, de Olímpia (SP), Dourados (MS) e Alto Garças (MT), entre o topo das formações Tatuí e Dourados e a base do Subgrupo Irati.

Os termos arenosos e conglomeráticos de Ibicatu, segundo Fúlfaro *et al.* (1984) e Stevaux *et al.* (1986), pertenceram a um sistema deposicional de *fan-deltas* encerrado ao fim da deposição da Formação Tatuí no Estado de São Paulo. Hachiro & Coimbra (1992b) interpretaram os leitos de arenitos conglomeráticos, com seixos de sílex e restos de tubarões, da base da Formação Taquaral, como depósitos de retrabalhamento por ondas de tempestades (tempestitos). As fontes destes arenitos da base da Formação Taquaral, ao que tudo indica, foram os conglomerados e arenitos proximais da Formação Tatuí, assemelhados aos de Ibicatu. Entretanto, no extremo norte do Estado de São Paulo (poço OL-1-SP), foram observados arenitos finos tomando o lugar dos folhelhos da Formação Taquaral, o que acarretou na diminuição da espessura do Irati típico, que ficou limitado, na região à Formação Assistência. Aqui, sistemas deltaicos estabelecidos de forma pouco conspícua, provavelmente como consequência de movimentações

da Flexura de Goiânia, mantiveram-se ativos até o “tempo Taquaral” com acumulações de areia de forte influência continental, mascarando o limite Tatuí-Taquaral.

Os depósitos de areias do Mato Grosso do Sul, ocorrentes na seção correspondente à Formação Taquaral e que, às vezes, estão intercalados até entre carbonatos da Formação Assistência, podem ser inferidos como material de retrabalhamento originário de depósitos flúvio-deltaicos do topo da Formação Dourados, assinalado por Milani *et al.* (1994), a partir de sedimentos arenosos presentes em testemunhos, dos poços de Dourados, sacados de profundidades onde normalmente seriam encontrados os folhelhos do tipo Taquaral.

Quanto aos arenitos e conglomerados silicíticos encontrados abaixo do Irati, no Mato Grosso do Sul, ao que tudo indica são semelhantes aos de Ibicatu em São Paulo, que são depósitos relacionados a um rejuvenescimento fluvial do tipo entrelaçado (**Foto 53**), estabelecido nessas margens.

No evento seguinte, de caráter retrogradante, a invasão das águas afogou a superfície exposta em que se encontravam esses conglomerados e arenitos, e sobre esta implantou a plataforma pelítica do mar Irati.

No início da transgressão, enquanto as áreas emersas eram afogadas, os depósitos costeiros e continentais menos protegidos iam sendo retrabalhados por ondas e correntes, formando depósitos lentiformes de seixos, grânulos e areias, que passaram a constituir as fácies basais da Formação Taquaral,. Outra parte foi recoberta por sedimentos pelíticos, sendo preservados como parte do topo das formações Tatuí e Dourados, dentro da plataforma. Por este motivo os depósitos de retrabalhamento ocorrem até no interior da plataforma, a certa distância dos depósitos continentais, como entre Leme e Pereiras (SP), a oeste dos sítios de preservação dos sedimentos reliquiais de Ibicatu.

10.4.2 Plataforma restrita hipersalina

A Associação Faciológica III foi desenvolvida durante a fase regressiva, na porção centro-sul do Estado, em um imenso golfo semicircular que se formou no Permiano. A partir de abertura a oeste da Depressão de São Paulo, esta região mais protegida foi preenchida por águas provenientes da plataforma epinerítica terrígena que se prolongava para a região sul da bacia.

Esta parte da plataforma, já pouco profunda, passou a ser mais rasa e, ao tornar-se a região mais confinada da bacia no Estado de São Paulo, permitiu que sais de sulfato fossem concentrados e precipitados por processos de agitação. Ao mesmo tempo que um clima mais seco atuava no sítio deposicional, procedia-se

uma regressão que contribuiu para diminuir a espessura da lâmina de água. A ação conjunta terminou por provocar evaporação intensa e saturação salina das águas, transformando-as em uma salmoura estratificada cuja concentração aumentava gradualmente em direção ao fundo do que se transformaria em um "mar residual", moldado a partir de um golfo em progressiva restrição

Segundo classificação de Schreiber (1978) para evaporitos marinhos, quando a ordem seqüencial de fácies consiste de pelitos cinza escuros a pretos, geralmente betuminosos, intercalados por fácies evaporíticas, como na sucessão sedimentar químico-clástica observada no Estado de São Paulo em perfis de afloramentos e poços, pode-se afirmar que estas associações faciológicas foram geradas em sistemas plataformais restritos, de bacias dominadas por mares epicontinentais como os do Paleozóico.

Para ocorrer a formação de associações faciológicas de evaporitos no interior de áreas restritas sem exposição subaérea, é fundamental que não haja correntes de convecção ou outros tipos de correntes, pois para Pettijohn (1975), estas poderiam destruir a gradação descendente e estratificada da salmoura, impedindo a maior concentração de sais em profundidade e, conseqüentemente, a precipitação salina no interior das plataformas.

Com relação a este fato, Friedman & Sanders (1978) afirmaram que, em casos onde se verifica um semi-isolamento da bacia de deposição em clima árido, quando prevalece um fluxo único através das regiões comunicantes e somente a água do mar flui para dentro da bacia, os evaporitos são depositados em seu centro. Esta parece ser a condição que melhor representa as características deposicionais do sistema adotado, para explicar a origem da Associação Faciológica III.

Em resumo, são evaporitos gerados por processos de saturação e acumulação em ambiente subaquoso muito calmo, no interior de uma plataforma parcialmente confinada. Esta restrição, derivada de um golfo em estágio terminal, produziu algo semelhante a um mar residual que, contudo, manteve-se ligado ao corpo de água principal (mar intracontinental Irati) em estágio regressivo e restritivo.

10.5 Plataforma Semi-Restrita Carbonático-Terrígena

Os diferentes litotipos carbonáticos e terrígenos encontrados logo acima da base da Formação Assistência do Subgrupo Irati, na porção norte da bacia, foram discriminados em quatro conjuntos de fácies: Associações Faciológicas IV, V, VI, VII e VIII. Estes grupamentos faciológicos foram depositados em plataforma semi-

restrita, remanescente da Plataforma Terrígena Taquaral, modificada pelas novas condições restritivas e formação de áreas-fonte dispersoras de carbonatos.

A plataforma semi-restrita foi descrita por Enos (1983) como parte da plataforma continental onde a lenta circulação hidrodinâmica proporciona águas de salinidades anormais, poucos nutrientes e temperaturas acentuadas. Não se tratam de províncias fisiográficas de águas totalmente confinadas, mas de áreas onde a existência de barreiras físicas parciais, como bancos de areia, ou o efeito do amortecimento nas grandes extensões de águas rasas (como no caso em estudo), diminuem a energia de ondas e correntes normais, determinando as condições restritivas.

O confinamento ainda que parcial, do sítio de deposição, implica, comumente, temperaturas pouco amenas, especialmente se as águas forem rasas e ocorrer diminuição de oxigênio e nutrientes. A salinidade resultante de situações restritivas são anormais, e podem ser elevadas, diluídas ou ciclicamente flutuantes, dependentemente do clima e da entrada de águas pluviais ou terrestres

A plataforma semi-restrita, implantada na transição entre dois moderados ciclos transgressivo-regressivos definidos por Hachiro (1991), foi uma consequência natural da extrema restrição a que foi submetido o mar Irati, principalmente na porção que corresponde à parte norte da Bacia do Paraná, onde temporariamente predominaram as condições típicas de uma plataforma regressiva, restrita e hipersalina. Eventualmente, com o lento movimento de ascensão do nível das águas e a ampliação de sua comunicação com o restante da bacia, a plataforma passou a incorporar uma sedimentação constituída por pelitos ricos em matéria orgânica, de ambientes semi-restritos, e intercalações de leitos carbonáticos de climas mais secos. Neste caso, a aridez climática e a semi-restrrição poderiam propiciar a concentração nodular de sais no interior da lama carbonática, que posteriormente poderiam ser transformados em nódulos de sílex (**Foto 54**).

Neste contexto, os carbonatos intercalados representam depósitos detríticos finos e muito finos formados a partir do retrabalhamento de colônias algáceas e esqueletos carbonáticos segregados por organismos que se adaptaram às condições vigentes na borda oriental da plataforma semi-restrita e rasa.

A ocorrência de níveis carbonáticos de grande extensão lateral, em associações de fácies situadas na parte intermediária do perfil deste sistema deposicional, sugere a ausência de suprimento terrígeno durante intervalos de tempo relativamente grandes. A carência de terrígenos no sítio deposicional contribuiu no desenvolvimento de estruturas bioconstruídas, como esteiras algáceas e estromatólitos, mormente a partir da formação dos evaporitos, quando o

aporte de clásticos foi mínimo e se estabeleceu uma bacia faminta (*starved basin*). Nas bordas da plataforma, em enseadas protegidas, foram criadas as condições propícias para a proliferação de uma flora adaptada a águas bem limpas, mais quentes e salgadas, comuns na orla de plataformas e bacias hipersalinas.

Exemplos atuais de deposição de carbonatos em plataformas de águas rasas são citados por Shinn (1983) na região de *Shark Bay*, no oeste da Austrália, na costa do Golfo Pérsico e no sul da Flórida.

Nas plataformas semi-restritas de golfos e mares internos a sedimentação cíclica e climaticamente controlada tende a ser favorecida. Segundo Swift (1969), isto se deve às dificuldades de circulação da água em meios restritos, ao esgotamento periódico da afluência de sedimentos siliciclásticos e à proximidade de áreas terrestres peneplanizadas e incapazes de liberarem volumes de detritos suficientes para alterarem a composição e ciclicidade sedimentar.

O aporte de detritos siliciclásticos tem função inibidora na produção e deposição de carbonatos. Para a formação de uma plataforma carbonática é fundamental o surgimento de nichos ecológicos onde nasçam e se reproduzam organismos metabolicamente pródigos na geração de carbonato de cálcio. Por isso, há necessidade de águas suficientemente rasas e limpas para permitir a entrada da luz. O afluo de detritos continentais terrígenos, além de turvar a água, reduzindo a penetração da luz e tornando o meio inadequado à vida de vegetais sintetizadores, teriam o inconveniente de produzir rochas impuras ao diluir a concentração de carbonatos.

Ao longo da borda nordeste e centro-sul do Estado de São Paulo, regiões da bacia em que a presença de grãos clásticos terrígenos foi precária, e a proximidade com áreas-fonte de carbonato de cálcio favoreceram a acumulação de associações faciológicas carbonáticas, houve um controle climático na deposição dos sedimentos (**Foto 55**). O domínio seletivo da sedimentação pelas condições climáticas só foi perturbado pelas variações do nível do mar, que mudaram o regime de circulação das águas e a distribuição de partículas sedimentares no interior da plataforma em constante e lenta metamorfose.

10.6 Planícies de Marés Marginais à Plataforma Semi-Restrita

As Planícies de Marés encerram as fácies depositadas na borda da Plataforma Semi-Restrita. Nesta faixa marginal da bacia, foi acumulada uma associação de fácies carbonáticas, cujas características permitem inferir que a sedimentação processou-se em zona litorânea, de águas tão rasas que os

sedimentos, muitas vezes, ficaram expostos à ressecção, nos baixios de supramarés e intermarés.

Este ambiente deposicional dominou a orla oriental do mar Irati, como pode ser constatado em afloramentos nos estados de São Paulo e Goiás, na forma de planícies de lama muito rasas, constituindo uma margem de algumas dezenas de quilômetros a leste dos atuais afloramentos do Subgrupo Irati. A faixa aflorante atual situar-se-ia paralelamente à antiga borda litorânea do mar intracontinental e estava, pelo menos parcialmente, inserida na zona de superposição entre os sistemas de plataforma e planície de marés.

A correlação entre a associação de fácies de plataforma e os sedimentos do ambiente de Planícies de Marés, só foi possível graças ao registro de fósseis típicos da Formação Assistência, na região do município de Santa Rosa de Viterbo. Em pedreiras próximas a esta cidade do nordeste paulista foram encontrados ossos fossilizados de mesossaurídeo (prováveis partes esqueléticas de *Stereosternum tumidum*), em estratos de carbonatos e siltitos.

Suguio & Melo e Sousa (1985), ao estudarem os litotipos encontrados nestas pedreiras, descartaram a possibilidade das ocorrências pertencerem ao Subgrupo Irati. Para estes autores, todas as características das rochas sedimentares descritas nas duas pedreiras eram sugestivas da Formação Corumbataí que, nesse local, assenta-se diretamente sobre o Grupo Tubarão, uma vez que, segundo Soares & Landim (1973), ali, o Subgrupo Irati está ausente.

Em subsuperfície a associação de fácies relacionada a este sistema deposicional deve ter continuidade a norte do rio Tietê, na porção setentrional do Estado de São Paulo, Triângulo Mineiro, sul do Estado de Goiás e sudeste do Estado de Mato Grosso, visto que esta seria a sua área de maior abrangência durante o Neopermiano.

Fairchild *et al.* (1985) encontraram, *in situ*, a norte de Ponte Branca (MT), junto ao Astroblema de Araguainha (Crósta 1982) na borda setentrional da Bacia do Paraná, estratos de sílex com duas formas de estromatólitos no Subgrupo Irati. No estrato inferior, intercalado em folhelhos betuminosos típicos da Formação Assistência, encontraram um biostroma tabular delgado composto por estromatólitos colunares finos (0,5cm). A 4m acima deste nível, na transição entre folhelhos betuminosos pretos e siltitos e arenitos avermelhados do tipo Corumbataí depararam com um segundo nível de estromatólitos pseudo-colunares, lateralmente ligados e com cerca de 2cm de diâmetro (Foto 56), acima dos quais ocorrem oólitos silicificados e brechas intraformacionais. Segundo a descrição de Fairchild *et al.* (1985), trata-se de ambiente raso, ora redutor (folhelhos betuminosos) e de baixa energia (estromatólitos colunares pequenos), ora oxidante (intercalações de lamitos

vermelhos) e agitado (oólitos) sujeito à exposição e dessecação (gretas de ressecação e *teepees*) com possibilidades de formação de evaporitos (Foto 57), próximo à passagem para um ambiente de maior influência continental. As características acima citadas nada mais são do que aquelas peculiares às planícies de marés, ou à zona de transição de uma plataforma semi-restrita para ambientes litorâneos mais oxidantes, isto é, ambientes previsíveis na passagem entre a Formação Assistência e a Formação Corumbataí.

A aproximadamente 3km a sul da cidade de Taguaí (SP), como já mencionado, foram encontrados, em afloramentos de sedimentos da Formação Assistência junto ao flanco norte do Arco de Ponta Grossa, blocos de rochas carbonáticas, constituídos por laminitos algáceos com sinais de ressecação no topo, de cerca de 1m de comprimento por 0,4m de espessura. Estas autênticas esteiras algáceas (*algal mats*), das planícies de marés situadas na borda leste da bacia, são as bioconstruções que atuaram como prováveis áreas-fonte de dispersão do material carbonático, encontrado no interior da Plataforma Carbonática-Terrígena Assistência, do sudoeste de São Paulo e norte do Paraná.

Na região situada a sul do rio Mogi Guaçu no Estado de São Paulo, a leste dos afloramentos das associações de fácies de plataforma, os depósitos foram erodidos durante o desenvolvimento da chamada Depressão Periférica Paulista de Moraes Rego (1932), e portanto as rochas correspondentes à associação de fácies de planície de marés atualmente não são mais encontradas.

A área de transição entre as zonas de supramarés e intermarés e a zona de inframarés foi identificada nos perfis verticais de pedreiras. Ela está evidente nas interdigitações dos leitos da brecha carbonática (*carbonate flat pebble breccia*, segundo Shinn 1983), de zona de supramarés e intermarés, com as camadas de carbonatos clásticos finos, de grande persistência lateral, correspondentes às fácies da plataforma carbonático-terrágena semi-restrita. Estas rochas carbonáticas são conhecidas regionalmente como pertencentes ao "banco dolomítico" que constitui o pacote de camadas exploráveis de carbonatos, designado por Hachiro (1991) como Associação Faciológica VI (Camada Bairrinho).

A presença desta brecha em leitos centimétricos a decimétricos e a sua repetição de quatro a cinco vezes entre os dolomitos do "banco" é, também, um claro indicio da tendência regressiva que dominou as áreas compreendidas pelos dois sistemas deposicionais (plataformais e de planícies de marés), penecontemporâneos e interligados.

Materiais previamente depositados ficaram expostos e depois foram dessecados e gretados, nas partes mais rasas dos baixios de marés. Posteriormente, sob influência de possíveis ondas de tempestades e oscilações de

marés poderiam sofrer, respectivamente, retrabalhamento e ligeiro transporte, sendo redepositados nos limites da zona de transição, onde são observadas as recorrências dos sedimentos da planície de marés e da plataforma carbonática, na forma de brechas intraformacionais (**Foto 58**).

Melo e Sousa (1985), em estudo sobre as fácies sedimentares das formações Estrada Nova e Corumbataí no Estado de São Paulo, considerou os carbonatos de Santa Rosa de Viterbo como representantes de planícies de marés desta última unidade, e as estruturas bioconstruídas encontradas neste sítio deposicional, como estromatólitos formados em águas rasas e calmas.

Pelo exposto, o ambiente de Planície de Marés que dominou a área litorânea do mar Irati avançou, no nordeste da Bacia do Paraná, para além da região de Santa Rosa de Viterbo, muito embora seus limites para leste não indiquem que tenha ultrapassado a faixa de afloramentos da Formação Corumbataí nesta região.

A extensão do mar Irati, em um momento de grande expansão geográfica assumida pelos sedimentos da Bacia do Paraná, assinala um dos mais amplos eventos de retrogradação ocorrido no interior da sinéclise permiana. A expansão da superfície deposicional no tempo Irati foi acompanhada pela disseminação da biota de algas, répteis, crustáceos e peixes, nas áreas marginais da plataforma. Concomitantemente, as fácies típicas de folhelhos pretos, ricos em matéria orgânica, das partes mais profundas ou com maior suprimento terrígeno a oeste, continuavam a ser depositadas nos limites determinados pelas condições físico-químicas da província paleofisiográfica de plataforma.

Especificamente, em termos petrográficos, os carbonatos laminados e estratificados da Associação Faciológica VI e os carbonatos encontrados em Santa Rosa de Viterbo são semelhantes, senão iguais, nas características texturais e mineralógicas. Caso isto fosse insuficiente para uma correlação entre os sedimentos, poder-se-ia acrescentar que foram identificados em lâminas delgadas os mesmos fragmentos e restos fósseis compostos por carapaças de crustáceos, pelóides, pelotilhas fecais, intraclastos originados do retrabalhamento de estromatólitos e esteiras algáceas (*algal mats*), e ossos de mesossaurídeo. Esta assembléia fossilífera, até o momento, só foi encontrada nas fácies do "banco dolomítico". A única diferença visível está na cor dos sedimentos: enquanto os da plataforma têm cor creme a cinza claro; os da planície de marés são acastanhados a cinza-avermelhados, cores indicativas de ambientes mais oxidantes, rasos e marginais.

O paleoambiente de Planície de Marés das margens da plataforma do mar Irati caracteriza-se por uma associação de fácies, com a presença de siltitos e lamitos avermelhados e estruturas bioconstruídas, comumente encontrada em

PRANCHA X

FOTO 53. Afloramento do Conglomerado Ibicatu (Formação Tatuí), sobre superfície escavada em sedimentos lamosos do Grupo Itararé (tipo Aquidauana). Trata-se de um conglomerado oligomítico, constituído de material sílexítico oriundo da própria bacia. Sua sedimentação está relacionada ao recuo do *onlap* costeiro e conseqüente rejuvenescimento fluvial (do tipo entrelaçado), durante a deposição da Formação Tatuí. Estrada Araras-Ibicatu, cerca de 16km a nordeste de Araras (SP), em área próxima à Fazenda Riachuelo.

Foto 54. Amostra de calcilutito dolomitizado dos Ritmitos Superiores, com nível de concentração de nódulos de sílex. A concentração de nódulos e fraturas subverticais (gretas ?) preenchidas por sílex, em posição determinada do estrato, sugere provável estratificação ou concentração salina no interior do estrato. A silicificação posterior eliminaria os vestígios da formação de sais. Pedreira do Calcário Cruzeiro, Pereiras (SP).

Foto 55. Exposição do Membro Morro do Alto no sul de Goiás. Notar o acamamento rítmico de pares folhelho-carbonato, presente na seção, indicando a influência contínua de um controle climático na sedimentação dos ritmitos. Notar, também, o deslocamento das camadas em blocos limitados por falhas. Pedreira do Calcário Jataí, Perolândia (GO).

Foto 56. Amostra de estromatólitos pseudo-colunares, lateralmente ligados, do topo da Formação Assistência. Estas estruturas bioconstruídas também podem ser encontradas constituindo seixos silicificados, decimétricos, de cascalheiras do Recente espalhadas pelo sul de Goiás e sudeste de Mato Grosso. Estrada Araguainha-Torixoréu, cerca de 8km a noroeste de Araguainha (MT).

Foto 57. Exposição de estrutura dômica com cerca de 0,4m de diâmetro, atravessando e moldando concêntricamente os estratos hospedeiros. Corte em planta, sugerindo tratar-se de um mini-domo salino presente no horizonte silicificado do contato Assistência-Estrada Nova. Pedreira Elba, Montividiu (GO).

Foto 58. Amostra de brecha intraformacional encontrada entre os estratos de calcilutitos dos Ritmitos Superiores do sul de Goiás. Após a ressecação e gretamento de estratos de margas, carbonatos e folhelhos, nas partes mais rasas das planícies de marés, os tabletes ressequidos foram retrabalhados e transportados, sob influência de ondas de tempestades e correntes de marés, sendo redepositados nas partes rasas da plataforma como brechas tempestíticas. Pedreira Boa Vista, Montividiu (GO).

53

54

55

56

57

58

modernas províncias fisiográficas semelhantes ao modelo descrito por Shinn (1983), no sul do Golfo Pérsico.

10.7 Considerações finais

Com relação à paleofisiografia dominante durante a sedimentação da unidade, Maack (1952) e Beurlen (1955) pressupunham uma área com cobertura de mar epicontinental, de águas rasas e salobras, que comportava uma ligação estreita e rasa com o oceano. Segundo Mendes (1984), a salinidade desse mar era reduzida, principalmente se inferida a partir da assembléia fossilífera de ambiente mixo-halino. Esta condição, provavelmente, esteve relacionada à sua atuação como receptáculo de sedimentos e águas, principalmente nos períodos de clima úmido, cujas fontes precípua estavam ao seu redor, na orla continental.

Rodrigues & Quadros (1978) estudaram a paleossalinidade das formações da Bacia do Paraná, através da distribuição de teores de boro, em pelitos encontrados ao longo da área de deposição das unidades. Isto permitiu que confeccionassem mapas de curvas de isoteores. Para o Subgrupo Irati os valores de menor salinidade (diminuição nos teores de boro) situam-se na porção ocidental, onde a unidade se torna mais arenosa, pelos reflexos das influências continentais procedentes de oeste, enquanto os maiores teores em boro localizam-se na atual borda leste da bacia, a sul do Arco de Ponta Grossa.

Parece ser indicativo o fato de que, entre o norte do Rio Grande do Sul e o sul de Santa Catarina, as curvas de maior salinidade do Subgrupo Irati e Formação Serra Alta, no estudo de Rodrigues & Quadros (1978), apontem para a região em que atuou o Sinclinal de Torres, sugerindo a entrada de águas mais salgadas (marinhas) a partir desta área mais deprimida da borda oriental da Bacia do Paraná.

No Estado de São Paulo, o sistema deposicional de plataforma terrígena foi mais desenvolvido nas áreas situadas a W, SW e NW, pois o suprimento clástico principal provinha do flanco oeste, menos aplainado e sob influência pulsativa dos arcos de Assunção e Campo Grande, que estabeleceram a localização das áreas mais positivas nesta época.

Os sedimentos siliciclásticos dos depósitos de mares rasos epicontinentais provêm originalmente dos continentes e, segundo Stanley & Swift (1976), os processos que comandam a sedimentação ao longo das plataformas são condicionados por mecanismos relacionados à energia dos fenômenos climáticos e gravitacionais que influem nas marés.

11 ESTRATIGRAFIA DE SEQUÊNCIAS

11.1 Considerações Gerais

Desde a década de 60, o rápido avanço nas técnicas de pesquisa aos hidrocarbonetos vem condicionando intenso desenvolvimento dos métodos aplicados às análises estratigráficas e sedimentológicas. Tanto as tecnologias de aquisição e processamento de dados sísmicos experimentaram extraordinária sofisticação, e conseqüente melhoria na qualidade das interpretações estratigráficas, como o conhecimento das relações entre processos e ambientes deposicionais alcançaram sensível refinamento sedimentológico através da interpretação de fácies e elaboração de modelos de ambientes deposicionais.

As aplicações de modernas tecnologias e conceitos que passaram por releituras, após seu resgate histórico, remodelaram a abordagem estratigráfica e culminaram no advento da Sismoestratigrafia, uma nova modalidade investigativa que, recentemente, evoluiu para a Estratigrafia de Sequências.

Com a intenção básica de compor um quadro da história evolutiva dos novos conceitos e definições da Estratigrafia de Sequências, será apresentado um retrospecto sintético das concepções teóricas anteriores e as que se somaram ao conteúdo da nova proposta.

11.2 Evolução nos conceitos da Estratigrafia de Sequências

Através de um conjunto de capítulos reunidos sob o título de "Sismoestratigrafia e Mudanças Globais do Nível do Mar", Vail *et al.* (1977) e Mitchum *et al.* (1977a; b) retomaram o conceito de sequência de Sloss (1963) e propuseram uma nova abordagem para a análise estratigráfica contemporânea.

De acordo com Freitas (1994), termos que expressam novas idéias, bem como redefinições de termos associados a conceitos anteriores, têm surgido em diversos novos estudos investigativos. Os teores dos conceitos elaborados por Vail e seus colaboradores em 1977 vêm passando por modificações com a evolução das pesquisas e, muitas vezes, têm sido reformulados pelos próprios propositores (Vail *et al.* 1984; Van Wagoner *et al.* 1988; Posamentier *et al.* 1988; Vail *et al.* 1991).

A teoria da eustasia de Suess (1906), compreendida como uma variação do nível do mar de proporções globais, considerava que os movimentos eustáticos

eram responsáveis pelas transgressões e regressões da linha de praia ao longo de mares e oceanos. De acordo com Vail *et al.* (1991), não faz muito tempo que essa globalização eustática passou a ser questionada nos meios científicos. Estudos, fora do continente europeu, demonstraram que os registros de transgressões e regressões nem sempre tinham correlação mundial.

Na Europa e em outras partes do mundo, há mais de um século, o registro estratigráfico vinha sendo segmentado em pacotes clássicos de sedimentos, considerados como representativos de ciclos de sedimentação, constituídos por fases transgressivas e regressivas (Haq 1991).

A estratigrafia clássica foi erigida com base nos conceitos de sucessões litoestratigráficas, cronoestratigráficas e bioestratigráficas das unidades tradicionais e suas correlações laterais. Mesmo após a implantação da Tectônica de Placas, nos anos 70, implicando profundas mudanças na interpretação dos processos geológicos, a maioria das formações sedimentares do mundo ainda estão sujeitas a esses procedimentos de análises estratigráficas no momento de seu mapeamento e subdivisão.

A seqüência estratigráfica não é uma novidade conceitual. Sloss, em 1948, já havia proposto o termo seqüência para designar uma unidade estratigráfica limitada por discordâncias (Sloss *et al.* 1949). Esse geólogo americano pode ser considerado o criador da Estratigrafia de Seqüências. Sloss *et al.* (1949) foram os primeiros a reconhecerem quatro grandes seqüências ou unidades operacionais compartimentadas por discordâncias, nas bacias fanerozóicas norte-americanas.

Wheeler (1958) empregou o termo "holostroma" para designar a distribuição estimada de uma sucessão transgressiva-regressiva regional. O holostroma diferenciava-se da seqüência de Sloss pois esta última só considerava a porção preservada do episódio de sedimentação. Wheeler (1958) ainda incluiu os conceitos de: a) vacuidade erosiva, como a porção de uma sucessão regional transgressiva-regressiva removida por erosão; b) hiato, como o intervalo temporal sem deposição entre episódios transgressivo-regressivos; e c) lacuna, como o episódio cronoestratigráfico de um intervalo espaço-temporal sem deposição.

Sloss (1963), retomando os estudos, reconheceu seis seqüências, limitadas por discordâncias interregionais no cráton da América do Norte, entre o final do Pré-Cambriano e o Holoceno. O autor estabeleceu os fundamentos da análise seqüencial e redefiniu a seqüência como a unidade estratigráfica de categoria maior que grupo ou supergrupo, reconhecível por extensões continentais, limitada por discordâncias interregionais. Deve-se ressaltar que esta unidade estratigráfica não apresentava uma conotação temporal específica, uma vez que seus limites não coincidiam com as linhas de tempo.

O estabelecimento de seqüências em bacias cratônicas foi a pedra fundamental da Estratigrafia de Seqüências. Mas após os primeiros trabalhos, o próprio Sloss (1963) constatou que suas idéias não se propagaram. Realmente elas ficaram estagnadas até meados dos anos 70, embora tenha havido exceções, como os trabalhos de Wheeler (1958) e Vail & Wilbur (1966).

No final dos anos 60, observou-se um desenvolvimento sem precedentes no campo da interpretação de fácies sedimentares para determinação do que ficou conhecido como Modelo Depositional de Fácies, após os trabalhos iniciais de Visher (1965) e Fisher & McGowen (1967).

Soares *et al.* (1974), a partir da proposta de Sloss (1963), identificaram seis seqüências e uma subsequência nas bacias intracratônicas brasileiras.

Chang (1975) introduziu o termo "sintema", como unidade estratigráfica maior que as seqüências de Sloss (1963), limitada por disconformidades regionais, cuja magnitude vertical seria comparável a um ou mais sistemas cronoestratigráficos.

Muitas foram as razões para que o desenvolvimento da Estratigrafia de Seqüências não deslanchasse de imediato. Ross (1991) cita o fato de que poucos geólogos detinham-se frente a uma estratigrafia de proporções geográficas amplas e regionais. Os trabalhos restringiam-se a problemas específicos em parcelas de determinadas bacias, e os estudos de vanguarda em Estratigrafia e Sedimentologia estavam monopolizados pelos Modelos Depositionais de Fácies. Por outro lado, a sísmica de reflexão, o processamento informatizado dos dados e o imageamento por satélites não haviam evoluído o suficiente para formarem um terreno técnico-científico fértil, onde a semente da nova concepção pudesse florescer adequadamente.

Wilson (1991) assinala que as divagações iniciais de Peter Vail em relação à Sismoestratigrafia, até chegarem à Estratigrafia de Seqüências, originaram-se ao tempo de sua pós-graduação sob supervisão de Sloss. A Companhia *EXXON* de exploração e produção de petróleo havia formado uma equipe de especialistas no desenvolvimento analítico de bacias. A partir de dados da sísmica de reflexão e de vários aspectos da análise seqüencial, os pesquisadores procuravam expandir e potencializar a aplicação dessas técnicas como instrumentos de predição na exploração petrolífera. Dentro desse grupo foram criadas as condições ideais de pesquisa, pela atuação de exploracionistas experientes liderados por Vail, em um ambiente quase acadêmico, com disponibilidade de recursos. Ali, a chamada "Escola da *EXXON*" pôde elaborar novos procedimentos e depois testá-los e comprová-los em várias partes do mundo. O coroamento desses esforços veio em 1977, com a formulação dos conceitos de Sismoestratigrafia por P. R. Vail, R. M. Mitchum Jr., J. B. Sangree e S. Thompson III (*AAPG Memoir* 26).

Após comprovarem que assinaturas de reflexões sísmicas primárias normalmente demarcam linhas de tempo, Vail *et al.* (1977) concluíram ser possível estabelecer correlações cronoestratigráficas no limite da escala de resolução das seções sísmicas (metade de um comprimento de onda). Os autores (*op. cit.*), com base nessa observação e no conceito de seqüência de Sloss (1963), desenvolveram um método de interpretação em que as discontinuidades sismoestratigráficas determinam os referenciais da subdivisão de unidades sedimentares.

A seqüência deposicional de Vail difere na definição e na posição hierárquica inferior, em uma ordem, em relação à de Sloss, pois envolve uma escala de tempo bem menor e tem geometria reduzida, na maior parte das vezes. Na definição de Mitchum *et al.* (1977a; b), trata-se de uma unidade estratigráfica composta de uma sucessão concordante de estratos geneticamente relacionados, limitados por discordâncias ou suas concordâncias relativas.

A partir dessa conceituação, estabelece-se um critério sismoestratigráfico na identificação de seqüências sedimentares, pois para Mitchum *et al.* (1977a; b), em perfis de reflexão sísmica, poderiam ser identificadas discordâncias regionais através das relações físicas dos estratos e dos padrões de terminações de refletores. Estes padrões passaram a ser utilizados como critérios objetivos para demarcar os limites de seqüências. A seqüência deposicional ficou definida como a unidade básica, enquanto as superfícies associadas tornaram-se os limites de tempo, de significado cronoestratigráfico.

Ao submeterem linhas sísmicas, obtidas principalmente em bacias de plataforma continental, à análise de seqüências, Vail *et al.* (1977) confirmaram a relação geométrica entre estratos e, em particular, que as variações nos padrões de *onlap* costeiro podem ser consideradas como "linhas de tempo" de caráter cronoestratigráfico. Representando o Fanerozóico de diferentes regiões, estes dados constituíram-se nos elementos básicos para a elaboração de uma tabela de tempo geológico, com base nas curvas de variações do nível do mar.

Assim para Vail *et al.* (1977), as seqüências deposicionais são unidades controladas pela variação relativa do nível do mar e podem ser identificadas principalmente pelo uso da Sismoestratigrafia, que tornou possível a obtenção de uma curva global de variação do nível do mar, a polêmica "Curva de Vail".

Passado o primeiro impacto, surgiram dúvidas quanto à aplicabilidade da nova proposta, principalmente sobre a validade da curva global. Para Pitman (1978), discrepâncias como a não consideração da influência de atividades tectônicas, comuns na evolução diferenciada de cada bacia, levaram à falta de

correções adequadas para a subsidência regional, com conseqüente superestimação da magnitude da variação do nível do mar.

A não liberação por parte da *EXXON* de detalhes utilizados na confecção das curvas, fez com que outros pesquisadores se ressentissem da escassez de documentação científica, para suportar a sincronidade global dos eventos de variação do nível do mar, assim como da carência de datações dos eventos e do seu significado para as outras bacias (Hallan 1984; Miall 1986). Sem o crivo crítico de outros pesquisadores, não se descartava o risco de ter-se incorrido em raciocínio circular. Em particular, Pitman (1978) considerou que a taxa de variação do nível do mar, resultante da interação entre subsidência e eustasia, é mais importante que a medida isolada da variação eustática, na determinação da natureza das seqüências nas margens oceânicas.

Segundo Vail (1987), os geólogos da *EXXON*, ao reconhecerem que, na parte superior de cada ciclo, as curvas não poderiam ser relacionadas diretamente com as variações do nível do mar, renomearam as curvas como variações relativas do *onlap* costeiro. Também foram emitidos os novos conceitos de discordância e de zona de condensação, bem como datações mais refinadas. Assim, de acordo com essa nova definição, a discordância passou a representar um "significativo intervalo de tempo com truncamento erosivo ou exposição subaérea", e as superfícies marinhas sem evidência de erosão, representando intervalos temporais, passaram a ser consideradas superfícies de condensação de tempo.

Jervey (1988) simulou a interação entre a subsidência, a variação de nível do mar e o suprimento de sedimentos de uma margem atlântica hipotética, submetida a uma flutuação suavizada de nível do mar, ao longo de uma curva sinusoidal variável com o tempo. Essas simulações levaram-no a concluir que os limites de seqüências coincidiam, no tempo, com o ponto de inflexão da curva de nível do mar, onde a taxa de variação era máxima. A distribuição das fácies internas, bem como a geometria das superfícies deposicionais estavam relacionadas com mudanças no potencial de acomodação (espaço disponível para acumulação de sedimentos entre o fundo do mar e o nível de base), que é função da subsidência e da subida ou descida do nível do mar.

Os modelos de Jervey (1988) foram refinados e detalhados por Posamentier *et al.* (1988): a resposta de um sistema deposicional siliciclástico com a variação do nível do mar e do potencial de acomodação do fundo das bacias foi detalhada, e o conceito de trato de sistemas de Brown Jr. & Fischer (1977), como sendo o encadeamento de sistemas deposicionais contemporâneos, foi redefinido num contexto em que as seqüências foram subdivididas em pacotes de sedimentos geneticamente relacionados.

Haq *et al.* (1987) mudaram parte da conceituação de Vail *et al.* (1977) e propuseram uma nova curva global, mais detalhada, com ciclos até a 5ª ordem (1ª ordem: duração de 400 a 200 Ma, 2ª ordem: 100 a 10 Ma, 3ª ordem: 10 a 1 Ma, 4ª ordem: 0,5 a 0,2 Ma e 5ª ordem <0,2 Ma), enquanto os de Vail *et al.* (1977) eram subdivididos em três ordens.

A documentação de variações do nível do mar em seções sedimentares em todo o mundo, particularmente em afloramentos, levou à geração de novas curvas para o Mesozóico e Cenozóico (Haq *et al.* 1988), as quais apresentaram sensível melhora na resolução dos eventos e nas suas datações, em relação às curvas anteriores, baseadas somente em dados sísmicos.

Concomitantemente ao desenvolvimento de modelos conceituais, outros estratígrafos da EXXON, influenciados por Campbell (1967) e Frazier (1974), analisaram os padrões de empilhamento "progressivamente mais rasos para o topo" (*shallowing upward*) de camadas siliciclásticas, em perfis elétricos de poços, testemunhos e afloramentos, com a finalidade de incrementar as correlações temporais de fácies.

Para Freitas (1994) o uso desses conceitos e, em particular, o reconhecimento de variações relativas do nível do mar em perfis elétricos e afloramentos, tornou possível identificar, de maneira independente, seqüências em seções de subsuperfície e superfície e correlacioná-las com sismogramas sintéticos.

Van Wagoner *et al.* (1988) subdividiram as seqüências em subunidades, introduzindo o conceito de parasseqüência (categoria superior a conjunto de camadas). Para os autores, uma parasseqüência é uma sucessão concordante de camadas, ou conjunto de camadas, geneticamente relacionadas, limitadas por superfícies de inundação marinhas e suas superfícies correlatas. Estas parasseqüências podem formar conjuntos de parasseqüências no interior das seqüências. Enquanto uma seqüência deposicional pode ter de 300 a 30m uma parasseqüência teria de 30 a 3m de espessura. Para os autores (*op. cit.*) as parasseqüências e os tratos de parasseqüências são as unidades básicas dos tratos de sistemas e das seqüências e, assim, delineiam um arcabouço cronoestratigráfico. Neste arcabouço, os padrões de empilhamento, os tipos de camadas constituintes e, em escala maior, os ambientes deposicionais das parasseqüências são previsíveis, valorizando sua utilização nas correlações tempo-fácies, em subsuperfície.

A integração sistemática das seqüências siliciclásticas, dos avanços similares em estudos de fácies carbonáticas (Sarg 1988) e da bioestratigrafia de seqüências-chave (Loutit *et al.* 1988) com os métodos sismoestratigráficos, produziram o

arcabouço e os procedimentos das análises estratigráficas e de fácies, agora conhecidos como parte da Estratigrafia de Seqüências.

Galloway (1989) modificou a conceituação original de Vail *et al* (1977) e propôs a Seqüência Estratigráfica Genética, como um conjunto de fácies, progradacionais, aggradacionais e retrogradacionais, depositada durante um período de estabilidade paleogeográfica. A Seqüência Genética de Galloway (*op. cit*) é um modelo alternativo, similar aos ciclos transgressivo-regressivos, em que a seqüência está implicitamente definida como uma unidade deposicional regressiva limitada por superfícies de transgressão, ou seja, o produto sedimentar de um episódio deposicional, que incorpora os conceitos de sistemas deposicionais e geometria de acamamentos, no interior de superfícies limitrofes de ciclos de progradação (*offlap*) e retrogradação de margens de bacias.

O limite da seqüência genética foi definido por Galloway (1989) como a superfície ou "verniz" sedimentar que registra um hiato deposicional durante uma inundação marinha máxima, desprezando a existência ou desenvolvimento de uma superfície de erosão subaérea ubíqua, causada por rebaixamento eustático. Os "vernizes" sedimentares seriam as superfícies de condensação.

A utilização de superfícies transgressivas como limites de seqüências em análises estratigráficas regionais apresenta limitações, muito bem enfocadas por Van Wagoner *et al.* (1990). Entre estas limitações destacam-se: a) as transgressões e regressões são fortemente controladas pelo suprimento de sedimentos e por isso podem não ser síncronas, até mesmo dentro de uma mesma bacia; b) entre a superfície transgressiva e o máximo afogamento, existem várias superfícies transgressivas que, potencialmente, podem ser confundidas em uma correlação regional, principalmente se os dados são esparsos; c) as superfícies transgressivas que limitam as seqüências genéticas contêm uma discordância, tornando difícil uma interpretação da relação lateral de fácies; e d) as superfícies transgressivas são caracterizadas por uma lenta deposição ou não-deposição, com erosões relativamente pouco expressivas.

11.3 Ciclos Depositionais e sua Hierarquia

Um ciclo deposicional corresponde ao intervalo de tempo geológico abrangendo uma queda e uma subida do nível do mar (variação eustática).

As unidades sedimentares são definidas pelas discordâncias, que são as superfícies que separam os estratos mais velhos dos mais novos, e ao longo das

quais existe uma evidência de truncamento erosivo ou exposição subaérea, com indicação de um hiato significativo.

A unidade sedimentar básica da Estratigrafia de Seqüências é a seqüência deposicional, que é uma sucessão relativamente concordante de estratos geneticamente relacionados, limitados em seu topo e base por discordâncias ou suas concordâncias correlatas, e interpretada como sendo depositada entre dois pontos de inflexão da curva de variação eustática.

A seqüência é composta por tratos de sistemas, que são encadeamentos de sistemas deposicionais contemporâneos, formando pacotes distintos de estratos, geneticamente relacionados a cada fase de um ciclo de variação do nível do mar.

Para Vail *et al.* (1977) um ciclo global de variação do nível do mar é um intervalo de tempo em que ocorre uma subida e uma queda relativas do nível médio do mar em escala global.

Vail *et al.* (1977) propuseram uma curva global dos ciclos do Fanerozóico, a partir de análises sismoestratigráficas, onde três ordens de ciclos de variação do nível do mar são superpostas. De acordo com sua duração foram classificados como de 1ª ordem (300 a 200 Ma), 2ª ordem (80 a 10 Ma) e 3ª ordem (10 a 1 Ma). Com o desenvolvimento e aplicação dos conceitos de Estratigrafia de Seqüências em diversos trabalhos, várias ordens foram postuladas. Em 1991, Vail *et al.* redimensionaram os intervalos de tempo em seis ordens de ciclos eustáticos de caráter global (Quadro 2):

Ordem	Duração (Ma)
1ª	> 50
2ª	50 - 5
3ª	5 - 0,5
4ª	0,5 - 0,08
5ª	0,08 - 0,03
6ª	0,03 - 0,01

Quadro 2 - Ciclos eustáticos e suas ordens de grandeza segundo Vail *et al.* (1991).

Os ciclos de 1ª ordem estariam relacionadas à atividade das placas tectônicas e conseqüente agrupamento e separação de grandes massas continentais (Fischer 1984).

Os ciclos de 2ª ordem estariam ligados às variações nas taxas de espalhamento do assoalho oceânico (Pitman 1978).

Os de 3ª ordem mostrariam variações no volume de água dos oceanos, induzidos por mudanças climáticas, assim como os ciclos de 4ª a 6ª ordens refletiriam variações climáticas induzidas por causas astronômicas, estas conhecidas por Ciclos de Milankovitch (Vail *et al.* 1991).

Existe uma aparente concordância de que os ciclos de 1ª e 2ª ordem têm causas tectônicas e um caráter global. As controvérsias giram, principalmente, em torno das causas e globalidade dos ciclos de 3ª ordem em diante.

11.4 Estratigrafia de Seqüências em Bacias Intracratônicas

Como foi exposto no item 11.2, os conceitos sobre Seqüências Depositionais originaram-se a partir de estudos desenvolvidos em bacias de margem continental ou bacias de contextos deposicionais marinhos, fisiograficamente divididas em plataforma, talude e bacia. A Estratigrafia de Seqüências está baseada fundamentalmente nas variações relativas do nível do mar e nas suas implicações, quanto à definição de discordâncias, ao deslocar o *onlap* costeiro ou nível de base, ao longo da superfície deposicional. Portanto, as discordâncias são a essência deste método enquanto feições capazes de delimitar seqüências de várias ordens de grandeza.

Para Posamentier & Vail (1988) uma seqüência marinha ideal apresenta uma sucessão vertical de tratos de sistemas: a) sistemas de nível baixo (*lowstand*) nas seqüências do tipo I, ou sistemas de margem de plataforma nas seqüências do tipo II; b) sistemas transgressivos; e c) sistemas de nível alto (*highstand*).

Entretanto, na opinião de Della Fávera *et al.* (1994), nas bacias intracratônicas paleozóicas e mesozóicas, de superfícies deposicionais em forma de rampa, i.e., bacias sem a configuração clássica de plataforma e talude, as seqüências caracterizam-se por uma monotonia de padrões sismoestratigráficos, essencialmente plano-paralelos. Neste caso, o trato de sistemas de nível baixo, sob a forma de acumulações de água profunda (trato de sistemas de margem de plataforma ou seqüências do tipo II), não se desenvolve. Assim, as seqüências ficam marcadas por uma arquitetura transgressiva-regressiva característica em perfis gráficos de poços, em meio à qual é comum ocorrer a superfície de inundação máxima (SIM), entre o topo do trato de sistemas transgressivo e a base do trato de sistemas de nível alto.

Neste contexto, o padrão comum de reflexões sísmicas das seções da Bacia do Paraná é o plano-paralelo, não havendo formação de um padrão *offlap*. No interior da bacia, a caracterização do limite das seqüências, no sentido clássico de

Vail *et al.* (1977), é dificultada pela falta de resolução das seções sísmicas. Do outro lado, em direção às bordas da sinéclise, as fácies marginais da Bacia do Paraná que permitiriam, com menos dificuldades a detecção de inconformidades, foram em parte removidas pela erosão cenozóica, como observou Soares (1991).

Segundo Della Fávera *et al.* (1994), embora seja rara a configuração de um padrão *offlap* nas bacias intracratônicas e lacustres, esta pode ser percebida quando estudada em seções sísmicas de alta resolução de ambientes deltaicos. Apesar de estarem mais voltados para contextos marinhos, o desenvolvimento teórico e a definição de seqüências prestam-se também ao estudo seqüencial em bacias não-marinhas. Como os mecanismos de criação do espaço de acumulação de seqüências devem ser semelhantes, a seqüência ideal não-marinha deve apresentar tratos de sistemas comuns aos das seqüências marinhas.

Ressalte-se que no estudo da Estratigrafia de Seqüências de bacias intracratônicas e lacustres, o acompanhamento das influências das mudanças tectônicas é tão importante quanto o das eustáticas.

Com relação ao Permiano da Bacia do Paraná, não é raro concluir que os avanços e recuos do *onlap* costeiro estiveram diretamente ligados a importantes eventos tectônicos, como os aventados por Ramos (1984) e De Wit & Ransome (1992) para a então borda sudoeste do Gondwana. Ao que tudo indica, o adernamento rumo nordeste da área ocupada pela bacia e sua conseqüente interiorização (Hachiro 1991) foram responsáveis pelo recobrimento mais distante do mar Irati, a norte da bacia, já que por esta época, de acordo com as curvas eustáticas globais de Vail *et al.* (1977) e Hallan (1984), as margens oceânicas apresentariam taxas negativas de variação eustática.

11.5 Seqüências Tectônicas e Seqüências Depositionais

Assim como Sloss (1963) cunhou o termo *tectonic sequence* para identificar seqüências estratigráficas correlacionáveis a eventos orogenéticos, com os períodos de subsidência (acumulação) e soerguimento (erosão e discordância) sob primordial controle de ordem tectônica, Vail *et al.* (1977) designou de *depositional sequence* as seqüências estratigráficas cujas acumulações, e respectivas inconformidades, eram controladas mormente por oscilações de natureza eustática. Estas são geralmente interpretadas, a partir da 3ª ordem, como decorrentes de fatores climáticos tais como as glaciações.

O Subgrupo Irati faz parte de um ciclo tectono-sedimentar que abrange o Neopaleozóico e o Triássico (Figura 16). A base deste ciclo tem idade bem

Figura 16 - Esquema das seqüências tectônicas do Neopaleozóico e Mesozóico da Bacia do Paraná, com o Subgrupo Irati no interior da Seqüência Neocarbonífero-Triássica.

marcada ao final do Neocarbonífero (Daemon & Quadros 1970; Daemon & França 1993), enquanto o topo tem indicações de assembléias palinológicas do Neopermiano em condições de serem estendidas até o Triássico (Daemon & Marques-Toigo 1991). A discordância Permo-Triássica, anteriormente aventada, vem sendo colocada em dúvida em trabalhos mais recentes: no sul da bacia, por Lavina (1991), e na borda nordeste, por Matos (1995).

O Permiano, período geológico ao qual pertence a unidade em estudo, está contido na seqüência tectônica 2 (Gomes 1968), III (Almeida 1969; Ghignone 1972), delta (Soares *et al.* 1974) e II (Fúlfaro & Landim 1976) que correspondem à seqüência tectono-sedimentar *Absaroka* (Sloss 1963) do cráton norte-americano ou ao subciclo superior do ciclo Herciniano (Ronov *et al.* 1969) da plataforma russa.

Zalán *et al.* (1986) interpretam esta seqüência tectônica como pertencente a uma 2ª bacia, de três diferentes bacias superpostas ao longo do tempo, aproximadamente sobre uma mesma região, cujos limites erosivos (base e topo) foram provocados pelas orogenias eoherciniana e finiherciniana.

Os conceitos da Estratigrafia de Seqüências, quando aplicados diretamente nas sinéclises, não têm a mesma efetividade que nas bacias de margem plataformais. A maioria das dificuldades encontradas na definição de seqüências das bacias intracratônicas estão relacionadas às suas características geométricas. O fato da bacia ter dimensões avantajadas e perfil em rampa, com ângulo de mergulho do assoalho extremamente baixo, traz desvantagens, como por exemplo, a formação de linhas de tempo tendendo à horizontalidade.

O desenvolvimento destas imensas bacias inclui longos períodos de subsidência e acumulação de sedimentos, intercalados a equivalentes longos períodos de soerguimento que dão origem a inconformidades, que podem representar lacunas de dezenas de milhões de anos. Cada soerguimento pode ser interpretado como uma resposta interna a colisões nas bordas da placa. No estágio seguinte, a bacia sedimentar é restabelecida, em geral, com características (forma e taxas de subsidência) muito diferentes das anteriores. Assim, bacias quase independentes suceder-se-iam a cada outra através dos tempos, como observado por Zalán *et al.* (1986).

Portanto a seqüência tectono-sedimentar Neocarbonífero-Triássica (315-230Ma) pode ser considerada uma unidade com desenvolvimento independente. Esta seqüência, ao ser dividida em intervalos deposicionais, por sua vez, poderia fornecer seqüências controladas por variações eustáticas que, na acepção de Vail *et al.* (1991), seriam de 1ª a 6ª ordens (Quadro 2 do item 11.3).

De acordo com Lindsay *et al.* (1993), em uma bacia intracratônica as seqüências estratigráficas são geralmente delgadas e pobremente diferenciadas,

quando comparadas às suas equivalentes de margens passivas. Menores velocidades de subsidência, taludes deposicionais de pequena inclinação e águas de baixa profundidade dão como resultado menor acomodação de sedimentos nestas bacias. As seqüências são muito extensas e delgadas, poucas têm geometria progradacional reconhecível e as inconformidades erosivas geralmente têm relevo mínimo.

Durante a variação eustática relativa do trato de sistemas de nível baixo (TSNB), pouco ou nenhum espaço de acomodação pode estar disponível para o acúmulo de sedimentos, resultando em depósitos de sistemas de nível baixo, insuficientemente desenvolvidos e restritos em área. Deste modo, as sucessões em bacias intracratônicas comumente compreendem depósitos de tratos de sistemas com padrão de empilhamento do tipo transgressivo-nível alto (TST-TSNA), separados por inconformidades ou paraconformidades quase planares; ou seja, as superfícies de inundação comumente coincidem com os limites de seqüências. Portanto nas bacias intracratônicas com fundo em rampa, a questão não se resume à existência ou não das seqüências ou ao fato da eustasia não afetar a sedimentação; a controvérsia gira em torno da configuração geométrica das seqüências, que têm exigido adaptações e abordagens mais adequadas a essas bacias.

11.6 Estratigrafia de Seqüências na Bacia do Paraná

Na análise de seqüências o objetivo principal é a caracterização dos fatores que mais influíram na evolução sedimentar da bacia: a variação eustática, a atividade tectônica tanto interna como nas áreas-fonte da bacia e o paleoclima. Conforme a atuação e interação destes parâmetros vai se configurando a arquitetura das seqüências ao longo do tempo. Níveis de correlação por toda bacia e marcadores de curta duração, além de variações regionais e locais podem ser identificados. A tectônica ativa no interior da bacia pode ser levantada, e variações nas características das seqüências poderão indicar mudanças temporais na tectônica e no suprimento das áreas-fonte, bem como no paleoclima reinante.

No estudo da Bacia do Paraná, segundo a Estratigrafia de Seqüências, Milani *et al.* (no prelo) procuraram identificar, nas seções de referência subsuperficiais da bacia, os principais elementos postulados pela abordagem teórica. Primeiro, baseados em dados de poços para petróleo, estabeleceram uma hierarquia estratigráfica regional, que depois foi comparada a seções padronizadas, levantadas em afloramentos. Estas serviram para calibrar alguns dos aspectos

inferidos a partir de análises de subsuperfície. A tentativa pode ser encarada como um ensaio efetuado em escala regional, considerando as limitações impostas pela natureza da bacia e a baixa densidade de dados de perfurações. Dentro dessa proposta hierárquica, as formas das curvas de raios gama e as sucessões faciológicas foram os instrumentos básicos de pesquisa, na procura de elementos que pudessem ser utilizados para dividir a pilha sedimentar em unidades estratigráficas de ordens progressivamente mais altas.

Na Bacia do Paraná, com registro estratigráfico do final do Ordoviciano ao Cretáceo, segundo Milani *et al.* (no prelo), podem ser estabelecidas seis unidades limitadas por inconformidades (Sloss 1963) ou megassequências (Vail *et al.* 1977): Ordovício-Siluriana, Devoniana, Neocarbonífero-Triássica, Neotriássica, Jurássico-Eocretácea e Neocretácea. A partir da deposição da megassequência Neocarbonífero-Triássica, condições de bacia intracratônica verdadeira foram estabelecidas nas características da sedimentação. O intervalo de tempo, correspondente ao registro que restou de cada megassequência, classifica cada uma delas como ciclos tectono-sedimentares de 2ª ordem (dezenas de Ma, de acordo com o Quadro 2 de Vail *et al.* 1991). Para Milani *et al.* (no prelo) o arcabouço temporal da Bacia do Paraná está definido por uma palinologia de baixa resolução como a elaborada por Daemon & Quadros (1970). A cronoestratigrafia baseada em palinomorfos torna-se imprecisa quando nesta estão intercalados intervalos longos de esterilidade. Essa distribuição de zonas bioestratigráficas é mostrada no Quadro 3, abaixo:

Sistema	Zonas	Duração (Ma)	Séries/Andares (tempo Ma)
Permo-Triássico	1	18	Kazaniano/Scytiano (258-240)
Permiano	4	5	Sakmariano/Kunguriano (278-258)
Carb.-Permiano	1	18	Stephaniano/Sakmariano (296-278)
Carbonífero	1	19	Westphaliano (315-296)
Devoniano	7	4,7	Praguiano/Frasniano (400-367)
Siluriano	1	10	Llandoveryano (438-428)

QUADRO 3 - Zonas palinológicas da Bacia do Paraná (Milani *et al.*, no prelo)

11.7 A Estratigrafia da Megassequência Neocarbonífero-Triássica

A megassequência Neocarbonífero-Triássica estendeu-se por toda a área da Bacia do Paraná. Tal unidade contém a maior parte dos sedimentos da bacia e

suas maiores espessuras estão no eixo NE-SW, com persistente acumulação nesta faixa durante a história pós-devoniana da bacia. Tal unidade teve duração de cerca de 100Ma e por isso pode ser considerada uma megassequência ou ciclo de 2ª ordem de Vail *et al.* (1991) ou sequência tectônica de Sloss (1963).

Uma megassequência corresponde ao registro acumulado de várias fases de sedimentação, limitadas por inconformidades geradas por eventos tectônicos. O resultado final são conjuntos de associações de fácies, formalmente individualizados como unidades litoestratigráficas. Estas em geral estão compartimentadas por inconformidades, representando vacuidades erosivas ou hiatos, com variações de duração e intensidade ao longo da bacia. No caso da Bacia do Paraná, estas interrupções na sedimentação tiveram como causa a atividade orogênica paleozóica ao longo da borda oeste da plataforma sul-americana, em atividade desde aquela época, de acordo com Almeida (1981) e Zalán *et al.* (1990).

Segundo Soares (1991), tanto a sequência deposicional de Vail *et al.* (1984), como a modificada por Posamentier & Vail (1988), são separadas por superfícies-limite. Na Bacia do Paraná, onde não há talude, desenvolvem-se limites de sequências caracterizados somente pela erosão de margens, ou limites do tipo 2 de Van Wagoner *et al.* (1988). Como a viabilidade de determinação destes limites aumenta à medida que as bordas da bacia tornam-se mais próximas, é recomendável que operacionalmente essas inconformidades sejam definidas nas margens, ou então sejam estabelecidas através das superfícies correspondentes ao deslocamento do *onlap*, no interior da bacia.

Soares & Landim (1973), em levantamento feito no flanco nordeste da bacia, constataram as diversas inconformidades que podem ser observadas em parte da seção neopaleozóica. Nesta porção do megaciclo Neocarbonífero-Triássico levantada pelos autores em um perfil NE-SW da área, foram identificadas seis sequências deposicionais separadas por sete inconformidades. Dentre estas, as sequências deposicionais que interessam para o presente estudo estariam definidas por três ciclos eustáticos, sendo que as disconformidades "pré-Tatuí", "pré-Irati" e "pré-Serra Alta" separariam estas sequências (**Figura 17**).

O Neocarbonífero foi um tempo de profundas mudanças na Bacia do Paraná. Uma conjunção de fatores paleogeográficos, paleoclimáticos (Caputo & Crowell 1985) e tectônicos (Almeida 1981; Zalán *et al.* 1990; De Wit & Ransome 1992; Milani *et al.* 1994), ativos por uma extensa área do sul do antigo continente do Gondwana, interromperam a sedimentação sobre uma larga área. Esta é a maior lacuna no registro sedimentar da bacia, chegando em alguns lugares a perdurar por 45Ma (Daemon *et al.* 1991). A presença das coberturas de gelo nesta área,

Figura 17 - Esquema dos ciclos sedimentares e erosivos, do Carbonífero ao Cretáceo, no flanco nordeste da Bacia do Paraná.

Fonte: Soares (1991), modificado de Soares & Landim (1973)

D = desconformidade;

SMIP = superfície de máxima inundação do Permiano;

SMIT = superfície de máxima inundação do Triássico.

associadas a soerguimentos induzidos tectonicamente, conduziram à interrupção da sedimentação durante o Mississipiano e tornaram esta ausência de sedimentos na mais marcante da Bacia do Paraná.

Com a deglaciação a sedimentação foi retomada durante o Westphaliano (Daemon & França 1993).

Para Milani *et al.* (no prelo), devido à deglaciação e à elevação resultante do nível relativo do mar, a sedimentação Neocarbonífero-Neopermiana foi transgressiva em determinados períodos do Grupo Itararé e Formação Palermo. Esta transgressão foi considerada o evento de máxima inundaço para a megassequncia considerada. Acima da Formao Palermo estaria uma seo regressiva que evoluiria at os *red beds* continentais do Trissico.

A poro basal da megassequncia Neocarbonfero-Trissica, representada pelos sedimentos do Grupo Itarar na parte sul e central da Bacia do Paran, e pelos depsitos da Formao Aquidauana no norte da bacia, uma seo acumulada sob um clima marcadamente glacial (Frana & Potter 1988). Um intenso influxo sedimentar estendeu-se por reas deixadas livres pela deglaciao e permitiu processos deposicionais onde fluxos de massa e ressedimentao foram muito importantes. Estas unidades esto constitudas principalmente por diamictitos intercalados por espessos depsitos de arenitos.

Segundo Milani *et al.* (no prelo), sobre um nvel de 3 ordem, h uma superfcie equivalente a uma inconformidade do tipo 1 de Van Wagoner *et al.* (1988) que marca a base da Formao Rio Bonito. Uma queda repentina do nvel relativo do mar causou mudanas e interrompeu, por certo tempo, a tendncia transgressiva geral da megassequncia. Arenitos associados com depsitos de carvo, siltitos e folhelhos formam o contexto clssico da sedimentao deltaica que avanou sobre a bacia pelas suas bordas leste e oeste.

O Arco de Assuno foi soerguido e serviu de rea-fonte para os lobos progradacionais de oeste, limitando, desse tempo em diante, a borda oriental da Bacia do Paran. Na opinio de Milani *et al.* (no prelo), a Formao Rio Bonito representa um trato de sistemas de nvel baixo de 3 ordem. Sobre esta sequncia, depositou-se um trato de sistemas transgressivos que culminou com a deposio da Formao Palermo, constituindo um trato de sistemas (3 ordem) de nvel alto. Esta unidade representada dominantemente por siltitos bioturbados e arenitos marinhos gerados por tempestades, acumulados sobre uma vasta plataforma nertica (Schneider *et al.* 1974), e contm a superfcie de inundao mxima de toda a Megassequncia Neocarbonfero-Trissica.

O trato de sistemas de nvel alto do ciclo Neocarbonfero-Trissico est constitudo por uma seo de *shallowing upward*, que culmina nos sedimentos do

Subgrupo Irati. Na opinião de Milani *et al.* (no prelo), a rasa bacia Irati foi inundada durante a deposição dos folhelhos Serra Alta na última incursão marinha na Bacia do Paraná. Os tratos de sistemas de nível alto, agradacionais e de 3ª ordem prosseguiriam para cima com os sedimentos neríticos superiores a litorâneos da Formação Teresina. A megassequência Neocarbonífero-Triássica terminaria com uma seção progradacional de *red beds* representada por pelitos e arenitos flúvio-lacustres da Formação Rio do Rasto e flúvio-eólicos da Formação Pirambóia.

11.8 Marcos Estratigráficos do Subgrupo Irati

Dentre os instrumentos utilizados em Estratigrafia de Sequências, os marcos estratigráficos são um dos mais importantes, principalmente quando têm aplicação como linhas de tempo. Pelas características próprias à sua formação - amplitude lateral e curta distribuição vertical e temporal - os marcos estratigráficos estão entre os recursos mais utilizados em análise sequencial. Na opinião de Castro (1989), quando reconhecido em perfil gráfico de poço ou seção sísmica, o marco pode ser útil como *datum* para ancorar seções, auxiliar na demarcação de limites e reconstituir paleoambientes. Em poços, os marcos são estabelecidos através da interpretação de sinais registrados graficamente em perfis elétricos e de raios gama, normalmente pelos picos mais destacados nas curvas dos perfis, que correspondem a pontos cronocorrelatos do intervalo em estudo. Estes pontos interligados podem definir superfícies de correlação cronoestratigráfica, ou seja, interregnos entre ciclos de sedimentação.

Em geral, os marcos têm sua origem relacionada a variações eustáticas capazes de definirem fronteiras entre seqüências, os chamados limites de seqüência (LS). No detalhamento das seqüências, as de 3ª ordem podem ser subdividas em tratos de sistemas (Posamentier & Vail 1988), entre os quais podem ser determinadas as divisões intrasseqüenciais conhecidas por superfícies transgressivas (ST) e as superfícies de inundação máxima (SIM).

Com base em análise de curvas de raios gama e trabalhos de campo Hachiro *et al.* (1993) reconheceram 8 limites, ou marcos radioativos cronocorrelatos, separando associações de fácies do Subgrupo Irati. Estes se repetem regularmente, tanto em seções de poços como de afloramentos no Estado de São Paulo. No presente estudo foi mantida a maioria daquelas superfícies definidas. No esforço de se estender os limites para o restante da Bacia do Paraná, alguns dos marcos tiveram que ser reinterpretados, assim como novos limites foram propostos.

No Subgrupo Irati, às vezes, não é possível o estabelecimento dos limites seqüenciais junto aos picos mais salientes das curvas de perfis-gama, como se faz habitualmente. Os picos nas curvas dos perfis nem sempre correspondem aos limites de seqüências levantados nas pedreiras e afloramentos. Muitas vezes, o maior deslocamento gráfico na curva, simplesmente, se deve a um contraste mais brusco de conteúdo radioativo, no caso, entre folhelhos e carbonatos, sem que isto represente uma real separação entre associações de fácies pertencentes a distintos tratos de sistemas deposicionais. Por vezes, por alguma razão fortuita, um pico mais expressivo da curva do perfil gama pode estar localizado entre fácies relacionadas geneticamente.

Em Estratigrafia de Seqüências, intervalos estratigráficos menores que uma seqüência, limitados na base e topo por discordâncias ou concordâncias relativas, constituem parasseqüências (Van Wagoner *et al.* 1990) ou seqüência de 4ª ou 5ª ordens da acepção de Vail *et al.* (1991). Nestes casos, os folhelhos radioativos representam limites de condensação de tempo, correspondentes a superfícies de inundação marinha, de fácil reconhecimento físico e cronoestratigráfico.

Para efeito deste estudo, optou-se pelo abandono do termo parasseqüência pois, no dizer de Della Fávera (1995), a partir de informações de outros pesquisadores, é preferível o uso dos equivalentes: seqüências de 4ª e 5ª ordens (Vail *et al.* 1991). Na opinião de Della Fávera (*op. cit.*), as seqüências são mais freqüentes em ambientes proximais aos continentes, enquanto as parasseqüências são mais típicas de ambientes próximos à quebra de plataforma.

A Bacia do Paraná, mormente durante a sedimentação Irati, constituiu um mar intracontinental em isolamento (Hachiro 1991), longe do fundo oceânico e sem talude ou quebra de plataforma, cuja superfície deposicional caracterizava-se por ter fundo chato, de desnível irrisório. Os modelos de estudo mais próximos, adotados em Estratigrafia de Seqüências (Della Fávera *et al.* 1992; Della Fávera *et al.* 1994), concebem as bacias intracratônicas paleozóicas como bacias de superfícies deposicionais em forma de rampa, ou bacias com margem em rampa (**Figura 18**). Este é o modelo adotado para o presente trabalho.

Os marcos estratigráficos reconhecidos inicialmente no Subgrupo Irati, com base nos ciclos sucessivos de fácies (Hachiro 1991; Hachiro *et al.* 1993) e análise cicloestratigráfica (Hachiro & Coimbra 1993), foram revistos e reinterpretados. Como já mencionado, isto acarretou modificações nos limites dos intervalos, com abandono de alguns e acréscimo de novos marcos. Constituem agora, um conjunto de dez limites de intervalos, designados por letras de A₀ a I, assim definidos:

For the purpose of this study, the sedimentary sequences were divided into two main groups: the sequences deposited in the basin and the sequences deposited on the basin margin. The sequences deposited in the basin are characterized by a high degree of continuity and are composed of a variety of sedimentary facies, including sandstone, siltstone, and shale. The sequences deposited on the basin margin are characterized by a high degree of discontinuity and are composed of a variety of sedimentary facies, including sandstone, siltstone, and shale. The sequences deposited in the basin are characterized by a high degree of continuity and are composed of a variety of sedimentary facies, including sandstone, siltstone, and shale. The sequences deposited on the basin margin are characterized by a high degree of discontinuity and are composed of a variety of sedimentary facies, including sandstone, siltstone, and shale.

Em seguida, as seqüências sedimentares foram divididas em duas grandes grupos: as seqüências depositadas na bacia e as seqüências depositadas na margem da bacia. As seqüências depositadas na bacia são caracterizadas por um alto grau de continuidade e são compostas de uma variedade de fácies sedimentares, incluindo arenito, siltito e xisto. As seqüências depositadas na margem da bacia são caracterizadas por um alto grau de descontinuidade e são compostas de uma variedade de fácies sedimentares, incluindo arenito, siltito e xisto.

Para efeito de classificação, as seqüências sedimentares foram divididas em duas grandes grupos: as seqüências depositadas na bacia e as seqüências depositadas na margem da bacia. As seqüências depositadas na bacia são caracterizadas por um alto grau de continuidade e são compostas de uma variedade de fácies sedimentares, incluindo arenito, siltito e xisto. As seqüências depositadas na margem da bacia são caracterizadas por um alto grau de descontinuidade e são compostas de uma variedade de fácies sedimentares, incluindo arenito, siltito e xisto.

Figura 18 - Esquema dos padrões de deposição de seqüências em uma bacia com margem em rampa (segundo Van Wagoner *et al.* 1990).

As seqüências sedimentares foram divididas em duas grandes grupos: as seqüências depositadas na bacia e as seqüências depositadas na margem da bacia. As seqüências depositadas na bacia são caracterizadas por um alto grau de continuidade e são compostas de uma variedade de fácies sedimentares, incluindo arenito, siltito e xisto. As seqüências depositadas na margem da bacia são caracterizadas por um alto grau de descontinuidade e são compostas de uma variedade de fácies sedimentares, incluindo arenito, siltito e xisto.

As seqüências sedimentares foram divididas em duas grandes grupos: as seqüências depositadas na bacia e as seqüências depositadas na margem da bacia. As seqüências depositadas na bacia são caracterizadas por um alto grau de continuidade e são compostas de uma variedade de fácies sedimentares, incluindo arenito, siltito e xisto. As seqüências depositadas na margem da bacia são caracterizadas por um alto grau de descontinuidade e são compostas de uma variedade de fácies sedimentares, incluindo arenito, siltito e xisto.

a) marco A₀ - assinala a passagem, no interior da Formação Palermo (e formações. Tatui e Dourados), entre um estágio transgressivo para o regressivo subsequente - estende-se por toda a Bacia do Paraná, e é de fácil reconhecimento nos perfis gama, a não ser na sua borda oeste-noroeste (estados de Mato Grosso, Mato Grosso do Sul e São Paulo) devido às areias progradantes da Formação Dourados de Milani *et al.* (1994). Neste limite, cerca de 15m abaixo do topo da Formação Palermo, os siltitos arenosos cinza esverdeados e bioturbados, típicos da unidade, são substituídos por arenitos muito finos, de barras lentiformes, do retrabalhamento de depósitos flúvio-deltaicos presentes na porção noroeste da bacia.

No flanco nordeste da bacia, entre Araras e Leme (SP), o limite caracteriza-se pela passagem discordante entre os lamitos arenosos da Formação Itararé (tipo Aquidauana) e o conglomerado de Ibicatu (Soares 1972) da Formação Tatui, depositado sobre uma inconformidade ou superfície de erosão. O "Conglomerado Ibicatu", como é conhecido, é caracterizado por sedimentos pós-glaciais rudáceos. Trata-se de um depósito fluvial do tipo *braided*, constituído por arcabouço de grânulos e seixos de sílex e matriz de grãos de areia quartzosa, contendo caules silicificados ou, mais precisamente, fragmentos exibindo partes externas com raízes adventíceas e internas, com estelos similares às das psaroniáceas (*Psaronius*). Como neste caso, os estelos apresentam raros vasos condutores de seiva em forma de "C", seguindo a interpretação de Matos (1995), podem ser atribuídos às porções inferiores do caule. Os clásticos são provenientes principalmente do retrabalhamento de leitos sílexíticos que ocorrem, na região, próximo ao topo da Formação Tatui. São os testemunhos de que um sistema fluvial rejuvenescido, do tipo entrelaçado, foi desenvolvido ao tempo da sedimentação Tatui na margem nordeste da bacia;

b) marco A - limite entre a Formação Palermo (e formações. Tatui e Dourados)/Formação Taquaral - pode ser acompanhado por toda bacia, tanto em gráficos de perfis-gama como em afloramentos, pelas suas características litológicas. É bem definido por um rápido aumento de valores nos perfis-gama, exceto na borda oeste-noroeste (poços da PETROBRÁS: AM-1; DO-1 a 4; SD-1 e CG-1) por causa dos arenitos flúvio-deltaicos progradantes da Formação Dourados, que mascaram o limite entre unidades ao intercalarem-se entre os folhelhos. No Estado de São Paulo, próximo à borda leste-nordeste, pode ser identificado por delgados níveis de arenitos conglomeráticos com dentes, espinhos e coprólitos de tubarões (*bone beds*), retrabalhados por ondas de tempestades e correntes de marés. Portanto, os próprios arenitos conglomeráticos, oriundos do conglomerado de Ibicatu, são produtos de "recanibalização" sedimentar, verificada ao início da

transgressão que, inicialmente cobriu e redistribuiu parte dos ruditos e, posteriormente, deu origem aos pelitos da Formação Taquaral. Eles contêm, além dos restos fósseis silicificados e fosfáticos de peixes estudados por Ragonha (1978), grânulos e seixos de sílex. Curiosamente, em afloramentos de Santa Catarina, Putzer (1955) encontrou um conglomerado basal no Irati, com grânulos e seixos de sílex de 0,5-1,5cm, que poderiam ser correlacionáveis ao material retrabalhado da base da Formação Taquaral em São Paulo. Nos afloramentos do Irati no Estado do Rio Grande do Sul o reconhecimento deste limite, na maioria das vezes está obliterado pela passagem gradual entre as unidades e pelo intemperismo comumente prejudicial à preservação das exposições;

c) marco B - superfície de compartimento interno da Formação Taquaral, na parte intermediária de folhelhos cinza escuro não-betuminosos - é um marco de reconhecimento possível nos perfis-gama, que apresentam picos de anomalia radioativa mais intensa nas curvas de poços da bacia. Sua detecção é impraticável nos afloramentos, pois os folhelhos da Formação Taquaral estão intemperizados e não preservam quaisquer feições mais diagnosticáveis na faixa aflorante;

d) marco C - limite Formação Taquaral/Formação Assistência (Camada de Folhelhos Betuminosos do Membro Morro do Alto) - pode ser acompanhado de sul a norte na bacia, tanto pelos gráficos de perfis-gama como pelas características litológicas dos afloramentos. Marca a passagem dos folhelhos não-betuminosos da Formação Taquaral para os folhelhos betuminosos da Formação Assistência. Em afloramentos e poços dos estados de São Paulo e Mato Grosso do Sul ocorrem, no topo do intervalo, evaporitos e carbonatos associados aos folhelhos betuminosos;

e) marco D - limite Camada de Folhelhos Betuminosos (mais Camada de Brechas Evaporíticas)/Ritmitos Inferiores (Membro Morro do Alto) - é de relativo reconhecimento em perfis-gama de toda a bacia, e em testemunhos e afloramentos nos estados do sudeste e sul da bacia com exceção no Estado do Rio Grande do Sul;

f) marco E - superfície interna de balizamento dos Ritmitos Inferiores próxima ao topo do Membro Morro do Alto - permite observação relativamente boa em toda a bacia, principalmente em perfis-gama. É menos conspicuo que a forte e rápida elevação dos níveis de radioatividade da Camada Laje Azul, situada sobre a parte superior deste pacote de ritmitos;

g) marco F - limite Camada Laje Azul do Membro Morro do Alto/Camada Bairrinho do Membro Ipeúna - mais evidente na parte a norte do Arco de Ponta Grossa, principalmente na borda nordeste da bacia, em perfis de poços e afloramentos. Pode ser reconhecido em perfis-gama com certa dificuldade na parte oeste e central da bacia e nos estados do sul. Carbonatos de afloramentos na região de Passo de São Borja (RS) foram sugeridos como correlacionáveis ao banco dolomítico (Camada Bairrinho do Estado de São Paulo) por Amaral (1971) e Araújo (1976), devido à presença comum de mesossaurídeos nesses carbonatos;

h) marco G - superfície de separação interna dos Ritmitos Delgados, entre ritmitos regulares e ritmitos boudinados, na parte intermediária do Membro Ipeúna - é um limite observável nas pedreiras do Estado de São Paulo, em perfis-gama de poços da parte oriental e central da bacia, a norte do Arco de Ponta Grossa. É pouco desenvolvido na parte ocidental e sul da bacia;

i) marco H - limite "Ritmitos Boudinados"/Ritmitos Superiores - pode ser reconhecido principalmente em afloramentos e perfis-gama a norte do Arco de Ponta Grossa. Em perfis-gama e em afloramentos, a sul do Arco de Ponta Grossa, pode ser observado com certa dificuldade até a metade norte do Estado de Santa Catarina, onde aflora a Formação Assistência;

j) marco I - limite Ritmitos Superiores/Formação Serra Alta (Fm. Corumbataí) - estende-se por toda a bacia e é verificado em perfis-gama no topo dos ritmitos do Irati, que é registrado pelo fim dos folhelhos betuminosos. Em afloramentos do flanco nordeste da bacia a Formação Serra Alta cede lugar à formações Corumbataí (Estado de São Paulo) e Estrada Nova indivisa (estados de Goiás e Mato Grosso).

11.9 Correlação dos Marcos com Horizontes Bioestratigráficos (Biozonas Informais)

Os marcos estratigráficos são correlacionáveis às "biozonas" de crustáceos de Mezzalana (1971), revisadas por Hachiro (1995) (**Figura 19**), pois mantêm um sincronismo com estas, e poderiam estabelecer compartimentos separando estas "biozonas", conforme se observa no **Quadro 4**:

Formações	Membros	Camadas	Litotipos & Espessuras	Crustáceos	Mesossaurídeos
ASSISTÊNCIA	IPEÚNA	Ritmitos Superiores	Folhelho/Carbonato (8 - 16m)	<i>Paulocaris</i>	<i>Mesosaurus</i> (<i>Brazilosaurus/Stereosternum</i>)
		Ritmitos Delgados	Folhelho/Carbonato (3 - 4m)	(<i>Paulocaris</i>)	<i>Mesosaurus</i> (<i>Brazilosaurus/Stereosternum</i>)
		Camada Baiminho	Dolomitos (2 - 8m)	<i>Liocaris</i>	<i>Stereosternum</i> e <i>Brazilosaurus</i> (<i>Mesosaurus</i>)
	MORRO DO ALTO	Camada Laje Azul	Lamito e Folhelho Siltico-Argiloso (1 - 8m)	(<i>Pigaspis</i>)	
		Ritmitos Inferiores	Folhelho/Carbonato (6 - 10m)	<i>Pigaspis</i>	
		Camada de Brechas Evaporíticas	Brechas c/ anidrita (gipsita) e sílex (1 - 3m)	-	-
		Camada de Folhelhos betuminosos	Folhelho Argilo-Siltoso (1 - 2m)	-	-
TAQUARAL			Folhelho Siltico- Argiloso (5 - 30m)	<i>Clarkecaris</i>	-

Figura 19 - Proposta de zoneamento bioestratigráfico do Subgrupo Irati com base em **crustáceos e mesossaurídeos** (o uso de parênteses, na apresentação dos elementos, indica que a informação está sujeita a variações devido ao caráter interpretativo da mesma).

- "Biozona" de *Clarkecaris brasiliensis* - marcos A a C (Formação Taquaral)
 "Biozona" de *Pigaspis brasiliensis* - marcos C a F (Membro Morro do Alto)
 "Biozona" de *Liocaris huenei* - marcos F a G (Membro Ipeúna)
 "Biozona" de *Paulocaris pachecoi* - marcos G a I (Membro Ipeúna)

Quadro 4 - Correlação entre marcos estratigráficos e "biozonas" de crustáceos.

Como o intervalo das "biozonas" extrapolam os limites dos marcos, poder-se-ia atribuir distintas hierarquias aos últimos. Para o Subgrupo Irati, os marcos A, C, F, G e I teriam maior significado estratigráfico que os demais.

A forma como os marcos estratigráficos mostram-se paralelos às "biozonas" de crustáceos, denota possuírem caráter cronoestratigráfico, ou seja, podem ser utilizados no mapeamento regional, independentemente das mudanças laterais de fácies.

11.10 Estratigrafia de Seqüências do Subgrupo Irati

O *modus operandi* da Estratigrafia de Seqüências de Vail *et al.* (1977) está baseado na segmentação de seqüências em seções estratigráficas cada vez menores, contidas em intervalos definidos da escala do tempo geológico. Assim, todo o pacote original, anteriormente dividido dentro das normas da Estratigrafia Clássica, passa a ser redimensionado, mas sem que os antigos contatos ou quebras na coerência litoestratigráfica, necessariamente venham a se repetir no novo edifício de conotação cronoestratigráfica.

Os objetivos a serem alcançados com a aplicação dos métodos da Estratigrafia de Seqüências são: 1º- obter um empilhamento de sucessões sedimentares, no qual as características faciológicas das seqüências determinadas tenham correspondência com as assinaturas estratigráficas dos tratos de sistemas deposicionais (definidos na curva de variação eustática de Posamentier *et al.* 1988); e 2º- estabelecer um arcabouço cronoestratigráfico que seja, da base ao topo do intervalo estudado, delimitado hierarquicamente no tempo e no espaço (no caso tomou-se por base a classificação de Vail *et al.* 1991).

O que distingue as novas feições planares de compartimentação de seqüências dos clássicos contatos entre grupos e formações é sua materialização como elemento de natureza cronológica. A estes marcos foi conferida uma identidade cronoestratigráfica, permitindo que sejam estendidos ao longo de uma

provincia fisiográfica como superfícies de demarcação. São chamados de limites de seqüências (LS) quando marcam o topo e a base de um conjunto de tratos de sistemas completo (nível baixo, transgressivo e nível alto), em geral definindo uma discordância entre o trato de nível alto (da seqüência inferior) e o trato de nível baixo (da seqüência superior). O limite entre o trato de sistemas de nível baixo e o trato de sistemas transgressivo é designado de superfície transgressiva (ST). A passagem do trato de sistemas transgressivo para o trato de sistemas de nível alto é tratada como superfície de inundação máxima (SIM) (Figura 20). Estes divisores estão em condições de definir interregnos temporais para cada segmento faciológico contido no intervalo entre os mesmos.

Para Soares (1991) a superfície de inundação máxima (SIM de Van Wagoner *et al.* 1988) foi introduzida na literatura de seqüências para individualizar horizontes estratigráficos que representem rápido recobrimento transgressivo, no qual a parte da bacia, externa ao *onlap* costeiro, restringe-se a proporções mínimas. Nestas condições a sedimentação caracteriza-se por apresentar: baixa taxa de sedimentação; pouca variabilidade litológica, geralmente de materiais na fração argila e silte; predomínio de processos retrogradacionais e agradacionais de deposição; depósitos de pequena espessura, homogêneos e de grande expressão lateral; e leitos formados por decantação ou precipitação química, sobre superfícies com prolongado contato com a lâmina de água. Os litotipos mais comuns nestes marcos estratigráficos são os folhelhos betuminosos e carbonosos, em geral fossilíferos, mas podem ocorrer sedimentos salinos de concentração química em águas estratificadas.

Com base nas associações de fácies estabelecidas anteriormente e suas respectivas superfícies limitantes, foi efetuada uma nova ordenação dos pacotes de sedimentos e marcos divisores do Subgrupo Irati, neste estudo.

A reinterpretação e o reagrupamento dos conjuntos de fácies foram obtidos mantendo-se muitos dos limites, anteriormente conhecidos por Hachiro *et al.* (1993) e Hachiro & Coimbra (1993), mas algumas das novas proposições de separação nem sempre são tão conspícuas que eliminem dúvidas sobre a possibilidade de serem propostas alternativas às soluções encontradas. A análise caso a caso determinará se os marcos menores serão considerados ou não. O controle de campo, por fim, desempenhará papel preponderante na definição de quais superfícies são mais consistentes na separação das seqüências, eliminando as interferências interpostas por sinais menos coerentes com os dados de campo. Quando o marco estratigráfico está fortemente impresso tanto em feições de afloramentos como de perfis gráficos, ele pode ser tomado como base de

Figura 20 - Perfil esquemático da curva de raios gama com a associação mais comum de tratos de sistemas de ambiente nerítico.
Fonte: Correa de Menezes (1994), modificado de Vail & Wornardt (1990).

referência, ao qual as outras superfícies menos convincentes estarão ou não subordinadas, no momento de serem consideradas.

11.11 Seqüências de 3ª e 4ª ordens reconhecidas no Subgrupo Irati

Milani *et al.* (no prelo) ao analisarem a Formação Palermo (ou parte superior da Formação Tatui e Formação Dourados, respectivamente nos flancos NE e NW da bacia), reconheceram seqüências de 4ª ordem, na forma de tratos de sistemas (TS), entre sua base e topo. Esses autores estabeleceram, no contato Formação Rio Bonito-Formação Palermo, um limite de seqüências (LS/P1) de 3ª ordem, caracterizado por uma superfície transgressiva (ST/P1). O trato de sistemas transgressivo (TST-P1), da base desta seqüência termina em sua superfície de inundação máxima (SIM/P1), e é seguido por um trato de nível alto (TSNA-P1) que evolui até um limite de seqüências (LS/P2), em discordância. Sobre esta superfície repousam associações de fácies arenosas do tipo "progressivamente mais rasos para cima" (*shallowing upward*) de um trato de sistemas de nível baixo (TSNB-P2).

Acima deste trato de sistemas (TSNB-P2), com as últimas fácies psamíticas bem definidas da Formação Palermo, há uma superfície transgressiva (ST/T1) separando-o de um trato de sistemas transgressivo (TST-T1), cujas características e disposição, no perfil de raios gama (**Figura 21**), permitem identificá-lo como a base da Formação Taquaral. Salvo engano, no estudo de Milani *et al.* (no prelo) a Formação Taquaral foi aparentemente, interpretada como um topo mais argiloso da Formação Palermo, reduzindo o Subgrupo Irati, no perfil-gama, apenas à Formação Assistência. A partir dessa parte superior relativamente imprecisa da Formação Palermo, que abrange o ciclo de tratos de sistemas das formações Taquaral e Assistência, as superfícies-limite e respectivas seqüências de 4ª ordem deixaram de ser estabelecidas por aqueles autores. Deste modo, ficou aqui a oportunidade de dar continuidade à proposta de Milani *et al.* (no prelo), através deste estudo sobre o Subgrupo Irati.

Na **Figura 22**, está representada graficamente a subdivisão e a posição das seqüências e seus marcos estratigráficos, bem como os tratos de sistemas reconhecidos no interior de cada seqüência, do Subgrupo Irati.

O mar Palermo (de Northfleet *et al.* 1969) ao incursionar durante o Neopermiano rumo a norte da Bacia do Paraná deixou temporariamente de depositar seus pelitos, substituindo parte deles por leitos de areias muito finas. Tais leitos de arenitos muito finos, intercalados em pelitos, representam as mesmas fácies psamíticas estabelecidas no trato de sistemas de nível baixo (TSNB-P2) por

Figura 21 - Perfil litoestratigráfico e de raios gama das formações Rio Bonito e Palermo, com a interpretação das seqüências de 2ª, 3ª e 4ª ordens. Ao lado está a seção da Estrada do Rio do Rasto (Lauro Müller, SC) que é a parte basal da clássica Coluna White de 1908 (Milani *et al.*, no prelo).

1) Conglomerados e arenitos conglomeráticos; 2) Arenitos; 3) Siltitos e lamitos; 4) Folhelhos; 5) Superfície erosiva basal.

TSNB - Trato de Sistemas de Nível Baixo; TST - Trato de Sistemas Transgressivo; TSNA - Trato de Sistemas de Nível Alto

LS - Limite de Seqüência; ST - Superfície Transgressiva;
SIM - Superfície de Inundação Máxima.

RIO DO RASTRO SECTION

LEGENDA

1

2

3

4

5

LST = TSNB

TST = TST

HST = TSNA

SB = LS

TS = ST

MFS = SIM

Figura 22 - Perfil litoestratigráfico e de raios gama (poço AB-1-SP, Anhembi) do Subgrupo Irati com a subdivisão em seqüências de 3ª e 4ª ordens, e seus marcos estratigráficos.

Marcos Estratigráficos	Litotipos	Limites	Seqüências	
			3ª ordem	4ª ordem

Milani *et al.* (no prelo). Após retrabalhamento por correntes de marés e ondas de tempestades, estes leitos foram considerados fácies remanescentes de depósitos flúvio-deltaicos estabelecidos nas proximidades do topo da Formação Tatui (Soares 1972; Fúlfaro *et al.* 1984; Stevaux *et al.* 1986; Perinotto 1992), no flanco NE e Formação Dourados (Milani *et al.* 1994), no flanco NW.

Esse aumento repentino de níveis psamíticos no interior da bacia, quando esta já mostrava tendência a um estágio de *standstill*, foi consequência de um retrocesso na ingressão marinha neopermiana. O registro incisivo do rebaixamento do nível de base pode ser constatado pela inconformidade gerada na borda nordeste da bacia, nas proximidades à Araras (SP), onde se verifica uma vacuidade erosiva abaixo do topo da Formação Tatui. O rejuvenescimento fluvial, como resposta ao recuo do *onlap* costeiro, estabeleceu canais de escavação de rios entrelaçados (*braided*) sobre antigos sedimentos do Grupo Itararé (tipo Aquidauana), erodindo o topo desta unidade e a Formação Tatui, nesta borda da bacia. Com isto ficaram determinadas inconformidades mais abruptas nas margens, e paraconformidades no interior da bacia. Portanto, no interior da bacia, o marco estratigráfico A₀ traduz-se na passagem direta do trato de sistemas de nível alto (TSNA) para o trato de sistemas transgressivo (TST) de 3ª ordem. A seqüência de nível baixo, que deveria ter-se desenvolvido entre elas, não foi reconhecida, em função de seu insuficiente crescimento lateral, restrito às margens da bacia.

Os limites acima descritos têm continuidade física da margem para o interior da bacia, configurando um único limite de seqüências (LS/P2) que se estabelece quando arenitos muito finos passam a predominar sobre pelitos de um trato de sistemas transgressivo (TST). Esses leitos são delgadas recorrências de areias muito finas, intercaladas pouco abaixo do topo da Formação Tatui, no Estado de São Paulo. As superfícies escavadas na margem foram preenchidas com sedimentos rudáceos (conglomerado de Ibicatu de Soares 1972). Esta inconformidade assinala, simultaneamente, limites de seqüências de 3ª e 4ª ordens.

Na Bacia do Paraná repetiu-se o que Lindsay *et al.* (1993) já tinham observado em bacias intracratônicas. Aqui no distrito de Ibicatu (SP), nas áreas marginais onde a discordância está bem marcada, não há dificuldade em separar-se, através de limite de seqüências (LS/P2), dois tratos de sistemas de 4ª ordem, um de nível alto (TSNA-P1) e outro de nível baixo (TSNB-T1). Já para o interior da bacia onde o limite é menos conspicuo, a passagem só pode ser interpretada pelo padrão de empilhamento, uma vez que o trato de sistemas de nível baixo dificilmente pode ser determinado. Neste caso, os depósitos de nível baixo estão pobremente desenvolvidos e restritos à margem da bacia, então a seqüência fica

assinalada somente pelas associações de fácies dos tratos de sistemas transgressivo e nível alto. Estas seqüências ficam separadas por paraconformidades, como superfícies de inundação, que coincidem com os limites de seqüências de 3ª ordem. Assim o marco A₀, na parte interna da bacia, assinala a passagem na qual psamitos de uma seqüência transgressiva (TST) de 3ª ordem sobressaem-se em relação aos pelitos bioturbados e cinza esverdeados subjacentes, interpretados como depósitos de uma seqüência de nível alto (TSNA) de 3ª ordem.

O marco A assinala o limite entre os lamitos do topo da Formação Palermo (Tatuí e Dourados) e as fácies de folhelhos não-betuminosos da Formação Taquaral. Esta superfície, que representa a "inconformidade pré-Irati" de Soares (1991) pode ser reconhecida, nas proximidades da borda nordeste da bacia, pelas lentes de arenitos conglomeráticos com restos fósseis de tubarões (Ragonha 1978). Os psamitos formam *bone-beds* tempestíticos segundo Hachiro & Coimbra (1992b). Trata-se de uma superfície transgressiva (ST/T1) que separa um trato de sistemas de nível baixo (TSNB-T1) de um trato de sistemas transgressivo (TST-T1). Em perfis-gama o marco A pode ser reconhecido na maior parte da bacia, exceto nas porções da borda oeste-noroeste, em função do maior aporte de arenitos deltaicos na área. O aumento na proporção de argilas em direção ao topo da seção é nítido na maioria dos perfis-gama de poços.

O marco B aponta, no interior da Formação Taquaral, a passagem de um trato de sistemas transgressivo (TST-T1) para um trato de nível alto (TSNA-T1), através de uma superfície de inundação máxima (SIM/T1). É de fácil reconhecimento em perfis-gama por quase toda a bacia, pois o aumento dos valores de radioatividade o coloca como um dos marcos mais consistentes do intervalo estudado. Sua identificação em afloramentos, no entanto, é impraticável, pelas características dos folhelhos da Formação Taquaral, que se deterioram com facilidade quando expostos ao intemperismo, e não deixam visíveis quaisquer feições diagnósticas.

O marco C registra a passagem de um sistema de nível alto (TSNA-T1) para outro de nível baixo (TSNB-A1) de 4ª ordem. É relativamente fácil de ser reconhecido em perfis-gama, e em afloramentos, pois indica a passagem dos folhelhos não-betuminosos da Formação Taquaral para os folhelhos com betume, típicos da Formação Assistência. Estes folhelhos betuminosos podem estar acompanhados dos primeiros estratos carbonáticos da Formação Assistência, e também de sais de sulfato, que muitas vezes são identificados por uma brecha evaporítica. Esta superfície registra a base de um sistema de nível baixo, definido pela brecha evaporítica, indicando simultaneamente dois limites de seqüências

(LS/A1), de 3ª e 4ª ordens. Esta brecha indica um clima mais árido, que deve ter influenciado na queda do nível relativo das águas.

O marco D pode ser identificado com facilidade em perfis-gama e em afloramentos na borda nordeste da bacia. É um marco caracterizado pelo aumento de material carbonático no interior dos Ritmitos Inferiores do Membro Morro do Alto. Ele marca o limite entre um trato de sistemas de nível baixo (TSNB-A1) e um de nível transgressivo (TST-A1) de 4ª ordem. A superfície transgressiva (ST/A1), correspondente ao limite entre esses tratos de sistemas, pode ser observada em afloramentos até o sul da bacia.

O marco E assinala o início de um trato de nível alto (TSNA-A1), ou seja, o ponto onde a razão de variação eustática é máxima, segundo Van Wagoner *et al.* (1988). Nas curvas de raios gama percebe-se um pico de crescimento nos valores de radioatividade indicando, neste ponto, aumento na proporção de argilas entre os pares rítmicos. Neste nível da perfilagem gama, este marco é menos ressaltado que o pico superior mais proeminente, vinculado à deposição da Camada Laje Azul. Mesmo assim foi adotado como correspondente à superfície de inundação máxima (SIM/A1). A decisão é justificada, pois o ponto de velocidade máxima na variação eustática, que é a SIM, deve se dar quando o nível das águas ainda está subindo em um contexto retrogradacional/agradacional. Isto só pode ter ocorrido durante a geração das fácies rítmicas, e não após o seu final, quando houve uma interrupção na deposição rítmica em uma fase progradacional. Portanto, a inundação máxima só pode ter ocorrido no interior dos Ritmitos Inferiores, durante o final do trato de sistemas transgressivo (TST-A1), de 4ª ordem, antes do advento dos lamitos e folhelhos siltosos, não-betuminosos e progradacionais da Camada Laje Azul.

O marco F assinala o final da seqüência de nível alto, de 3ª ordem, da base da Formação Assistência. Foi marcado acima do topo de fácies progradacionais, sem betume, caracterizadas por pelitos da Camada Laje Azul, no fim do primeiro trato de sistemas de nível alto (TSNA-A1), de 4ª ordem, da unidade. Assim, este marco, ao mesmo tempo que representa limites de seqüências (LS/A2) de 3ª e 4ª ordens, registra a passagem do Membro Morro do Alto para o Membro Ipeúna no interior da formação. Sobre esta superfície repousam os doloarenitos progradantes da Camada Bairrinho, cujos estratos por vezes mostram retrabalhamento por tempestades e intercalações de brechas intraformacionais. Estas rochas indicam a ação de mecanismos de redeposição carbonática, ou até de exposição subaérea, nas porções mais rasas da Plataforma Carbonática Assistência (Hachiro 1991). Isto deveria ocorrer com certa freqüência principalmente onde a plataforma transicionava para planícies de marés, em ambientes semelhantes aos encontrados em Santa Rosa de Viterbo (SP).

No topo desses doloarenitos, nas regiões de Piracicaba e Paraisolândia (SP), ocorre um delgado nível com evaporitos, formado por mini-domos (0,5 a 1,0m de altura) salinos silicificados, que marcaria o ponto de máximo rebaixamento do nível das águas. Este horizonte poderia ser adotado como a base do trato de nível baixo (ou limite de seqüências). No entanto, devido à sua reduzida expressão e difícil reconhecimento em perfis, foi preterido em favor da base da Camada Bairrinho, de fácil identificação tanto física como gráfica, respectivamente, em afloramentos e perfis-gama. No sul de Goiás (município de Montividiu) o mesmo nível evaporítico, de espessura de cerca de 10cm, pode ser reconhecido; este porém está localizado na parte intermediária da Camada Bairrinho. Aqui, os estratos constituintes do que deveria ser a base dos Ritmitos Delgados, situados sobre o chamado "banco dolomítico goiano", não ocorrem interestratificados na forma de pares folhelho-carbonato, como no Estado de São Paulo, mas como prováveis pares carbonato menos puro-carbonato mais puro. Isto tornou o "banco dolomítico", explorável para corretivo de solos, em média muito mais espesso na região a sul de Goiás (cerca de 7m de espessura) do que em São Paulo (cerca de 3m de espessura). Em compensação, a seção correspondente aos Ritmitos Delgados encontra-se desfalcada em cerca de 13 pares folhelho-carbonato em relação à seção do Estado de São Paulo, mostrando uma sucessão menos espessa (Hachiro & Coimbra, no prelo).

O marco G registra a transição, no interior dos Ritmitos Delgados, de ritmitos regulares para ritmitos boudinados, menos delgados e distintos daqueles, por apresentarem deformações compressionais. Está bem marcado nos perfis-gama e no corte de pedreiras, por um limite interpretado como superfície transgressiva (ST/A2). Neste ponto inicia-se a deposição de um trato de sistemas transgressivo (TST-A2), de 4ª ordem, caracterizado por pares rítmicos cada vez mais espessos para o topo (*thickening upward*). São indícios de uma elevação no nível das águas e conseqüente expansão da cobertura das áreas nas bordas da bacia.

O marco H é a superfície de inundação máxima (SIM/A2), que separa os ritmitos boudinados, situados na porção superior dos Ritmitos Delgados, dos Ritmitos Superiores do topo da Formação Assistência. O espessamento nítido dos pares rítmicos, principalmente dos estratos de folhelhos, pode ser notado pelo aumento de possança nas seções de poços e pedreiras. Isto indica um estágio de grande recobrimento das áreas laterais da bacia, aumentando o aporte de clásticos para o seu interior. Próximo à parte média da seqüência há um pico bem marcado nas curvas de raios gama, que corresponde ao mais espesso (cerca de 0,8m) estrato de folhelho da seção. Este estrato pode ser confundido em perfis-gama, como o marco de uma superfície de inundação máxima, no entanto, foi interpretado

apenas como a superfície que aponta a passagem da fase agradacional para a progradacional dentro do trato de sistemas de nível alto (TSNA-A2), de 4ª ordem, do topo da Formação Assistência.

O marco I determina o final dos folhelhos betuminosos no Grupo Passa Dois. Está bem delimitado, tanto em poços como em afloramentos. Esta superfície, sobre a qual se depositaram siltitos e lamitos cinza arroxeados da Formação Corumbataí, indica o topo da Formação Assistência, ou seja, o final da sedimentação Irati. Este limite de seqüências (LS/SA1), anteriormente assinalada por Soares (1991) como “disconformidade pré-Serra Alta”, é a base de um trato de sistemas de nível baixo (TSNB-SA1), de 4ª ordem, marcada pela substituição brusca, dos folhelhos betuminosos de plataforma, pelos siltitos arenosos das planícies de marés (ver Figura 14). Riccomini (1995) aventa a possibilidade de ter havido erosão no topo do Subgrupo Irati, conforme observou em pedreira à margem direita do rio Passa Cinco, localizada a 1,3 km no rumo NNE da localidade de Ipeúna (SP). Para o interior da bacia, onde o contato é nítido, pela diferença dos padrões nas curvas de perfis-gama, entre carbonatos intercalados em folhelhos betuminosos da Formação Assistência e os folhelhos não-betuminosos da Formação Serra Alta, não se observa contato erosivo como o postulado por Soares (1991) na Figura 17.

Há uma tendência de se colocar os sedimentos da Formação Serra Alta em um trato de sistemas transgressivo, pois suas fácies, quando comparadas com as da Formação Assistência, indicam uma sedimentação em ambiente de menor restrição de águas. Isto não tem conduzido a uma interpretação correta, pois a seqüência sobreposta às fácies do topo do Irati corresponde a um trato de sistemas de nível baixo, e o que ocorre, na realidade, é um recuo do *onlap* costeiro. O argumento positivo, que vem ao encontro desta afirmação, é o mapa de isópacas da Formação Serra Alta (Figura 23), de Northfleet *et al.* (1969). Neste mapa, pode-se observar que a área de recobrimento da Formação Serra Alta ficou reduzida em relação a do Irati, na parte a norte do Arco de Ponta Grossa. Isto pode ser devidamente explicado considerando-se a evolução tectônica da bacia.

Conforme foi observado no mapa de isópacas da Formação Assistência (Figura 5), as regiões mais deprimidas (depocentros) da bacia estavam dispersas à nordeste, oeste e sul-sudoeste do Arco de Ponta Grossa, durante a sedimentação da unidade. Posteriormente, ao longo da deposição da formação sobrejacente, esta configuração foi se alterando com a migração do depocentro da bacia, que concentrou-se no flanco sul do referido arco, ao tempo da “sedimentação Serra Alta”. Esse deslocamento, no rumo sul, acarretou a diminuição, a norte, da área de deposição das fácies típicas da Formação Serra Alta, que não ultrapassaram o Alinhamento do Tietê de Coimbra *et al.* (1977), na parte setentrional da bacia.

Figura 23 - Mapa de isópacas da Formação Serra Alta (Northfleet *et al.* 1969).

MAPA DE ISÓPACAS DA FORMAÇÃO SERRA ALTA

A retração para sul, aquém do Alinhamento do Tietê, fez com que a plataforma semi-restrita Serra Alta e seus folhelhos cedessem espaço, no nordeste da bacia, às planícies de marés da Formação Corumbataí e suas fácies laterais e contemporâneas, de ambientes mais rasos e oxidantes. A localização do depocentro quase sobre o Sinclinal de Torres deve ter facilitado a comunicação da bacia com a área externa, através desse rebaixamento regional, aumentando a circulação relativa das águas e diminuindo o caráter euxínico da Bacia do Paraná.

O retrocesso da área sedimentar da Formação Serra Alta é um claro exemplo de que, em bacia sedimentar intracontinental como a do Paraná, a variação do *onlap* costeiro pode estar muito mais relacionada à evolução tectônica regional do que aos efeitos das mudanças eustáticas globais.

Na opinião de Milani *et al.* (no prelo), a topo da Megassequência Neocarbonífero-Triássica registra a progressiva continentalização da Bacia do Paraná e áreas vizinhas. O soerguimento de arcos, causado pela tectônica compressional, ativa ao longo das margens do Gondwana, gradualmente interrompeu as ligações da bacia de interior continental com os oceanos próximos, cortando completamente a conexão durante o Neopermiano-Eotriássico. Com o aumento da aridez regional, e áreas-fonte profundamente erodidas em um interior cratônico estável, a evolução deposicional da Bacia do Paraná, no Mesozóico, caracterizou-se pela geração de sedimentos continentais e seqüências deposicionais controladas pela tectônica e pelo clima.

Com base em perfis litológicos e de raios gama, de poços para pesquisa petrolífera da PAULIPETRO e PETROBRÁS (**Figura 24**), foram confeccionadas duas seções estratigráficas exibindo as Seqüências de 4ª Ordem do Subgrupo Irati:

a) uma na direção E-W, com dados de poços do Estado de São Paulo (**Figura 25**);

b) outra na direção N-S, com dados de poços dos estados de Mato Grosso do Sul, São Paulo, Paraná, Santa Catarina e Rio Grande do Sul (**Figura 26**).

Figura 24 - Mapa de localização dos poços utilizados nas seções estratigráficas para correlação de seqüências de 4ª ordem do Subgrupo Irati.

Figura 25 - Seção estratigráfica E-W com a correlação das seqüências de 4ª ordem do Subgrupo Irati, no Estado de São Paulo.

Figura 26 - Seção estratigráfica N-S com a correlação das seqüências de 4ª ordem do Subgrupo Irati na Bacia do Paraná.

12 ANÁLISE CICLOESTRATIGRÁFICA: OS CICLOS OU SEQÜÊNCIAS DE 5ª E 6ª ORDENS DA FORMAÇÃO ASSISTÊNCIA

12.1 Considerações Iniciais

Nosso planeta é regido por ritmos, assim como a cadência vital dos organismos está vinculada a um conjunto previsivelmente recorrente de marés, dias e noites, fases lunares e estações climáticas. São mudanças periódicas, que se repetem constantemente em intervalos determinados. Deste modo, nosso tempo existencial é medido e controlado dentro da *Faixa de Frequência do Calendário* que reflete os ciclos ordinários, orbitais e rotacionais, da Lua e da Terra.

Para Fischer (1986), ao que tudo indica, não existe ritmo semelhante, de período mais curto, que governe a vida de micróbios ou o comportamento de moléculas. Entretanto são conhecidos outros ciclos maiores como o *Ciclo de Hale*, de 22 anos, relativo à polaridade magnética solar e seu hemicyclo de manchas solares de 11 anos (*Sunspot*), ou ainda, o ciclo de 4 a 6 anos, conhecido como *El Niño*, com variações climáticas periódicas, resultantes da circulação de massas de água e ar mais frias ou mais quentes. Este último vem sendo muito estudado, principalmente quanto à relação entre as temperaturas dos oceanos e as interações convectivas de correntes circulantes entre os pólos e o Equador.

Ainda, de acordo com Fischer (1986), também foram detectados ritmos climáticos de períodos muito mais longos, com durações superiores às da experiência humana. Os ciclos climáticos são aqueles relacionados às variações cíclicas orbitais de baixa frequência, que alteram, milenariamente, a distribuição de energia solar conforme a latitude. Estes têm frequências entre 10 mil e 500 mil anos, e são conhecidas como *Ciclos de Milankovitch*. Neste contexto, são assinaladas as evidências de periodicidade observadas em sucessões de leitos sedimentares, desde as dimensões de amostras de mão até aquelas expostas em grandes afloramentos e testemunhos de sondagens. Na natureza, tais escalas temporais (de menos de 1 ano até 1 milhão de anos) ficaram preservadas na forma de estratos diferenciados, de padrões repetitivos, cujos períodos encontram-se entre as frequências do Calendário e de Milankovitch.

Segundo Einsele *et al.* (1991), quando há alternância somente entre dois tipos litológicos (por exemplo par folhelho-carbonato), ocorre uma seqüência rítmica (ou acamamento rítmico/cíclico), porém se essa alternância apresentar 3 ou mais tipos petrográficos, poderá ser chamada de seqüência cíclica.

Para Della Fávera *et al.* (1994), os ciclos sedimentares distinguem-se por serem grupos de sedimentos litologicamente diferenciados entre si e por apresentarem um padrão de repetição regular dentro de uma seqüência. Os autores ressaltam que a simples constatação da presença de padrões repetitivos não é suficiente para definir uma sedimentação cíclica, uma vez que eventos repetitivos podem ser gerados por processos episódicos ou resultantes de sistemas oscilantes. Para a sua definição são necessários outros argumentos geológicos, bem como a compreensão dos processos dinâmicos que lhe deram origem. Uma determinada sucessão sedimentar, que inicialmente induza à interpretação de um ciclo com sedimentações supostamente de mesma duração, pode eventualmente mostrar-se aperiódica, ou seja, sem repetição em intervalos regulares de tempo. As sucessões repetitivas, formadas por eventos de sedimentações irregulares no tempo, são chamadas de não-periódicas ou discíclicas.

Neste estudo, somente aquelas deposições rítmicas geradas em intervalos regulares de tempo são consideradas periódicas ou cíclicas.

12.2 Histórico sobre os Ciclos Orbitais de Baixa Frequência

Segundo Fischer & Bottjer (1991), em 1842, Adhemar foi o primeiro a sugerir que as glaciações estariam ligadas a variações no movimento da Terra ao girar ao redor do Sol. De acordo com sua teoria, no decurso de um longo período de tempo, ocorreriam variações na orientação do eixo da Terra. De acordo com os autores, em 1875, Croll, com base nas idéias de Adhemar, desenvolveu uma teoria astronômica de clima. Concluiu que, caso houvesse decréscimo na quantidade de luz solar recebida durante os invernos, a acumulação de neve seria favorecida. Assim, qualquer acréscimo inicial nas dimensões da área coberta por neve seria amplificado nas estações frias posteriores, através das próprias grandes extensões de neve das regiões polares e montanhosas.

Em 1895, Gilbert (*apud* Fischer 1986) sugeriu que oscilações no conteúdo de carbonatos de camadas hemipelágicas cretáceas do Colorado refletiriam um processo rítmico alocíclico, guiado por um movimento de precessão, que causaria variações climáticas e hidrológicas globais. Aventou, para esses depósitos cerca de 1000 ciclos de precessão, com duração entre 10-40 Ma. O ajuste radiométrico posterior ficou em aproximadamente 30 Ma, ou seja, dentro dos limites de erro de Gilbert. Padrões semelhantes foram subsequenteemente encontrados, distribuídos em sistemas pelágicos, hemipelágicos e em plataformas de carbonatos.

Na opinião de Fisher (1986), várias centenas de anos de observações astronômicas não deixam dúvidas que a órbita da Terra é afeita a variações cíclicas. Ainda que a energia da radiação solar que atinge a Terra anualmente, não seja modificada no todo, sua distribuição latitudinal e periódica está sujeita a três variáveis:

a) a inclinação do eixo rotacional terrestre varia em até 3° ($21,5^{\circ}$ a $24,5^{\circ}$), em um Ciclo de Obliquidade ao redor de 0,04Ma;

b) a órbita da Terra altera-se de quase circular à elíptica, determinando dois períodos de revolução: um período ao redor de 0,1 Ma (Ciclo de Excentricidade I); e outro período de cerca de 0,4Ma (Ciclo de Excentricidade II);

c) o eixo da Terra tem um movimento de Precessão, com um período médio ao redor de 0,02Ma, que assemelha-se ao bamboleio de um pião ao rodopiar com o eixo inclinado (**Figura 27**).

12.3 Classificação dos Ciclos Sedimentares

Em 1925, Brinkmann (*apud* Schwarzacher 1993) foi o responsável por uma das primeiras tentativas de diferenciar os ciclos sedimentares em ciclos de estratificações autônomas (autocíclicas) e ciclos induzidos por influência externa (alocíclicas).

Weller (1930) e Wanless & Weller (1932) introduziram o termo ciclotema que, inicialmente, se referia a uma sucessão de estratos depositados durante um único ciclo sedimentar, sendo típico do Pennsylvaniano (Carbonífero) da América do Norte. Posteriormente, outros pesquisadores empregaram-no para designar ciclos sedimentares de idades e composições diferentes ao do Pennsylvaniano de Illinois, onde inicialmente foi definido por Weller (1930).

Quanto às principais causas que provocam os ciclos, Riegel (1991) as relaciona a fatores como sedimentação, oscilações eustático-climáticas e movimentações tectônicas. Estes interagiriam com intensidades variadas, produzindo diferentes ciclos em cada região do planeta.

Na opinião de Della Fávera (1994), seria razoável considerar como: a) microciclos, os ciclos delgados; b) ciclos (ou ciclotemas), os de dimensões intermediárias; e c) megaciclos (ou megaciclotemas), as sucessões mais espessas. Os empilhamentos superiores aos megaciclos seriam os magnaciclos (ou hiperciclotemas). Para o autor (*op cit.*) a tendência atual é o uso compatível com a classificação em ordens de grandeza, que Vail *et al.* (1991) dão aos ciclos de variação do nível do mar (**Quadro 5**).

Figura 27 - Esquema representativo dos três parâmetros orbitais responsáveis pelos Ciclos de Milankovitch. Fontes: Einsele & Ricken (1991) e Weedon (1993).

Assinatura	Tectônica			Eustasia			Sedimentação
	Bacia Sedimentar	Principais Ciclos Regressivos e Transgressivos	Dobramentos Falhamentos Magmatismo Diapirismo	Principais ciclos de inundação nos continentes	Principais Ciclos Regressivos e Transgressivos	Ciclos de seqüências Tratos de sistema Parasseqüências periódicas	Sistema deposicional Trato de litofácies Parasseqüências episódicas Marcos estratigráficos Camadas Lâminas
Escala espacial	Regional	Regional	Local	Global	Global	Global	Local
Escala temporal	1ª ordem (Evento episódico)	2ª ordem (Não periódico)	3ª ordem (Evento Episódico)	Ciclo de 1ª ordem	Ciclo de 2ª ordem	Ciclos de 3ª a 6ª ordem	Eventos episódicos
Causas	Extensão crustal Resfriamento termal Extensão flexural	Mudanças nas taxas de: 1) Subsidência tectônica. 2) Suprimento sedimentar.	Esforços locais e regionais.	Mudanças no volume das bacias oceânicas.	Mudanças no volume das bacias oceânicas.	Mudanças climáticas e no volume de água	Processos sedimentares locais.

Quadro 5 - Distribuição espaço-temporal de assinaturas estratigráficas (Vail et al. 1991).

12.4 Ciclicidade em Plataformas Carbonáticas

Na Formação Rocknest do Proterozóico Inferior a Médio do Canadá, a presença de fácies cíclicas plataformais sugere que o processo de rebaixamento eustático do nível do mar foi importante no desenvolvimento de ciclos periódicos. Segundo Grotzinger (1986), ciclos mais rasos no sentido ascendente (*shallowing upward*) teriam períodos entre 20 ka e 100 ka e, provavelmente, formaram-se durante oscilações eustáticas do nível marinho, com amplitudes ao redor de 10 m. Para o autor (*op. cit.*), isto sugere que a ciclicidade pode ter sido ajustada pelo “forçamento” climático da *Faixa de Milankovitch*, influenciando o nível global dos oceanos por intermédio de alterações secundárias relacionadas a glaciações continentais de altitude e de pequena escala. É possível, então, que o “forçamento” climático dentro de uma “frequência milankovitchiana” já venha ocorrendo há pelo menos 2,2 bilhões de anos da história da Terra.

Para a Sedimentologia e a Geologia Histórica, a identificação de ritmos orbitais torna evidente as causas elementares das mudanças de fácies cíclicas e configura-se como promessa para a elucidação do comportamento, de longo prazo, da Atmosfera e Hidrosfera, em particular os caminhos pelos quais os sinais de recepção da energia solar são transmitidos aos sistemas deposicionais. Essa identificação também propõe alternativas de interpretação entre fácies ligadas a mudanças globais (alocíclicas) e fácies geradas por fenomenologia local

(autocíclicas). Assim, os ritmos sedimentares alocíclicos constituem uma fronteira de investigação sobre o funcionamento e a história da Terra e do Sistema Solar.

12.5 Taxas de Acumulação de Plataformas Carbonáticas

Uma visão geral das taxas de acumulação carbonática nas amplas plataformas do Fanerozóico é apresentada por Bosscher & Schlager (1993). A taxa de acumulação é obtida ao dividir-se a espessura do pacote pela duração do intervalo. Essas taxas são dadas em metros por milhão de anos ($m/Ma = mm/ka = u/a = B$ ou unidade Bubnoff).

Bosscher & Schlager (1993) consideraram somente os carbonatos puros e de águas rasas, desprezando aqueles com intercalações significantes de siliciclásticos ou então depositados em águas mais profundas. Da mesma maneira, somente plataformas com tempo de existência de milhões a dezenas de milhões de anos foram incluídas. Nessas condições, ainda são poucos os estudos bem amparados em Ciclos de Milankovitch nas plataformas carbonáticas, que nos capacitem fazer uma boa comparação dessas taxas para o Fanerozóico.

Segundo Bosscher & Schlager (1993), no Fanerozóico as taxas de acumulação variam de 0 até 200 m/Ma. Porém, a maioria das plataformas crescem a taxas próximas a 100 m/Ma. Assim, períodos com taxas entre 100 e 200 m/Ma alternam-se com períodos mais longos que exibem taxas máximas de acumulação abaixo de 100 m/Ma, ou, de um modo geral, até com ausência de crescimento plataformal.

O potencial de crescimento de uma plataforma carbonática é em grande parte controlado pelo florescimento de sua borda orgânica. Devido à grande suscetibilidade dos organismos aos fatores ambientais, os sedimentos onde estão registradas as evidências das oscilações rítmicas, são aqueles geralmente compostos de materiais bioquimicamente sintetizados (i.e., os leitos carbonáticos, margosos e de lamas silicosas), ou então aqueles caracterizados pela presença e ausência de organismos bentônicos em estratos alternadamente bioturbados e não-bioturbados, respectivamente (i.e., os leitos laminados).

O indicador mais forte das variações, a longo prazo, no potencial de crescimento das plataformas, é a relação entre as taxas de acumulação decrescentes e as altas taxas de extinção biótica e redução dos construtores de recifes. Considerando a influência dominante das margens dos recifes sobre toda a plataforma, parece plausível que uma crise de reprodução dos agentes

bioconstrutores, por conta de variação climática desfavorável, reduzirá o potencial de crescimento do próprio conjunto da plataforma.

Concluindo, pode-se dizer que o quadro das taxas de acumulação das plataformas carbonáticas, durante o Fanerozóico, é ainda muito fragmentário para a determinação dos seus vários controles. Os mínimos observados em taxas de acumulação provavelmente foram causados pelas reduções de crescimento biológico (variação climática desfavorável), ou pelas variações globais na subsidência tectônica (acomodação indevida). Os dados até agora disponíveis indicam que controles tectônicos e bióticos poderiam ter atuado conjuntamente. O controle tectônico fornece o espaço para a acomodação das plataformas carbonáticas e bioconstruções, mas o controle ecológico decide, realmente, se essa oportunidade de acumulação carbonática será aproveitada.

Em um estudo realizado por Bubnoff (1950, *apud* Schwarzscher 1975) foi obtida uma tabela onde constam o valor médio da taxa de acumulação para plataformas permianas (23 m/Ma) e a média ponderada de acumulação para diversas plataformas rasas do Cambriano ao Neogeno (27,7 m/Ma). Se as taxas de acumulação limitavam-se entre duas a quatro dezenas de metros por milhões de anos (20-40 unidades Bubnoffs), nas plataformas rasas e mares epicontinentais do Permiano, isto seria um claro indício da calmaria tectônica que assolava o supercontinente da Pangéia (Laurásia e Gondwana), então em condição de *standstill*.

12.6 Ciclos de Milankovitch da Formação Assistência

De acordo com o Quadro 2 (Vail *et al.* 1991) do item 11.2, os ciclos de variações eustáticas foram dimensionados em seis ordens de grandeza. As assinaturas estratigráficas, geradas por tais ciclos, definem intervalos de duração em que as seqüências de 3ª ordem ficaram delimitadas entre 5,0 e 0,5Ma e as de 4ª ordem entre 0,50 e 0,08Ma.

Para Van Wagoner *et al.* (1988), em relação à possança, as seqüências de 3ª ordem podem ter de 300 a 30m de espessura, enquanto as parasseqüências, ou seqüências de 4ª ordem, teriam de 30 a 3m.

Segundo Vail *et al.* (1991), os Ciclos de Milankovitch, por serem de natureza astronômica, provocam periodicidades climáticas que implicam sedimentações cíclicas ou assinaturas cicloestratigráficas.

O Ciclo de Excentricidade II, de 0,4Ma, ajusta-se perfeitamente a uma seqüência de 4ª ordem de Vail *et al.* (1991). Assim, esse ciclo deve ter modulado as 6 seqüências rítmicas de 4ª ordem (2 tratos de sistemas) determinadas no

capítulo anterior, na Formação Assistência, empilhando-as ao longo de aproximadamente 2,4Ma.

Contagens em perfis de pedreiras, realizadas em seções correspondentes às três seqüências rítmicas superiores, mostram um número de 65 (± 3) acamamentos rítmicos (pares folhelho-carbonato) correlacionáveis ao Ciclo de Precessão (0,02Ma) de Milankovitch. Assim, as três seqüências de 4ª ordem que compõem o Membro Ipeúna, juntamente com a Camada Bairrinho, ter-se-iam depositadas no prazo aproximado de 1,3Ma. Como representam metade das seqüências da Formação Assistência, esta em sua totalidade poderia perfeitamente ter-se acumulado em cerca de 2,6Ma, prazo aproximado ao obtido pelo cálculo do Ciclo de Excentricidade II (0,4Ma).

Caso considerássemos um "Sinal Milankovitch" de Obliquidade (0,04Ma), esses 65 pares folhelho-carbonato (3 ciclos rítmicos superiores) do Membro Ipeúna alcançariam cerca de 2,6Ma. Então a Ciclicidade Assistência (6 seqüências de 4ª ordem) poderia atingir um prazo ao redor de 5,2Ma.

A Formação Assistência, com 40m de espessura máxima, constituir-se-ia de 6 Ciclos Rítmicos, cada um de 0,4Ma. Estes por sua vez comporiam duas sucessões, de três ciclos cada uma, que teriam se formado individualmente entre 2,6Ma (Ciclo de Obliquidade) e 1,3Ma (Ciclo de Precessão), constituindo duas seqüências de 3ª ordem de Vail *et al.* (1991).

Posto que o Membro Ipeúna, na faixa de afloramentos das pedreiras de São Paulo e Goiás, tem espessura ao redor de 20m, poder-se-ia admitir que a taxa de sedimentação variaria entre 7,7B (no prazo de 2,6Ma) e 15,4B (no prazo de 1,3Ma).

Bubnoff (1950, *apud* Schwarzacker 1975) apresenta uma tabela com razões de sedimentação, em plataformas permianas, com valor médio de 23B e uma média ponderada, para diversas plataformas do Cambriano ao Neogeno, com 27,7B. Estes intervalos de taxa de sedimentação parecem indicar o valor relacionado ao Ciclo de Precessão (0,02Ma) como o mais próximo do tempo necessário à acumulação total das 3 seqüências rítmicas do Membro Ipeúna, observadas nas pedreiras.

Para confirmar esta hipótese, procedeu-se estudo com o objetivo de testar o grau de refinamento cronoestratigráfico possível de ser alcançado através do detalhamento das assinaturas cicloestratigráficas do Membro Ipeúna.

Como já foi exposto, os perfis de raios gama, obtidos na seção do Membro Ipeúna exibem pelo menos 3 ciclos principais, no interior dos quais estão pares decimétricos de folhelhos e carbonatos dolomitizados. Nos cortes das pedreiras correspondentes a esta coluna, os pares, alternados ciclicamente, persistem, rigorosamente em ordem, por cerca de duas dezenas de metros. A constância

sistemática desses pares interestratificados é fortemente evocativa de uma indução alocíclica de origem astronômica.

Para Borer & Harris (1991), os pacotes sedimentares originados em ciclos induzidos orbitalmente caracterizam-se por formar depósitos de acamamentos rítmicos de grande persistência.

Fischer (1991) observou que a seqüência cíclica pode ser identificada por contagem dos acamamentos rítmicos, ou pela forma como os ciclos menores distribuem-se no interior dos maiores. Ao estudar a subordinação de seqüências menores em relação às maiores, Fischer (*op. cit.*) concluiu que há uma proporcionalidade que permite inferir a faixa do ciclo orbital de Milankovitch mais compatível com a ciclicidade do depósito. A hierarquia orbital é útil pois permite combinar tanto eventos precessionais envolvidos por padrões de excentricidades como, também, estimar proporcionalidades entre elas.

Na opinião de Berger *et al.* (1992), o número de sinais de precessão contidos em um Ciclo de Excentricidade I de 100ka oscila de 3 a 7, sendo comum uma média de 5.

Assim como nos perfis de raios gama, percebe-se nos cortes de pedreiras do Membro Ipeúna sua divisão em três ciclos. Cada um desses ciclos, em geral estão subdivididos em ciclos menores (microciclos), onde se constata a predominância de sucessões com cinco pares de folhelho-carbonato. Estes microciclos, em geral, estão limitados por estratos de folhelhos pouco mais espessos que os do interior de cada conjunto, o que permite identificá-los nas pedreiras.

Por sua vez, cada microciclo, que é caracterizado por cinco pares folhelho-carbonato, está repetido por quatro vezes, na razão de 4:1, no interior de cada ciclo maior. No cômputo geral o Membro Ipeúna comportaria pelo menos 65 pares rítmicos de 20ka, isto é, 13 microciclos de 100ka ou 3¼ ciclos de 400ka.

Estas relações proporcionais, sem dúvida, são muito sugestivas de que a Faixa de Freqüências de Milankovitch deve ter controlado a configuração de tal empilhamento. Neste caso, confirmam-se as hipóteses iniciais que apontavam os ciclos maiores como seqüências de 4ª ordem, moduladas na faixa de Excentricidade II de 0,4Ma. Por conseguinte, os 4 microciclos subordinados só podem estar relacionados à freqüência de Excentricidade I de 0,1Ma, assim como cada um de seus 5 pares rítmicos estão ligados ao sinal de Precessão de 0,02Ma.

Assumindo-se que cada um dos 65 pares rítmicos tenha levado cerca de 0,02Ma para se formar, o Membro Ipeúna foi acumulado no mínimo em 1,3Ma, já que a Camada Bairrinho da base não está sendo computada.

Se uma parte da Formação Assistência, com 20m de espessura, demorou 1,3Ma para se formar, então a taxa de acumulação do intervalo foi de aproximadamente 15,4B (unidades Bubnoffs).

De acordo com Marques-Toigo (1988) e Daemon & Marques-Toigo (1991), o Irati abarcaria a parte superior do Kazaniano e a base do Tatariano. Segundo a escala do tempo geológico de Harland *et al.* (1989), este intervalo de tempo está bem definido, nas regiões norte-americanas do Texas-Novo México, constituindo parte do Wordiano (255-252,5) e principalmente o Capitaniano (252,5-250Ma) (Figura 28).

Os prazos e valores assumidos, para as seqüências rítmicas superiores da Formação Assistência, estão em consonância com os atribuídos pela assembléia de palinomorfos para a unidade, uma vez que a "Ciclicidade Assistência", com base nos ciclos de Excentricidade e Precessão, permite inferir, respectivamente, entre 2,4 e 2,6Ma o prazo de acumulação da unidade.

Segundo estudos efetuados por Quintas (1995), a taxa de subsidência total encontrada para o Subgrupo Irati foi de 58m/Ma. Quanto à oscilação eustática parcial, calculada a partir do valor médio indicado pelas curvas de 2ª ordem de Vail *et al.* (1977) e Hallam (1984), foi possível estimar uma taxa negativa (de variação eustática) de cerca de 27m/Ma, para o intervalo de 1,3Ma. A diferença entre a taxa de criação de espaço por subsidência e a descida do nível marinho global forneceu a taxa de variação relativa do nível do mar (Figura 29), que foi de cerca de 31m/Ma.

Read *et al.* (1991) estimam entre 20 e 50% o fator de descompactação para depósitos sedimentares soterrados em diversas profundidades. Ao se aplicar o valor máximo de descompactação, na taxa de acumulação de 15,4B, obtem-se um valor médio de 23,1B, praticamente igual ao montante encontrado (23B) nas plataformas permianas por Bubnoff (1950, *apud* Schwarzscher 1975).

Com base nas taxas acima obtidas, pode-se concluir que, dos 31m de espaço de acomodação adicionados por milhão de anos, cerca de 7,9m tornavam-se ociosos pois não eram preenchidos por sedimentos.

Sem dúvida, à época do Membro Ipeúna, o mar Irati cobriu uma bacia faminta (*starved basin*) onde a criação de espaço de acomodação, controlada pela tectônica e eustasia, suplantava a taxa de sedimentação. Este estágio de deposição irrisória, que permitiu a formação de seções condensadas, é típica de terrenos estáveis, como os encontrados durante os períodos de *zenith* (Klein & Beauchamp 1994) dos super-continentes. De acordo com esta interpretação, a geração de fácies tão peculiares no Subgrupo Irati está relacionada ao *zenith* da Pangéia, quando se estabeleceram condições de *standstill* no Kazaniano-

Figura 28 - Distribuição cronoestratigráfica das unidades do Subgrupo Irati e Permiano da Bacia do Paraná, com base na Tabela do Tempo Geológico de Harland (1989) e dados palinológicos de Daemon & Marques-Toigo (1991).

Period	Permian Period			Bioestratigrafia			Litoestratigrafia				
	Epoch	Stage	Ma	Intervalo	Subintervalo	Zonas	Grupos Subgr.	Formações			
Permian	Tr	Griesbachian		245							
	Zechstein "a"	Lopingian	Changxingian	L	L ₃	Lueckisporites virkkiae	(Irati) Passa Dois	Teresina			
			Longtanian					Serra Alta			
		Guadalupeian	Capitanian		L ₂			Assistência			
			Wordian		L ₁			Taquaral			
		Zec	Ufimian		255			K	Guaeté	Palermo	
			Kungurian		256			L		Itararé	Rio Bonito
		Rotliegendes "b"	Artinskian		Baigendzinian		H	H ₄	Vittatina		Potonileis-porites novicus
					Aktastinian						
			Sakmarian		Sterlitamakian	H ₂					
					Tastubian	282					
	Asselian		Krumaiian	H ₁							
			Uskalikian								
	P	Rot	Surenian	290	G						
	C	Gre	Noginskian								

Figura 29 - Diagrama de interação entre eustasia e subsidência na definição da variação relativa do nível do mar (Van Wagoner *et al.* 1988).

Tatariano, após a aglutinação das placas tectônicas, antes do reinício dos mecanismos geodinâmicos de intumescência, ruptura e separação dos continentes.

13 EVOLUÇÃO TECTONO-SEDIMENTAR DA BACIA DO PARANÁ NO PERMIANO

13.1 Considerações Iniciais

Na Bacia do Paraná os três primeiros ciclos evolutivos corresponderam à etapa de estabilização da Placa Sul-Americana, e o último, à etapa de sua reativação tectono-magmática. O Subgrupo Irati (Kazaniano) de Hachiro *et al.* (1993), formou-se na metade superior, ou fase pós-glacial (permotriássica) da terceira seqüência tectônica. Esta esteve encerrada em contexto de influência glacial que, entre o Carbonífero Superior (Stephaniano) e o Eopermiano (Kunguriano), precedeu a implantação de um mar intracontinental sobre as áreas então retrabalhadas pelos glaciares e pelo rejuvenescimento flúvio-lacustre, propiciado pelas águas de degelo.

Os depósitos glaciais da Bacia do Paraná indicam que a porção meridional do antigo continente gondwânico localizava-se nos arredores do Pólo Sul, no Eopermiano. Esta parte do paleocontinente ficou sob influência de oscilações isostáticas e eustáticas, devidas a extensivos fenômenos de congelamento e degelo dos glaciares próximos da calota polar, induzindo soerguimentos e movimentos subsidentes acompanhados por ingressões marinhas. Essa fase, ao refletir uma situação de inquietação tectônica, caracterizou-se pela formação de áreas mais deprimidas, a norte, centro-oeste e nordeste da bacia, e pelas atuações de arcos marginais e transversais que muito contribuíram na sedimentação verificada nos seus domínios. Um exemplo disto foi o desenvolvimento do Arco de Ponta Grossa, na porção centro-oriental da bacia, o qual foi responsável pela limitação parcial da atuação de ingressões marinhas provenientes do sul. A movimentação de estruturas semelhantes, aliadas a possíveis oscilações glácio-eustáticas e epirogênicas, causaram grandes variações verticais e horizontais de fácies que têm dificultado, nas unidades Itararé e Aquidauana, a correlação de associações faciológicas correspondentes, entre diferentes regiões da Bacia do Paraná.

Na fase pós-glacial (permotriássica), ao contrário, o contexto paleogeográfico permitiu a evolução de um intervalo de sedimentação cujas associações faciológicas são típicas de plataformas rasas, comuns nas sinéclises, onde os depósitos são uniformes e podem ser correlacionados por quase todo o sítio deposicional.

As sinéclises, da literatura geológica russa, podem ser intracratônicas ou pericratônicas, de acordo com a classificação de Garetskiy & Nagornyy (1987). São conhecidas como grandes estruturas subsidentes de interior ou borda de placas continentais e, portanto, formaram-se sobre embasamento de litosfera rígida do tipo ensiálico. Bates & Jackson (1980) as definiram como extensas áreas com depressões regionais de centenas de milhares de quilômetros quadrados, resultantes de lento movimento descendente da superfície da crosta, no decorrer de diversos períodos geológicos. São megaestruturas crustais de forma aproximadamente circular ou alongada, com mergulho das camadas muito suaves nos flancos. Apresentam atividade tectônica mínima, quando muito estão sujeitas às influências de arqueamentos e depressões, com movimentos verticais de longa duração e baixa intensidade, comuns às áreas estáveis ou cratonizadas.

A fase pós-glacial foi sendo implantada com o contínuo deslocamento desta parte do Gondwana para fora da área de influência da calota polar, após um longo período (em alguns lugares de cerca de 45Ma - Daemon *et al.* 1991) de erosão e peneplanização das bordas da bacia, em ambiente glacial a periglacial. É a seqüência mais importante, neste trabalho, uma vez que o Subgrupo Irati está diretamente relacionado à evolução do extenso mar intracontinental que cobriu uma plataforma propensa à acumulação de sedimentos finos, a partir de um avanço do *onlap* costeiro, rumo norte, no decorrer do Neopermiano (Kazaniano e Tatariano).

13.2 Aglutinação de Placas e Interiorização de Bacias

Na Bacia do Paraná, a acumulação de sedimentos no mar intracontinental teve início com a deposição de siltitos e arenitos muito finos da Formação Palermo (início do Kazaniano de acordo com Northfleet *et al.* 1969), indicando o domínio de um corpo aquoso de baixa energia que foi se transformando, ao mesmo tempo em que se estabelecia uma quiescência tectônica que prosseguiria até o início do Triássico. Representou o intervalo de tempo de maior expansão da sinéclise, que propiciou um máximo de recobrimento da área da bacia, formando-se uma plataforma sempre rasa e com declive muito baixo, permitindo o ingresso do mar por vastas regiões previamente aplainadas nos processos erosivos associados às glaciações e regressões anteriores, que permitiram a formação de sistemas flúvio-lacustres e flúvio-deltaicos nas bordas da sinéclise.

O confinamento imposto ao mar intracontinental da Bacia do Paraná, em determinado momento de sua existência, é interpretado como resultado de uma convergência de fatores tectônicos e eustáticos, iniciada durante o Eopermiano, na

faixa sul-ocidental do continente gondwânico. Segundo Almeida (1980), essa manifestação tectônica é conhecida como Fase Tardi-Herciniana de Diastrofismo da Região Andina.

Neste trabalho, os fenômenos tectono-sedimentares que afetaram as bacias do Paraná e Chaco-Paraná no Eopermiano são considerados como os reflexos da integração da região patagônica (Ramos 1984) junto à antiga Placa Sul-Americana. A correlação entre esta fase diastrófica e os movimentos conseqüentes, ocorridos no interior da Bacia do Paraná, é de difícil identificação. Decerto as modificações verificadas, a partir de então, nas bacias contíguas Chaco-Paraná e Paraná, configuram-se como os efeitos mais remotos da aglutinação de placas ocorrida no Hemisfério Sul, durante o Permiano.

Northfleet *et al.* (1969) assinalaram que, ao fim do Eopermiano (Kunguriano), houve uma tendência da borda ocidental do sistema Chaco-Paraná/Paraná em bascular progressivamente para leste-nordeste, acarretando o deslocamento gradual do depocentro das bacias, inicialmente situado na Argentina.

Para Northfleet *et al.* (1969), Almeida (1980) e Hachiro (1991), o adernamento das bacias Chaco-Paraná e Paraná e a conseqüente movimentação do depocentro regional para nordeste, passando a localizar-se nas proximidades do sudeste do Brasil durante a sedimentação do Subgrupo Irati, no Kazaniano, são as conseqüências longínquas da tectônica tardi-herciniana, tanto como o provável fechamento de uma ligação entre essas bacias e áreas meridionais mais francamente marinhas.

13.3 Prováveis Conexões de Bacias Interiores com Áreas Oceânicas

Durante o Neocarbonífero-Eopermiano, segundo Frakes & Crowell (1972) e Amos (1972), o canal de ligação entre as bacias paleozóicas e os ambientes oceânicos, se não ostensivo, foi ao menos aberto de modo intermitente à entrada de águas e organismos de mar aberto, por meio de passagem rasa ou estreita situada na parte sudoeste da Bacia Chaco-Paraná, onde bacias marinhas da borda andina paleozóica permitiriam a chegada de águas oceânicas através de conexões que manteriam em comunicação, de oeste para leste, as bacias do Paganzo, Chaco-Paraná e Paraná.

Com a migração do eixo deposicional da Sinéclise, o mar Palermo foi submetido a um processo de "engolfamento" no interior do continente sul-americano. Mesmo nessa condição, ainda haveria a possibilidade de duas vias de ingresso para o interior da bacia, uma entre o Arco de Martim Garcia e sul do

Escudo Uruguaio-Sul Riograndense, e outra por onde, atualmente, encontra-se o Sinclinal de Torres. Na região localizada a sudeste destes canais de suprimento de águas marinhas, a confluência de antigos continentes deixou um espaço interno vago para a formação de um mar pericontinental que cobriu as plataformas marginais de vários continentes.

Esta área, que situar-se-ia a sudeste da Bacia do Paraná, no espaço entre as porções continentais correspondentes à Patagônia oriental, sudeste da América do Sul, sul da África e Antártica ocidental foi o berço de um primitivo "proto-Atlântico Sul". Schuchert (1923, *apud* Schuchert 1928) apresentou mapa, na qual esta área foi representada como uma vasta região oceânica de nome *Nereis*. Na realidade, a área foi bem menor e configurava-se como um mar cercado e protegido por aquelas bordas continentais, que estiveram próximas durante a formação do Gondwana. A comunicação entre o Mar de Nereides (**Figura 30**) e a Bacia do Paraná foi, provavelmente, intermitente e através das vias de acesso acima citadas. Este arranjo paleofisiográfico reveste-se de grande importância, pois foi pelas bordas deste mar que os mesossaurídeos distribuíram-se pelos sistemas Chaco-Paraná/Paraná e Karoo, durante o Permiano.

A progressiva interioridade da Bacia do Paraná, no Neopermiano, pode ser atribuída à evolução dos arcos Pampeano Ocidental, Pampeano Oriental e de Martim Garcia, ocasionada por provável sutura de continentes. Segundo Ramos (1984), a placa correspondente a atual região Patagônica aproximou-se e foi sendo unida à antiga Placa Sul-Americana, ao longo do Permiano, fechando uma área marinha relativamente estreita entre essas massas continentais.

O encurtamento regional decorrente de esforços compressivos produziu abaulamentos (antiformas e sinformas) no interior do Gondwana. Tais flambagens ao longo da Placa Sul-Americana, como os arcos Pampeano Ocidental e Oriental, auxiliaram na obstrução das áreas de comunicação entre as bacias do Paganzo e Chaco-Paraná. Durante o Eopermiano, esses arqueamentos expuseram à erosão tanto o embasamento como os sedimentos depositados, nessas áreas, antes do soerguimento. Mais tarde, entre o final do Kunguriano e começo do Neopermiano, com a continuidade do desenvolvimento do Arco de Martim Garcia, foi interrompida a via de acesso de águas mais salgadas, que penetravam na Bacia do Chaco-Paraná, por abertura situada a sul do Escudo Uruguaio-Sul Riograndense.

No final do Neopermiano restaria como único canal de ligação com áreas oceânicas, a região rebaixada que viria a ser ocupada pelo Sinclinal de Torres (Hachiro 1991). Este confinamento mais acentuado da plataforma rasa, em decorrência, modificou o ambiente de sedimentação que se tornou mais estagnado

Figura 30 - Mapa paleofisiográfico do sul do Gondwana, com a disposição dos mares intracontinentais Chacabuco-Irati e Whitehill-Collingham e suas relações com o Mar de Nereides e o Oceano Panthalassa, no Permiano.

e sapropélico, e impróprio ao ingresso de organismos adaptados ao mar aberto e águas mais oxigenadas.

Ao que tudo indica, este ambiente anóxico predominou primeiro na Bacia Chaco-Paraná que foi submetida a um isolamento inicial maior, represada que ficou entre os arcos Pampeano Ocidental-Oriental (a noroeste) e de Martim Garcia (a sudoeste). Prováveis reativações, nas áreas do Escudo Uruguaio-Sul Riograndense (a sul) e dos arcos do Rio Grande (a sudeste) e Assunção (a nordeste), aumentaram a restrição na Bacia Chaco-Paraná, ainda que restasse passagem estreita a leste, ligando-a à Bacia do Paraná pela Soleira de Missões (situada entre os dois últimos arcos). Esta área, ainda que regionalmente menos rebaixada, atuou como canal de ligação entre as duas bacia. Estas compunham um sistema semelhante a vasos comunicantes que permitiu a migração da biota e a alteração do ecossistema quando, durante um adernamento regional de oeste para leste, ocorreu o deslocamento do depocentro da Bacia do Paraná para nordeste.

13.4 Migração de um Mar Euxínico no Sistema Chaco-Paraná/Paraná.

Daemon (1969) situou a Formação Chacabuco, da Bacia Chaco-Paraná, no Eopermiano, sendo que suas litofácies são equivalentes às das unidades Palermo, Irati, Serra Alta e Teresina. Os esporomorfos registrados naquela formação na Argentina seriam mais antigos que os das unidades correspondentes na porção brasileira da Bacia do Paraná. Estes estariam posicionados no Neopermiano. Assim, o ambiente anóxico representado pelo Subgrupo Irati (Kazaniano/Tatariano) também migrou no tempo e no espaço, provavelmente junto com seu depocentro e respectivo nível de mesossaurídeos, considerados os fósseis-índice do Subgrupo Irati.

A calma tectônica presente no Neopermiano contribuiu para o desenvolvimento de condições anóxicas, no transcorrer da expansão da área deposicional sobre a plataforma rasa. No ambiente redutor vigente, durante a sedimentação Irati, acumularam-se folhelhos pretos, argilo-siltosos e betuminosos, quando e onde o suprimento de terrígenos foi mais constante. Dessa forma, as contribuições terrígenas de oeste do Arco de Assunção, em boa parte depositaram-se nas proximidades da borda ocidental e depocentro da Bacia do Paraná.

Quanto às fácies carbonáticas, sua geração obedeceu um controle ecológico seletivo, com acumulações significativas na margem oriental da bacia, principalmente a norte do Arco de Ponta Grossa. Ali, nos ambientes e nos momentos em que a presença de clásticos terrígenos foi mínima, houve condições

de proliferação de estromatólitos e esteiras algáceas, em contraposição aos pólos de irradiação de siliciclásticos, situados sobre ou ao longo dos arqueamentos da borda ocidental e meridional. Em especial, se considerarmos que estes emolduraram e limitaram marginalmente a sinéclise.

As formações Palermo e Irati acumularam-se sobre ampla extensão da Bacia do Paraná, em época de grande estabilidade tectônica. Esta pausa nos movimentos tectônicos predominou no interior e nas áreas exteriores à bacia, que estavam pouco soerguidas e limitavam-se à reduzida liberação de clásticos finos. Assim, no panorama estabelecido pelas condições tectono-sedimentares, o sítio deposicional foi coberto por modestas espessuras de sedimentos pelíticos, em geral, uniformes e sem descontinuidades.

Durante o Kazaniano as áreas marginais e transversais estavam quase estabilizadas, na condição de *standstill*, e em boa parte niveladas pela erosão, porém, nem por isso deixaram de contribuir no fornecimento de terrígenos pelíticos, localmente psamíticos, que parcamente aportavam das partes menos arrasadas circunjacentes à bacia. Esse aporte sedimentar, no entanto, não foi capaz de compensar a reduzida velocidade de subsidência do depocentro, que acabou por conferir à sinéclise uma propensão a bacia faminta.

Os esporomorfos das unidades Palermo, Irati, Serra Alta e Teresina são praticamente os mesmos, denotando um ciclo sedimentar individualizado, conforme observação de Daemon & Quadros (1970), que posicionaram este ciclo no Neopermiano, época de maior estabilidade nesta parte do Gondwana. As unidades acima referidas equivaleriam faciologicamente, na Bacia Chaco-Paraná, à Formação Chacabuco (Eopermiano) pois, segundo Padula (1972), nessa unidade também foi registrada a presença de fácies pelíticas e betuminosas contendo répteis mesossaurídeos.

13.5 O Mar Intracontinental do Permo-Triássico

Ao fim do Neopermiano, uma reacomodação na Bacia do Paraná fez com que o seu depocentro recuasse para uma posição mais meridional, no flanco sul do Arco de Ponta Grossa, próxima à área ocupada pelo Sinclinal de Torres. A Formação Serra Alta (Tatariano), correspondente a este evento, exhibe claramente a presença de pelitos, não-betuminosos e mais ricos em boro (Rodrigues & Quadros 1978), indicando a entrada de águas mais salgadas e menos estagnadas dessa região para o interior da bacia. A migração do depocentro no rumo sul, forçada por esforços intraplacas, acarretou o recuo do *onlap* costeiro e a retração parcial da

sedimentação de ambiente anóxico, possibilitando a progradação de sedimentos nas áreas cobertas por ambientes deposicionais de planícies de marés, principalmente a nordeste da sinéclise, onde se estabeleceram sítios deposicionais litorâneos, de contextos pouco redutores, nos quais depositaram-se sedimentos de borda de bacia, com cores avermelhadas e arroxeadas, como os da Formação Corumbataí (Tatariano).

No Triássico, em resposta ao processo de confinamento da bacia no interior do Gondwana, a taxa de acumulação superou a de subsidência e o mar intracontinental, cada vez mais raso, terminou por ser assoreado. O mecanismo de colmatagem desse mar interno, dominante por todo Neopermiano, esteve relacionado ao clima gradualmente mais árido e ao desenvolvimento de ambientes deposicionais, de acordo com Lavina (1991) e Matos (1995), inicialmente lacustres a flúvio-lacustres e posteriormente flúvio-eólicos a eólicos, que progradaram sobre as planícies de marés, extinguindo o corpo aquoso e substituindo-o, ao final, por um sistema deposicional essencialmente eólico, já no Jurássico.

13.6 Considerações Finais

Os fatos supracitados são interpretados como reflexos remotos, porém pouco atenuados, da Tectônica Tardi-Herciniana da Cadeia Andina Paleozóica sobre a evolução tectono-sedimentar da Bacia do Paraná. Ou seja, o que modernamente convencionou-se designar de efeitos pós-colisionais resultantes de rearranjos entre placas tectônicas, como o ocorrido durante a *collage* dos terrenos acrescionários da Patagônia e das Malvinas acomodados a sul da Placa Sul-americana, no Permiano (Ramos 1984; 1988; De Wit & Ransome 1992).

Como foi visto, ao considerarmos a ocorrência de um basculamento da borda sudoeste da Bacia Chaco-Paraná para leste-nordeste, no Permiano, deve-se levar em conta que o ambiente anóxico que gerou os folhelhos betuminosos do Subgrupo Irati (Kazaniano), também teria migrado no tempo e no espaço, uma vez que o mesmo já havia se estabelecido na Bacia Chaco-Paraná no Kunguriano, idade que Daemon (1969) atribuiu aos sedimentos da Formação Chacabuco.

Nesse caso, se o ambiente de sapropéis, equivalente à sedimentação Irati, se deslocou do Kunguriano ao início do Tatariano, entre o nordeste argentino (Bacia Chaco-Paraná) e o centro-oeste brasileiro (norte da Bacia do Paraná), então, como foi assinalado anteriormente (Hachiro 1991), a migração dos mesossaurídeos adaptados a essas condições paleoecológicas deve ter sido concomitante. Conseqüentemente, a linha de tempo conhecida como "cronozona de

mesossaurídeos", que estes répteis demarcariam por toda a bacia, ao nível da parte superior do Subgrupo Irati (Formação Assistência, Membro Ipeúna), merece ser criteriosamente reavaliada.

O Subgrupo Irati, sedimentado em plataforma rasa de um mar intracontinental do Neopermiano com predomínio de ambiente anóxico, está representado por seqüências cujas associações de fácies apresentam os sedimentos com as maiores evidências de estagnação ocorrida em toda a história da Bacia do Paraná, em seu estágio de lenta subsidência.

14 CONCLUSÕES

As conclusões mais importantes obtidas sobre o Subgrupo Irati da Bacia do Paraná, nesta pesquisa, foram sumarizadas e relacionadas abaixo:

1 em território brasileiro, o Subgrupo Irati pode ser dividido nas formações Taquaral e Assistência. Ao longo da faixa aflorante as duas unidades podem ser reconhecidas e separadas pelas respectivas características de seus folhelhos, que não contém betume, na unidade basal, mas que torna-se betuminoso e com intercalações carbonáticas, na unidade superior. Em subsuperfície, a distinção entre ambas pode ser determinada pelas características faciológicas e petrográficas observadas em seções testemunhadas. Na ausência de testemunhos, as unidades ainda podem ser discriminadas pelo padrão e contraste definido nas curvas de raios gama, das perfilagens efetuadas nos poços de pesquisa petrolífera;

2 na parte a norte do Arco de Ponta Grossa, a Formação Assistência foi subdividida nos membros Morro do Alto, constituído por quatro camadas, e Ipeúna, formado por três camadas. Estas subunidades destacam-se por suas sucessões de estratos ritmicos (folhelho-carbonato), e se encontram separadas por pacote de folhelhos não-betuminosos (Camada Laje Azul) do topo do membro basal e por pacote de dolomitos (Camada Bairrinho), da base do membro superior;

3 na parte a sul do Arco de Ponta Grossa, a Formação Assistência também pode ser desmembrada, informalmente, em duas partes. Aqui, ao contrário da porção norte, destacam-se duas camadas de folhelhos betuminosos, que são correlacionáveis aos ritmitos inferior e superior da parte a norte do referido arco. Os folhelhos betuminosos inferiores estão separados dos superiores pela mesma camada de folhelhos não-betuminosos (Camada Laje Azul) e por uma camada com interestratificações de folhelho e carbonato, uma vez que não houve o desenvolvimento de banco dolomítico na parte a sul do Arco de Ponta Grossa;

4 as associações de fácies definidas no Subgrupo Irati são oito: duas na Formação Taquaral, três no Membro Morro do Alto e três no Membro Ipeúna;

5 a dificuldade em se determinar a correspondência entre associações de fácies, situadas a norte e a sul do Arco de Ponta Grossa, deve-se à maior presença

de fácies carbonáticas na porção setentrional. Esta diferenciação pode ser explicada pelas condições ecológicas mais favoráveis ao estabelecimento de áreas-fonte com colônias algáceas, nos sítios deposicionais da margem nordeste da bacia, onde se encontram estromatólitos e esteiras algáceas;

5 as associações de fácies resultantes da interação entre processos sedimentares e meio ambiente, no Subgrupo Irati, são reflexos das variações do nível de base ou dos deslocamentos do *onlap* costeiro ao longo de sua história deposicional. Deste modo, cada grupo de fácies equivale a um estágio de subida, estabilização ou descida do nível das águas;

6 da base ao topo do Subgrupo Irati, foram reconhecidos três ciclos transgressivo-regressivos. O evento de estabilização do nível das águas registrado, por certo período, entre o segundo e terceiro ciclos, resultou na sedimentação de fácies rítmicas extremamente regulares e delgadas, regida por sistemática ritmicidade de climas secos e úmidos;

7 de modo geral, a presença maior de fácies siliciclásticas indica fases transgressivas do mar Irati, enquanto o aumento de fácies carbonáticas revela o estabelecimento de fases regressivas. Nos ápices das transgressões formaram-se as camadas mais espessas de folhelhos (e ritmitos), ao passo que, bancos carbonáticos, camadas de folhelhos intercaladas por carbonatos (na porção sul da bacia) e níveis com evaporitos são mais representativos dos intervalos regressivos;

8 a Bacia do Paraná, durante a passagem das sedimentações Palermo-Irati, foi dominada por um mar interno que cobriu uma ampla plataforma rasa. Esta plataforma caracterizou-se por uma deposição predominantemente pelítica, com formação de fácies psamíticas nas margens oeste e norte da sinéclise. Com o aumento da restrição, que dificultou a circulação das águas, parte desta plataforma adquiriu caráter restrito hipersalino, gerando evaporitos no centro-sul do Estado de São Paulo. Mais tarde, houve relativo arrefecimento das condições estagnantes, permitindo que fosse estabelecida uma plataforma semi-restrita, identificada pela geração de camadas de folhelhos betuminosos e ritmitos. Na margem nordeste dessa plataforma desenvolveram-se ambientes típicos de planícies de marés;

9 a partir das associações de fácies reconhecidas em superfície e subsuperfície, e nas correlações das curvas de raios gama, foi possível determinar dez marcos estratigráficos entre a parte superior da Formação Palermo (Tatui) e a

base da Formação Serra Alta (Corumbatai). Estes marcos permitiram segmentar o Subgrupo Irati em três seqüências de terceira ordem (uma na formação Taquaral, uma segunda no Membro Morro do Alto e uma terceira no Membro Ipeúna), com padrão de empilhamento do tipo transgressivo-nível alto (TST-TSNA), separadas por paraconformidades quase planares. No interior de cada uma destas seqüências foram delimitados três tratos de sistemas: nível baixo, transgressivo e nível alto, de quarta ordem;

10 a presença de ritmitos na Formação Assistência permitiu a aplicação de métodos que, por relacionarem mudanças climáticas a ciclos orbitais, direcionaram os estudos para uma estratigrafia de alta resolução. O estudo cicloestratigráfico, baseado nas taxas de acumulação de plataformas permianas, cronobioestratigrafia de palinórfos e na correspondência entre os acamamentos rítmicos da unidade e os Ciclos de Milankovitch permitiram a associação dos pares folhelho-carbonato ao Ciclo de Precessão de 0,02Ma. A média de sessenta e cinco pares folhelho-carbonato, contados nos cortes das pedreiras, permitiram estimar um prazo de cerca de 1,3Ma para a sedimentação do Membro Ipeúna. No caso da Formação Assistência, o tempo de acumulação pode variar de 2,4Ma, quando suas seis seqüências de 4ª ordem são ajustadas ao Ciclo de Excentricidade (0,4Ma), a 2,6Ma, quando os pares rítmicos são associados ao Ciclo de Precessão;

11 ainda com relação aos Ciclos de Milankovitch, foi possível determinar uma proporcionalidade cicloestratigráfica entre conjuntos de pares rítmicos, que podem ser compartimentados em microciclos com cinco pares folhelho-carbonato de 0,1Ma (Ciclo de Excentricidade I), e ciclos compostos por 4 microciclos de 0,4Ma (Ciclo de Excentricidade II). Este último tem duração compatível com o ciclo eustático de quarta ordem (0,5-0,08Ma) de *Vail et al.* (1991), ou seja, um conjunto de vinte pares folhelho-carbonato é equivalente a um trato de sistemas, e cerca de sessenta pares compõem um ciclo ou seqüência de terceira ordem (5-0,5Ma);

12 a comparação entre a taxa de variação relativa do nível do mar, no período, e a taxa de acumulação do Membro Ipeúna indica que o espaço disponível para acomodação dos sedimentos crescia a taxas proporcionalmente maiores, conferindo à sinéclise a condição de bacia faminta;

13 a acreção de placas tectônicas, na margem oeste-sudoeste do continente do Gondwana, provocou adernamentos e arqueamentos (flambagens) na Placa Sul-Americana. Estes propiciaram o semi-isolamento e a internalização da

Bacia do Paraná, no rumo nordeste do continente. Apesar do estágio de abrandamento dos esforços durante o Neopermiano, ligeiras fases compressivas alternadas a fases de relaxamento da placa devem ter influenciado na maior ou menor comunicação do mar interno Irati com o mar externo (Mar de Nereides), situado entre o continente da Patagônia recém-acrescentado, o sudeste da América do Sul, o sul da África e a Península Ocidental Antártica;

14 os ciclos transgressivo-regressivos e, conseqüentemente, as mudanças nas taxas de variação relativa do nível das águas do mar Irati, devem estar diretamente relacionados aos movimentos acima descritos. Neste caso, o deslocamento do nível de base, as características das associações de fácies e a própria compartimentação das seqüências deposicionais estiveram sob influência da maior ou menor estabilidade tectônica da Placa Sul-Americana. Não obstante terem sido lentos e de baixa intensidade, os movimentos tiveram atuação preponderante na geração das diferentes unidades ou seqüências do Subgrupo Irati. Esta conclusão não é contraditória, visto que nas curvas de variação eustática global que vêm sendo apresentadas em bibliografia, o comportamento do nível dos oceanos era de franco recesso, no Neopermiano, e não devem ter influenciado de forma tão marcante a sedimentação em mares internos;

15 após a aglutinação das placas, que formaram a Pangéia, a Sinéclise do Paraná e suas vizinhanças entraram em regime de *standstill*. Com o retraimento do aporte sedimentar, as águas do mar Irati tornaram-se deficitárias em partículas siliciclásticas. O forte decaimento da taxa de acumulação impediu que a bacia fosse colmatada. No apogeu (*zenith*) da formação do supercontinente da Pangéia, no Kazaniano-Tatariano, os depósitos sedimentares lentamente empilhados, e temporariamente livres das vicissitudes tectônicas, ficaram quase exclusivamente sujeitas às mudanças climáticas, que imprimiram as marcas de suas variações, principalmente as de natureza cíclica.

15 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ABREU, S.F. 1946. O Irati e suas relações com o problema do petróleo. *Mineração e Metalurgia*, 10 (60):267-279. Rio de Janeiro.
- ADAMS, F.D. 1954. *The birth and development of the geological sciences*. 2nd ed., New York. 506p.
- ALMEIDA, F.F.M. 1969. Diferenciação tectônica da Plataforma Brasileira. In: CONGR. BRAS. GEOL., 23, Salvador, 1969. *Anais...*, Salvador, SBG, v.1, p.29-46.
- ALMEIDA, F.F.M. 1979. O Cráton do Paramirim e suas relações com o do São Francisco. In: SIMPÓSIO SOBRE O CRÁTON DO SÃO FRANCISCO E SUAS FAIXAS MARGINAIS, 1, Salvador, 1979. *Anais...*, Salvador, SBG, v.1, p.1-10.
- ALMEIDA, F.F.M. 1980. *Tectônica da Bacia do Paraná no Brasil*. São Paulo, IPT. 187 p. (Relatório nº 14.091).
- ALMEIDA, F.F.M. 1981 - Síntese sobre a tectônica da Bacia do Paraná. In: SIMP. REG. GEOL., 3, Curitiba, 1981. *Atas...*, São Paulo, SBG, v.1, p.1-20.
- ✓ ALMEIDA, F.F.M. & BARBOSA, O. 1953. *Geologia das quadrículas de Piracicaba e Rio Claro, Estado de São Paulo*. Rio de Janeiro, DNPM-DGM. 96 p. (Boletim 143).
- ✓ ALMEIDA, F.F.M. & HASUI, Y. 1984. *O Pré-Cambriano do Brasil*. São Paulo, Editora Edgard Blücher. 378p.
- ALMEIDA, F.F.M. & MELO, M.S. 1981. A Bacia do Paraná e o vulcanismo mesozóico. In: IPT-MONOGRÁFIAS. *Mapa Geológico do Estado de São Paulo, escala 1:500.000*. São Paulo, IPT. v.1, p.46-81.
- ✓ ALMEIDA, F.F.M.; HASUI, Y. & BRITO NEVES, B.B. 1976. The Upper Precambrian of South America. *Boletim do IG*, São Paulo. Instituto de Geociências, USP, 7:45-80.
- ✓ AMARAL, S.E. 1967. *Contribuição ao conhecimento geológico, petrográfico e sedimentológico da Formação Irati, no Estado de São Paulo*. São Paulo. 136 p. (Tese de Livre Docência, IG-USP).
- ✓ AMARAL, S.E. 1971. Geologia e petrologia da Formação Irati (Permiano) no Estado de São Paulo. *Bol. Inst. Geoc. Astron.*, São Paulo, USP, (2):3-82.
- ✓ AMARAL, S.E. 1975. Sobre os dolomitos e o processo de dedolomitização na Formação Irati (Permiano) no Estado de São Paulo. *Boletim do IG*, São Paulo. Instituto de Geociências, USP, 6:21-32.
- AMOS, A.J. 1972. Las cuencas carbonicas y permicas de Argentina. In: SIMP. INTERN. SISTEMAS CARBONÍFERO E PERMIANO DA AMÉRICA DO SUL, São Paulo, 1972. *An. Acad. bras. Ciênc.*, Rio de Janeiro, 44 (suplemento):21-36.
- ANDRADE E SILVA, J.B. & ANDRADA, M.F.R. 1827. Voyage mineralogique dans la province de Saint Paul au Brésil. *Journal des Voyages*, 36 (Paris). Traduzido e publicado na *Rev. Inst. Hist. Geogr.* e reproduzido no *Dicionário Geográfico das Minas do Brasil* de Francisco Inácio Pereira de 1885.
- ✓ ANDRADE, S.M. & SOARES, P.C. 1971. *Geologia de semi-detulhe do centro-leste do Estado de São Paulo*. Ponta Grossa, PETROBRÁS. 407p. (Relatório interno, DESUL).

- ARAI, M. 1980. Contribuição dos pólenes estriados na bioestratigrafia Neopaleozóica da parte NE da Bacia do Paraná. In: PALEOBOTÂNICA E ÁREAS AFINS NA AMÉRICA DO SUL. São Paulo, USP. *Boletim IG* 11, p.125-135.
- ARAÚJO, D.C. 1976. Taxonomia e relações dos *Proganossauria* da Bacia do Paraná. Rio de Janeiro. *An. Acad. bras. Ciênc.*, **48**(1):91-116.
- ✓ ARAÚJO-BARBERENA, D.C. 1993. Um interpretação sobre o conhecimento paleoecológico e bioestratigráfico da Formação Irati. In: SIMPÓSIO SOBRE CRONOESTRATIGRAFIA DA BACIA DO PARANÁ. São Paulo, Rio Claro, UNESP. *Resumos...*, p.64-70.
- ✓ ASSINE, M.L.; SOARES, P.C. & MILANI, E.J. 1993. Seqüências tectono-sedimentares mesopaleozóicas da Bacia do Paraná. *Rev. Bras. Geoc.*, **24**(2):77-89.
- ✓ BACKHEUSER, Y.; SILVEIRA, J.B.R. & GUERRA-SOMMER, M. 1984. Revisão da taoflora do afloramento do km 89-90 da rodovia BR-290, Rio Grande do Sul, Brasil (Formação Irati?). Rio de Janeiro. In: CONGR. BRAS. GEOL., 33, Rio de Janeiro, SBG, 1984. *Anais...*, v.1, p.1062-1074.
- ✓ BÄES PRESSER, J. 1992. Geologia da Folha 5569-III La Colmena, Paraguai Oriental. São Paulo. (Dissertação de Mestrado, IG-USP).
- ✓ BALLY, A.W. & SNELSON, S. 1980. Realms of subsidence. In: CANADIAN SOCIETY OF PETROLEUM GEOLOGISTS. Facts and principles of world petroleum occurrence; a conference held in Calgary (1978). *Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir* 6. Calgary, Alberta, 1980. 1003p.
- BARBOSA, O. & ALMEIDA, F.F.M. 1948. Nota sobre a estratigrafia da Série Tubarão no Estado de São Paulo. *An. Acad. bras. Ciênc.*, Rio de Janeiro, **21**(1):65-68.
- BARBOSA, O. & GOMES, F.A. 1958. *Pesquisa de petróleo da bacia do rio Corumbataí, Estado de São Paulo*. Rio de Janeiro, DNPM-DGM. 40p. (Boletim 171).
- ✓ BATES, R.L. & JACKSON, J.A. 1980. *Glossary of Geology*. Second edition. Virginia, American Geological Institute. 749p.
- BEDER, R. 1923. Sobre un hallazgo de fósiles pérmicos en Villarica. *Bol. Ac. Nac. Cienc. Córdoba*. v.27.
- ✓ BERGER, A.; LOUTRE, M.F. & LASKAR, J. 1992. Stability of the astronomical frequencies over the earth's history for paleoclimate studies. *Science*. v.255, p.560-564.
- BERI, A. & DANERS, G. 1995. Palinologia de la perforación nº 221, Pérmico, R. O. del Uruguay. São Paulo, Rio Claro, 1995. *Geociências*, **14**(2):145-160.
- ✓ BEURLIN, K. 1955. *As formações gondwânicas do sul do Estado do Paraná*. Rio de Janeiro, DNPM-DGM. 52p. (Boletim 153).
- ✓ BIGARELLA, J.J. 1971. Geologia da Formação Irati. In: SIMPÓSIO SOBRE CIÊNCIA E TECNOLOGIA DO XISTO. Curitiba, 1971. *Conferência da Acad. Bras. Ciênc.*, Rio de Janeiro. 79p.
- ✓ BISTRICHI, C.A.; CARNEIRO, C.D.R.; DANTAS, A.S.L.; PONÇANO, W. L.; CAMPANHA, G.A.C.; NAGATA, N.; ALMEIDA, M.A.; STEIN, D.P; MELO, M.S. & CREMONINI, O.A. 1981. In: IPT - *Mapa Geológico do Estado de São Paulo, 1:500.000*. São Paulo, Pró-Minério/IPT, v.II.
- BORER, J.M. & HARRIS, P.M. 1991. Lithofacies and ciclicity of the Yates Formation, Permian Basin: implications for reservoir heterogeneity. *AAPG Bull.*, **75**(4): 726-779.

- BOSSCHER, H. & SCHLAGER, W. 1993. Accumulations Rates of Carbonate Platforms. *Journ. Geol.*, v. 101, p.345-355.
- BROWN JR., L.F. & FISHER, W.L. 1977. Seismic-stratigraphic interpretation of depositional systems: examples from Brazilian rift and pull-apart basins. In: PAYTON, C.E. (ed), *Seismic stratigraphy - applications to hydrocarbon exploration*. AAPG Memoir 26, p.213-248.
- BURJACK, M.I.A. 1984. *Caracterização da matéria orgânica dispersa nos sedimentos da Formação Irati, Permiano Superior da Bacia do Paraná*. Porto Alegre, 209p. (Tese de Doutorado, IG-UFRGS).
- CAMPANHA, V.A. 1985. Ocorrência de braquiópodes inarticulados na Formação Irati, no Estado de São Paulo. *An. Acad. bras. Ciênc.*, Rio de Janeiro, 57(1):115-116.
- CAMPANHA V.A. & ZAINÉ, M.F. 1989. Foraminíferos da Formação Irati no Estado de São Paulo. In: CONGR. BRAS. PALEONT., II, Curitiba, 1989. *Boletim de Resumos*, Curitiba. SBP. p.38.
- CAMPBELL, C.V. 1967. Lamina, laminaset, bed and bedset. *Sedimentology*, v.6, p.7-26.
- CAPUTO, M.V. & CROWELL, J.C. 1985. Migration of glacial centers across Gondwana during Paleozoic Era. *Geol. Soc. Am. Bull.*, v.96, p.1020-1036.
- CASTRO, J.C. 1989. Marcos estratigráficos: um estado-de-arte. In: CONGR. BRAS. PALEONT., 11. Curitiba, SBP, 1989. *Anais...*, v.2, p.943-960.
- CASTRO, J.C. 1993. Eventos, ritmos e ciclos do Membro Assistência (Formação Irati) na margem leste da Bacia do Paraná. In: SIMPÓSIO SOBRE CRONOESTRATIGRAFIA DA BACIA DO PARANÁ, 1, Rio Claro, 1993. *Resumos...*, Rio Claro, IG-UNESP. p.75-76.
- CAZZULO-KLEPZIG, M.; PICCOLI, A.E.M. & MARQUES-TOIGO, M. 1989. Reconhecimento de um marco estratigráfico com significado paleoecológico no Permiano da Bacia do Paraná (grupos Guatá e Passa Dois). In: CONGR. BRAS. PALEONT., 11. Curitiba, SBP, 1989. *Anais...*, v.2, p.972-981.
- CERQUEIRA, J.R. & SANTOS NETO, E.V. 1990. Caracterização geoquímica das rochas geradoras de petróleo da Formação Irati e dos óleos a elas relacionados, Bacia do Paraná, Brasil. In: CONGR. LATINOAMER. GEOQUÍM. ORG., 2. *Anais...*, Venezuela, Caracas. 26p.
- CHANG, K.H. 1975. Concepts and terms of conformity-bounded units as formal stratigraphic units of distinct category. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, v.86, p.1544-1552.
- CHANG, H.K.; KOWSMANN; R.O.; BENDER, A.A. & MELLO, U.T. 1990. Origem e evolução termomecânica de bacias sedimentares. In: RAJA GABAGLIA, G.P. & MILANI, E. J. (eds). *Origem e evolução de bacias sedimentares*. Rio de Janeiro, PETROBRÁS. p.49-71.
- CHAVES, H.A.; REZENDE, J. & PORTO ALEGRE, H.K. 1988. Geoestatística aplicada pesquisa do xisto, Formação Irati, São Mateus do Sul, Paraná. Rio de Janeiro. *Bol. Geoc. PETROBRÁS*, 2(2/4):209-215.
- COIMBRA, A.M. & RICCOMINI, C. 1994. Geologia das ocorrências minerais não-metálicas de origem sedimentar do Estado de São Paulo. In: *WORKSHOP DE RECURSOS MINERAIS NÃO METÁLICOS PARA O ESTADO DE SÃO PAULO*, 1. São Paulo, 1994. *Resumos expandidos...*, p.11-21.
- COIMBRA, A.M.; BRANDT NETO, M. & PETRI, S. 1977. O alinhamento estrutural do Tietê. In: *SIMP. REG. GEOL.*, 1, São Paulo, 1977. *Atas ...*, São Paulo, SBG. p.145-152.

- ✓ COIMBRA, A.M.; GOÊS, A.M.; HACHIRO, J.; SANT'ANNA, L.G.; HELLMEISTER JR., Z.; CABRAL JR., M.; MORAES, M.C.; STEFANI, F.L.; VIEIRA, P.C. 1992. Proposta de classificação integrada de rochas sedimentares clásticas. In: CONGR. BRAS. GEOL., 37, São Paulo, 1992. *Boletim de Resumos Expandidos*. São Pulo, SBG. v.2, p.419-421.
- ✓ COLLON, A. 1897. *Le petrole dans les environs du Mont Bofete et de Porto Martins, dans l'Etat de São Paulo*. São Paulo, Brejão. 69p. (Edição especial do Instituto Geográfico e Geológico de 1970).
- COPE, E.D. 1886. A contribution to the vertebrate paleontology of Brazil. Philadelphia, 1886. *Proc. Amer. Phil. Soc.*, 23(121):1-15.
- ✓ CORDANI, U.G.; BRITO NEVES, B.B.; FUCK, R.A.; PORTO, R.; THOMAZ FILHO, A. & CUNHA, F.M.B. 1984. Estudo preliminar de integração do Pré-Cambriano com os eventos tectônicos da bacias sedimentares brasileiras. Rio de Janeiro. *Ciência, Técnica & Petróleo*, nº 15. 70 p.
- ✓ CORREA DE MENEZES, J.R. 1994. Estratigrafia de Sequências em dados de sondagem: aplicação ao Permiano da Bacia do Paraná na região de Candiota (RS). Porto Alegre. 124p. (Dissertação de Mestrado, IG-UFRGS).
- ✓ CORREA DA SILVA, Z.C. & CORNFORD, C. 1985. The kerogen type, depositional environment and maturity, of the Irati shale, Upper Permian of Paraná Basin, Southern Brazil. *Org. Geochem*, 8(6):399-411.
- COSTA, R.H.C. 1981. *Madeiras Gimnospérmicas da Formação Irati no Rio Grande do Sul - contribuição ao estudo anatômico e paleoecológico*. Porto Alegre. (Dissertação de Mestrado, IG-UFRGS).
- ✓ COSTA NETO, C.; FURTADO, E.G.; CONCHA, F.J.M.; CARDOSO, J.N. & QUADROS, L.P. 1978. Anomalies in the stratigraphic distribution of hydrocarbons in the Irati oil-shale. *Chem. Geol.* v.23, p.181-192.
- ✓ CPRM - COMPANHIA DE PESQUISA DE RECURSOS MINERAIS. 1982. Projeto PAULIPETRO - *Geologia do Bloco 48: Relatório final*. (Relatório interno RT-239/82).
- CRÓSTA, A.P. 1982. Mapeamento geológico do Domo de Araguinha utilizando técnicas de sensoriamento remoto. São José dos Campos. 90p. (Dissertação de Mestrado, INPE).
- ✓ DAEMON, R.F. 1969. *Resultados dos estudos bioestratigráficos efetuados em amostras de poços e afloramentos cedidas pelo YPF (Argentina)*. Ponta Grossa. (Relatório interno, PETROBRÁS/DESUL 382)).
- DAEMON, R.F. 1974. Integração dos resultados palinológicos aos da flora e fauna de camadas fossilíferas do Neopaleozóico da Bacia do Paraná - implicações estratigráficas e paleogeográficas. *Revista UNIMAR*, nº 1. p.25-41.
- DAEMON, R.F. & FRANÇA, A.B. 1993 Sedimentos do Westfaliano (Carbonífero Médio) na Formação Lagoa Azul, Grupo Itararé. In: SIMPÓSIO SOBRE CRONOESTRATIGRAFIA DA BACIA DO PARANÁ, 1. Rio Claro, UNESP, 1993. *Resumos...*, p.36.
- ✓ DAEMON, R.F. & MARQUES-TOIGO, M. 1991. An integrated biostratigraphic column for the Paraná Basin. In: ICC-P, 12, Argentina, Buenos Aires. *Abstracts...*, p. 25-27.
- ✓ DAEMON, R.F. & QUADROS, L.P. 1970. Bioestratigrafia do Neopaleozóico do Bacia do Paraná. In: CONGR. BRAS. GEOL., 24, Brasília, 1970. *Anais...*, Brasília, SBG. p.359-412.

- ✓ DAEMON, R.F.; CASALETI, P. & CIGUEL, J.H.G. 1991. *Biopaleogeografia da Bacia do Paraná*. Curitiba. 35p. (Relatório interno PETROBRÁS).
- DELANEY, P.J.V. & GOÑI, J.C. 1963. Correlação preliminar entre as formações gondwânicas do Uruguai e Rio Grande do Sul (Brasil). *Bol. Paran. Geogr.*, Curitiba,, (8/9):3-21.
- ✓ DELLA FÁVERA, J.C. 1987. Tempestades como agentes de poluição ambiental e mortandade em massa no passado geológico: o caso das formações Santana (Bacia do Araripe) e Irati (Bacia do Paraná). *Bol. Geoc. PETROBRÁS*, 1(2):239-240.
- ✓ DELLA FÁVERA, J.C. 1994. Fundamentos da Estratigrafia Moderna - curso pré-Congresso. Santa Catarina, Camboriú, SBG. 65p. (Apostila do curso do 38º Congr. Bras. Geol.).
- ✓ DELLA FÁVERA, J.C. 1995. Fundamentos da Estratigrafia Moderna - notas de aula. 2ª edição. Rio de Janeiro, UERJ.165p. (Apostila, Departamento de Geologia/Geofísica)
- ✓ DELLA FÁVERA, J.C.; CHAVES, H.A.F.; PEREIRA, E.; CÂMARA FILHO, L.M. & MEDEIROS, M.A.M. 1992. *Geologia da área de Candiota, Bacia do Paraná, Rio Grande do Sul*. Rio de Janeiro, UERJ/LABCG, Relatório final do 1º Curso de Análise de Bacias. 68p.
- DELLA FÁVERA, J.C.; CHAVES, H.A.F., MEDEIROS, M.A.M.; MENEZES, C.P.; TAVARES, M.E.A.; GONZÁLES, M.E.; PINHEIRO, M.L.D. & SILVA, O.C. 1994. Análise estratigráfica do Andar Buracica, Bacia do Recôncavo. Rio de Janeiro. UERJ/LABCG, Relatório final do 3º Curso de Análise de Bacias. 94p.
- ✓ DELLAZZANA, J.G. 1976. Contribuição palinologia da Formação Irati (Permiano), Rio Grande do Sul, Brasil. Argentina. *Ameghiniana*, 13(1):1-42.
- ✓ DE WIT, M.J. & RANSOME, I. D. 1992. Regional inversion tectonics along the southern margin of Gondwana. In: DE WIT, M.J. & RANSOME, I.D. (eds). *Inversion tectonics of the Cape Fold Belt, Karoo and Cretaceous basins of Southern Africa*. Amsterdam. Balkema, p.15-22.
- DOTT JR., R.H. 1964. Wacke, graywacke and matrix: what approach to imature sandstone classification? *Journal of Sedimentary Petrology*. Wisconsin, SEPM/AAPG. 34(3):625-632.
- ✓ DUNHAM, R.J. 1962. Classification of carbonate rocks according to depositional texture. In: HAM, W. E. (ed.), *Classification of carbonate rocks*. Tulsa, Oklahoma, AAPG. Memoir 1, p.108-121.
- ECKEL, E.B. 1959. Geology and mineral resources of Paraguay. A reconnaissance. *U. S. Geol. Surv. Prof. Pap.*, nº 27. 110p.
- ✓ EINSELE, G.; RICKEN, W. & SEILACHER, A. 1991. Cycles and Events in Stratigraphy - Basic Concepts and Terms. In: EINSELE, G.; RICKEN, W. & SEILACHER, A. (eds). *Cycles and Events in Stratigraphy*. Springer-Verlag, Berlin. p.1-19.
- EINSELE, G. & RICKEN, W. 1991. Limestone-Marl Alternation - an overview. In EINSELE, G.; RICKEN, W. & SEILACHER, A. (eds). *Cycles and Events in Stratigraphy*. Springer-Verlag, Berlin. p.23-47.
- ✓ ENOS, P. 1983. Shelf environment. In: SCHOLLE, P.A., BEBOUT, D.G. & MOORE C.D. (eds), *Carbonate depositional environment*. Tulsa, Oklahoma, AAPG. Memoir 33, p.268-295.

- FAIRCHILD, T.R.; COIMBRA, A.M.; & BOGGIANI, P.C. 1985. Ocorrência de estromatólitos silicificados na Formação Irati (Permiano), da borda setentrional da Bacia do Paraná (MT, GO). *An. Acad. bras. Ciênc.*, Rio de Janeiro. 57(1):17.
- FELICÍSSIMO JR., J. 1940. Xistos pirobetuminosos e arenitos asfálticos no Estado de São Paulo. São Paulo. *Boletim do Inst. Geogr. Geol.*, v.27, p.255-280.
- FIGUEIREDO FILHO, P.M. 1971. A faciologia do Grupo Passa Dois no Estado do Rio Grande do Sul. *Rev. Bras. Geoc.*, São Paulo, SBG. 2(4):216-235.
- FISCHER, A.G. 1984. The two Phanerozoic supercycles. In: BERGGREN, W.A. & VAN COUVERING, J.A. (eds) - *Catastrophes and Earth history: the new uniformitarianism*. New Jersey, Princeton University Press. p.129-149.
- FISCHER, A.G. 1986. Climatic rhythms recorded in strata. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, v.14, p.351-376.
- FISCHER, A.G. 1991. Orbital Cyclicity in Mesozoic Strata. In: EINSELE, G.; RICKEN, W. & SEILACHER, A. (eds). *Cycles and Events in Stratigraphy*. Berlin-Heidelberg, Springer-Verlag. p.48-62.
- FISCHER, A.G. & BOTTJER, D.J. 1991. Orbital Forcing and Sedimentary Sequences. *Journ. Sed. Petrol.*, 61(7):1063-1069.
- FISHER, W.L. & BROWN JR., L.F. 1972. *Clastic depositional systems: a genetic approach to facies analysis*. University of Texas, Austin. Bur. Econ. Geology. 2llp.
- FISHER, W.L. & MCGOWEN, J.H. 1967. Depositional systems in the Wilcox Group of Texas and their relationship to occurrence of oil and gas. *Gulf Coast Association of Geol. Soc. Trans.*, v.17, p.105-125.
- FOLK, R.L. 1962. Spectral subdivision of limestone types. In: HAM, W.E. (ed.), *Classification of carbonate rocks*. Tulsa, Oklahoma, AAPG. Memoir 1, p.62-84.
- FOLK, R. L. 1974. *Petrology of Sedimentary Rocks*. Hemphill Publishing Co., University of Texas, Austin. 182p.
- FRAKES, L.A. & CROWELL, J.C. 1972. Late paleozoic glacial geography between the Paraná basin and the Andean geosyncline. *An. Acad. bras. Ciênc.*, Rio de Janeiro, 44 (suplemento): 139-145.
- FRANÇA, A.B. & POTTER, P.E. 1988. Estratigrafia, ambiente deposicional e análise de reservatório do Grupo Itararé (Permocarbonífero), Bacia do Paraná (Parte 1). *Bol. Geoc. PETROBRÁS*. Rio de Janeiro. nº 2, p.147-191.
- FRASCÁ, M.H.B.O. & HACHIRO, J. 1994. Geologia e características tecnológicas das rochas carbonáticas para corretivos de solos do Estado de São Paulo. In: *WORKSHOP DE RECURSOS MINERAIS NÃO-METÁLICOS PARA O ESTADO DE SÃO PAULO*, 1. São Paulo. *Resumos expandidos...*, p.63-67.
- FRAZÃO, E.B. & WINCK, J.C. 1990. Contribuição ao conhecimento do comportamento físico-mecânico de folhelhos pirobetuminosos de São Mateus do Sul, Paraná. In: CONGR. BRAS. GEOL. ENGENH., 6, Bahia, Salvador, 1990. *Anais...*, ABGE.
- FRAZIER, D.E. 1974. Depositional episodes: their relationship to the Quaternary stratigraphic framework in the northwestern portion of the Gulf Basin. *Geological circular 74-1*. Bureau of Economic Geology, Austin, University of Texas. 28p.
- FREITAS, R.W. 1994. *Estratigrafia de Sequências em sedimentos terciários da Sub-Bacia de Mundaú, Ceará*. Porto Alegre. 97p. (Dissertação de Mestrado, IG-UFRGS).
- FREITAS, R.O.; MEZZALIRA, S.; ODA, G.H.; VIEIRA, P.C.; TORRES, C.C.; HACHIRO, J.; TOMINAGA, L.D.; DEHIRA, L.D.; MASSOLI, M.; AZEVEDO, A.A.B. &

- PRESSINOTI, M.M.N. 1979. Projeto de levantamento geológico de formações superficiais. In: SIMP.REG. GEOL., 2, Rio Claro, 1979. Atas..., São Paulo, SBG. v.2, p.263-277.
- FRIEDMAN, G.M. & SANDERS, J.E. 1978. *Principles of Sedimentology*. New York. John Wiley & Sons Inc. 729 p.
- FÚLFARO, V.J. 1970. Contribuição geologia da região de Angatuba, Estado de São Paulo. Rio de Janeiro, DNPM-DGM. p.1-82, (Boletim 235).
- FÚLFARO, V.J. & LANDIM, P.M.B. 1976. Stratigraphic sequences of the intracratonic Paraná Basin. Berlin-Stuttgart. *Newsl. Stratigr.*, 4(3):150-168.
- FÚLFARO, V.J.; GAMA JR.; E.G. & SOARES, P.C. 1980. *Revisão estratigráfica da Bacia do Paraná*. São Paulo, PAULIPETRO. 155p. (Relatório interno BP - 008/80).
- FÚLFARO, V.J.; SAAD, A.R. & VIANNA, R.B. 1982. Comportamento e evolução tectônica da Bacia do Paraná. São Paulo, SBG. *Rev. Bras. Geoc.*, 12(4):590-610.
- FÚLFARO, V.J.; STEVAUX, J.C.; SOUZA FILHO, E.E. & BARCELOS, J.H. 1984. A Formação Tatuí (P) no Estado de São Paulo. In: CONGR. BRAS. GEOL., 33, Rio de Janeiro, 1984. *Anais...*, Rio de Janeiro, SBG. v.2, p.711-724.
- GALLOWAY, W.E. 1989. Genetic Stratigraphic Sequences in basin analysis I: Architecture and genesis of flooding-surface bounded depositional units. *Tulsa. AAPG Bull.*, v.73, p.125-142.
- GAMA, JR., E. 1989. *Concepções estratigráficas em análise de bacias: a) a estratigrafia tradicional; b) sofismas conceituais e metodológicos da layer cake stratigraphy; c) a estratigrafia genética*. Rio Claro, UNESP. p.1-36. (Geociências nº 8).
- GAMA JR., E.; BANDEIRA JR., A.N. & FRANÇA, A.B. 1982. Distribuição espacial e temporal das unidades litoestratigráficas paleozóicas na parte central da Bacia do Paraná. São Paulo, SBG. *Rev. Bras. Geoc.*, 12(4):578-589.
- GARETSKIY, R.G. & NAGORNYI, M.A. 1987. A Classification of the Synclises ("Basins") of Cratons. Washington, American Geophysical Union, 1987. *Geotectonics*, 21(2):125-131.
- GEOSOL - GEOLOGIA E SONDAGENS LTDA. 1968. *Relatório dos trabalhos preliminares de pesquisa da Formação Irati, Estado de São Paulo*. São Mateus do Sul. Convênio GEOSOL-PETROBRÁS - SIX. 90p. (Relatório interno PETROBRÁS).
- GHIGNONE, J.I. 1972. Ensaio de paleogeologia do nordeste e as seqüências sedimentares. In CONGR. BRAS. GEOL., 26, Belém, SBG, 1972. *Anais...*, v.3, p.21-28.
- GIOVANNI, W.S.; SALATI, E.; MARINI, O.J. & FRIEDMAN, I. 1974. Unusual isotopic composition of carbonates from the Irati Formation, Brazil. *GSA Bull.* v.85, p.41-44.
- GIRARDI, A.V.; MELFI, A.J. & AMARAL, S.E. 1978. Efeitos termais associados aos diabásios mesozóicos da Bacia do Paraná. São Paulo, Boletim IG-USP. v.9, p.47-55.
- GOMES, F.A. 1968. Fossa tectônicas do Brasil. *An. Acad. bras. Ciênc.*, 40(suplemento):255-271.
- GORDON JR., M. 1947. *Classificação das formações gondwânicas do Paraná, Santa Catarina e Rio Grande do Sul*. Rio de Janeiro, DNPM-DGM. 19p. (Notas Preliminares e Estudos nº 38).
- GOULART, E. P. & JARDIM, N.S. 1982. Avaliação geoquímica das formações Ponta Grossa e Irati - Bacia do Paraná. In: IPT - *Geologia da Bacia do Paraná*:

reavaliação da potencialidade e prospectividade em hidrocarbonetos. São Paulo, IPT, p.42-74.

GRABAU, A.W. 1913. *Principles of Stratigraphy*. New York. A.G. Sellen and Co. Reprinted, 1960, Dover Publishing Co., New York.

GROTZINGER, J.P. 1986. Upward shallowing platform cycles: a response to 2.2 billion years of low-amplitude, high-frequency (Milankovitch band) sea-level oscillations. *Paleoceanography*, v.1, p.403-416.

HACHIRO, J. 1991. *Litotipos, associações faciológicas e sistemas deposicionais da Formação Irati no Estado de São Paulo*. São Paulo. 175p. (Dissertação de Mestrado, IG-USP).

HACHIRO, J. 1995. *O Subgrupo Irati na Bacia Sedimentar do Paraná*. São Paulo. 69p. (Volume do Exame de Qualificação, IG-USP).

HACHIRO, J. & COIMBRA, A.M. 1991a. Sucessões sedimentares e ciclos transgressivo-regressivos da Formação Irati no Estado de São Paulo. In: SIMP. GEOL. SUDESTE, 2. São Paulo, 1991. *Atas...*, São Paulo, SBG-NSP/NRJ. p.45-52.

HACHIRO, J. & COIMBRA, A.M. 1991b. Sistemas deposicionais da Formação Irati no Estado de São Paulo. In: SIMP. GEOL. SUDESTE, 2. São Paulo, 1991. *Atas...*, São Paulo, SBG-NSP/NRJ. p.403-413.

HACHIRO, J. & COIMBRA, A.M. 1992a. Tectônica e paleogeografia da Formação Irati no nordeste da Bacia do Paraná. In: JORNADAS CIENTÍFICAS, 2. São Paulo, 1992. *Boletim IG-USP*. São Paulo, IG-USP. p.51-52 (Publicação especial nº 12).

HACHIRO, J. & COIMBRA, A.M. 1992b. *Bone beds e shell beds* como feições diagnósticas de tempestitos da Formação Irati no Estado de São Paulo. In: CONGR. BRAS. GEOL., 37, São Paulo, 1992. *Anais...*, São Paulo, SBG. p. 511-512.

HACHIRO, J. & COIMBRA, A.M. 1993. Ciclos de Milankovitch nas seqüências rítmicas da Unidade Irati. I: SIMPÓSIO SOBRE CRONOESTRATIGRAFIA DA BACIA DO PARANÁ, 1. Rio Claro, 1993. *Resumos...*, Rio Claro, IG-UNESP. p.72-74.

HACHIRO, J. & COIMBRA, A.M. (no prelo). Ritmos da Formação Assistência (Ps) no Estado de Goiás: Periodicidades Climáticas & Ciclos de Milankovitch. Rio de Janeiro. *An. Acad. bras. Ciênc.*, v.68.

HACHIRO, J.; COIMBRA, A.M. & MATOS, S.L.F. 1993. O caráter cronoestratigráfico da Unidade Irati. In: SIMPÓSIO SOBRE CRONOESTRATIGRAFIA DA BACIA DO PARANÁ, 1. Rio Claro, 1993. *Resumos...*, Rio Claro, IG-UNESP. p.62-63.

HACHIRO, J.; COUTINHO, J.M.V. & COIMBRA, A.M. 1994. Efeitos metamórficos de intrusivas básicas em sedimentos do Subgrupo Irati (Rio Aporé - MS). In: SIMP. GEOL. CENTRO-OESTE, 4, Brasília, 1994. *Anais...*, Brasília, SBG/NB-NCO, v.1, p.64-65.

HALLAN, A. 1984. Pre-Quaternary sea-level changes. *Annual Reviews, Earth and Planetary Sciences*, v.12, p.205-243.

HAQ, B.U. 1991. Sequence stratigraphy, sea-level changes, and significance for the deep sea. In: MACDONALD, D.I.M. (ed). *Sedimentation, Tectonics and Eustasy: sea-level changes at active margins*. Spec. Publ. Int. Sediment., nº 12, p.3-39.

HAQ, B.U. & ALLEN, G.P. 1988. (eds). *Sequence Stratigraphy and Facies Associations*. Int. Assoc. Sed., Special Publication, nº 18, p.605-632.

HAQ, B.U.; HARDENBOL, J. & VAIL, P.R. 1987. Chronology of fluctuating sea levels since Triassic. *Science*, v.235, p.1156-1167.

- HAQ, B.U.; HARDENBOL, J. & VAIL, P.R. 1988. Mesozoic and Cenozoic chronostratigraphy and cycles of sea changes. In: WILGUS, C.K. *et al.* (eds). *Sea-level changes: an integrated approach*. SEPM, Special Publication n° 42, Tulsa, Oklahoma. p.71-108.
- HARLAND, W.B.; ARMSTRONG, R.L.; COX, A.V.; CRAIG, L.E.; SMITH, A.G. & SMITH, D.G. 1989. *A Geologic Timescale*. Cambridge, Cambridge University Press. 280p.
- HARRINGTON, H.J. 1956. Paraguay. In: JENKS, W.F.(ed.) - *Handbook of South America: an explanation of the geological map of South America*. *Geological Society of America, Memoir* 65. p.101-114.
- HASUI, Y.; SADOWSKI, G.R.; SUGUIO, K. & FUCH, G.F. 1975. The phanerozoic tectonic evolution of western Minas Gerais state. Rio de Janeiro. *An. Ac. bras. Ciênc.* 47(3/4):431-438.
- HECKEL, P.H. 1972. Recognition of ancient shallow marine environments. In: KEITH, J. & HAMBLIM, W.M.K. (eds) - *Recognition of ancient sedimentary environments*. SEPM, Special Publication, n° 16, p.226-286.
- IPT - INSTITUTO DE PESQUISAS TECNOLÓGICAS DO ESTADO DE SÃO PAULO. 1982. *Estado da arte do conhecimento geológico dos folhelhos pirotbetuminosos do Estado de São Paulo*. São Paulo. 46p. (Relatório interno, n° 17.579).
- IRWIN, M.L. 1965. General theory of epeiric clear water sedimentation. Tulsa, Oklahoma. *AAPG Bull.*, 49 (4):445-459.
- JERVEY, M.T. 1988. Quantitative geological modeling of siliciclastic rock sequences and their seismic expressions. In: WILGUS, C.K. *et al.* (eds). *Sea-level changes: an integrated approach*. SEPM, Special Publication n° 42, Tulsa, Oklahoma. p.47-69.
- JOINT COMMITTEE ON POWDER DIFFRACTION STANDARDS 1974. *Selected powder diffraction data for minerals: databook*.
- KLEIN, G.D. & BEAUCHAMP, B. 1994. Introduction: Project PANGEA and Workshop Recommendations. In: KLEIN, G.D. (ed.). *Pangea: Paleoclimate, Tectonics, and Sedimentation during Accretion, Zenith, and Breakup of a Supercontinent*. Boulder, Colorado. GSA, Special Paper, 288. p.1-12.
- KLEMM, H.D. 1980. Petroleum basins - classifications and characteristics. England. *Journ. Petrol. Geol.*, 3(2):187-207.
- LANDIM, P.M.B. 1965. Deformações por compactação em sedimentitos da Formação Irati. São Paulo. *Bol. Soc. Bras. Geol.*, 14(1/2):53-59.
- LANDIM, P.M.B. 1967. O Grupo Passa Dois (P) na Bacia do rio Corumbataí (SP). São Paulo, FFCL-USP. 98p. (Tese de doutorado).
- LAVINA, E.L. 1991. *Geologia sedimentar e paleogeografia do Neopermiano e Eotriássico (intervalo Kazaniano-Scythiano) da Bacia do Paraná*. Porto Alegre. 332p, 2v. (Tese de Doutorado, IG-UFRGS).
- LAVINA, E.L.; ARAUJO, D.C. & FACCINI, U.F. 1989. Os mesossaurídeos da Formação Irati na localidade de Passo São Borja (RS): evidência de uma paleocatástrofe ecológica? In: CONGR. BRAS. PALEONT., 9, Curitiba, 1989, SBP. *Boletim de Resumos*, p.35-36.
- LEINZ, V. 1937. Observações nos contatos de diabásio com sedimentos. Rio de Janeiro, Serviço Geológico e Mineralógico - *Notas preliminares e estudos*, n° 7. p.13-16.
- LELLIS, H.S. 1970. Contribuição geologia da região de Pedreiras - Cesário Lange - Bofete, Estado de São Paulo. São Paulo. 70p. (Dissertação de Mestrado, IG-USP).

- ✓ LINDSAY, J.F.; KENNARD, J.M. & SOUTHGATE, P.N. 1993. Application of sequence stratigraphy in an intracratonic setting, Amadeus Basin, Central Australia. In: POSAMENTIER, H.W.; SUMMERHAYES, C.P.; HAQ, B.U. & ALLEN, G.P. (eds). *Sequence Stratigraphy and Facies Association*. Int. Assoc. Sed., Special Publication, nº 18. p.605-632.
- ✓ LOUTIT, T.S.; HARDENBOL, J.; VAIL, P.R. & BAUM, G.R. 1988. Condensed sections: the key to age determination and correlation of continental margin sequences. In: WILGUS, C.K. et al. (eds). *Sea-level changes: an approach*. SEPM, Special Publication nº 42, Oklahoma, Tulsa. p. 183-213.
- MAACK, R. 1952. Die Entwicklung Gondwana Schichten Suedbrasiliens und ihre Beziehungen zur Karoo Formation Suedafrikas. In: CONGRES GEOLOGIQUE INTERNATIONAL, 19. Alger, 1952. *Symposium sur les Series du Gondwana*. Alger, 1952.
- McGREGOR, J.H. 1908. Relatório sobre *Mesosaurus brasiliensis*. In: Comissão de Estudos das Minas de Carvão de Pedra do Brasil. Rio de Janeiro, 1908. *Relatório final...*, p.302-336. (Reeditado por ocasião do 7º GONDWANA SYMPOSIUM. DNPM, 1988).
- MALAMPHY, M.C. & OPPENHEIM, V. 1936. Sobre a tectônica da área de São Pedro-Xarqueada. Rio de Janeiro, DNPM. *Fom. Prod. Mineral*, Avulso nº 7. 12p.
- MARQUES-TOIGO, M. 1988. *Palinologia, bioestratigrafia e paleoecologia do Neopaleozóico da Bacia do Paraná nos estados do Rio Grande do Sul e Santa Catarina, Brasil*. Porto Alegre. 259p. (Tese de Doutorado, IG-UFRGS).
- MARTILL, D.M. 1989. The Medusa effect: instantaneous fossilization. *Geology Today*, v.5, p.201-205.
- MASSOLI, M. 1980. Geologia da Folha de Santa Rita do Passa Quatro. São Paulo. *Revista do IG*, 1(1):7-14.
- MATOS, S.L.F. 1995. *O Contato entre o Grupo Passa Dois e a Formação Pirambóia na borda leste da Bacia do Paraná no Estado de São Paulo*. São Paulo. 110p. (Dissertação de Mestrado, IG-USP).
- ✓ MEDEIROS, R.A. 1993. Transgressões e regressões cíclicas e a origem das formações Rio Bonito e Palermo da Bacia do Paraná. In: SIMPÓSIO SOBRE CRONOESTRATIGRAFIA DA BACIA DO PARANÁ, 1. Rio Claro, 1993. *Resumos...*, Rio Claro, IG-UNESP. p.44-49.
- ✓ MEDEIROS, R.A. 1995. Hierarquia e caráter cronoestratigráfico dos tratos de sistemas marinhos transgressivos, associados s formações Rio do Sul, Rio Bonito e Palermo. In: SIMPÓSIO SOBRE CRONOESTRATIGRAFIA DA BACIA DO PARANÁ, 2. Porto Alegre, 1995. *Boletim de Resumos Expandidos*, Porto Alegre, ILEA-UFRGS. p.76-77.
- MELO E SOUSA, S.H.M. 1985. *Fácies sedimentares das formações Estrada Nova e Corumbataí no Estado de São Paulo*. São Paulo. 142p. (Dissertação de mestrado, IG-USP).
- ✓ MENDES, J.C. 1984. Sobre os paleoambientes deposicionais do Grupo Passa Dois. São Paulo. *Rev. Inst. Geol.*, 5(1/2):14-24.
- ✓ MENDES, J.C.; FÚLFARO, V.J.; AMARAL, S.E. & LANDIN, P.M.B. 1966. A Formação Irati (Permiano) e fácies associadas. São Paulo. *Bol. Soc. Bras. Geol.*, 15(3):23-43.
- MEZZALIRA, S. 1952. *Clarkecaris* novo gênero de crustáceo syncarida no Estado de São Paulo. São Paulo. *Bol. Soc. Bras. Geol.*, 1(1):46-51, São Paulo.

- MEZZALIRA, S. 1954. Novas ocorrências de crustáceos fósseis da Formação Irati no sul do Brasil. In: LANGE, F.W. (ed.) - *Paleontologia do Paraná*, p.165-173. Curitiba, 1954. (Volume comemorativo do 1º centenário do Estado do Paraná).
- ✓ MEZZALIRA, S. 1957. Ocorrências fossilíferas novas da Série Passa Dois na região de Limeira - Rio Claro - Piracicaba. São Paulo. *Bol. Soc. Bras. Geol.*, 6(2):37-58.
- MEZZALIRA, S. 1959. Notas preliminares sobre as recentes descobertas paleontológicas no Estado de São Paulo, período 1958-1959. São Paulo. *Boletim do Instituto Geográfico e Geológico*, (2):1-9.
- X ✓ MEZZALIRA, S. 1960. Levantamento geológico das áreas onde aflora a Formação Irati. São Paulo. *O IGG*, 12 (1-2):31-33.
- MEZZALIRA, S. 1971. Contribuição ao conhecimento da geologia de subsuperfície e da paleontologia da Formação Irati, no Estado de São Paulo. In: SIMPÓSIO DE PALEONTOLOGIA, Rio de Janeiro, *An. Acad. bras. Ciênc.*, 43(suplemento):273-336.
- MEZZALIRA, S. 1980. Bioestratigrafia do Grupo Passa Dois no Estado de São Paulo. São Paulo, *Rev. IG*, 1(1):15-34.
- ✓ MIAL, A.D. 1986. Eustatic sea level changes interpreted from Seismic Stratigraphy: a critique of the methodology with particular reference to the North Sea Jurassic record. *AAPG Bull.*, v.70, p.131-137.
- ✓ MILANI, E.J. 1989. Bacia do Paraná: possibilidades petrolíferas da calha central. In: Seminário de Interpretação Exploratória - SINTEX. PETROBRÁS/DEPEX. *Anais...*, Rio de Janeiro. p.35-44.
- ✓ MILANI, E.J.; FRANÇA, A.B. & SCHNEIDER, R.L. 1994. Bacia do Paraná. *Boletim de Geociências da PETROBRÁS*. v.8, p.69-82.
- MILANI, E.J.; FACCINI, U.F.; SCHERER, C. M.; ARAÚJO, L.M. & CUPERTINO, J.A. (no prelo). Sequences and stratigraphic hierarchy of the Paraná Basin (Ordovician to Cretaceous), Southern Brazil. In: AMOS, A.J.; LÓPEZ-GAMUNDÍ, O. & ROCHA-CAMPOS, A.C. (eds) - *Sedimentary basins of South America*.
- ✓ MILANKOVITCH, M. 1941. Kanon der Erdbestrahlung und seine Anwendung auf das Eizeitenproblem. *Belgrade Serbian Academy of Science*, v.133, 633p.
- ✓ MITCHUM, R.M., JR.; VAIL, P.R. & SANGREE, J.B. 1977a. Seismic stratigraphy and global changes of sea level: 6) stratigraphic interpretation of seismic-reflections patterns in depositional sequences. In: PAYTON, C.E. (ed), *Seismic stratigraphy - applications to hydrocarbon exploration*. AAPG Memoir 26, Tulsa. p.99-116.
- MITCHUM, R.M., JR.; VAIL, P.R. & THOMPSON III, S. 1977b. Seismic stratigraphy and global changes of sea level: 2) the depositional sequence as a basic unit for stratigraphic analysis. In: PAYTON, C.E. (ed), *Seismic stratigraphy - application to hydrocarbon exploration*. AAPG Memoir 26, Tulsa. p.53-62.
- MONTEIRO, S.M. 1979. *Contribuição ao estudo paleoecológico da Formação Irati do Rio Grande do Sul*. Porto Alegre. (Dissertação de Mestrado, IG-UFRGS).
- ✓ MORAES REGO, L.F. 1930. *A geologia do petróleo no Estado de São Paulo*. Serviço Geológico. e Mineralógico, DNPM, Rio de Janeiro. 110 p. (Boletim 46).
- MORAES REGO, L.F. 1932. *Notas sobre a geomorfologia de São Paulo e sua genesis*. São Paulo, Instituto Astronômico e Geofísico de São Paulo. 28p.
- MUSSA, D. 1986a. As formas gondwânicas do grupo solenóide e sua distribuição estratigráfica. Rio de Janeiro. *An. Acad. bras. Ciênc.*, 58(1):61-88.

- MUSSA, D. 1986b. Estelos gondwânicos de medula diafragmada e sua posição estratigráfica. São Paulo. *Boletim do IG-USP*, nº 17, p.11-26.
- MUSSA, D. & COIMBRA, A.M. 1984. Método de estudo tafonômico aplicado a lignispécies permianas da Bacia do Paraná. Rio de Janeiro. *An. Acad. bras Ciênc.*, 58(1):85-101.
- MUSSA, D.; CARVALHO, R.G. & SANTOS, P.R. 1980. Estudo estratigráfico e paleoecológico em ocorrências fossilíferas da Formação Irati, Estado de São Paulo, Brasil. São Paulo, USP. *Boletim do IG-USP*, 11(31):142-148.
- NORTHFLEET, A.A.; MEDEIROS, R.A. & MÜHLMANN, H. 1969. Reavaliação de dados geológicos da Bacia do Paraná. Rio de Janeiro. *Boletim Técnico da Petrobrás*, 12(3):291-346.
- OELOFSEN, B. & ARAÚJO, D. C. 1983. Palaeoecological implications of mesosaurid reptiles in the Permian Irati Sea (Paraná basin) , South America. *SBG, Rev. Bras. Geoc*, 13(1):1-11.
- OELOFSEN, B. & ARAÚJO, D.C. 1987. *Mesosaurus tenuidens* and *Stereosternum tumidum* from the Permian Gondwana of both Southern Africa and South America. *South African Journ. Scienc.*, 83(6):370-372.
- OLIVEIRA, E.P. 1940. *História da pesquisa de petróleo no Brasil*. Rio de Janeiro. 208p. (Publicação do Ministério da Agricultura, nº 15).
- OLIVEIRA, F.P. 1889. Reconhecimento geológico do Valle do Rio Paranapanema. São Paulo, *Boletim da Comissão Geográfica e Geológica*, (2):3-31. [Reeditado em O IGG, , 8(3):213-241, São Paulo, 1950].
- OPPENHEIM, V. 1934. Rochas gondwânicas e geologia do petróleo no Brasil meridional. Rio de Janeiro, DNPM - Serviço de Fomento da Produção Mineral. *Boletim nº 5*. 129p.
- PACHECO, V.J. 1939. *Geologia do petróleo do Estado de São Paulo*. Rio de Janeiro, DNPM. 228p.
- PADULA, V.T. 1968. Estudos geológicos da Formação Irati, sul do Brasil. Rio de Janeiro. *Boletim Técnico da Petrobrás*, 11(3):407-430.
- PADULA, V.T. 1969. Oil shale of Permian Irati Formatiom, Brazil. *AAPG Bull.*, 53(3):591-602.
- PADULA, E. L. 1972. Subsuelo de la Mesopotamia y regiones adyacentes. In: TURNER, J.C.M (ed). *Geologia Regional de Argentina*. Cordoba. Academia Nacional de Ciencias. p.213-235.
- PAOLIELLO, P.C. 1974. O dolomito da Formação Irati como corretivo de acidez dos solos do Estado de São Paulo. São Paulo. *Boletim do Instituto Geográfico e Geológico*, nº 52, 127p.
- PARAGUASSÚ, A.B.; GANDOLFI, N.; RODRIGUES, J.E.; PORTILLO, E.Z.F.; ZUQUETTE, L.V.; CAMPOS, J.O. & MENEGON, V.A. 1988. Ensaio de caracterização tecnológica do rejeito da exploração de calcário da Formação Irati (P), na região de Rio Claro (SP). In: CONGR. LATINOAMER. GEOL., 7, Belém, Pará, 1988. *Anais...*, v.1, p.476-485.
- PAULIPETRO (Consórcio CESP/IPT) 1981. *Resultado final das análises do poço PA-I-SP (Piratininga, nº I)*. (Relatório interno RT-028/81).
- PAULIPETRO (Consórcio CESP/IPT) 1981. *Resultado final das análises do poço PN-I-SP - (Paranapanema, nº I)*. (Relatório interno RT-030/ 81).

- PAULIPETRO (Consórcio CESP/IPT) 1981. *Resultado final das análises do poço RA-1-MS (Rio Aporé, nº 1)*. (Relatório interno RT-036/81)
- PAULIPETRO (Consórcio CESP/IPT) 1981. *Resultado final das análises do poço AA-I-SP (Amadeu Amaral, nº 1)*. (Relatório interno RT-034/81).
- PAULIPETRO (Consórcio CESP/IPT) 1981. *Relatório final das análises do poço TB-I-SP (Taciba, nº 1)*. (Relatório interno RT-048/81).
- PAULIPETRO (Consórcio CESP/IPT) 1981. *Resultado final das análises do poço AR-I-SP (Araçatuba, nº 1)*. (Relatório interno RT-060/81).
- PAULIPETRO (Consórcio CESP/IPT) 1981. *Resultado final das análises do poço AI-1-SC (Abelardo Luz, nº 1)*. (Relatório interno RT-097/81)
- PAULIPETRO (Consórcio CESP/IPT) 1982. *Projeto Irati: fase de campo I*. 54p. São Paulo. (Relatório interno RT-01/82).
- PAULIPETRO (Consórcio CESP/IPT) 1982. *Relatório final das análises do poço ES-2-RS (Esmeralda, nº 2)*. (Relatório interno RT-130/82)
- PAULIPETRO (Consórcio CESP/IPT) 1982. *Relatório final das análises do poço LA-I-SP (Lagoa Azul, nº 1)*. (Relatório interno RT-162/82).
- PAULIPETRO (Consórcio CESP/IPT) 1982. *Relatório das análises do poço do poço: RI-1-PR (Rio Ivaí, nº 1)*. (Relatório interno RT-195/82)
- PAULIPETRO (Consórcio CESP/IPT) 1982. *Relatório final das análises do poço SA-I-SP (Sarutaiá, nº 1)*. (Relatório interno RT-339/82).
- PAULIPETRO (Consórcio CESP/IPT) 1983. *Relatório das análises estratigráficas do poço CB-3-SP (Cuiabá Paulista nº 3)*. (Relatório interno RT-479/83).
- PAULIPETRO (Consórcio CESP/IPT) 1983. *Relatório das análises estratigráficas do poço CB-4-SP (Cuiabá Paulista, nº 4)*. (Relatório interno RT-531/83).
- ✓ PERINOTTO, J. A. 1992. *Análise estratigráfica da Formação Palermo (P) na Bacia do Paraná, Brasil*. Rio Claro, UNESP. 126p. 2v. (Tese de Doutorado, IG-UNESP).
- ✓ PETRI, S. & COIMBRA, A.M. 1982. *Estruturas sedimentares das formações Irati e Estrada Nova (Permiano) e sua contribuição para elucidação dos seus paleoambientes geradores, Brasil*. In: CONGR. LATINOAM. DE GEOL., 5, Buenos Aires, Serviço Geológico Nacional. *Actas ...*, (2): 353-371.
- ✓ PETRI, S. & FÚLFARO, V.J. 1983. *Geologia do Brasil (Fanerozóico)*. São Paulo. T.A. Queiroz, 631p.
- ✓ PETRI, S. & SUGUIO, K. 1970. *Sobre os microestilólitos da Formação Irati (Permiano) dos arredores de Assistência, município de Rio Claro, Estado de São Paulo*. Rio de Janeiro. *An. Acad. bras. Ciênc.*, 42(3):501-506.
- PETRÓLEO BRASILEIRO S.A. (PETROBRÁS). 1961. *Perfil composto do poço DO-1-MT (Dourados, nº 1)*.
- PETRÓLEO BRASILEIRO S.A. (PETROBRÁS). 1962. *Perfil composto do poço AM-1-MT (Amambai, nº 1)*.
- PETRÓLEO BRASILEIRO S.A. (PETROBRÁS). 1962. *Perfil composto do poço DO-2-MT (Dourados, nº 2)*.
- PETRÓLEO BRASILEIRO S.A. (PETROBRÁS). 1963. *Perfis compostos dos poços DO-3-MT (Dourados, nº 3) e DO-4-MT (Dourados nº 4)*.
- PETRÓLEO BRASILEIRO S.A. (PETROBRÁS). 1964. *Perfil composto do poço JA-1-GO (Jataí, nº 1)*.

- PETRÓLEO BRASILEIRO S.A. (PETROBRÁS). 1965. *Perfil composto do poço AG-1-MT (Alto Garças, nº 1)*.
- PETRÓLEO BRASILEIRO S.A. (PETROBRÁS) 1971. *Perfil composto do poço AB-1-SP (Anhembi, nº 1)*.
- PETTIJOHN, F.J. 1975 *Sedimentary rocks*. Third edition, New York, Harper International Edition. 628 p.
- PETTIJOHN, F.J.; POTTER, P.E. & SIEVER, R. 1972. *Sand and Sandstones*. Springer-Verlag, New York. 600 p.
- PICARELLI, A.T. 1986. *Palinologia dos testemunhos de sondagens 3-TG-69-RS e 2-TG-99-RS da jazida carbonífera de Santa Terezinha, RS, Brasil: Permiano da Bacia do Paraná*. Porto Alegre. 137p. (Dissertação de Mestrado, IG-UFRGS).
- PINTO, I.D. 1971. Reconstituição de *Pygaspis* Beurlen, 1934 (Crustacea *Pygocephalomorpha*), sua posição sistemática, seu significado e de outros fósseis para o Gondwana. Rio de Janeiro. *An. Acad. bras. Ciênc.*, 43(suplemento):387-401.
- PINTO, I.D. 1972. Late Paleozoic insects and crustaceans from Paraná Basin and their bearing on chronology and continental drift. Rio de Janeiro. *An. Acad. bras. Ciênc.*, 44(suplemento):247-252.
- PISSIS, A. 1842. Memoire sur la position geologique des terrains de la partie australe du Brésil et sur les soulevements qui diverses epoques on change le relief de cette contrie. *Compte Rendus, Acad. Scien.*, Paris. v.14, p.1044-1046. Traduzido pelo barão Homem de Melo na *Rev. Trimensal do Inst. Hist. Geogr. Ethnogr. Bras.*, Rio de Janeiro, 1888. 51(2):147-151.
- PITMAN, W.C., III. 1978. The relationship between eustasy and stratigraphic sequences of passive margins. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 89(9): 1389-1403.
- POSAMENTIER, H.W. & VAIL, P.R. 1988. Eustatic controls on clastic deposition II - sequence and systems tract models. In WILGUS, C.K. et al. (eds). *Sea-level changes an integrated approach*. Tulsa. SEPM, Special publication, nº 42, p. 125-154.
- POSAMENTIER, H.W.; JERVEY, M.T. & VAIL, P.R. 1988. Eustatic controls on clastic deposition I - Conceptual framework. In: WILGUS, C.K. et al. (eds). *Sea-level changes: an integrated approach*. SEPM, Special Publication nº 42, Tulsa. p.109-124.
- POTTER, P.E. 1967. Sand bodies and sedimentary environments: a review. Tulsa, Oklahoma. *AAPG Bull.* 51(3):337-365.
- POTTER, P.E.; MAYNARD, J.B. & PRYOR, W.A. 1980 *Sedimentology of shale*. New York, Springer-Verlag. 306p.
- PUTZER, J. 1955. *Geologia da Folha de Tubarão, Estado de Santa Catarina*. Rio de Janeiro, DNPM-DFPM, 46p. (Relatório 96).
- QUADROS, L.P. 1976. Efeitos das intrusões de diabásio em rochas sedimentares do leste e sul da Bacia do Paraná. Rio de Janeiro. *Bol. Técn. PETROBRÁS*, 19(3):139-155.
- QUINTAS, M.C.L. 1995. O embasamento da Bacia do Paraná: reconstrução geofísica de seu arcabouço. São Paulo. 213p. (Tese de Doutorado, IAG-USP).
- RAGONHA, E.W. 1978. *Chondrichthyes do Membro Taquaral (Formação Irati) no Estado de São Paulo*. São Paulo. 65p. (Dissertação de mestrado, IG-USP).

- RAGONHA, E.W. 1985. Um palaeonisciforme da Formação Irati, Estado de São Paulo. Rio de Janeiro. *An. Acad. bras. Ciênc.*, 57(1):118.
- RAMOS, A.N. 1970. Aspectos paleoestruturais da Bacia do Paraná e sua influência na sedimentação. Rio de Janeiro. *Boletim Técnico da PETROBRÁS*, 13(3/4):85-93.
- RAMOS, V.A. 1984. Patagonia: un continente a la deriva? In: CONGR. GEOL. ARG., 9. *Actas...*, v.2, p.311-325.
- RAMOS, V.A. 1988. Late Proterozoic-Early Paleozoic of South America: a collisional history. Ontario. *Episodes*, v.11, p.168-174.
- RAMOS, A.N. & FORMOSO, M.L.L. 1975. Argilominerais das rochas sedimentares da Bacia do Paraná. Rio de Janeiro. *Ciência, Técnica, Petróleo - Seção: exploração do petróleo*, nº 9, 46p.
- READ, J.F.; OSLEGER, D. & ELRICK, M. 1991. Two-dimensional modeling of carbonate ramp sequences and component cycles. In: FRANSEEN, E.K.; WATNEY, W.L.; KENDALL, C.G.ST.C. & ROSS, W.C. (eds). *Sedimentary Modeling: computer simulation and methods for improved parameter definition*. Laurence. Kansas Geological Survey Bulletin, v.233, p.273-292.
- RICCI-LUCCHI, F. 1980. *Sedimentologia - parte III*. Cooperativa Livraria Editrice, Bologna. 439p.
- RICCOMINI, C. 1995. *Tectonismo gerador e deformador dos depósitos sedimentares gondvânicos da porção centro-oriental do Estado de São Paulo e áreas vizinhas*. São Paulo, 100p. (Tese de Livre-Docência, IG-USP).
- RICH, J.L. 1953. Problems in Brazilian Geology and Geomorphology suggested by reconnaissance in summer of 1951. FFCL-USP, São Paulo, 80p. (Boletim 146 - Geologia nº 9).
- RIEGEL, W. 1991. Coal cyclothems and some models for their origin. In: EINSELE, G.; RICKEN, W. & SEILACHER, A. (eds). *Cycles and Events in Stratigraphy*. Heidelberg, Springer-Verlag. p.733-750.
- ROCHA-CAMPOS, A.C. 1980. Petróleo e gás em bacias gondvânicas: situação atual e perspectivas. Relatório BP - 007/80, 2v. 132p. (Relatório interno do PAULIPETRO).
- RODRIGUES R. & QUADROS, L.P. 1978. Mineralogia das argilas e teor de boro das formações paleozóicas da Bacia do Paraná. CONGR. BRAS. GEOL., 29, Recife, 1978. *Anais*, v.2, p.351-373.
- RONOV, A.B.; MIGDISOV, A.A. & BARSKAYA, N.V. 1969. Tectonic cycles and regularities in the development of sedimentary rocks and paleogeography of sedimentation of the Russian Platform (An approach to a quantitative study). *Sedimentology*, v.13, p.179-212.
- RÖSLER, O.; ROHN, R. & ALBAMONTE, L. 1981. Libélula permiana do Estado de São Paulo, Brasil (Formação Irati): *Gondvanoplion brasiliense* gen. et sp. nov. In: CONGR. LATINOAMER. PALEONTOL., 2. Porto Alegre, RS, 1981. *Anais...*, v.1, p.221-232.
- ROSS, W.C. 1991. Cyclic stratigraphy, sequence stratigraphy and stratigraphic modeling from 1964 to 1989: twenty-five years of progress? In: FRANSEEN, E.K.; WATNEY, W.L.; KENDALL, C.G.ST.C. & ROSS, W.C. (eds). *Sedimentary Modeling: computer simulation and methods for improved parameter definition*. Laurence. Kansas Geological Survey Bulletin, v.233, p.3-8.

- SANFORD, R. N. & LANGE, F. W. 1960. Basin study approach to oil evaluation of Paraná Miogeosyncline South Brazil. Tulsa, Oklahoma. *AAPG. Bull.*, **44**(8): 1316-1370.
- SANTOS NETO, E.V. 1993. *Caracterização geoquímica e paleoambiente deposicional da seqüência carbonato-pelítica superior da Formação Irati no Estado de São Paulo, Bacia do Paraná*. Rio de Janeiro. (Dissertação de Mestrado, IG-UFRJ).
- SARG, J.F. 1988. Carbonate sequence stratigraphy. In: WILGUS, C.K. *et al.* (eds). *Sea-level changes: an integrated approach*. SEPM, Special Publication nº 42, Tulsa. p.155-181.
- SCHNEIDER, R.L.; MÜHLMANN, H.; TOMMASI; MEDEIROS, R.A.; DAEMON, R.F. & NOGUEIRA, A.A. 1974. Revisão estratigráfica da Bacia do Paraná. In: CONGR. BRAS. GEOL., 28, Porto Alegre, SBG, 1974. *Anais...*, v.1, p.41-64.
- SCHOBENHAUS, S.C.; CAMPOS, D.A.; DERZE, G.R. & ASMUS, H.E. 1981. *Mapa geológico do Brasil e da área oceânica adjacente incluindo depósitos minerais*. Escala 1:2.500.000. Brasília, Departamento Nacional da Produção Mineral (DNPM).
- SCHOBENHAUS, S.C.; CAMPOS, D.A.; DERZE, G.R. & ASMUS, H.E. 1984. *Geologia do Brasil: texto explicativo do mapa geológico do Brasil e da área oceânica adjacente, incluindo depósitos minerais, escala 1:2.500.000*. Brasília, DNPM. 501p.
- SCHREIBER, B.C. 1978. Introduction - Classification of marine evaporites. IN: DEAN, W.E. & SCHREIBER, B.C. (eds) - *Marine evaporites: lecture notes for short course nº 4*. Tulsa, Oklahoma, Soc. Econ. Paleont. Mineral. p.1-5.
- SCHUCHERT, C. 1928. The hypothesis of continental displacement. In: THEORY OF CONTINENTAL DRIFT - A SYMPOSIUM ON THE ORIGIN AND MOVEMENT OF LAND MASSES BOTH INTERCONTINENTAL AND INTRACONTINENTAL, AS PROPOSED BY ALFRED WEGENER. Oklahoma, Tulsa. *AAPG*. v.1, p.104-144.
- SCHWARZACHER, W. 1975. *Sedimentation Models and Quantitative Stratigraphy*. Utrecht, Elsevier. 377p.
- SCHWARZACHER, W. 1993. Cyclostratigraphy and the Milankovitch Theory. Holland. *Developments in Sedimentology*. v.52, 225p.
- SELLEY, R.C. 1982. *An Introduction to Sedimentology*. 2nd edition. London, Academic Press, 417p.
- SHAW, A.B. 1964. *Time in Stratigraphy*. New York, McGraw-Hill. 265 p.
- SHEPARD, F.P. 1954. Nomenclature based on sand-silt-clay ration. Wisconsin, SEPM-AAPG. *Journal of Sedimentary Petrology*, **24**(3):151-158,.
- SHIKAMA, T. & OZAKI, H. 1966. On reptilian skeleton from the palaeozoic formation of San Paulo, Brazil. *Trans. Proc. Soc.*, v.64, p.351-358.
- SHINN, E.F. 1983. Tidal flat environment. In: SCHOLLE, P.A.; BEBOUT, D.G. & MOORE, C.D. (eds) - *Carbonate depositional environments*. Tulsa, Oklahoma. AAPG Memoir 33, p.171-210.
- SLOSS, L.L. 1963. Sequences in the cratonic interior of North America. *Geol. Soc. Am. Bull.*, nº 74, p.93-114.
- SLOSS, L.L.; KRUMBEIN, W.C. & DAPLESS, E.C. 1949. Integrated facies analysis. In: LONGWELL, C.R. (ed) - *Sedimentary facies-geologic history*. Geol. Soc. Am., Memoir 39, p.91-124.
- SOARES, P.C. 1972. O limite glacial/pós-glacial do Grupo Tubarão no Estado de São Paulo. In: SIMPÓSIO INTERNACIONAL SOBRE O SISTEMA CARBONÍFERO E

- PERMIANO DA AMÉRICA DO SUL, São Paulo, 1972. *An. Acad. bras. Ciênc.*, **44** (suplemento):21-36.
- SOARES, P.C., 1991. *Tectônica sinsedimentar cíclica na Bacia do Paraná - controles*. Curitiba. (Tese para concurso de Professor Titular, Departamento de Geologia, UFP)
- SOARES, P.C. & LANDIM, P.M.B. 1973. Aspectos regionais da Bacia do Paraná no seu flanco nordeste. In: CONGR. BRAS. GEOL., 27, Aracaju, 1973, SBG. *Anais ...*, v.1, p.243-256.
- SOARES, P.C.; LANDIM, P.M.B. & FÚLFARO, V.J. 1974. Avaliação preliminar da evolução geotectônica das bacias intracratônicas brasileiras. In: CONGR. BRAS. GEOL., 28, Porto Alegre, 1974, SBG. *Anais...*, v.4, p.61-83.
- STANLEY, D.J. 1969. In: THE NEW CONCEPTS OF CONTINENTAL MARGIN SEDIMENTATION. Philadelphia. *AGI: short course notes*, nº 7, 19p.
- STANLEY, D.J. & SWIFT, D.J.P. 1976. *Marine sediments transport and environmental management*. New York, John Wiley & Sons.
- ✓ STEVAUX, J.C.; SOUZA FILHO, E.E. & FÚLFARO, V.J. 1986. Trato deposicional da Formação Tatui (P) na área aflorante do NE da Bacia do Paraná, Estado de São Paulo. In: CONGR. BRAS. GEOL., 34, Goiânia, 1986. *Anais ...*, v.1, p.219-232.
- SUBACIUS, S.M.R. & AMARAL, S.E. 1983. Estudo biogeoquímico da matéria orgânica preservada em folhelhos pirobetuminosos próximos s soleiras de diabásio - Formação Irati, SP. Rio de Janeiro. *An. Acad. bras. Ciênc.*, **55**(1):45-53.
- SUESS, E. 1906. *The face of the earth*. Oxford, Clarendon Press. 556p.
- SUGUIO, K. & MELO E SOUSA, S.H. 1985. Restos de mesossaurídeos na Formação Corumbataí, Permiano da Bacia do Paraná, no Estado de São Paulo. Rio de Janeiro. *An. Ac. bras. Ciênc.* **57**(3): 339-347.
- SUGUIO, K.; FAIRCHILD, T.R. & MELO E SOUSA, S.H. 1985. Novas descobertas de estromatólitos na Formação Corumbataí (Permiano) em Santa Rosa de Viterbo (SP) e seus significados paleoambientais. In: SIMP. REG. GEOL., 5, São Paulo, SBG/NSP, 1985. *Boletim de resumos*, p.12.
- SWIFT, D.J.P 1969. Evolution of shelf surface and the relevance of modern shelf studies to the rocks record. In: STANLEY, D.J. (ed.) - *The new concepts of continental margin sedimentation*. AGI: short course lecture notes, nº 7, 19p. Philadelphia.
- ✓ TEIXEIRA, A. L. 1996. Bacias da transição Proterozóico-Fanerozóico no Estado de São Paulo e adjacências. In: WORKSHOP CIENTÍFICO DE PÓS-GRADUAÇÃO DO IG-USP, 1. São Paulo., *Resumos...*, IG-USP, 1996.
- THOMAZ FILHO, A.; CORDANI, U.G.; KAWASHITA, K. 1976. Aplicação do método Rb-Sr na datação de rochas sedimentares argilosas da Bacia do Paraná. In: CONGR. BRAS. GEOL., 29. Ouro Preto, 1976. *Anais...*, Ouro Preto, SBG. v.1, p.289-302.
- TRIGÜIS, J.A. 1986. *An organic geochemical investigation of heat-effected sediments in the Paraná Basin, Brazil*. England. (Tese de Doutorado, University of Newcastle).
- TRIGÜIS, J.A.; MIZUTA, K.; CARVALHO, T.E.M.; ABE, C.Y.S.; COSTA, L.A.; ALLI, R.C.P.; MACEDO, E.S. 1982. *Fácies orgânicas da Formação Irati*. In: CONGR. BRAS. PETRÓL., 2, Rio de Janeiro, IBP. 32p (separata).
- ✓ VAIL, P.R. 1987. Seismic-stratigraphic interpretation using sequence stratigraphy. Part 1: Seismic-stratigraphic interpretaion procedure. In: BALLY, A.W. (ed) - *Atlas of seismic stratigraphy*. AAPG Studies in Geology 27. Tulsa. v.1, p.1-10.

- VAIL, P.R. & WILBUR, R.O. 1966. Onlap, key to worldwide unconformities and depositional cycles. *AAPG Bull.*, Tulsa. v.50, p.638-639.
- VAIL, P.R.; & WORNARDT, W.W. 1990. Well log-seismic sequence stratigraphy - an integrated tool for the 90's. In: FOUNDATION ELEVENTH ANNUAL RESEARCH CONFERENCE. *Program and Abstracts*, GCS-SEPM, 1990. p.379-388.
- VAIL, P.R.; HARDENBOL, J. & TODD, R.G. 1984. Jurassic unconformities, chronostratigraphy and biostratigraphy. In: SCHOLLE, J.S. (ed). *Interregional unconformities and hydrocarbon accumulation*. AAPG Memoir 33, Tulsa. p.129-144.
- VAIL, P.R.; AUDEMARD, F.; BOWMAN, S.A.; EISNER, P.N. & PEREZ-CRUZ, C. 1991. The stratigraphic signatures of tectonic, eustasy and sedimentation - an overview. In: EINSELE, G.; RICKEN, W. & SEILACHER, A. (eds). *Cycles and Events in Stratigraphy*. Berlin-Heidelberg, Springer-Verlag. p.617-659.
- VAIL, P.R.; MITCHUM, R.M., JR.; TODD, R.G.; THOMPSON, S., III & SANGREE, J.B. 1977. Seismic stratigraphy and global changes of sea level: 3) relative changes of sea level from coastal onlap; 4) global cycles of relative changes of sea level; 5) chronostratigraphic significance of seismic reflections. In: PAYTON, C.E. (ed). *Seismic stratigraphy - applications to hydrocarbon exploration*. AAPG Memoir 26, Tulsa. p.63-98.
- VAN WAGONER, J.C.; MITCHUM, R.M., JR.; CAMPION, K.M. & RAHMANIAN, V.D. 1990. Siliciclastic sequence stratigraphy in well logs, core and outcrops: concepts for high-resolution correlation of time and facies. *AAPG, Methods in Exploration series*, nº 7, 55p.
- VAN WAGONER, J.C.; POSAMENTIER, H.W.; MITCHUM, R.M., JR.; VAIL, P.R.; SARG, J.F.; LOUTIT, T.S. & HARDENBOL, J. 1988. An overview of the fundamentals of sequence stratigraphy and key definitions. In: WILGUS, C.K. *et al.* (eds). *Sea-level changes - an integrated approach*. Tulsa. SEPM, Special Publication, nº 42, p.39-45.
- VASSOYEVITCH, N.B. 1959. Bedding in the light of sedimentary differentiation. *International Geology Review*. v.1, p.59-71.
- VICALVI, M.A.; FERREIRA, C.S. & SEQUEIRA-FERNANDES, A.C. 1989. Possíveis isópodes (crustácea) na Formação Irati (Permiano), São Mateus do Sul, Paraná. Rio de Janeiro. *An. Acad. bras. Ciênc.*, 61(1):85-91.
- VIEIRA, P.C.; MEZZALIRA, S. & FERREIRA, J.F. 1991. Mesossaurídeo (*Stereosternum tumidum*) e crustáceo (*Liocaris Huenei*) no Membro Assistência da Formação Irati (P) nos municípios de Jataí e Montevidiu, Estado de Goiás. *Rev. Bras. Geoc.* 21(3):224-235.
- VILLWOCK, J.A. 1972. Aspectos tectônicos da deposição de folhelhos pretos: comparação entre a Formação Irati e o *Chattanooga Shale*. Porto Alegre. *Pesquisas*, nº 1, p.25-36.
- VISHER, G.S. 1965. Use of vertical profile in environmental reconstruction. *AAPG Bull.* 49(1):41-61.
- WALKER, R.G. 1979. *Facies Models*. Geoscience Canada, Reprint Series 1, Geological Association of Canada, Ontario. 21lp.
- WALKER, R.G. 1992. Facies, facies models and modern stratigraphic concepts. In: WALKER, R.G. & JAMES, N.P. (ed) - *Facies models: responses to sea level change*. Canada, Geological Association of Canada. p.1-14.
- WANLESS, H. & WELLER, M. 1932. Correlation and extent of Pennsylvanian cyclothems. *Geol. Soc. Am. Bull.*, v.43, p.1003-1016.

- WASHBURNE, C.W. 1930. *Petroleum geology of the State of São Paulo*. São Paulo. Comissão Geográfica e Geológica, v.22, 272p.
- WEEDON, G.P. 1993. The recognition and stratigraphic implications of orbital-forcing of climate and sedimentary cycles. In: WRIGHT, V.P. (ed). *Sedimentary Review*, Blackwell, Oxford. p. 31-50.
- WELLER, J.M. 1930. Cyclical sedimentation of the Pennsylvanian Period and its significance. *Journal of Geology*, v.38, p.97-135.
- WHEELER, H.E. 1958. Time in Stratigraphy, *AAPG Bull.*, Tulsa. p.1047-1063.
- WHITE, I.C. 1908. Relatório sobre as Coal Measures e rochas associadas do sul do Brasil. In: COMISSÃO DE ESTUDOS DAS MINAS DE CARVÃO DE PEDRA DO BRASIL. Rio de Janeiro, 1908. *Relatório final...*, 617p. (Reeditado por ocasião do 7º GONDWANA SYMPOSIUM, DNPM, 1988).
- WILSON, R.C.L. 1991. Sequence stratigraphy: an introduction. *Geoscientist*, 1(1):13-23.
- WOLF, M. & CORREA DA SILVA, Z.C. 1974. Petrographic description and facies analysis of some samples from the oil shale of the Irati Formation (Permian). In: CONGR. BRAS. GEOL., 28, Porto Alegre, SBG, 1974. *Anais...*, v.1, p.159-170.
- ZALÁN, P.V.; WOLFF, S.; CONCEIÇÃO, J.C.J.; APPI, V.T.; ASTOLFI, M.A.M. & MARQUES, A. 1990. The Paraná Basin. In: LEIGHTON, M.W.; KOLATA, D.R.; OLTZ, D.F. & EIDEL, J.J. (eds) - Interior cratonic basins. Tulsa. *AAPG Memoir* 51, p.681-708.
- ZALÁN, P.V.; WOLFF, S.; ASTOLFI, M.A.M.; VIEIRA, I.S.; CONCEIÇÃO, J.C.J.; APPI, V.T.; SANTOS NETO, E.V.; CERQUEIRA, J.R.; & MARQUES, A. 1986. *Análise da Bacia do Paraná*. Rio de Janeiro. (Relatório interno PETROBRÁS-DEPEX/CENPES).