UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

OS CORDÕES LITORÂNEOS DA PLANÍCIE DE UNA-JURÉIA,
MUNICÍPIOS DE PERUÍBE E IGUAPE, SP

DEISE BENTZ

Orientador: Prof. Dr. Paulo César Fonseca Giannini

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

COMISSÃO JULGADORA

Nome

Assinatura

Presidente: Prof. Dr. Paulo César Fonseca Giannini

Examinadores: Prof. Dr. Kenitiro Suguio

Prof. Dr. Sérgio Rabelo Dillenburg

SÃO PAULO
2004

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

DEDALUS - Acervo - IGC

30900015637

**OS CORDÕES LITORÂNEOS DA PLANÍCIE DE
UNA-JURÉIA, MUNICÍPIOS DE PERUÍBE E IGUAPE, SP**

Deise Bentz

Orientador: Prof. Dr. Paulo César Fonseca Giannini

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

Programa de Pós-Graduação em Geologia Sedimentar

**SÃO PAULO
2004**

*Ao Rodrigo, que está sempre ao meu
lado, com muito amor.*

Estação Ecológica Juréia-Itatins

Numa Estação Ecológica

Nada se tira

A não ser fotografia

Nada se deixa

A não ser as pegadas

Nada se mata

A não ser o tempo

(placa de entrada da EEJI)

ÍNDICE

ÍNDICE DE FIGURAS	i
ÍNDICE DE TABELAS	iv
AGRADECIMENTOS	v
RESUMO	vi
ABSTRACT	viii
CAPÍTULO 1 – INTRODUÇÃO	1
1.1. Considerações iniciais	1
1.2. Área de estudo	3
1.3. Metas e objetivos	5
CAPÍTULO 2 – CONTEXTO GEOLÓGICO E GEOMORFOLÓGICO REGIONAL	6
2.1. Morros e serras	6
2.2. Baixadas litorâneas	6
CAPÍTULO 3 – MÉTODOS	10
3.1. Levantamento bibliográfico	10
3.2. Aerofotointerpretação	10
3.3. Atividades de campo	12
3.4. Atividades de laboratório	15
3.4.1. Granulometria	15
3.4.2. Análise de minerais pesados	15
3.4.3. Arredondamento	16
3.4.4. Datação por termoluminescência e luminescência opticamente estimulada	18
CAPÍTULO 4 – SISTEMAS DEPOSICIONAIS	26
4.1. Sistema planície costeira	26
4.1.1. Perfil praial	27
4.1.2. Cordões litorâneos	27
4.1.3. Dunas costeiras	32
4.2. Sistema estuarino-lagunar	34
CAPÍTULO 5 – PLANÍCIE COSTEIRA UNA-JURÉIA	36
5.1. Aerofotointerpretação	36
5.1.1. Feições e processos recentes	36
5.1.2. Feições e processos antigos	38
5.2. Sistema praia-duna atual	41
5.2.1. Praia da Barra do Una	41
5.2.2. Praia do Una	46
5.2.3. Praia da Juréia	53
5.3. Paleopraias e paleodunas	60
5.3.1. Perfil Rio Una	60
5.3.2. Perfil Planície da Juréia	67
5.3.3. Perfil Rio Ribeira de Iguape	76

CAPÍTULO 6 – MODELO EVOLUTIVO PARA A PLANÍCIE DO UNA-JURÉIA	91
CAPÍTULO 7 – CONCLUSÕES	98
7.1. Aspectos metodológicos	98
7.2. Aspectos analíticos	99
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	103
ANEXOS	109

ÍNDICE DE FIGURAS

1.1	Mapa de localização da área de estudo.	3
1.2	Mapa de localização da Estação Ecológica Juréia-Itatins (em verde).	4
3.1	Arredondamento segundo Wadell (1932). Os 13 círculos menores correspondem aos círculos inscritos nos cantos convexos da imagem (adaptado de McLane 1995).	16
3.2	Classes de arredondamento para comparação gráfica, segundo Müller (1967).	18
3.3	Tipos de defeitos na rede cristalina. Da esquerda para a direita: falta de íon negativo, íon negativo intersticial e impureza substituindo um íon positivo (Aitken, 1985).	20
3.4	Gráfico de determinação da palcodeose pelo método das doses adicionais. G_0 é a TL/LOE residual; N é a TL/LOE natural; $N + 1\beta$ e $N + 2\beta$ correspondem à TL/LOE das amostras naturais com doses adicionais (Adaptado de Aitken, 1985).	23
4.1	Terminologia usada para designação de várias partes constituintes das zonas costeiras em confronto com modelos de outros autores (adaptado de Suguio 1992).	27
4.2	Corte esquemático de um cordão litorâneo. 1) Restinga – cordão litorâneo; 2) Lagoa; 3) Oceano; 4) Embasamento cristalino (baseado em Bigarella, 1946).	29
4.3	Corte esquemático da zona de restinga. 1. Feixe de restinga (<i>beach-ridge</i>); 2. Vale de restinga; 3. Aluviões terrestres, pantanais ou mangues; 4. Embasamento cristalino; 5. Oceano (baseado em Bigarella, 1946).	29
4.4	Modelos estratigráficos para barreiras clásticas como função da variação do nível do mar (R_{s1}), razão de subsidência (R_s) e razão de deposição (R_d) (adaptado de Moslow, 1990).	30
4.5	Progradação de praia arenosa (esquemático): 1- areia; 2 - depósitos lamosos da zona de transição; 3 - cordões de areia; 4 - embasamento cristalino; nmp - nível médio de preamar (adaptado de Mendes, 1984).	31
4.6	Classificação morfológica e ilustrações esquemáticas de dunas frontais estabelecidas do sudeste da Austrália (adaptado de Hesp, 1988).	33
5.1	Fotos aéreas da desembocadura do rio Una do Prelado em 1962 e 1973. Notar mudança da desembocadura para NE.	37
5.2	Fotos aéreas do rio Ribeira de Iguape em 1973 e 2000. Notar, entre as duas datas, crescimento da ponta sul da praia da Juréia para SW.	38
5.3	Cordões litorâneos com orientação SE-NW, adjacente à recêntrância paleoestuarino-lagunar do rio Suá Mirim (extremidade sudoeste da praia da Juréia).	39
5.4	Esboço geológico da parte nordeste da planície da Juréia. Na parte mais interna da planície, nota-se a presença de paleoespório arenoso com rumo de crescimento para SW, tendo o maciço da Juréia como ponto de fixação. Na parte mais externa, o fechamento da paleolaguna adjacente ao morro da Juréia estaria relacionado à intensificação da deriva litorânea para NE devida à migração, para SW (posição atual), da desembocadura do rio Ribeira de Iguape.	40
5.5	Falésia em duna frontal incipiente com séries de estratificação plano-paralela (Ponto 2 – Anexo 2).	42
5.6	Falésia em duna frontal estabelecida. Notar geometria ondulada (<i>hummocky</i>) da superfície da duna (Ponto 3 – Anexo 2).	42
5.7	Falésia em duna frontal incipiente com superfície convexa e duas séries de estratificações, sendo a atitude das estratificações na série superior acompanhada pela convexidade da superfície deposicional atual (Ponto 4 – Anexo 2).	42

5.8	Terraço de dunas frontais incipientes recobrimdo falésias de dunas frontais estabelecidas (Ponto 5 – Anexo 2).	42
5.9	Variação dos teores de areia fina e muito fina na zona de espraçamento e nas dunas frontais da praia da Barra do Una.	43
5.10	Variação dos atributos granulométricos na praia da Barra do Una. Notar ponto anômalo na porção intermediária da praia (km 1).	44
5.11	Variação nos índices somatórios de minerais ultraestáveis (ZTR) e instáveis (hornblenda) em amostras de espraçamento e duna na praia da Barra do Una.	45
5.12	Porção reflectiva (centro-sul) da praia do Una (Ponto 22 – Anexo 2).	46
5.13	Concentração de minerais pesados ao sopé do cordão de dunas frontais (Ponto 19 – Anexo 2).	46
5.14	Face praial erodida formando falésias na parte centro-sul da praia do Una (entre os pontos 21 e 22 – Anexo 2).	47
5.15	Cordão de dunas frontais estabelecidas contínuo, retilíneo e com falésia, na praia do Una (Ponto 16 – Anexo 2).	47
5.16	Terraço de dunas incipientes na forma de montículos, próximo à desembocadura de rio (Ponto 1 – Anexo 2).	47
5.17	Franja de areia cólica, tendendo à formação de rampa, à frente de falésia sobre duna frontal estabelecida na praia do Una (Ponto 8 – Anexo 2).	48
5.18	Esquema da inversão local da deriva litorânea na porção sudoeste da praia do Una, atribuída à presença do maciço cristalino, que protegeria e favoreceria o desenvolvimento, nesse local, de praia dissipativa. A porção mais reflectiva da praia coincide com a zona de divergência.	49
5.19	Variação dos atributos granulométricos na praia do Una.	51
5.20	Variação no teor de minerais pesados em amostras de espraçamento e duna cólica na praia do Una.	52
5.21	Variação nos índices somatórios de minerais ultraestáveis (ZTR) e instáveis (hornblenda) em amostras de espraçamento e duna na praia do Una.	53
5.22	Dois gerações de dunas cólicas na porção intermediária da praia da Juréia (Ponto Jur P 7 – Anexo 2). Notar paleossolo escuro no contato entre as gerações e morfologia dômica do depósito mais novo, sugestiva de remodelagem por <i>blowout</i> .	55
5.23	Campo de <i>nebkhas</i> no extremo sudoeste da praia da Juréia, próximo à desembocadura do rio Ribeira de Iguape.	55
5.24	Variação dos atributos granulométricos na praia da Juréia.	57
5.25	Variação no teor de minerais pesados em amostras de espraçamento e duna na praia da Juréia.	58
5.26	Variação nos índices somatórios de minerais ultraestáveis (ZTR) e instáveis (hornblenda) em amostras de espraçamento e duna na praia da Juréia.	59
5.27	Variação dos atributos granulométricos no perfil Rio Una. Na abscissa são indicadas as amostras.	62
5.28	Variação nos índices somatórios de minerais ultraestáveis (ZTR) e instáveis (hornblenda) em amostras de paleopraia no perfil Rio Una.	63
5.29	Classes nominais de arredondamento em grãos de quartzo no perfil Rio Una.	64
5.30	Trincheira com 65 cm de profundidade até o nível de água. Observa-se areia marrom avermelhada na porção inferior e areia de cor cinza no topo, provavelmente relacionada a horizonte pedogênico de deferruginação e concentração de ácidos orgânicos.	68

5.31	Trincheira com 75 cm de profundidade. Observam-se três horizontes arenosos, distintos pela mudança de cor: bege claro, na base; bege escuro, com níveis de carvões, na porção intermediária; e cinza, sem estrutura deposicional visível, aparentemente mais deferruginizado e rico em matéria-orgânica, no topo.	68
5.32	Variação dos atributos granulométricos no perfil planície da Juréia. Na abscissa são indicadas as amostras.	70
5.33	Variação nos índices somatórios de minerais ultraestáveis (ZTR) e instáveis (homblenda) em amostras de palcpraia no perfil Planície da Juréia.	72
5.34	Classes nominais de arredondamento em grãos de quartzo no perfil Planície da Juréia.	73
5.35	Perfil Jur PP 1; DM – diâmetro médio; DP – desvio padrão; ASS – assimetria; ZTR – índice zircão/turmalina/rutilo.	80
5.36	Perfil Jur PP 2; DM – diâmetro médio; DP – desvio padrão; ASS – assimetria; ZTR – índice zircão/turmalina/rutilo.	81
5.37	Perfil Jur PP 3; DM – diâmetro médio; DP – desvio padrão; ASS – assimetria; ZTR – índice zircão/turmalina/rutilo.	82
5.38	Perfil Jur PP 4; DM – diâmetro médio; DP – desvio padrão; ASS – assimetria; ZTR – índice zircão/turmalina/rutilo.	83
5.39	Perfil Jur PP 5; DM – diâmetro médio; DP – desvio padrão; ASS – assimetria; ZTR – índice zircão/turmalina/rutilo.	84
5.40	Perfil Jur PP 6; DM – diâmetro médio; DP – desvio padrão; ASS – assimetria; ZTR – índice zircão/turmalina/rutilo.	85
5.41	Variação nos índices somatórios de minerais ultraestáveis (ZTR) e instáveis (homblenda) em amostras de palcpraia no perfil Rio Ribeira de Iguape.	86
5.42	Classes nominais de arredondamento em grãos de quartzo no perfil Rio Ribeira de Iguape.	87
6.1	Início da progradação da planície do Una-Juréia após a formação dos sistemas baía-laguna na planície do rio Una do Prelado e vale-laguna na planície da Juréia.	94
6.2	Progradação monótona da planície do Una. Crescimento do esporão arenoso ancorado no morro da Juréia rumo SW.	94
6.3	Na planície da Juréia, a deriva longitudinal para NE passa a predominar, possibilitando o desenvolvimento de pontão arenoso nesse rumo e iniciando assim o fechamento da paleodesembocadura. A sul, também se inicia o crescimento de esporão arenoso rumo NE.	95
6.4	O meandramento do rio Una do Prelado recorta a planície progradante isolando uma ilha no extremo nordeste da planície. Na Juréia, o contínuo crescimento rumo NE da barreira arenosa propicia o desenvolvimento de um sistema estuarino-lagunar.	95
6.5	Fechamento do sistema estuarino-lagunar nordeste da Juréia pela barreira arenosa e assoreamento da laguna, com isolamento de lagos residuais.	96
6.6	Completo assoreamento da laguna na planície da Juréia. Encurvamento dos cordões e da palcpraia a NE da paleodesembocadura do rio Ribeira de Iguape, devido à retenção pelo molhe hidráulico.	96
6.7	Rompimento do pontão arenoso na margem sudoeste do rio Ribeira de Iguape, gerando novo traçado para o rio, com abandono do canal para NE. Após este, ocorre o assoreamento da paleodesembocadura do rio Ribeira, dando lugar ao rio Suá Mirim. Início da erosão da porção intermediária da praia da Juréia. Fase de meandramento e migração da desembocadura do rio Una para SW.	97
6.8	Crescimento da ponta da praia da Juréia rumo SW. Mudança rumo NE da desembocadura do rio Una, para sua posição atual.	97

ÍNDICE DE TABELAS

3.1	Classes de arredondamento (Powers, 1953).	17
5.1	Resultados de distribuição de frequência (%) de graus de arredondamento segundo Russel-Taylor-Folk (<i>apud</i> Müller, 1967) em amostras de paleopraia do transecto Rio Una. Amostras listadas do cordão mais interno para o mais externo.	65
5.2	Resultados de análise por TL de grãos de quartzo em amostras de paleopraia (PP) do transecto Rio Una. Pontos ordenados do mais interno para o mais externo.	65
5.3	Taxa de progradação mínima e máxima calculada para o perfil Rio Una (Una PP).	66
5.4	Distribuição de frequências (%) de graus de arredondamento segundo Russel-Taylor-Folk (<i>apud</i> Müller, 1967) em amostras de paleopraia do transecto Planície da Juréia. Amostras listadas do cordão mais interno para o mais externo.	73
5.5	Resultados de datação por TL de grãos de quartzo de amostras de paleopraia (PP) ao longo do transecto Planície da Juréia. Pontos ordenados do mais interno (PP16) para o mais externo (PP 13).	74
5.6	Resultados de análise TL de grãos de quartzo de amostras de paleoduna (PD) e paleopraia (PP) no perfil longitudinal da praia da Juréia. Pontos ordenados de SW para NE (Jur PD 6 → Jur PD 1; Jur PP 10 → Jur PP 11 – Anexo 4).	75
5.7	Distribuição de frequências (%) de graus de arredondamento segundo Russel-Taylor-Folk (<i>apud</i> Müller, 1967) em amostras de paleopraia do transecto Rio Ribeira de Iguape. Amostras listadas do cordão mais interno para o mais externo.	87
5.8	Resultados de datação por LOE de feldspato em amostras de paleopraia (PP) coletadas ao longo do perfil transversal Rio Ribeira de Iguape. Pontos ordenados do mais interno (Jur PP 2) para o mais externo (Jur PP 6). No caso do ponto Jur PP 1, amostras listadas da base (A) para o topo (I).	88
5.9	Taxas de progradação mínimas e máximas calculadas para o perfil Rio Ribeira de Iguape	88

ÍNDICE DE QUADROS

5.1	Resumo de descrição das falésias amostradas ao longo do baixo rio Una do Prelado, listados no sentido SE (praia) – NW (interior).	60
-----	---	----

ANEXOS

1	Mapa aerofotointerpretação
2	Mapa de pontos
3	Minerais pesados
4	Mapa de idades

AGRADECIMENTOS

A realização desta pesquisa foi possível graças ao apoio de várias pessoas e instituições, às quais quero registrar meus agradecimentos.

Ao professor Paulo César Fonseca Giannini, pela sua confiança na realização deste trabalho, apoio e participação efetiva em todos os momentos.

Ao professor Paulo Roberto dos Santos, pelas palavras de incentivo e amizade.

Aos colegas Caroline Tais Martinho, André Sawakuchi, Gabriel Perez e Alexandre Tomio, por terem, direta ou indiretamente, contribuído com sugestões ou dicas, e principalmente pela amizade.

A Paula e Sandra pela amizade, incentivo e bons momentos vivenciados em nossa “aconchegante” sala.

À Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo (FAPESP) que contribuiu através de fornecimento de bolsa de estudo.

Ao Instituto Florestal, pela aprovação da execução deste trabalho dentro da Estação Ecológica Juréia-Itatins, e a toda equipe da Sede Administrativa em Peruíbe e ao pessoal de apoio (guardas), pela colaboração no que foi preciso.

Aos Laboratórios de Sedimentologia e Petrografia Sedimentar do Instituto de Geociências: Elaine, Mariana, Marcela, Bruna e demais estagiários. Ao Isaac pela ajuda com o programa de arredondamento.

Ao Laboratório de Vidros (Labvidros) da Faculdade de Tecnologia da Universidade Estadual Paulista (FATEC), campus capital: profa. Sônia, Márcio e Sílvio, pelas datações.

Aos meus pais e irmãos, pelo apoio em todos os momentos de minha vida.

A todas as pessoas que tornaram possível a realização deste trabalho.

RESUMO

A proposta desta Dissertação de Mestrado atende a três metas principais: explicar os processos formadores e remodeladores de alinhamentos de cordões litorâneos; compreender o modo como o feixe de cordões se relaciona com a evolução e interação dos sistemas deposicionais quaternários da planície litorânea de Una-Juréia; e reconstituir no tempo a evolução holocênica desta planície, no contexto do padrão regional de variação do nível relativo do mar, a partir dos atributos sedimentológicos associados à datação absoluta por Termoluminescência ou Luminescência Opticamente Estimulada.

Na planície do Una, o sistema deposicional costeiro progradante é homogêneo, com desenvolvimento monótono de cordões contínuos e paralelos entre si e à linha de costa atual. O padrão de variação granulométrica transversal aos cordões é de afinamento do diâmetro médio e melhora de seleção rumo aos alinhamentos mais recentes. Mineralogicamente se observam evidências de dissolução pós-deposicional crescente nos cordões mais antigos.

Na planície da Juréia, devido ao confinamento e maior porte das desembocaduras estuarino-lagunares, os padrões de variação sedimentológica, a distribuição das paleocorrentes de deriva litorânea e a geometria dos cordões são mais complexos. Os cordões internos apresentam alto índice ZTR e granulometria mais fina e bem selecionada que os externos. Uma paleodesembocadura existente junto ao morro da Juréia teria gerado, por efeito de molhe hidráulico, inversão local (para SW) da deriva litorânea residual, na parte nordeste da paleopraia. Com a desativação gradual dessa desembocadura, a deriva na região passou a ter o rumo dominante em escala regional (NE). Na porção centro-sudoeste da planície, a desembocadura do rio Ribeira de Iguape encontrava-se no atual curso do rio Suá Mirim, a NE do qual a deriva também de se encontrava invertida por efeito de molhe hidráulico. Com o fechamento desta desembocadura e a ativação ou intensificação da foz atual, localizada poucos quilômetros a SW, a deriva litorânea a NE do rio Suá Mirim assumiu seu padrão atual, para NE.

As idades TL/LOE obtidas em perfis transversais, tanto no Una como na Juréia, e em amostras de paleoduna e paleopraia coletadas ao longo da praia da Juréia, são sugestivas de deposição no Holoceno. As regiões com mais intensa erosão em andamento coincidem com aquelas em que a linha de costa atual trunca diretamente o feixe de cordões

com declinação para SW, formado a NE da antiga desembocadura do rio Ribeira de Iguape (atual Suá Mirim). Assim, a inversão local da deriva litorânea devido à mudança de posição da desembocadura do rio Ribeira de Iguape pode ser um dos fatores determinantes da erosão costeira evidente nas últimas décadas na parte centro-sul da praia da Juréia.

ABSTRACT

The proposal of this research aims three main goals: explain the formation processes of beach ridges and dune ridges alignments; understand the way as these coastal ridges are linked with the evolution and interaction of the Quaternary depositional systems of the Una-Juréia coastal plain; and reconstitute in the time the Holocene evolution of this plain, in the context of the regional pattern of relative sea level variation, based on sedimentological attributes and absolute dating by Thermoluminescence or Optically Stimulated Luminescence (TL/OSL) methods.

In the Una coastal plain, the strandplain depositional system is homogeneous, with monotonous development of continuous and parallel coastal ridge alignments. The pattern of grain-size variation transverse to the ridges is characterized by fining of medium diameter and decreasing of standard deviation in direction to more recent alignments. In the heavy minerals assemblages, there are evidences of post depositional dissolution increasing with the age of ridge alignment.

In the Juréia plain, the spatial patterns of sedimentological variations, beach-ridge alignment geometry and longshore paleodrift direction are more complex, due to the more confined and larger estuarine-lagoonal inlets. The more internal coastal ridges have higher ZTR index and finer and better-sorted grain-size than the internal ridges. A paleo-inlet near to Juréia hill would induce, by hydraulic jetty effect, a local inversion (to SW) in the net longshore drift at the northeast part of the Juréia paleobeach. With the gradual deactivation of this inlet, the longshore drift at this area acquired the regionally dominant direction (to NE). In the mid-southwest portion of the plain, the Ribeira de Iguape inlet was located in the current valley of the Suá Mirim creek, few kilometers to NE from its current position. The longshore drift to NE from this inlet was also inverted by hydraulic jetty effect. With the closing of this paleo-inlet and activation or intensification of the inlet in this new position, the longshore drift in the area to NE from the Suá Mirim river acquired the current direction, to NE.

The TL ages obtained in the transverse profiles in the Una and Juréia coastal plains, and in paleodune and paleobeach samples collected along the Juréia beach, are suggestive of deposition in Holocene. The areas with more intense erosion in process coincide with

those where the current coast line truncates the bunch of beach-dune ridges with declination for SW, formed to NE from Ribeira do Iguape paleo-inlet (Suá- Mirim valley). Thus, the local inversion of the coastal drift, due to the change of position of Ribeira de Iguape inlet, can be one of the determinant factors to the intense coastal erosion observed during the last decades in the mid-southwest part of the Juréia beach.

CAPÍTULO 1 – INTRODUÇÃO

1.1. Considerações iniciais

A planície litorânea compreendida entre a desembocadura dos rios Una do Prelado, no município de Peruíbe, e Ribeira do Iguape, no município de Iguape, é possivelmente a região costeira menos estudada do Estado de São Paulo, do ponto de vista da geologia sedimentar. Pouco habitada, com estradas precárias e contida, em sua maior parte, nos limites da Estação Ecológica de Juréia-Itatins, esta região exhibe ainda, praticamente intacta, a geomorfologia de alinhamentos de cordões litorâneos formados no decorrer de regressões marinhas quaternárias. Nessa região, identificam-se dois tipos principais de sistemas deposicionais costeiros do Quaternário: o estuarino-lagunar e o planície costeira com cordões litorâneos (*strandplain*). O sistema estuarino-lagunar é superimposto por sistema fluvial meandrante recente (rios Una do Prelado, a nordeste, Verde, na porção central, e Ribeira de Iguape, a sudoeste), cujos baixos cursos apresentam caráter de canal de escoamento de maré, com manguezais associados (Bentz & Giannini, 2003).

Desde pelo menos o máximo nível relativo do mar de 5.100 anos AP (Suguio & Martin, 1978) até a época atual, o processo de progradação da linha de costa resultou na deposição de sedimentos marinhos praias e eólicos (Souza & Souza, 2002). Entretanto, parte do sistema planície costeira, em especial a praia da Juréia, encontra-se em processo de erosão costeira pelo menos nas últimas quatro décadas (Menezes, 1994), aumentando a disponibilidade de sedimentos para transporte e redeposição por células de deriva litorânea.

Sistemas de alinhamentos de cordões bem preservados, formados sob um mesmo tipo de processo deposicional, como é o caso da planície adjacente às praias do Una, Rio Verde e Juréia, constituem objetos de estudo ideais, no que se refere à investigação de variação de atributos sedimentológicos de areias depositadas sucessivamente no tempo. Em comparação com o estudo de sucessões verticais em poços e testemunhos, a análise de sistemas de cordões através de perfis horizontais possui a vantagem de excluir, ou minimizar, o efeito do intemperismo químico diferencial em função da profundidade (Giannini *et al.* 1997). Podem-se mencionar como exemplos desse tipo de investigação em outras áreas da costa brasileira os trabalhos de Angulo *et al.* (1994, 1996) e de Giannini *et*

al. (2003b), referentes ao feixe de cordões holocênicos da ilha do Mel (Paranaguá, PR) e da ilha Comprida (SP), respectivamente.

Uma das propriedades sedimentológicas que pode ser correlacionada à idade de sedimentos é a quantidade relativa de minerais pesados ultraestáveis e instáveis. Em função do efeito de eliminação preferencial de minerais instáveis por dissolução pós-deposicional (Pettijohn, 1941; Morton, 1984; Milliken, 1988; Milliken & Mack, 1990), os sedimentos mais antigos tendem a tornar-se enriquecidos residualmente em minerais pesados mais estáveis. Em sedimentos quaternários costeiros do Brasil, Giannini (1987, 1989, 1993), De Mio & Giannini (1997), Giannini *et al.* (1997) e Lessa *et al.* (2000) detectaram diferenças significativas quanto às características granulométricas e, principalmente, de teor de minerais pesados mais estáveis à diagênese (zircão, turmalina, rutilo e, eventualmente, estaurolita) entre depósitos do Pleistoceno Superior (~120 mil anos) e do Holoceno, de uma mesma área, enquanto Angulo *et al.* (1994, 1996) e Giannini *et al.* (1997) verificaram a existência de variações graduais sutis nas propriedades sedimentológicas de sedimentos formados num lapso de tempo menor (dentro do Holoceno). Entretanto, estes estudos basearam-se apenas nas idades relativas dos terraços ou alinhamentos de cordões. Por outro lado, o efeito do retrabalhamento sucessivo de cordões preexistentes, no decorrer da progradação, pode, em tese, favorecer o aumento de maturidade textural (seleção granulométrica e grau de arredondamento) e mineralógica dos sedimentos sucessivamente mais novos.

Visando reconstituir a evolução da planície costeira do Una-Juréia, relacionando-a com curvas de variação do nível relativo do mar previamente obtidas para o litoral sul paulista e verificar a relação da idade dos sedimentos com os teores de minerais pesados de diferentes estabilidades, bem como com granulometria e arredondamento, propôs-se neste trabalho a datação sistemática de sedimentos coletados em perfis transversais aos feixes de cordões. Na ausência de restos orgânicos datáveis por ^{14}C , optou-se pela técnica de datação por termoluminescência e luminescência opticamente estimulada, a qual utiliza minerais comuns em sedimentos terrígenos (quartzo e feldspato).

1.2. Área de estudo

A área de estudo localiza-se no litoral sul do Estado de São Paulo e compreende, de sul para norte, as praias da Juréia, Rio Verde, Una e Barra do Una, e planície litorânea arenosa adjacente (Fig. 1.1). Trata-se, historicamente, de uma das regiões menos ocupadas do litoral paulista. A desapropriação de grande parte desta região na década de 1980, com vistas à instalação, não consumada, da usina nuclear de Peruíbe-Iguape, e a criação, poucos anos depois, da Estação Ecológica Juréia Itatins (Fig. 1.2.) contribuíram para torná-la uma das áreas com melhor preservação do patrimônio natural do Estado de São Paulo, inclusive das feições geomorfológicas costeiras que são objeto desta Dissertação.

Figura 1.1. Mapa de localização da área de estudo.

O acesso à área, a partir da cidade de São Paulo, pode ser feito por sua porção norte, via Peruíbe, através do sistema Rodovia dos Imigrantes (SP-160) - Via Anchieta (SP-150) e da Rodovia Manoel da Nóbrega (SP-55), ou pelo sul, via Iguape, através da Rodovia Regis Bittencourt (BR-116) e da estrada Biguá-Iguape (SP-222).

Em Peruíbe, deve-se tomar a estrada asfaltada que atravessa o morro do Peruíbe, até o bairro do Guaraú, e aí acessar estrada de terra até Barra do Una, povoado localizado próximo à extremidade norte da praia do Una e junto à margem esquerda do rio Una do Prelado. O acesso às praias do Una e do Rio Verde, na margem oposta do rio Una do Prelado, é controlado pela Secretaria do Meio Ambiente e permitido apenas para finalidades de pesquisa e depende da travessia por barco, oferecida através da própria Secretaria, pela Polícia Florestal.

Na rodovia Biguá-Iguape, após a ponte sobre o rio Ribeira de Iguape, deve-se tomar estrada de terra à esquerda (NE), a qual conduz ao povoado de Barra do Ribeira, na margem sul da foz do mesmo rio. A travessia do rio, feita por balsa da DERSA (Desenvolvimento Rodoviário S.A.), permite o acesso à praia da Juréia, parte sul da área de estudo.

Figura 1.2. Mapa de localização da Estação Ecológica Juréia-Itatins (em verde).

1.3. Metas e objetivos

A principal meta desta Dissertação é reconstituir a evolução da planície litorânea de Una-Juréia. Visando orientar os rumos da pesquisa na busca desta meta, três questões foram colocadas:

- I. Como se formaram e se remodelaram os feixes de cordões litorâneos desta planície?
- II. De que modo os feixes de cordões se relacionam com a evolução e interação dos sistemas deposicionais quaternários?
- III. Como foi a evolução quaternária da planície de Una-Juréia no contexto do padrão regional de variação do nível relativo do mar (NRM)?

Para tentar responder a estas três perguntas e assim reconstituir a evolução da planície litorânea, foram estabelecidos os seguintes objetivos:

1. Realizar uma pesquisa bibliográfica sobre as definições e os modelos conceituais mais aceitos para a gênese de cordões litorâneos e estabelecer critérios de avaliação da aplicabilidade dessas definições e modelos na área de estudo.
2. Reconstituir a geometria dos feixes de cordões litorâneos da planície de Una-Juréia, através de aerofotointerpretação em várias escalas e datas.
3. Analisar as relações de morfologia e posição do feixe de alinhamentos em relação à praia atual e ao sistema paleolagunar supostamente existente nos vales atuais dos rios Una do Prelado e Ribeira de Iguape.
4. Examinar a variação sedimentológica em função da idade através de perfis transversais ao feixe de cordões, incluindo análise de fácies deposicionais e de seu possível significado em termos de NRM e amostragem sistemática voltada à datação por técnicas de termoluminescência (TL) e/ou luminescência opticamente estimulada (LOE) e a ensaios mineralógicos e texturais na fração detrítica arenosa (granulometria, morfometria e mineralogia por microscopia óptica).
5. Caracterizar a morfodinâmica e sedimentologia das praias atuais e a morfologia, distribuição espacial e sedimentologia das dunas frontais ativas e de possíveis depósitos de paleodunas.
6. Elaborar um modelo de distribuição atual e evolução quaternária de fácies e sistemas deposicionais, devidamente situado no tempo geológico e na curva regional de variação do NRM.

CAPÍTULO 2 – CONTEXTO GEOLÓGICO E GEOMORFOLÓGICO REGIONAL

2.1. Morros e serras

Almeida (1964) divide a província costeira paulista em duas zonas, a serra costeira e as baixadas litorâneas. A serra costeira é constituída, sobretudo, por rochas gnáissicas, que para o interior, na bacia do rio Ribeira de Iguape, passam a xistos, quartzitos, mármore, metaconglomerados, metabasitos e outras rochas do Grupo São Roque.

Na região da Estação Ecológica Juréia-Itatins (E.E.J.I.) a unidade de morros e serras (termo utilizado por Souza & Souza (2002) como equivalente à unidade serra costeira de Almeida, 1964) estende-se por uma faixa de direção E-W, com cerca de 50 km de comprimento e 10 km de largura. É representada pelas serras do Bananal, na porção oeste, do Itatins e de Peruíbe, na porção leste, e da Juréia, mais os morros do Maceno-Itu e do Grajaúna na porção mais central (Souza & Souza, 2002).

Nas serras do Bananal, da Juréia, e no morro do Grajaúna predominam rochas gnáissico-migmatíticas, enquanto que nas serras do Itatins e de Peruíbe e no morro do Maceno-Itu ocorrem rochas granulíticas e chamoquíticas (Souza & Souza, 2002). Nas serras da Juréia e de Peruíbe, observa-se intensa rede de fraturamento de direção preferencial N30°-50°E, enquanto que as estruturas principais que ocorrem na área do rio Verde possuem direção N87°W a N32°W. Essas estruturas parecem estar relacionadas ao sistema de alinhamento de Guapiara (Hassano *et al.*, 1984).

2.2. Baixadas litorâneas

A zona de baixada litorânea compreende terrenos com elevação não superior a 70 metros acima do nível médio do mar, dispostos à beira-mar (Almeida, 1964). Segundo mesmo autor, os sedimentos compreendidos por esta unidade correspondem a areias de praia e dunas, argilas e lamas orgânicas de mangues e sedimentos detríticos finos de origem fluvial. O registro sedimentar mais antigo aflorante nesta unidade geomorfológica do Estado de São Paulo corresponderia aos depósitos continentais da Formação Pariquera-Açu (Bigarella & Mousinho, 1965), constituída de sedimentos fluviais de planície de inundação e terraços de cascalheiras associados (Souza & Souza, 2002).

Quanto à morfologia desta zona, Fúlfaro & Coimbra (1972) dividem o litoral paulista em duas áreas distintas, separadas por uma zona de transição. A área norte, situada entre a ponta da Boracéia e a divisa com o Estado do Rio de Janeiro, caracteriza-se por praias tipo “de bolso” (*pocket beaches*) com comprimentos variando de 2 a 4 km, separadas por pontões do embasamento cristalino. Já a região ao sul da ponta da Boracéia é caracterizada por planícies costeiras mais contínuas, separadas por pequenos pontões do embasamento cristalino. Posteriormente, Fúlfaro *et al.* (1974), valendo-se de critérios de compartimentação tectônica atribuída a alinhamentos oblíquos ou transversais à costa, subdividiram o litoral paulista nas planícies de Cananéia/Iguape, Itanhaém, Santos, Bertioga e Caraguatatuba.

Usando critérios geomorfológicos similares ao de Fúlfaro & Coimbra (1972) e Fúlfaro *et al.* (1974), Martin & Suguio (1976) identificaram no litoral paulista morfologia de emersão a sul e submersão a norte, onde o embasamento cristalino atinge quase continuamente o mar. Os autores justificam a diferenciação entre a parte norte e sul por diferenças na dinâmica sedimentar e/ou influência tectônica.

Na região lagunar de Cananéia e Iguape, Petri & Suguio (1971), baseados em dados geofísicos e em descrições de sondagens, subdividiram os sedimentos, da base para o topo, em quatro “seqüências”:

- Seqüência I: areias e sedimentos conglomeráticos, com corpos de argila arenosa subordinados, correspondentes a leques aluviais depositados sobre a margem interna da planície costeira; esta unidade foi correlacionada pelos autores à Formação Pariquera-Açu.
- Seqüência II: sedimentos finos, com predomínio de argilas siltosas muito ricas em diatomáceas e pobres em foraminíferos, por isso consideradas “transicionais”.
- Seqüência III: areias siltosas interpretadas como de origem marinha, evidenciada pela grande concentração de foraminíferos.
- Seqüência IV: unidade de areias finas bem selecionadas e muito friáveis, caracterizada por sua pequena espessura (20 a 30m) e ampla distribuição geográfica; o material desta seqüência contribuiria para a formação das modernas praias, dunas e sedimentos de fundo das regiões lagunares e oceânicas na região de Cananéia-Iguape.

Para a sucessão transgressiva-regressiva representadas pelas Sequências II, III e IV, Petri & Suguio (1971) propuseram a designação litoestratigráfica de Formação Cananéia. Nos trabalhos posteriores do segundo autor (por exemplo Suguio & Martin, 1978), esta denominação passou a ser utilizada preferencialmente para as areias regressivas depositadas imediatamente após a máxima inundação associada ao interglacial Sangamon ou Riss-Würm (cerca de 120 mil anos AP).

Segundo o modelo sedimentar para a região compreendida entre o morro da Juréia e Barra do Una proposto por Suguio & Martin (1978), a história evolutiva da área apresenta cinco estágios distribuídos entre o Pleistoceno superior e o fim do Holoceno, quando o nível do mar atingiu posição próxima à atual:

- Primeiro estágio: durante o máximo da transgressão associada ao interglacial Sangamon ou Riss-Würm, denominada pelos autores, na região, de Transgressão Cananéia, o mar atingiu o pé da serra do Mar. Nesta fase, os sedimentos argilo-arenosos transicionais sucedidos por areias litorâneas transgressivas recobriram a Formação Pariquêra-Açu.
- Segundo estágio: com o início da regressão, passaram a formar-se “cordões litorâneos no topo dos depósitos arenosos”.
- Terceiro estágio: no transcorrer desta fase, o nível do mar atingiu cotas dezenas de metros inferior a atual (ao redor de 17.000 anos AP); com isso, a drenagem erodiu de modo relativamente profundo os sedimentos depositados durante a Transgressão Cananéia e a regressão subsequente, formando vales.
- Quarto estágio: durante a transgressão holocênica (Transgressão Santos), o mar penetrou na zona compreendida entre o morro da Juréia e Barra do Una, formando uma grande baía. Este fato seria atestado pela presença de sambaquis formados por berbigões característicos de fundo de baías e lagunas de água salgada.
- Quinto estágio: durante a regressão que seguiu um dos dois períodos de nível marinho mais alto que o atual admitido pelos autores, formou-se uma ilha-barreira entre o morro da Juréia e o morro da Barra do Una, fechando a baía. O fechamento da baía por cordões arenosos teria ocorrido após o segundo nível marinho mais alto (3.400 anos AP). Há que se considerar, todavia, que a formação e o fechamento da ilha-barreira impedem estas supostas oscilações de nível do mar holocênicas, as quais são questionadas por Angulo & Lessa (1997).

Souza & Souza (2002), baseados em registros sedimentares marinhos encontrados nas planícies costeiras paulistas, dividem a evolução da região de Uma-Juréia em quatro fases associadas a variações do nível relativo do mar.

a) Fase Morro do Icapara (Pleistoceno, antes de 123.000 anos AP): representada por restos de terraços marinhos elevados a cerca de 13m acima do nível do mar atual. Esses depósitos ocorrem no município de Icapara e foram denominados Formação Morro de Icapara (Suguio & Martin, 1994).

b) Fase Cananéia (Pleistoceno entre 123.000 a 15.000 anos AP): com a regressão marinha subsequente, associada à glaciação Würm e/ou à forte progradação da linha de costa, dezenas de metros de areias praias foram acumuladas nas planícies costeiras. Os depósitos marinhos da Formação Cananéia afloram em faixas descontínuas junto às serras do Bananal e do Itatins.

c) Fase Santos (Holoceno): no Estado de São Paulo, o mar atingiu um nível próximo ao atual por volta de 6.600-6.800 anos AP. Nessa época desenvolviam-se sistemas de ilhas-barreira que isolavam corpos lagunares à sua retaguarda. O nível do mar continuou subindo até atingir aproximadamente 4m acima do atual, há cerca de 5.000 anos AP (Transgressão Santos de Suguio & Martin, 1978). Para os depósitos arenosos regressivos formados em seguida, Suguio & Martin (1994) propuseram a denominação Formação Ilha Comprida.

CAPÍTULO 3 – MÉTODOS

3.1. Levantamento bibliográfico

Além das questões ligadas à geologia regional, o levantamento bibliográfico abrangeu temas de caráter conceitual e metodológico. No aspecto conceitual, a compilação bibliográfica contemplou o termo cordão litorâneo e seus correlatos na comunidade científica de língua portuguesa e inglesa, com destaque para aspectos históricos, definições e implicações genéticas.

Incluiu também uma revisão da terminologia mais usual na descrição de dunas costeiras. Os temas metodológicos compilados foram as datações por luminescência (TL e LOE), suas aplicações e implicações, e as estimativas de grau de arredondamento e seu significado geológico.

3.2. Aerofotointerpretação

A análise por sensoriamento remoto pode ser considerada etapa indispensável na delimitação e caracterização de cordões litorâneos e feições deposicionais eólicas, pois permite a observação de aspectos dificilmente percebidos de modo adequado em campo, como morfologia geral, orientação, concentração e distribuição espacial.

Com densidade populacional historicamente baixa e contida em maior parte na Estação Ecológica Juréia-Itatins, a planície de Una-Juréia caracteriza-se por extensa área coberta por vegetação densa e preservação quase integral, em relação à ação antrópica, dos alinhamentos de cordões que caracterizam o sistema deposicional planície costeira. Nestas condições, a análise por sensoriamento remoto, em diferentes datas e escalas, mostra-se ferramenta não somente útil como necessária no reconhecimento das principais feições morfológicas capazes de indicar a dinâmica e evolução no tempo desse sistema.

As principais tarefas na fotointerpretação foram: definir a geometria e a continuidade longitudinal e transversal do feixe de alinhamentos litorâneos, avaliar a possibilidade de existência de mais de uma geração de cordões, bem como a distinção entre cordões ou cristas praias (*beach-ridges*) e cordões de dunas frontais (*dune-ridges*),

verificar possíveis indicadores geomorfológicos de deriva litorânea longitudinal recente e pretérita e reconstituir cenários da evolução da linha de costa nas últimas quatro décadas. Os trabalhos de fotointerpretação tiveram como resultado a confecção de mapas geomorfológicos, com digitalização final através do programa *CorelDraw* (Anexo 1).

Cabe ressaltar que a análise de feições deposicionais costeiras em fotografias aéreas é suscetível a muitos tipos de erros, não somente analíticos (relativos a qualidade das fotos aéreas, desvios de paralaxe e desajustes entre fotos vizinhas) como também interpretativos (Angulo & Suguio, 1994). O conhecimento e o controle de erros interpretativos são requisitos imprescindíveis para uma fotogeologia criteriosa. Entre os erros e dificuldades interpretativos mais comuns, podem ser enumerados: 1) o desconhecimento ou desconsideração da origem dos contrastes texturais; 2) a presunção da topografia do terreno baseada na cobertura vegetal e; 3) a homogeneização da textura pela cobertura vegetal indiferenciada (Giannini, 2002).

A identificação de alinhamentos de cordões litorâneos baseia-se quase sempre em contrastes texturais, gerados pela alternância de crescimento de vegetação rasteira e vegetação arbórea acompanhando as cristas ou as calhas dos cordões litorâneos. Desta forma, em regiões onde esta alternância ocorre, é possível observar a direção aproximada de alinhamentos de cordões. O primeiro tipo de erro interpretativo deve-se, por exemplo, à indistinção entre cristas e calhas de dunas e cordões ou à confusão entre os contrastes devidos à vegetação, alagamento ou interferência antrópica e os contrastes efetivamente ligados à topografia do terreno sedimentar (Giannini, 2002). Não se pode distinguir de modo seguro os alinhamentos de crista dos alinhamentos de calha, pois os alinhamentos formados pelos topos das árvores podem corresponder às zonas mais alagadiças, e portanto, mais baixas do terreno (Angulo & Suguio, 1994). O segundo erro relaciona-se ao primeiro e ao fato, apontado por Angulo (1992), de que a diferença das superfícies definidas por topos de árvores não reflete necessariamente o relevo do terreno: a altura da cobertura arbórea geralmente excede o desnível topográfico.

O terceiro erro ocorre quando a vegetação não apresenta muitos contrastes, como é o caso de locais onde há predominância de vegetação arbórea. As diferenças de relevo são então simplesmente ignoradas. Em contraste, nas áreas onde a vegetação é menos densa ou

ausente, há tendência para maior detalhamento na distinção de alinhamentos de cordões (Angulo & Suguio, 1994).

Durante a confecção dos mapas aerofotointerpretativos, uma das dificuldades encontradas neste trabalho foi a separação de depósitos costeiros de diferentes idades (Holoceno e Pleistoceno) e de feições de diferentes fácies deposicionais com ênfase morfológica: crista praial, cordão dunar e campo de dunas. Em campo, o limite entre depósitos holocênicos e pleistocênicos pode, em tese, ser representado pela ocorrência de um pequeno desnível no terreno (métrico ou menor). Entretanto, por se tratar de desnível pouco expressivo em foto aérea, dada a escala de trabalho (1:25.000 ou 1:35.000), a delimitação de feição deste tipo não foi possível.

3.3. Atividades de campo

Foram realizadas quatro jornadas de campo destinadas à análise de fácies e coleta de amostras para análise sedimentológica e datação.

A análise de fácies foi realizada segundo o modelo proposto por Anderton (1985), adaptado para o estudo de depósitos quaternários (Giannini, 1993) e para o contexto da área de estudo. De acordo com este método, a análise de fácies é preparada por uma fase preliminar de levantamento aerofotogeológico, descrito no item anterior, e cartográfico. O levantamento cartográfico baseou-se em onze cartas topográficas em escala 1:10.000 do Instituto Geográfico e Cartográfico da USP e no mapa do Quaternário da região, escala 1:200.000, elaborado por Suguio & Martin (1978). Os dados aerofotogeológicos e cartográficos permitiram o estabelecimento tentativo de associações de fácies e sistemas deposicionais hipotéticos, bem como a seleção de áreas para execução de perfis perpendiculares à praia atual (transectos), destinados à coleta de amostras para datação.

As fases posteriores começam pelo trabalho de campo propriamente dito e podem ser assim enumeradas: (1) descrição detalhada do afloramento ou feição geomorfológica; (2) dedução dos processos deposicionais de cada fácies; (3) exame das relações espaciais entre fácies e reconhecimento de associações faciológicas e (4) interpretação do ambiente da associação. O conceito de modelo de fácies de Anderton (1985) é versátil, e este método, especialmente a partir da fase 3, pode ser aplicado tanto na escala de um afloramento, como

a um conjunto deles ou a toda área/bacia estudada. Desse modo, o exercício de *zoom*, dado pela alternância de pequenas e grandes escalas de modelagem em sucessivos testes de consistência (Della Favera, 1990), é compatível com o método (Giannini, 1993).

Foram realizados três perfis perpendiculares à praia atual, sendo dois ao longo dos principais rios da região, rio Una do Prelado e rio Ribeira de Iguape. Por se tratar de área de acesso controlado, a planície adjacente à praia do Una apresenta poucas trilhas para a realização de amostragem perpendicular à linha de costa. No entanto, a planície é cortada por um rio meandrante principal, o rio Una do Prelado, em cujas margens erosivas foi possível observar em fotografia aérea a existência de exposições naturais na forma de falésias. Com o auxílio logístico do Instituto Florestal, foi possível a amostragem em nove pontos distintos, compondo o único perfil transversal desta planície, onde foram coletadas amostras para análise sedimentológica e datação.

O terceiro perfil foi realizado na porção nordeste da planície da Juréia, em estrada abandonada. Neste caso, foram abertas para amostragem trincheiras de até 70 cm de profundidade, ou até encontrar o nível de água.

As amostras de paleopraia (PP) foram coletadas todas na fácies de espraçamento, caracterizadas por estratificação plano-paralela em séries de baixo ângulo ($< 5^\circ$), níveis com concentrações de minerais pesados e, em alguns casos, tubos fósseis de *Callichirus*, organismos que habitariam preferencialmente a zona de espraçamento de baixamar.

Também foram realizados perfis de amostragem sedimentológica longitudinal nas praias (perfil praia da Juréia e perfil praia do Una), coletando-se duas amostras por ponto, uma na zona de espraçamento e outra no cordão de dunas frontais. Uma vez que a evolução da planície costeira está intimamente ligada às variações do nível do mar e das células de deriva litorânea, tornou-se necessária uma amostragem regularmente espaçada (aproximadamente 500 metros), a fim de examinar os padrões de variação longitudinal dos atributos sedimentológicos ao longo do sistema praia-duna. A inferência mais precisa possível deste padrão é importante para a compreensão do processo de erosão atuante, sobretudo na praia da Juréia.

No desenvolvimento do trabalho de campo, tentou-se estabelecer uma rotina de trabalho, constituída pela sucessão das seguintes etapas, quando cabíveis:

1. Locação de ponto, com uso de aparelho GPS e folha topográfica.
2. No caso de dunas frontais, caracterização de morfologia, estágios de erosão/deposição e estudo preliminar da vegetação, quanto a espécies e distribuição espacial.
3. Medição da distância entre a zona de espraio e o cordão de duna frontal e da altura da duna, para análise da variabilidade do perfil praial.
4. No caso de cordões litorâneos sem exposição natural, abertura de trincheira com até 2m de profundidade ou até encontrar o lençol freático.
5. Análise de fácies deposicionais (ou morfo-deposicionais) e horizontes estratigráficos.
6. Documentação fotográfica detalhada de afloramento e morfologia do terreno, com uso de câmera profissional (Canon EOS-5).
7. No caso de paleodunas eólicas e cordões litorâneos antigos, amostragem seletiva de areias destinadas à datação por TL ou LOE, segundo distribuição espacial voltada à avaliação da variação de idade intra e intergeração de dunas ou cordões.
8. Coleta, nos mesmos pontos amostrados para datação, de réplicas destinadas à caracterização textural-mineralógica de grãos (ensaios de granulometria, separação magnética, separação densimétrica e microscopia óptica de frações leve e pesada).

Para melhor visualização da distribuição e localização dos pontos de amostragem, estes foram lançados de acordo com suas coordenadas UTM, nas cartas topográficas (escala 1:10.000) digitalizadas (Anexo 2).

Em todas as jornadas de campo, contou-se com o apoio logístico do Instituto Florestal, que disponibilizou barco e pessoal para a travessia ou realização de amostragem ao longo do rio Una do Prelado.

3.4. Atividades de laboratório

3.4.1. Granulometria

As análises granulométricas foram executadas no Laboratório de Sedimentologia – (Labsed) do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo (IG-USP).

As amostras desagregadas, em massas iniciais de 60 g, foram submetidas a pipetagem em um único intervalo ($>4,0 \phi$, escala phi de Krumbein), seguida de lavagem dos finos pelíticos por elutriação e peneiramento ao vibrador mecânico em intervalos de $0,5 \phi$. A restrição da pipetagem a apenas um intervalo foi adotada em vista da natureza essencialmente arenosa das amostras, com porcentagem em massa de pelíticos predominantemente inferior a 5%. Após o processo de pipetagem e peneiramento, obtiveram-se para cada amostra, através do programa *Momento4.123*, de Paulo C. Giannini, parâmetros estatísticos de distribuição de frequências (diâmetro médio, desvio padrão, assimetria e curtose) calculados pela técnica analítica dos momentos de Pearson.

3.4.2. Análise de minerais pesados

Após o peneiramento, as amostras foram submetidas a análise densimétrica por flutuação e afundamento em líquido denso (bromofórmio, CHBr_3 , $d \sim 2,85 \text{ g/cm}^3$). Teoricamente, por uma questão de equivalência hidráulica entre os minerais leves, dominantes, e os pesados, a análise deveria ser aplicada à classe de um ϕ imediatamente mais fina que a classe modal (Giannini, 1993). No entanto, praticamente todas as amostras apresentaram classe modal na fração mais fina do intervalo areia (areia muito fina, abaixo de $0,125\text{mm}$) decidindo-se por isso adotar esta fração para a separação de minerais pesados.

As frações de minerais pesados das amostras separadas ao bromofórmio foram submetidas à separação magnética. Esta separação consistiu em atritar de maneira suave um ímã, devidamente envolvido em saco plástico com espessura maior que $0,5 \text{ mm}$, sobre a fração de grãos pesados previamente espalhada em superfície lisa. Em seguida, retirou-se o ímã do interior do saco plástico, liberando-se os minerais magnéticos para o recipiente destinado à pesagem em balança analítica.

Da fração de pesados não magnéticos foram confeccionadas lâminas, com bálsamo do Canadá natural como meio de imersão, para a contagem em microscópio óptico dos minerais transparentes não micáceos. Esta quantificação foi feita até um total de 100 grãos. Com base nos resultados de contagem, foi calculado o índice ZTR, conforme Hubert (1962), e a soma dos minerais metaestáveis e instáveis, adotando-se a classificação de estabilidade de minerais pesados de Pettijohn (1957).

3.4.3. Arredondamento

O arredondamento pode ser definido como o grau de abrasão de cantos e arestas de uma partícula clástica, expresso por Wadell (1932) como a razão entre o raio de curvatura médio dos cantos e arestas (r) e o raio da curvatura máxima inscrita (R). Assim, a fórmula para o cálculo de arredondamento é:

$$\frac{\sum \frac{r}{R}}{N} \quad (1)$$

onde $\sum \frac{r}{R}$ é a somatória correspondente ao raio de curvatura médio, para um número N de cantos da partícula em um plano (Fig. 3.1). Esse é o método mais acurado proposto para o cálculo do arredondamento, mas é muito demorado para ser aplicado em estudos de larga escala (Powers, 1953).

Figura 3.1. Arredondamento segundo Wadell (1932). Os 13 círculos menores correspondem aos círculos inscritos nos cantos convexos da imagem (adaptado de McLane 1995).

Russell & Taylor (1937) propuseram cinco classes de partículas, baseados em comparação fotográfica de tipos de grãos, usando como critério o desgaste de cantos e arestas (Tabela 3.1). Como valores numéricos para os limites entre as classes, adotaram escala aritmética.

Tabela 3.1. Classes de arredondamento (Powers, 1953).

Termos	Russell & Taylor		Pettijohn	
	Limite das classes (escala aritmética)	Ponto médio	Limite das classes (escala geométrica)	Ponto médio
Angular	0 a 0,15	0,075	0 a 0,15	0,125
Subangular	0,15 a 0,30	0,225	0,15 a 0,25	0,200
Subarredondado	0,30 a 0,50	0,400	0,25 a 0,40	0,315
Arredondado	0,50 a 0,70	0,600	0,40 a 0,60	0,500
Bem arredondado	0,70 a 1,00	0,850	0,60 a 1,00	0,800

Pettijohn (1957) modificou o arranjo proposto por Russell & Taylor (1937), estabelecendo classes de arredondamento baseado no contorno da imagem de grãos fotografados e usando escala numérica geométrica. Ele adotou nomes para as classes análogas aos propostos por aqueles autores, mas redefiniu os limites entre as classes a fim de expressar as progressões de arredondamento mais claramente (Tabela 3.1). O arredondamento reflete essencialmente a distância percorrida, o meio, o modo e o tempo de transporte do grão. É controlado principalmente pela dureza, forma e tamanho original. Assim, se for estudado em um mesmo mineral, dentro de intervalo granulométrico restrito, o grau de arredondamento pode ser utilizado como índice de maturidade textural do sedimento (Folk, 1974).

Para a análise de grau de arredondamento, 100 grãos de quartzo da fração areia muito fina, por amostra, foram classificados por avaliação visual, quanto à quantidade relativa e agudez de cantos e arestas, através de gráficos comparativos (Müller, 1967; Fig. 3.2). Esta classificação permitiu agrupar os grãos em cinco categorias: bem-arredondados, arredondados, subarredondados, subangulosos e angulosos. Para este ensaio foi utilizado o

analisador de imagens *Leica QWin* do Laboratório de Petrografia Sedimentar e Documentação Gráfica do IG-USP, que permitiu a captura de imagens coloridas dos grãos de quartzo analisados.

Figura 3.2. Classes de arredondamento para comparação gráfica, segundo Müller (1967).

3.4.4. Datação por termoluminescência e luminescência opticamente estimulada

3.4.4.1. Introdução

Na ausência de restos orgânicos datáveis por ^{14}C (por exemplo, em areias quartzosas puras) ou nos depósitos cuja idade extrapola o alcance deste método, a termoluminescência (TL) e a luminescência opticamente estimulada (LOE) são as técnicas mais usuais de datação absoluta de depósitos quaternários. Sua principal vantagem reside no fato de elas utilizarem minerais comuns em sedimentos detríticos (quartzo, feldspato, carbonatos).

No início da década de 1970, a datação por TL era principalmente utilizada em artefatos arqueológicos, como cerâmica, tijolos e telhas (Aitken, 1974). Mais tarde, o emprego desta técnica passou a abranger outros materiais, como lavas e vidros vulcânicos e sedimentos eólicos.

O fenômeno da luminescência tem sido estudado há muito tempo. Uma das primeiras citações, feita em 1663 por Robert Boyle (*apud* Aitken, 1985), refere-se a um diamante que brilha no escuro durante o aquecimento. Essencialmente, a TL é a emissão de luz quando um cristal é aquecido, representando a perda de energia “aprisionada” no retículo cristalino (Aitken, 1985). O mesmo tipo de energia pode ser liberado por exposição à radiação ultravioleta (UV) da luz, quando então se tem a LOE.

No estudo de sedimentos terrígenos costeiros, cujo componente mineralógico mais abundante freqüentemente é o quartzo, a datação por TL e LOE adquiriu grande importância. No entanto, o estudo da evolução dos processos costeiros tem encontrado problemas na obtenção de datações confiáveis para eventos deposicionais, em particular na datação de cristas praias e dunas frontais, onde os componentes sedimentares datáveis podem não necessariamente corresponder ao evento deposicional (Murray-Wallace *et al.*, 2002), devido à possibilidade de exposição à luz durante processos de erosão e/ou exposição superimpostos.

As análises de TL e LOE apresentadas nesta Dissertação foram realizadas pelo Laboratório de Vidros (Labvidro) da Faculdade de Tecnologia da Universidade Estadual Paulista (FATEC), campus capital, sob a coordenação da Profª. Dra Sônia H. Tatumi. O objetivo destas análises foi determinar a idade de diferentes gerações de dunas e cordões litorâneos e, de posse destas idades, analisar a variação no tempo dos parâmetros indicativos de maturidade mineralógica e textural dos sedimentos, bem como fazer estimativas de taxas de progradação e sedimentação.

3.4.4.2. Luminescência

A luminescência é a luz emitida quando se aquece (TL) ou se expõe à radiação UV (LOE) um material que foi previamente exposto a radiações ionizantes. Na natureza, o cristal pode receber doses de radiação ionizante a partir de dois tipos de fontes: a radiação cósmica e a radiação ambiental α , β e γ dos materiais radioativos que se encontram num raio de aproximadamente 15cm, no solo ou sedimento que o contém (Tatumi, 2002). Estas radiações, ao interagirem com os átomos por ionização, arrancam deles parte dos elétrons, os quais passam a deslocar-se pela rede cristalina até que encontrem um átomo com falta de

elétrons ou um defeito cristalino (armadilha). Cada armadilha caracteriza-se pela sua profundidade. Um elétron ali aprisionado só poderá escapar caso haja energia térmica (portanto, de vibração) ou luminosa suficiente (Poupeau & Souza, 1984).

A TL/LOE acumulada é muito dependente do tipo e da quantidade de impurezas e defeitos presentes no mineral, entre os quais, os mais comuns são: ausência de íon negativo, ocorrência de íon negativo intersticial e presença de impurezas no sistema cristalino (Fig. 3.3), isto é, elementos anômalos em relação à composição química característica daquele mineral (Aitken, 1985).

Figura 3.3. Tipos de defeitos na rede cristalina. Da esquerda para a direita: falta de íon negativo, íon negativo intersticial e impureza substituindo um íon positivo (Aitken, 1985).

Uma vez capturado o elétron, torna-se necessária grande quantidade de energia para fazê-lo sair da armadilha. Com o aumento da temperatura ou da luz UV, a vibração torna-se cada vez mais forte, até o momento em que o elétron se libera do defeito cristalino. A partir daí, o elétron pode ser novamente re-capturado por outra armadilha ou expulso do cristal, recombinando-se a outros elétrons já livres. Essa recombinação pode ser de dois tipos: radiativa (com emissão de luz) ou não radioativa. Íons ou átomos nos quais ocorre recombinação radioativa são chamados de *centros luminescentes* e a luz emitida durante esta recombinação é a *luminescência* (Aitken, 1985).

No processo de recombinação, a cor da luz emitida (azul/violeta a prata) é característica do tipo de impureza. A quantidade de luz é proporcional ao número de elétrons aprisionados, que por sua vez é proporcional à quantidade de radiação a que o mineral foi submetido.

Em um dado mineral, o número de elétrons aprisionados cresce linearmente com a dose de radiação por ele recebida ao longo do tempo (Fig. 3.4), até que ocorra relativa estabilização entre a criação e o preenchimento das armadilhas. Para o quartzo, esta estabilização denominada nível de saturação é atingida em 10^5 anos (Poupeau & Souza, 1984). É essencialmente onde se encontra o crescimento linear do gráfico que é usado na datação por TL (Poupeau & Souza, 1984).

Comumente, os depósitos quaternários são formados por sedimentos detríticos provenientes de rochas formadas antes do Período Quaternário, portanto, sua TL/LOE deverá ter atingido a saturação antes da sedimentação. Esse tipo de sedimento pode ser datado por TL/LOE desde que, no momento em que ocorreu a deposição, o “cronômetro” TL/LOE tenha sido ajustado a zero. Tal ajuste pode ser obtido pelo aquecimento do material até 500°C pelo fogo (natural ou arqueológico), pelo contato com materiais vulcânicos quentes ou pela exposição à luz solar durante o intemperismo, transporte e deposição do sedimento. A energia luminescente pode ser retirada por aquecimento ou reduzida a um valor residual por exposição à luz solar em 16 horas aproximadamente (Tatumi, 2002). Este é o princípio da zeragem prévia do sedimento na natureza, bem como da quantificação em laboratório da energia aprisionada após seu soterramento.

3.4.4.3. Dose anual

A medição da radioatividade natural e sua avaliação em termos da dose anual que foi armazenada na amostra são de igual importância para a medição da luminescência e a derivação da paleodose (Aitken, 1985).

Para muitas amostras, a TL/LOE é produzida, em linhas gerais, em igual proporção, por radiação ambiental natural advinda de potássio, tório e urânio; a radiação cósmica e a do rubídio contribuem apenas com uma pequena porcentagem da TL/LOE total.

Na avaliação da razão na qual a luminescência aumenta, é necessário saber a razão da ionização nos cristais e a proporção de energia depositada pelas várias radiações. Um meio de aproximação é realizar cálculos detalhados baseados no poder de penetração das diferentes radiações e no coeficiente de absorção de energia dos constituintes da amostra.

A idade da amostra pode ser encontrada através da equação: $I = P/Da$, onde I é a idade, P é a paleodose e Da é a dose anual da radiação ionizante do local (por exemplo depósito sedimentar) em que a amostra foi coletada. P é a dose de radiação ionizante acumulada na amostra, determinada através de medidas de TL ou de LOE (Fig. 3.4). A Da é determinada através da soma das doses anuais relativas a partículas β , a radiação γ e aos raios cósmicos; geralmente usam-se os espectros da radiação γ de cada amostra para determinar as concentrações dos isótopos radioativos ^{235}U , ^{238}U , ^{232}Th e ^{40}K (Tatumi, 2002). Portanto, a datação por luminescência baseia-se na comparação entre a dose recebida pelo sedimento desde a sua deposição (paleodose) e a dose anual fornecida pelo seu ambiente de soterramento.

3.4.4.4. *Paleodose*

Uma avaliação simples da paleodose consiste na medição direta da TL para uma alíquota de grãos de quartzo (ou de outro mineral utilizado na datação, como feldspato) e na comparação com a TL/LOE artificial da mesma alíquota de grãos quando exposta a uma dosagem de radiação conhecida. Entretanto, esse simples procedimento usualmente fornece apenas um valor aproximado por causa da suscetibilidade da TL em ser alterada durante o primeiro aquecimento. Essa mudança na suscetibilidade ocorre em aproximadamente todos os minerais termoluminescentes tornando necessário o uso do método das doses adicionais (Aitken, 1985; Fig. 3.4).

Figura 3.4. Gráfico de determinação da paleodose pelo método das doses adicionais. G_0 é a TL/LOE residual; N é a TL/LOE natural; $N + 1\beta$ e $N + 2\beta$ correspondem à TL/LOE das amostras naturais com doses adicionais (Adaptado de Aitken, 1985).

A avaliação da paleodose é complicada porque a luminescência natural possui dois componentes: a TL/LOE adquirida desde sua deposição e a idade-zero luminescente (TL/LOE residual G_0) que a amostra já possuía quando foi depositada. Se esta última for significativamente alta e não tiver seu efeito adequadamente identificado e descontado, a idade luminescente resultará mais antiga que a real.

3.4.4.5. Datação de sedimentos por luminescência: problemas do método

Poupeau & Souza (1984) aplicaram o método de datação por TL em areias pleistocênicas costeiras e continentais do Sul do Brasil e Uruguai. No caso das areias costeiras, dataram-se dez amostras e os resultados indicaram TL insaturada, o que implica que todas as amostras devem ter sido submetidas a um processo natural (componente UV da luz do sol) para serem zeradas.

As areias continentais estudadas corresponderam a uma série de depósitos resultantes de transporte pela água. Todas estas amostras também apresentavam TL insaturada e um crescimento linear de TL com a dose, significando que a componente UV da luz do sol atuou de modo semelhante, zerando a TL tanto nas areias costeiras como nas

continentais. Os autores concluíram desse modo que, pelo menos para as amostras estudadas, o tipo de depósito (costeiro ou continental) não exerce influência na ação de zerar as amostras pela componente UV do sol.

Os principais problemas metodológicos apontados por Poupeau & Souza (1984) são relacionados a três aspectos: paleodose, medição da dose anual e acurácia ou significado geológico das datações TL.

O primeiro problema, ou da paleodose, seria devido à não linearidade de TL com a dose, verificada nas areias continentais investigadas por aqueles autores. Quando a amostra apresenta TL normal próxima do nível de saturação, a extrapolação da paleodose torna-se impossível, conforme o gráfico da figura 3.4 (Wintle & Huntley, 1982 *apud* Poupeau & Souza, 1984).

Outro problema estaria vinculado à correta determinação da dose anual, pois se deve considerar, quanto à constância do U, Th e seus filhos, a presença de K com o tempo e a umidade do material, fatores que podem alterar a retenção ou perda de produtos radioativos. Aitken (1985) já havia citado o problema que a umidade pode causar na dose anual, pois parte da radiação é absorvida pela água. Portanto, para a medição da dose β , deve-se secar as amostras e posteriormente aplicar um fator de correção nos valores obtidos. Quanto ao significado geológico de uma datação TL/LOE, não se tem certeza se o mecanismo de zerar as amostras não se alteraria depois de um ou mais episódios de retrabalhamento e ressedimentação sob a água. Outra limitação da técnica em sedimentos subaquosos relaciona-se à possibilidade de fotoesvaziamento incompleto dos grãos de quartzo durante a deposição, devido à turvação da água por partículas em suspensão.

Stokes (1992) datou e comparou amostras de diferentes sistemas deposicionais (eólico, fluvial e costeiro) pelo método LOE. Observou que todas as amostras apresentaram crescimento linear em resposta às doses adicionais. No entanto, verificou-se um incremento na idade estimada em laboratório para as areias de praia moderna, correspondendo à expulsão de carga devido à progressiva diminuição da sensibilidade das armadilhas à luz, portanto, o evento de limpeza (saída dos íons e impurezas do retículo cristalino por exposição ao sol ou aquecimento dos grãos) para esvaziar as armadilhas do mineral durante a deposição foi muito curto, mantendo uma componente LOE reliquiar. Uma possibilidade relaciona-se a um evento tão rápido de deposição a ponto de não zerar as armadilhas,

responsável pela LOE residual. Outra possibilidade seria uma limpeza óptica insuficiente durante o transporte e deposição, isto é, da radiação UV.

Dunas costeiras inativas ou paleodunas têm apresentado bons resultados na datação de sedimentos eólicos por TL/LOE, inclusive no Brasil (Barreto *et al.*, 1999; Yee *et al.*, 2002; Tatum *et al.*, 2002; Barreto *et al.*, 2002). Stokes (1992) comenta a alta probabilidade de limpeza óptica durante a deposição pelo vento, representando uma situação ideal para apagar o sinal LOE.

Estudando depósitos quaternários da ilha Comprida, no litoral sul paulista, Giannini (2003) e Guedes (2003) encontraram idades TL entre 14 e 62 mil anos AP, em sedimentos de fácies de espraçamento, hoje emersos. De acordo com os autores, este intervalo de tempo corresponde a período de NRM muito abaixo do atual, face às curvas de variação do nível do mar mais aceitas para a costa do Brasil, sendo portanto completamente incompatíveis com a altitude dos afloramentos datados. Nos trabalhos citados, duas hipóteses principais são argumentadas para explicar o erro na datação. A primeira é a possível ineficiência do método de medição da dose anual. O segundo fator de erro estaria ligado ao processo de zeragem da TL residual. Por se tratar de amostras correspondentes a fácies de espraçamento, a turbidez da água, ocasionada pela areia em suspensão (comum na zona de espraçamento inferior de praias dissipativas), dificultaria a exposição dos grãos à radiação solar para o fotoesvaziamento. Com isso, as idades obtidas seriam sempre maiores que as esperadas. Como regra, datações de réplicas das mesmas amostras pelo método LOE em feldspato apresentam idades substancialmente menores (holocênicas) e geologicamente mais coerentes, parte delas confirmadas por datação ^{14}C . Esta diferença é atribuída pelos autores à sensibilidade reconhecidamente maior da LOE ao processo de zeragem natural.

CAPÍTULO 4 – SISTEMAS DEPOSICIONAIS

4.1. Sistema planície costeira

Suguio (1998) define planície costeira como “uma região de baixo gradiente que margeia corpos de água de grandes dimensões, como mar ou oceano, representada por faixas de terra recentemente emersas, compostas por sedimentos marinhos e/ou fluvio-marinhos, em geral de idade quaternária”.

Como ressaltado por Giannini (1993), o termo planície costeira é empregado de dois modos. O primeiro no sentido fisiográfico, como enfatizado pela definição do parágrafo anterior. E o segundo no sentido de ambiente ou sistema deposicional (Villwock, 1984; Villwock *et al.*, 1986 *apud* Giannini, 1993). Neste último sentido, planície costeira (*strandplain*) pode ser definido como “uma área progradante devido ao efeito de transporte e deposição de sedimentos por correntes de deriva litorânea longitudinal” (Fischer, 1983 *apud* Giannini, 1993). A este agente sedimentar devem-se acrescentar ainda pelo menos outros dois: a deriva transversal e as variações de NRM (Giannini, 1993). A faciologia seria monótona, restrita em essência a processos de arrebentação e espraçamento de onda em mar aberto, cuja identificação depende do exame de estruturas sedimentares subsuperficiais. Alinhamentos de cordões litorâneos são a principal materialização geomorfológica da progradação que caracteriza este sistema deposicional.

Na área da E.E.J.I., Souza & Souza (2002) distinguem quatro pequenas planícies costeiras, no sentido fisiogeográfico: Juréia, Una, Rio Verde e Guaraú. Nessas planícies são identificados vários compartimentos topográficos, dois dos quais relacionados a gerações de sistemas deposicionais do tipo planície costeira:

- 1) com cotas entre 1,5 e 4m, nivelado por terraços marinhos holocênicos presentes entre a linha de costa e a depressão paleolagunar.
- 2) com cotas entre 8 e 10m, encontrado ao fundo das planícies costeiras, onde afloram restos de terraços marinhos pleistocênicos.

4.1.1. Perfil praiial

Uma vez que o sistema deposicional do tipo planície costeira caracteriza-se pela progradação em zonas de mar aberto, faz-se necessário padronizar previamente as terminologias adotadas para a zona de transformação de onda, com destaque para as feições morfológicas do prisma praiial emerso e submerso (Fig. 4.1). A subdivisão dos principais elementos praiiais varia de acordo com o autor, tendo sido adotada neste trabalho a proposta por Suguio (1992).

Figura 4.1. Terminologia usada para designação de várias partes constituintes das zonas costeiras, em confronto com modelos de outros autores (adaptado de Suguio 1992).

4.1.2. Cordões litorâneos

Na geologia sedimentar brasileira, a palavra cordão tem sido utilizada como tradução para dois diferentes termos técnicos em inglês, *ridge* e *string* (Giannini, 2002). O termo *ridge*, de conotação mais morfológica, relaciona-se a uma feição positiva alongada e estreita, de perfil transversal convexo. Assim, todo cordão/*ridge* associa-se à presença de uma crista, embora não sejam exatamente sinônimos: a crista pode ser considerada parte do

cordão. O termo *string*, de conotação geométrica tridimensional, refere-se a qualquer depósito com elevada relação comprimento/espessura e baixa relação espessura/largura. A expressão cordão litorâneo, de conotação morfológica, tem sido utilizada no Brasil em sentido ligeiramente diferente do termo *beach-ridge*, de onde ela foi derivada. A rigor, o sentido original literal de *beach-ridge* é de um cordão formado por sedimentos de praia. Já o termo cordão litorâneo refere-se a qualquer crista/cordão desenvolvida ao longo da linha de costa. Seu uso, portanto, é abrangente quanto à gênese, podendo servir tanto para cordões ou cristas praias (*beach-ridges*), formados somente por processos costeiros subaquosos, como para cordões ou cristas dunares (*dune-ridges*), formados por depósitos eólicos, principalmente dunas frontais (Giannini, 2002).

Hesp (2003) tenta redefinir crista praial (*beach-ridge*) a partir do exame crítico de várias propostas sugeridas na literatura internacional. Definições citadas pelo autor utilizam o termo *beach-ridge* como sinônimo de feições distintas, como barra de arrebentação (*swash bar*), conjunto de barras (*welding bar*), berma (*berm*), crista praial (*beach-ridge*), duna frontal (*foredune*), ou uma combinação destes. Neste trabalho, o autor conclui que *beach-ridge* são essencialmente depósitos marinhos alinhados, formados pela ação de onda e ondas de bom tempo e de tempestade.

No Brasil, os trabalhos pioneiros de Lamago (1940), desenvolvidos no litoral do Rio de Janeiro, consideravam que os cordões litorâneos, então denominados “restingas”, seriam formados por crescimento lateral, na forma de pontal, fechando enseadas preexistentes. Posteriormente, Bigarella (1946) representou a “restinga” como um cordão litorâneo individual separando oceano de “lagoa” (Fig. 4.2), e considerou “feixe de restinga” como um agrupamento de cordões litorâneos paralelos (*sensu beach-ridge*) (Fig. 4.3).

A origem da “restinga”, segundo Lamago (1940), é de modo geral condicionada à existência de correntes costeiras secundárias transportando areia. Seu processo de formação consiste numa corrente tangenciando a massa de água que a separa da praia, perdendo velocidade no contato e depositando os sedimentos numa faixa paralela à linha costeira (Bigarella, 1946). A formação de um cordão litorâneo por “progradação lateral” foi originalmente proposta por Gilbert (1885, *apud* Muehe, 1994) e exige obliquidade de incidência de ondas capaz de gerar deriva litorânea longitudinal significativa.

O termo “restinga” (de origem espanhola) foi registrado na literatura geocientífica no século XV, referindo-se à barra ou barreira de natureza arenosa, especialmente quando essas feições fecham lagunas costeiras. Neste caso, a restinga é comumente interrompida por braços ou desembocaduras de maré, que estabelecem comunicação parcial entre as águas do oceano aberto e da laguna (Larras, 1964 *apud* Suguio, 1998). Suguio (1998) adverte que, no Brasil, esta palavra tem sido usada indiscriminadamente, referindo-se a diversos tipos de depósitos arenosos litorâneos que, na realidade, correspondem a diferentes feições deposicionais.

Figura 4.2. Corte esquemático de um cordão litorâneo. 1) Restinga – cordão litorâneo; 2) Lagoa; 3) Oceano; 4) Embasamento cristalino (baseado em Bigarella, 1946).

Figura 4.3. Corte esquemático da zona de restinga. 1. Feixe de restinga (*beach-ridge*); 2. Vale de restinga; 3. Aluviões terrestres, pantanais ou mangues; 4. Embasamento cristalino; 5. Oceano (baseado em Bigarella, 1946).

Na versão traduzida para o português do livro-texto de Bloom (1969), cita-se “barreira” ou “crista de praia” como o principal elemento de costas planas, separadas da terra firme por uma “lagoa” ou pântano. Menciona-se ainda que antigas cristas de praia,

incorporadas na planície e visíveis em fotos aéreas pelo seu alinhamento, foram chamadas de “cordões praianos ou litorâneos” (Guerra, 1966), ou “planícies de restinga” (Lamego, 1940). Suguio (1998) define barreira como “praia arenosa (*barrier beach*), ilha (*barrier island*) ou esporão (*barrier spit*), que se estende mais ou menos paralelamente ao litoral e acha-se separado do continente por um corpo aquoso relativamente estreito (laguna)”. A barreira, via de regra, permanece acima do nível de maré alta (Shepard, 1952).

Moslow (1990) reconhece dois tipos de barreiras, as transgressivas e as regressivas. As ilhas barreiras regressivas seriam o resultado da migração da linha de costa (Fig. 4.4). No entanto, a origem primária da barreira inicial, segundo esse modelo, sempre é transgressiva. Portanto, o desenvolvimento de uma planície costeira com cordões litorâneos (*beach-ridges*) pode começar a partir do desenvolvimento de uma ilha-barreira transgressiva encerrando uma laguna. Posteriormente, a ilha-barreira serviria de apoio para o crescimento dos demais cordões, associados à origem regressiva.

Figura 4.4. Modelos estratigráficos para barreiras clásticas como função da variação do nível do mar (R_s), razão de subsidência (R_s) e razão de deposição (R_d) (adaptado de Moslow, 1990).

Dominguez *et al.* (1992) definem que as “planícies de cristas de praias” resultam da progradação da linha de costa (Fig. 4.5), através de processo de acumulação de sedimentos por ação das ondas, onde cada crista de praia representa um depósito individualizado, associado a uma linha de praia ativa. Mendes (1984) considera estes como sendo

acumulados pelas ondas acima do nível médio de preamar, por ocasião de marés excepcionais ou em época de tempestade.

Figura 4.5. Progradação de praia arenosa (esquemático): 1 - areia; 2 - depósitos lamosos da zona de transição; 3 - cordões de areia; 4 - embasamento cristalino; nmp - nível médio de preamar (adaptado de Mendes, 1984).

A liberal tradução de termos em língua estrangeira (geralmente inglês) por diversos autores originou uma série de termos diferentes para uma mesma feição. Estes utilizam comumente a tradução dos termos *beach-ridge* (crista praial), *barrier* (barreira), *beach-barrier* (barreira de praia) e *regressive barrier* (barreira regressiva) como cordão litorâneo.

O termo “restinga”, inicialmente proposto na designação de cordão litorâneo, tem sido usado de modo indiscriminado, referindo-se a todos os tipos de depósitos arenosos litorâneos que, na realidade correspondem a diferentes feições deposicionais, geralmente de composição arenosa. Já os cordões litorâneos são interpretados como de origem primária marinha ou formados por ondas de tempestade. Sobre este, o retrabalhamento eólico pode formar cordões dunares, realçando o alinhamento inicial.

Neste trabalho, adotou-se o termo cordão litorâneo, preferencialmente descritivo da morfologia de alinhamentos paralelos à linha de costa atual, não devendo ser, portanto, exclusivamente relacionado à sua gênese marinha.

4.1.3. Dunas costeiras

Hesp (2000) classifica as dunas em quatro tipos: frontais, *blowouts*, parabólicas e campos de dunas transgressivos, sendo que este último não corresponde especificamente a um tipo de duna, estando este em hierarquia superior às demais feições. Na região do Una-Juréia foram identificados dunas frontais incipientes e estabelecidas, dunas *blowout* e um incipiente campo de *nebkhas*.

As dunas frontais são definidas como depósitos formados no pós-praia pela retenção de areia costeira pela vegetação pioneira. Segundo Hesp (2000), as dunas frontais começam como dunas incipientes ou embrionárias e evoluem, com o aumento da altura, da complexidade morfológica e da diversidade de cobertura vegetal, para dunas estabelecidas. As dunas frontais incipientes podem ainda ser subdivididas, quanto ao critério morfológico, em cordões (*ridges*), terraços e rampas.

As dunas frontais estabelecidas, por sua maior complexidade morfológica, apresentam muitas formas possíveis, sendo umas das mais comuns a suavemente ondulada ou *hummocky*. Sendo caracterizadas por taxas de deposição eólica mais baixas que as dunas incipientes, podem ser intensamente remodeladas por processos erosivos, principalmente eólicos. Desse modo, o grau de modificação da morfologia original por estes processos constitui-se em critério de classificação. Utilizando este tipo de critério, Hesp (1988) dividiu as dunas estabelecidas em cinco estágios, 1 a 5, na ordem de erosão crescente (Fig. 4.6). A morfologia *hummocky* seria comum no estágio 3.

Figura 4.6. Classificação morfológica e ilustrações esquemáticas de dunas frontais estabelecidas do sudeste da Austrália (adaptado de Hesp, 1988).

Os *blowouts* são feições mistas (erosivo-deposicionais) geradas por ruptura, via deflação, de formas positivas de relevo constituídas por depósitos arenosos, geralmente dunas frontais ou cristas praias. A ruptura faz-se através da produção de bacia deflacionar (*deflation basin*), delimitada por paredes erosivas subparalelas (*erosional walls*) que se fecham, rumo sotavento, em lobos deposicionais (*depositional lobes*) em U, com faces de avalanche. Desse modo, os *blowouts* são morfologicamente tripartites: bacia, paredes e lobos (Giannini, 2002; Giannini *et al.*, 2004).

O termo *nebkhas* foi introduzido por Killian (1945 *apud* Tenberg, 1994), para referir-se a montículos de areia formados pela deposição eólica em meio à vegetação. Podem possuir caudas alongadas no sentido do vento. Nesse caso, recebem a denominação dunas de sombra ou *shadow dunes* (Giannini *et al.*, 2004).

4.2. Sistema estuarino-lagunar

Entende-se por estuário uma região de transição entre o fluvial e o marinho, caracterizado pela influência tanto das correntes fluviais como de maré (Mendes, 1984). Correspondem, portanto, a desembocaduras fluviais, constante ou intermitentemente afogadas, em que a ação ou herança de processos marinhos e fluviais é igualmente importante. Já uma laguna consiste de corpo de água raso, sub-paralelo à costa, com conexão restrita ao mar aberto, do qual se separa por barreira arenosa. É, portanto, dominada pela ação de correntes de maré modificadas e por ondas e correntes induzidas pelo vento.

A formação de estuários e lagunas modernas deu-se principalmente nos últimos 8 mil anos, no contexto maior da transgressão holocênica. Nesse contexto, há dois tipos de origem para estes sistemas deposicionais (Giannini, 1993). No primeiro tipo, eles são gerados pelo afogamento, durante a transgressão holocênica, de áreas previamente dissecadas (Giannini, 1993), como vales de rios transversais ou sub-paralelos aos feixes de cordões litorâneos desenvolvidos no Pleistoceno superior. O afogamento dos vales transversais daria origem a estuários e o afogamento dos vales sub-paralelos geraria as lagunas. No caso de evidências de conexão destes dois tipos de sistema, justifica-se o emprego do termo composto estuarino-lagunar. No segundo tipo de origem, o sistema lagunar ou estuarino-lagunar forma-se concomitantemente à construção de ilhas e barras-barreira (Giannini, 1993).

Atualmente a área de estudo não apresenta um sistema estuarino-lagunar ativo. No entanto, feições observadas em fotografias aéreas do interior da planície sugerem a ocorrência deste tipo de sistema durante a evolução da planície costeira, tanto na região do Una como da Juréia. A ausência de cordões litorâneos e a mudança na vegetação em comparação com as áreas vizinhas, em fotos aéreas, e a presença de argila rica em matéria-orgânica observada em campo reforçam a idéia de um antigo sistema estuarino-lagunar.

Os dois tipos de origem de sistema lagunar reconhecidos por Giannini (1993) estariam representados aqui (Bentz & Giannini, 2003). Na região do Una e na porção nordeste da planície da Juréia, junto ao morro homônimo, encontra-se sistema do tipo baía-laguna. Este sistema não teria se desenvolvido por afogamento de uma região mais baixa, e sim pelo crescimento de esporões arenosos rumo NE, que teriam estrangulado as

paleodesembocaduras existentes a SW dos morros da Barra do Una e da Juréia. O crescimento da planície arenosa com cordões rumo NE alcançaria estes morros, desenvolvendo paleolagunas.

Por outro lado, supondo-se que os terraços mais interiores e a SW do morro da Juréia sejam pleistocênicos, por estarem muito interiorizados em relação aos demais sistemas de cordões litorâneos, o sudoeste da planície da Juréia, junto ao vale do rio Ribeira de Iguape, apresenta associação do tipo vale-laguna, isto é, vales incisos em sedimentos pleistocênicos, afogados no âmbito da transgressão holocênica.

CAPÍTULO 5 – PLANÍCIE COSTEIRA UNA-JURÉIA

5.1. Aerofotointerpretação

Como produto da integração dos resultados da aerofotointerpretação, confeccionaram-se mapas geomorfológicos com ênfase nos sistemas deposicionais quaternários (Anexo 1).

Através da fotointerpretação, foi possível inferir três importantes aspectos da evolução geomorfológica da planície: mudanças de configuração nas desembocaduras de canais de escoamento de maré (rios Una do Prelado e Ribeira de Iguape), direções de crescimento de esporões arenosos recentes e antigos e padrões de densidade e geometria dos cordões litorâneos. Como as três características encontram-se muitas vezes intimamente relacionadas, optou-se por agrupá-las, para efeito de descrição, em feições e processos recentes (contemporâneos ao período de levantamento aerofotográfico) versus feições e processos antigos (anteriores a esse período). Metodologicamente, esta subdivisão e ordenação são interessantes, pois o primeiro grupo constitui, em alguns casos, modelos úteis para a compreensão do segundo. Esta abordagem, bem como as interpretações adotadas e apresentadas a seguir baseiam-se em Bentz & Giannini (2003).

5.1.1. Feições e processos recentes

A comparação entre as fotos aéreas de 1962 e 1973 possibilitou verificar a mudança na configuração da desembocadura do rio Una do Prelado, de traçado oblíquo à costa, dirigido para S, para traçado mais curto, perpendicular à costa (Fig. 5.1). Através do confronto entre as fotos de 1973 e 2000, observa-se que a nova configuração da desembocadura mantém-se até os dias atuais.

Figura 5.1. Fotos aéreas da desembocadura do rio Una do Prelado em 1962 e 1973. Notar mudança da desembocadura para NE.

A mudança na configuração e posição do rio Una do Prelado pressupõe entender a dinâmica da desembocadura e seus fatores controladores: deriva litorânea, regime de marés e regime fluvial. Em vista do efeito de molhe hidráulico exercido pela desembocadura, a foz representaria zona de convergência de células de deriva litorânea longitudinal: a SW (extremidade setentrional da praia do Una), atuaria a deriva regional predominante para NE, enquanto a NE (praia da Barra do Una), o molhe hidráulico natural do rio Una do Prelado geraria inversão localizada da deriva residual.

A configuração existente em 1962, portanto, pode refletir tanto o meandramento como o predomínio local temporário de deriva litorânea para SW. Já a variação de configuração constatada na foto de 1973 pode ser atribuída à produção de atalho em corredeira, provavelmente devido ao extravasamento do canal em período de enchente fluvial, em condições de predomínio de deriva longitudinal para NE. A manutenção da desembocadura do rio Una do Prelado desde então representa uma configuração de equilíbrio estável em condições de vazão elevada e com padrão convergente de células de deriva litorânea.

Comparando-se as fotos aéreas de 1973 e 2000 relativas à desembocadura do rio Ribeira de Iguape, nota-se o crescimento da ponta sul da praia da Juréia, para SW, decorrente do transporte e acúmulo de sedimentos pela deriva litorânea longitudinal, localmente dirigida para este rumo (Fig. 5.2). Admitindo-se o predomínio regional de

deriva litorânea para NE, a inversão local da deriva na terminação sudoeste da praia da Juréia pode ser explicada pelo efeito molhe natural exercido pelo rio Ribeira de Iguape. A desembocadura do rio bloquearia as ondas vindas de sul, favorecendo, com isto, a deriva longitudinal para SW a sotamar (NE) da foz. A inversão da deriva longitudinal na extremidade sudoeste da praia da Juréia é sustentada pelo padrão de células de deriva interpretado por Souza (1997) com base na variação longitudinal de granulometria.

Figura 5.2. Fotos aéreas do rio Ribeira de Iguape em 1973 e 2000. Notar, entre as duas datas, crescimento da ponta sul da praia da Juréia para SW.

5.1.2. Feições e processos antigos

A ponta sul da praia da Juréia, formada após 1973, é parte integrante de uma feição deposicional maior, de igual orientação e com o dobro do tamanho em extensão e largura, adjacente à reentrância paleoestuarino-lagunar do rio Suá Mirim (Fig. 5.3). A parte mais setentrional e antiga desta feição apresenta alinhamentos de cordões litorâneos menos espaçados que no interior da planície e com direção SE-NW, oblíqua à orientação geral da praia da Juréia. Este padrão diferenciado de orientação e espaçamento confirma o crescimento de toda a feição, como esporão, no rumo SW, associado ao efeito molhe da desembocadura do rio Ribeira de Iguape. Dada a localização do esporão, adjacente ao terreno paleolagunar do rio Suá Mirim, é razoável supor que algum evento abrupto esteja

relacionado à mudança de posição da desembocadura do rio Ribeira de Iguape, do atual vale do rio Suá Mirim para seu curso atual.

Figura 5.3. Cordões litorâneos com orientação SE-NW, adjacente à reentrância paleoestuarino-lagunar do rio Suá Mirim (extremidade sudoeste da praia da Juréia).

A suposta paleodesembocadura do rio Ribeira de Iguape (rio Suá Mirim) apresenta orientação subparalela à costa, voltada para NE, compatível com o forte efeito da deriva litorânea longitudinal nesse rumo, constatada hoje a barlar da foz do rio Ribeira de Iguape (Fig. 5.3). Com o deslocamento da desembocadura do Ribeira de Iguape rumo SW para sua posição atual, o efeito molhe e a deriva localmente invertida teriam passado a atuar sobre a região da margem direita da paleodesembocadura, retrabalhando e redepositando seus sedimentos sob a forma de esporão. Este esporão seria o responsável pelo barramento da paleodesembocadura e pelo conseqüente desaparecimento do efeito molhe a ela associado. Com isso, a deriva para NE a sotamar do rio Suá Mirim intensificou-se, gerando o fechamento da paleolaguna junto à parte externa do flanco sul do morro da Juréia. Com o fechamento desta desembocadura e a ativação da foz atual, a deriva litorânea a NE do rio Suá Mirim reassume seu padrão normal, criando o processo generalizado de erosão da antiga linha de costa que caracteriza até hoje a parte centro-sul da praia da Juréia (Bentz & Giannini, 2003). De acordo com este modelo, o desfecho da paleolaguna adjacente ao morro da Juréia teria sido, portanto, contemporâneo ao estabelecimento do baixo curso atual do rio Ribeira de Iguape (Fig. 5.4).

A fotointerpretação do contato entre o sistema planície costeira e o sistema lagunar, junto à parte interna do flanco sul do morro da Juréia, permitiu delimitar outra feição alongada, com características geomorfológicas de esporão arenoso (Fig. 5.4). Com base na disposição espacial desta feição e na reconstituição do padrão de encurvamento dos cordões litorâneos nela existentes, é possível interpretar seu rumo de crescimento para SW, tendo o maciço da Juréia como ponto de fixação. Este paleoesporão também teria crescido sob efeito de deriva litorânea invertida em relação ao padrão regional predominante. Este fato permite interpretar a existência de efeito molhe hidráulico também nesta área, em épocas passadas. O molhe teria sido exercido pela desembocadura lagunar então existente a SW do esporão, inferida na fotointerpretação através de uma reentrância do sistema lagunar. A interrupção do feixe de cordões encurvados rumo SW e o barramento da reentrância lagunar por sedimentos arenosos da planície costeira evidenciam o fechamento da paleodesembocadura, com o cessamento do efeito molhe por ela induzido (Fig. 5.4).

Figura 5.4. Esboço geológico da parte nordeste da planície da Juréia. Na parte mais interna da planície, nota-se a presença de paleoesporão arenoso com rumo de crescimento para SW, tendo o maciço da Juréia como ponto de fixação. Na parte mais externa, o fechamento da paleolaguna adjacente ao morro da Juréia estaria relacionado à intensificação da deriva litorânea para NE devida à migração, para SW (posição atual), da desembocadura do rio Ribeira de Iguape.

5.2. Sistema praia-duna atual

5.2.1. Praia da Barra do Una

5.2.1.1. Resultados de campo

A praia da Barra do Una, com extensão de 2 km, e a planície adjacente, são abertas à visitação pública, apresentando maior interferência antrópica que os setores vizinhos. Souza & Capellari Jr. (2002) ressaltam também a perturbação na vegetação de restinga dessa praia, com a ocorrência de algumas poucas espécies.

Próximo ao maciço cristalino, porção nordeste da praia, ocorrem predominantemente dunas frontais estabelecidas erodidas, de aproximadamente 0,5m de altura, cujas falésias geralmente expõem estratificações plano-paralelas ou sobreposição de séries de estratificações plano-paralelas em série de cruzadas (Fig. 5.5). Algumas dunas frontais estabelecidas apresentam formas convexas, com estratificações apresentando nítido mergulho para o continente (Fig. 5.6 e 5.7). Observa-se também o cavalgamento da duna frontal estabelecida por franja de areia eólica ou duna frontal incipiente em rampa. Giannini (2003) define franja de areias eólicas como sedimentos incoesos, desvegetados, acumulados pelo vento, sob a forma de um lençol de espessura centimétrica, aos pés das dunas frontais ou das escarpas costeiras. Segundo esse autor, as franjas de areia eólica, sob aporte eólico elevado, podem evoluir para protodunas, formas de leito eólica com até poucos metros de altura, sem face de avalanche (*slipface*).

Na porção intermediária da praia (ponto 5 – Anexo 2), a altura das dunas tende a aumentar, e são observados terraços de dunas frontais incipientes recobrimdo falésias preexistentes (Fig. 5.8). Torna-se evidente, assim, o aumento do grau de desenvolvimento de dunas frontais incipientes rumo SW, o que pode estar relacionado ao suprimento crescente por deriva litorânea longitudinal. Cabe destacar que a deriva litorânea residual interpretada por Souza (1997) nesta praia, com base em indicadores granulométricos e de sensoriamento remoto, tem sentido SW.

Próximo à desembocadura do rio Una do Prelado, observa-se redução na altura das dunas, com geometria de terraço, e aumento da largura da praia.

Figura 5.5. Falésia em duna frontal incipiente com séries de estratificação plano-paralela (Ponto 2 – Anexo 2).

Figura 5.6. Falésia em duna frontal estabelecida. Notar geometria ondulada (*hummocky*) da superfície da duna (Ponto 3 – Anexo 2).

Figura 5.7. Falésia em duna frontal incipiente com superfície convexa e duas séries de estratificações, sendo a atitude das estratificações na série superior acompanhada pela convexidade da superfície deposicional atual (Ponto 4 – Anexo 2).

Figura 5.8. Terraço de dunas frontais incipientes recobrindo falésias de dunas frontais estabelecidas (Ponto 5 – Anexo 2).

5.2.1.2. Granulometria

O exame da variação de atributos granulométricos ao longo da praia da Barra do Una permite verificar dados discrepantes (picos) na porção intermediária da praia, tanto na zona de espraçamento quanto nas dunas (Fig. 5.9 e 5.10).

Na zona de espraçamento, a parte mediana da praia é caracterizada por enriquecimento em areia fina (Fig. 5.9), com engrossamento de diâmetro médio, melhora da seleção e aumento da assimetria (Fig. 5.10). Com base na regra de McLaren & Bowles (1985) para dedução de rumo preferencial de transporte sedimentar a partir de parâmetros estatísticos de granulometria, este padrão de variação seria indicativo de deriva litorânea convergente, mas é mais provável, que ele se deva a aumento de energia no centro da praia, ligado à maior exposição às ondas. As extremidades ficariam mais protegidas desta ação pela ponta do Una, a NE, e pelo molhe hidráulico do rio Una do Prelado, a SW. Ainda com base na mesma regra, considerando a seleção melhor a SW que a NE, existiria talvez um ligeiro predomínio, na praia como todo, do transporte para SW, conforme interpretado por Souza (1997). Isto é, o efeito do molhe do rio Una do Prelado seria mais efetivo que o da proteção exercida pela ponta nordeste da praia. Nas dunas frontais, as tendências de variação invertem-se. Considerando, com base na Fig. 5.9, que as amostras de dunas eólicas apresentam aumento quase sistemático de areia muito fina em relação às amostras da praia adjacente e que o meio da praia é justamente a zona em que este aumento é mais pronunciado, a inversão de comportamento de parâmetros granulométricos entre praia e duna no meio da praia reflete provavelmente o maior efeito da ação do vento no meio da praia que nas extremidades.

Figura 5.9. Variação dos teores de areia fina e muito fina na zona de espraçamento e nas dunas frontais da praia da Barra do Una.

Figura 5.10. Variação dos atributos granulométricos na praia da Barra do Una. Notar ponto anômalo na porção intermediária da praia (km 1).

5.2.1.3. Minerais pesados

Na praia da Barra do Una, pôde-se observar aumento do índice ZTR (zircão, turmalina, rutilo) rumo SW, tanto na zona de espraçamento, quanto nas dunas frontais (Fig. 5.11). Em vista da ausência de tendências claras, em paralelo, nos resultados de granulometria, este padrão de variação longitudinal de minerais pesados torna-se de difícil interpretação. Se for admitido que o fator determinante da distribuição de minerais observada é a destruição física e química preferencial de minerais instáveis, o aumento de ZTR rumo SW indica deriva litorânea residual nesse rumo. Se, entretanto, o fator determinante for o transporte preferencial de minerais menos densos (no caso, os instáveis), a deriva inferida seria para NE. Esta tendência pode ser relacionada à seleção hidráulica, com retenção de componentes mais pesados a montante da corrente litorânea.

Figura 5.11. Variação nos índices somatórios de minerais ultraestáveis (ZTR) e instáveis (hornblenda) em amostras de espraçamento e duna na praia da Barra do Una.

5.2.2. Praia do Una

5.2.2.1. Resultados de campo

Com aproximadamente 15 km de extensão, a praia do Una apresenta-se muito pouco modificada pela ação antrópica, com exposições naturais bem preservadas. O tipo morfodinâmico de praia, segundo a classificação de Wright *et al.* (1979), varia do estágio 1 (dissipativo), na porção NE, para o estágio 5 (intermediário-reflectivo), na porção intermediária, retornando ao estágio 1 próximo ao morro do Grajaúna a SW. Esta variação é nitidamente acompanhada por mudanças na granulometria predominante, de areia muito fina na porção dissipativa, para areia média na porção reflectiva.

A porção mais reflectiva da praia, ou de tombo, é caracterizada pela presença de face praial com forte ângulo de mergulho (até 11°) e berma com mergulho suave em direção ao continente (Fig. 5.12). Na parte interna da praia, observa-se alta concentração de minerais pesados escuros (Fig. 5.13) e grânulos de bioclastos. Em alguns pontos, nota-se a erosão da face praial, formando falésias de 0,5m de altura (Fig. 5.14).

Figura 5.12. Porção reflectiva (centro-sul) da praia do Una (Ponto 22 – Anexo 2).

Figura 5.13. Concentração de minerais pesados ao sopé do cordão de dunas frontais (Ponto 19 – Anexo 2).

Figura 5.14. Face praial erodida formando falésias na parte centro-sul da praia do Una (entre os pontos 21 e 22 – Anexo 2).

As dunas frontais ocorrem na forma típica de cordões (*sensu* Hesp, 2000), contínua e retilínea (Fig. 5.15), em grande parte da praia, exceto próximo à desembocadura de rios ou sangradouros, onde se encontram na forma de montículos coalescidos cobertos por vegetação pioneira (terraços de dunas frontais incipientes; Fig. 5.16).

Figura 5.15. Cordão de dunas frontais estabelecidas contínuo, retilíneo e com falésia, na praia do Una (Ponto 16 – Anexo 2).

Figura 5.16. Terraço de dunas incipientes na forma de montículos, próximo à desembocadura de rio (Ponto 1 – Anexo 2).

Nesta praia, o cordão de duna frontal é composto principalmente por dunas frontais incipientes, com vegetação característica (espécies como: *Hydrocotyle umbellata*, *Iresine portulacoides*, *Spartina ciliata* e *Ipomoea pés-caprae*). À frente do cordão, podem ocorrer franjas de areia eólica (Fig. 5.17).

Figura 5.17. Franja de areia eólica, tendendo à formação de rampa, à frente de falésia sobre duna frontal estabelecida na praia do Una (Ponto 8 – Anexo 2).

Ocorrem também dunas estabelecidas e falésias; estas, algumas vezes, apresentam-se parcialmente encobertas por franjas eólicas, que, uma vez vegetadas, passam para dunas incipientes com morfologia em rampa.

A distribuição dos tipos de dunas frontais permite subdividir a praia em três segmentos principais. O primeiro, no terço nordeste da praia (do ponto 03 ao 01), caracteriza-se pelo predomínio de dunas frontais incipientes com forma em cordão, de até 1,5 metro de altura. O segundo, localizado no trecho meio-sul (02 ao 27), que inclui a zona de morfodinâmica reflectiva (do ponto 13 ao 27) e as principais ocorrências de concentrações residuais de minerais pesados em meio a depósitos eólicos, contém dunas frontais estabelecidas, com escarpas. O terceiro, na extremidade sudoeste (27 a 30), tem o predomínio de dunas frontais incipientes baixas (até 1m), em forma de cordão. De acordo com esta divisão, observa-se relação direta entre o tipo de duna e a morfologia do perfil praial.

Uma vez que a deriva litorânea preferencial apresenta rumo NE, a porção sudoeste da praia do Una se caracterizaria como zona de fornecimento de sedimento. A morfologia da praia justifica esta hipótese, visto que em praias reflectivas ocorre concentração de sedimento na antepraia, enquanto que na zona subaérea há déficit de material. Em campo esta característica se reflete na ausência de dunas frontais incipientes.

Já na porção nordeste da praia, o efeito molhe gerado pelo rio Una barra o corrente de deriva rumo NE, gerando ali uma zona de descarga de sedimento. Desse modo cria-se condições favoráveis para a formação de praia dissipativa, dunas frontais incipientes e até pequenos campos de dunas.

Apesar das condições características mencionadas anteriormente relacionando rumo de deriva com perfil praial e dunas frontais, observa-se perfil praial dissipativo com dunas frontais incipientes no extremo sudoeste da praia do Una. Esta ocorrência deve-se à inversão local da deriva litorânea longitudinal de NE para SW, atribuída ao maciço cristalino (ponta do Grajaúna) que deslocaria a deriva preferencial para NE, gerando uma inversão nesta porção da praia (Fig. 5.18).

Figura 5.18. Esquema da inversão local da deriva litorânea na porção sudoeste da praia do Una, atribuída à presença do maciço cristalino, que protegeria e favoreceria o desenvolvimento, nesse local, de praia dissipativa. A porção mais reflectiva da praia coincide com a zona de divergência.

5.2.2.2. *Granulometria*

Na praia do Una, a distribuição longitudinal dos parâmetros granulométricos diâmetro médio, desvio padrão e assimetria (Fig. 5.19), referentes à fácies de espraçamento, indica tendência de afinamento, melhora de seleção e assimetria mais negativa rumo NE. Este comportamento coincide com um dos padrões indicadores de transporte sedimentar segundo McLaren & Bowles (1985), permitindo interpretar deriva litorânea longitudinal predominante para NE.

O mesmo padrão de variação longitudinal de granulometria encontrado na zona de espraçamento da praia do Una repete-se nas dunas frontais, exceto quanto à assimetria (Fig. 5.19). Isto indica que o diâmetro médio e o desvio padrão das areias dunares nesta praia são determinados pelas características da área fonte imediata (praia), enquanto a assimetria é determinada pela seletividade do agente retrabalhador (vento).

A variação granulométrica na zona de espraçamento acompanha nitidamente as mudanças de tipo morfodinâmico da praia. Assim, nos trechos dissipativos, encontrados na porção nordeste e no extremo sudoeste da praia, a granulometria média varia entre areia fina e areia muito fina (Fig. 5.19), correspondendo a diâmetro médio areia muito fina, melhora na seleção e assimetria nula a negativa. Já no trecho intermediário-reflectivo da porção meio-sudoeste, a granulometria predominante muda para areia fina a média (Fig. 5.19), o diâmetro médio torna-se mais grosso, a seleção piora e a assimetria fica positiva.

Figura 5.19. Variação dos atributos granulométricos na praia do Una.

5.2.2.3. Minerais Pesados

A distribuição longitudinal dos teores em massa (%) de minerais pesados não magnéticos nas amostras de espraimento apresenta tendência de aumento para SW (Fig. 5.20). Admitida deriva litorânea longitudinal predominante para NE, tal tendência pode ser atribuída à seleção hidráulica por diferença de densidade, com retenção preferencial de componentes mais pesados a montante (barlamar) da corrente litorânea.

Os teores em massa de grãos pesados não magnéticos nos depósitos eólicos apresentam concentrações mais altas nas dunas frontais estabelecidas do que nas incipientes. Esta diferença pode estar relacionada ao predomínio de regime deflacionar nas dunas estabelecidas (Giannini, 2002), gerando assim tendência para enriquecimento residual de minerais pesados neste tipo de duna.

Figura 5.20. Variação no teor de minerais pesados em amostras de espraimento e duna eólica na praia do Una.

Na zona de espraimento da praia do Una, observa-se nítida tendência de aumento do índice ZTR rumo SW. Esta tendência pode ser atribuída à seleção hidráulica por diferença de densidade, com retenção preferencial de minerais pesados de densidade mais elevada (zircão e rutilo) a barlamar, junto aos sedimentos mais grossos. Desse modo, a deriva litorânea poderia estar retirando sedimentos mais finos e leves desta porção reflexiva da praia, e transportando-os rumo às extremidades da praia.

O mesmo não é tão evidente nas dunas frontais, onde se nota aumento do índice nos primeiros quilômetros a partir de NE, seguido por queda gradual na porção intermediária da praia, e por nova tendência de aumento (Fig. 5.21).

Figura 5.21. Variação nos índices somatórios de minerais ultraestáveis (ZTR) e instáveis (hornblenda) em amostras de espraiamento e duna na praia do Una.

5.2.3. Praia da Juréia

5.2.3.1. Resultados de campo

Com aproximadamente 18 km de extensão, a praia da Juréia apresenta crescimento urbano nas últimas três décadas em sua porção sudoeste. Esta urbanização mascarou ou destruiu algumas feições geomorfológicas (cordões litorâneos), visíveis nas fotos aéreas mais antigas.

Atualmente, grande parte da praia da Juréia encontra-se em franco processo de erosão. Menezes (1994) descreve exemplos de mudança na dinâmica sedimentar costeira da planície de Una-Juréia, atribuídas à influência de atividades antrópicas. Baseada em entrevistas com moradores locais, relata que o avanço da linha de costa vem ocorrendo, pelo menos, ao longo das últimas quatro décadas, reduzindo a largura da praia em até

200m. A autora, entretanto, não apresenta nenhuma evidência de que a alteração na dinâmica sedimentar deva-se à interferência do homem.

A intensa erosão na praia da Juréia dificulta o desenvolvimento de cordões de dunas frontais incipientes atualmente, ocorrendo predomínio de paleodunas, com aspecto de duna de geração 2 de Giannini (1993), e de dunas frontais estabelecidas. Nessa praia são observadas dunas com morfologia sugestiva de remodelagem por *blowout*, também erodidas (Fig. 5.22).

A análise da variação da altura de duna em função da distância ao longo da praia, levando em consideração o tipo de duna evidencia que as maiores alturas, encontradas na porção central, estão associadas a paleodunas (Fig. 5.22), enquanto as menores, concentradas nas extremidades da praia, associam-se a dunas frontais incipientes e estabelecidas. Dentre as paleodunas, observa-se tendência para aumento de altura rumo NE, possivelmente ligada ao aumento de aporte eólico (e a paleoderiva litorânea) nesse sentido. Já as frontais estabelecidas aumentam para SW porque ocorrem restritas à porção da praia em que o aporte pela deriva litorânea encontra-se localmente invertido pelo efeito molhe hidráulico do rio Ribeira de Iguape.

O aumento da largura da praia em direção a seus dois extremos pode ser associado ao padrão divergente de célula de deriva longitudinal, com aporte crescente rumo às terminações. Este fenômeno é claramente identificado no extremo sudoeste da praia da Juréia, onde nos últimos 30 anos verificou-se intenso crescimento do pontão arenoso rumo SW. Sobre este pontão arenoso desenvolve-se atualmente um campo de *nebkhas* (Fig. 5.23) devido à grande quantidade de material sedimentar disponível para ser retrabalhado pelo vento.

Figura 5.22. Duas gerações de dunas eólicas na porção intermediária da praia da Juréia (Ponto Jur P 7 – Anexo 2). Notar paleossolo escuro no contato entre as gerações e morfologia dômica do depósito mais novo, sugestiva de remodelagem por *blowout*.

Figura 5.23. Campo de *nebkhas* no extremo sudoeste da praia da Juréia, próximo à desembocadura do rio Ribeira de Iguape.

5.2.3.2. Granulometria

Os resultados granulométricos de amostras de espraçamento (Fig. 5.24) na praia da Juréia, analisados numa visão geral, permitem dividi-la em dois setores principais. O setor correspondente aos primeiros 2 km, a partir do morro da Juréia, destaca-se pelo diâmetro médio mais grosso, pior seleção e assimetria mais positiva. No restante da praia, observa-se tendência suave de engrossamento, piora de seleção e diminuição de assimetria rumo SW.

O padrão de variação longitudinal de granulometria nas dunas difere do encontrado na fácies de espraçamento, ainda que possa também ser dividido em dois setores. Do morro da Juréia até aproximadamente a metade da praia (km 8), encontra-se tendência de engrossamento dos grãos, seleção homogênea e diminuição da assimetria. Da metade da praia rumo SW, observa-se diminuição dos grãos, suave melhora de seleção e assimetria tendendo a positiva.

Esta variação granulométrica pode estar ligada à variação de tipologia das dunas ao longo da praia, com predomínio de frontais incipientes na porção sudoeste, paleodunas na parte central e frontais estabelecidas na terminação nordeste. Esta distribuição de tipos de dunas, por sua vez, permite interpretar predomínio de erosão acentuada na parte central, erosão moderada na terminação nordeste e deposição no trecho sudoeste. Tal distribuição é compatível com a existência de uma zona de divergência de célula de deriva na parte central da praia da Juréia, interpretada no capítulo de aerofotointerpretação com base na geometria truncada dos cordões externos.

Figura 5.24. Variação dos atributos granulométricos na praia da Juréia.

5.2.3.3. Minerais Pesados

O padrão de variação da concentração de minerais pesados não magnéticos ao longo da praia, nas amostras de espraimento, é caracterizado por diminuição da parte meio-norte da praia rumo às suas terminações (Fig. 5.25). Seguindo a mesma linha de interpretação adotada para o teor de minerais pesados na praia do Una, este padrão permite inferir retenção preferencial de minerais pesados no meio-norte da praia, e, portanto, divergência de células de deriva litorânea longitudinal a partir desta região. Tal interpretação é grosso modo compatível com os resultados de análise aerofotogeológica e morfodinâmica, mas a zona de divergência e, portanto, de máxima concentração de pesados, encontra-se deslocada para NE em relação ao previsto de acordo com aquelas análises. A principal explicação para este deslocamento relaciona-se ao pico anômalo local encontrado a 3 km da ponta da Juréia, coincidente com a localização de um córrego, o qual seria, portanto, responsável pela renovação do aporte a partir das rochas fontes primárias.

O padrão de variação longitudinal da concentração de minerais pesados nas dunas (Fig. 5.25) apresenta semelhanças com o padrão encontrado nas amostras de espraimento: observa-se anomalia positiva na terminação nordeste e teores elevados no segmento central da praia, onde existe intercalação entre dunas frontais incipientes e paleodunas.

Figura 5.25. Variação no teor de minerais pesados em amostras de espraimento e duna na praia da Juréia.

A anomalia positiva no teor de pesados verificada na porção nordeste da praia corresponde à zona de enriquecimento em minerais ultraestáveis. Este enriquecimento também é verificado na porção intermediária da praia da Juréia, podendo estar associado à zona de divergência de células de deriva litorânea, que por seleção hidráulica, transportaria preferencialmente os minerais pesados menos densos (instáveis e metaestáveis) para áreas adjacentes.

Na zona de espraçamento, observa-se aumento do índice de minerais ultraestáveis rumo NE, e ausência de tendência clara nas dunas (Fig. 5.26).

Figura 5.26. Variação nos índices somatórios de minerais ultraestáveis (ZTR) e instáveis (hornblenda) em amostras de espraçamento e duna na praia da Juréia.

5.3. Paleopraias e paleodunas

5.3.1. Perfil Rio Una

5.3.1.1. Resultados de campo

As falésias encontradas no rio Una do Prelado não ultrapassam 3 metros de altura, apresentando, em geral, nos pontos mais externos à planície, duas fácies: a inferior, caracterizada por estratificações cruzadas, e a superior, caracterizada por estratificações plano-paralelas com superfícies de truncamento (limites entre séries) de baixo ângulo interpretada como fácies de espriamento. Nos pontos mais internos da planície observa-se apenas uma fácies caracterizada por estratificação plano-paralela (Quadro 5.1).

Quadro 5.1. Resumo de descrição das falésias amostradas ao longo do baixo rio Una do Prelado, listados no sentido SE (praia) – NW (interior).

Ponto	Altura (m)	Granulometria	Fácies	
Una PP 1	2,6	Areia muito fina	Inferior: estratificação cruzada. Superior: estratificação plano-paralela, com níveis de concentração de minerais pesados.
Una PP 2	2,9	Areia fina a muito fina	Inferior: estratificação cruzada de baixo ângulo. Superior: estratificação plano-paralela.

Una PP 5	2,12	Areia muito fina	Estratificação plano-paralela.
Una PP 6	3,0	Areia muito fina	Estratificação plano-paralela incipiente.	
Una PP 7	2,8	Areia muito fina	Estratificação plano-paralela.
Una PP 8	2,5	Areia muito fina	Estratificação plano-paralela.	
Una PP 3	3,0	Areia muito fina	Estratificação plano-paralela
Una PP 4	2,8	Areia muito fina	Estratificação plano-paralela.	
Una PP 9	0,70	Areia fina	Sem estruturas visíveis.	

5.3.1.2. Granulometria

De modo geral, as amostras apresentam tendência de afinamento do diâmetro médio do interior para a praia (NW para SE), associado ao aumento da porcentagem de areia muito fina, com melhora da seleção e assimetria variando de negativa a muito negativa (Fig. 5.27). O comportamento dos atributos granulométricos permite inferir o retrabalhamento seletivo dos sedimentos dos cordões mais antigos, com deposição de areias cada vez mais finas rumo aos cordões mais recentes.

Figura 5.27. Variação dos atributos granulométricos no perfil Rio Una. Na abscissa são indicadas as amostras.

5.3.1.3. Minerais pesados

Admitindo-se a hipótese de dissolução intraestratal crescente com a idade (Pettijohn 1941), e tendo como premissa que os cordões mais internos são também os mais antigos, esperava-se encontrar uma tendência de aumento no índice ZTR no rumo do continente. De fato, a contagem dos minerais pesados do perfil rio Una (Fig. 5.28) evidencia suave tendência geral de enriquecimento nos minerais ultraestáveis nesse rumo, com ligeira inversão no trecho intermediário do perfil (PP3 a PP6).

Pelas imagens de grãos de zircão obtidas com o analisador digital *Leica QWin* (Anexo 3), é possível verificar tendência de arredondamento de cantos e arestas neste mineral rumo aos cordões mais antigos. Observa-se também, no mesmo rumo, aumento do grau de alteração da estauroлита e diminuição de tamanho de hornblenda. Estas duas últimas tendências são típicas de dissolução pós-deposicional crescente rumo ao interior.

Figura 5.28. Variação nos índices somatórios de minerais ultraestáveis (ZTR) e instáveis (hornblenda) em amostras de paleopraia no perfil Rio Una.

5.3.1.4. Arredondamento

Uma vez que todas as amostras correspondem à fácies de espraçamento, e tendo como hipótese que os cordões mais novos, e portanto, mais externos à planície, são formados pela areia retrabalhada dos cordões mais antigos, mais internos à planície, o

padrão esperado de variação de morfoscopia nas amostras da planície do Una corresponderia à melhora no grau de arredondamento dos grãos de quartzo rumo SE.

A planície do rio Una, de modo geral, apresenta de fato ligeira tendência de melhora do arredondamento nesse rumo (Tabela 5.1, Fig. 5.29), condizente com a hipótese de retrabalhamento sucessivo dos grãos dos cordões mais antigos, no decorrer da progradação. A exemplo do observado com os minerais pesados, a tendência geral da variação é mais evidente quando se comparam os pontos externos do perfil transversal. No trecho intermediário (Una PP 1 e 2), o comportamento é inverso.

Figura 5.29. Classes nominais de arredondamento em grãos de quartzo no perfil Rio Una.

Tabela 5.1. Resultados de distribuição de frequência (%) de graus de arredondamento segundo Russel-Taylor-Folk (*apud* Müller, 1967) em amostras de palcpraia do transecto Rio Una. Amostras listadas do cordão mais interno para o mais externo.

Amostra	Classes nominais de arredondamento (e valor mediano)				Grau de arredondamento médio ponderado	Grau de arredondamento médio nominal
	Bem arredondado (0,9)	Arredondado (0,7)	Subarredondado (0,5)	Subangular (0,3)		
Una PP 4	0	36,7	60,0	3,3	0,57	Subarredondado
Una PP 3	3,2	38,7	51,6	6,5	0,58	Subarredondado
Una PP 8	2,1	80,9	17,0	0	0,67	Arredondado
Una PP 7	0	64,6	35,4	0	0,63	Arredondado
Una PP 6	0	53,5	46,5	0	0,61	Arredondado
Una PP 5	0	34,3	65,7	0	0,57	Subarredondado
Una PP 2	0	68,6	31,4	0	0,64	Arredondado
Una PP 1	0	65,6	34,4	0	0,63	Arredondado

5.3.1.5. Datação

Os resultados das amostras coletadas em falésias ao longo do rio Una do Prelado encontram-se relacionadas na tabela 5.2 e distribuídos no mapa do Anexo 4.

Tabela 5.2. Resultados de análise por TL de grãos de quartzo em amostras de palcpraia (PP) do transecto Rio Una. Pontos ordenados do mais interno (PP4) para o mais externo (PP1).

<i>Nome da amostra</i>	<i>Dose Anual ($\mu\text{Gy}/\text{ano}$)</i>	<i>Paleodose Q (Gy)</i>	<i>Idade (anos AP)</i>	<i>Idade Máxima</i>	<i>Idade Mínima</i>
Una PP 4	9.300 $\pm$ 1.000	3,49	9.300 $\pm$ 1.000	10.300	8.300
Una PP 3	6.500 $\pm$ 750	2,81	6.500 $\pm$ 750	7.250	5.750
Una PP 2	3.400 $\pm$ 400	1,30	3.400 $\pm$ 400	3.800	3.000
Una PP 1	3.100 $\pm$ 300	1,13	3.100 $\pm$ 300	3.400	2.800

Tomando-se a distância entre cordões subparalelos de idade conhecida, foi possível estimar a taxa de progradação mínima e máxima no transecto de cordões datados (Rio Una: Una PP 4 a Una PP 1). De acordo com as estimativas assim obtidas (Tabela 5.3), as maiores taxas de progradação correspondem à porção intermediária do perfil transversal, formada dentro do intervalo entre 7250 e 3000 anos AP. Este trecho do perfil é o que apresenta inversões no comportamento da assembléia de minerais pesados e no grau de arredondamento, com ligeira queda de maturidade mineralógica e textural no decorrer do tempo. Pode-se supor, portanto, que o aumento na taxa de progradação neste trecho esteja relacionado à elevação do aporte continental.

Tabela 5.3. Taxas de progradação mínimas e máximas calculadas para o perfil Rio Una (Una PP).

<i>Amostra</i>	<i>Taxa de progradação</i>
Una PP 4 a Una PP 3	Mín: 5,4 cm/ano
	Máx: 23,4 cm/ano
Una PP 3 a Una PP 2	Mín: 29,0 cm/ano
	Máx: 63,0 cm/ano
Una PP 2 a Una PP 1	Mín: 24,6 cm/ano

De modo análogo, estimou-se a taxa necessária para que a planície do Una tenha progradado até a linha de costa atual. Para tanto, foi calculada a razão entre a distância do ponto mais interno da planície (Una PP 4) à praia atual e a idade (máxima e mínima) do cordão. Deste modo, a taxa de sedimentação pode ter variado entre 19,1 cm/ano a 23,7 cm/ano.

5.3.1.6. Modelo de fácies para a planície do Una

Pode-se interpretar que os terraços adjacentes ao rio Una do Prelado tenham sido formados em condições subaquosas, com lâmina de água rasa, compatível com zona de espraiamento de onda, conforme evidenciado pela presença dominante de estratificações plano-paralelas sub-horizontais de regime de fluxo superior. As fácies de estratificações cruzadas que ocorrem na parte inferior dos dois afloramentos mais externos associa-se à zona de arrebentação e de maior concentração de tubos de *Callichirus*. Nestes dois casos, a fácies de estratificação plano-paralela aflorante em posição estratigraficamente acima pode ser posicionada na zona de espraiamento de baixamar.

A monotonia de estruturas observada nos afloramentos do rio Una sugere contínua progradação da linha de costa. A ocorrência de falésias de até 3 metros de altura, com uma única fácies, também permite sugerir que esta progradação teve forte componente agradacional, isto é, relativo equilíbrio entre aporte sedimentar e criação de espaço de acomodação. Desse modo, pode-se considerar que por um espaço de tempo considerável, as condições de sedimentação na planície do Una mantiveram-se constantes.

O fato de a fácies de estratificações cruzadas, interpretada como de arrebentação, aflorar apenas nos cordões mais externos, é um indício de que estes cordões se formaram sob NRM mais alto que os internos. Com base nesse indício, nas idades TL obtidas e nos modelos regionais de variação do NRM, é possível que grande parte dos cordões amostrados no perfil Rio Una tenham sido formados sob NRM ascendente.

5.3.2. Perfil Planície da Juréia

5.3.2.1. Resultados de campo

Nas trincheiras do perfil Planície da Juréia foram observadas, de modo geral, areias de cor marrom escuro (Fig. 5.30) e estratificação plano-paralela incipiente com mergulho suave rumo à praia atual, geralmente com enriquecimento em matéria orgânica na porção superficial da trincheira, ocorrendo até níveis contendo fragmentos de carvão (Fig. 5.31).

No ponto mais interno da planície, tem-se areia mosqueada rica em minerais micáceos e sem estrutura aparente.

Exceto pelo caráter duvidoso do ponto mais interno, as amostras de paleopraia (PP) correspondem à fácies de espraimento, caracterizadas por estratificação plano-paralela em séries de baixo ângulo ($< 5^\circ$) e níveis com concentrações de minerais pesados.

Figura 5.30. Trincheira com 65 cm de profundidade até o nível de água. Observa-se areia marrom avermelhada na porção inferior e areia de cor cinza no topo, provavelmente relacionada a horizonte pedogênico de deferruginização e concentração de ácidos orgânicos.

Figura 5.31. Trincheira com 75 cm de profundidade. Observam-se três horizontes arenosos, distintos pela mudança de cor: bege claro, na base; bege escuro, com níveis de carvões, na porção intermediária; e cinza, sem estrutura deposicional visível, aparentemente mais deferruginizado e rico em matéria-orgânica, no topo.

5.3.2.2. *Granulometria*

Ao longo do perfil transversal Planície da Juréia, as tendências de variação observadas da porção interna para a porção externa do feixe de cordões (de NW para SE) são de engrossamento do diâmetro médio, relacionado ao incremento na proporção de areia fina, leve tendência de aumento do desvio padrão, e assimetria passando de muito negativa a negativa (Fig. 5.32). O padrão de engrossamento com perda de seleção rumo aos cordões mais novos é oposto ao esperado na hipótese de retrabalhamento sucessivo.

Considerando que o perfil realizado situa-se imediatamente a NE da suposta paleodesembocadura do rio Ribeira de Iguape (rio Suá Mirim), e levando em consideração o desvio desta paleodesembocadura no rumo da deriva longitudinal regional (para NE), evidente em fotografias aéreas, o padrão encontrado pode estar relacionado à crescente influência da paleodesembocadura em sua migração gradual para NE. Com a migração e aproximação da paleodesembocadura (rio Suá Mirim) o retrabalhamento de seus sedimentos pelas ondas teria se tornado menor, resultando nos depósitos mais ricos em areia fina e pior selecionados na parte externa do perfil.

Figura 5.32. Variação dos atributos granulométricos no perfil planície da Juréia. Nas abscissas são indicadas as amostras.

5.3.2.3. *Minerais pesados*

O padrão geral de variação de minerais pesados encontrado no transecto Planície da Juréia é oposto ao observado no perfil Rio Una, pois caracteriza-se por aumento de ZTR rumo aos cordões mais novos (Fig. 5.33). Este padrão é inverso do esperado na hipótese de mineralogia determinada por dissolução pós-deposicional mais atuante nos cordões mais antigos. Interpreta-se assim que a variação de mineralogia aí é menos determinada pela dissolução pós-deposicional, que por um ou mais dentre outros fatores como proveniência, distância de transporte, seleção hidráulica e retrabalhamento.

Esta hipótese pode ser confirmada pela ocorrência preferencial nos cordões mais antigos de zircão prismático com terminações bipiramidais e de hornblenda, sem vestígios de alteração, em grãos proporcionalmente maiores que os de minerais ultraestáveis (Anexo 3). Estas características, associadas a granulometria mais fina e melhor selecionada, denotam intensa seleção hidráulica, com transporte preferencial de minerais mais leves e/ou menos equidimensionais. Já os cordões mais novos, mais externos à planície, apresentam zircão arredondado, hornblenda desgastada e proporcionalmente menor em tamanho que os minerais mais estáveis. Assim, as características texturais de minerais pesados denotam aparentemente menor taxa de seleção hidráulica na parte externa de que na porção interna da planície. Considerando que os resultados granulométricos não evidenciam retrabalhamento seletivo, mas sim engrossamento ao longo do tempo, é possível que a mudança na assembléia de minerais pesados esteja indiretamente ligada a questão de proveniência, com aumento no aporte de sedimentos de maior equivalência hidráulica (mais densos e equidimensionais) devido à aproximação crescente da paleodesembocadura do rio Ribeira de Iguape (Suá Mirim).

Figura 5.33. Variação nos índices somatórios de minerais ultraestáveis (ZTR) e instáveis (hornblenda) em amostras de paleopraia no perfil Planície da Juréia.

5.3.2.4. Arredondamento

O perfil Planície da Juréia apresenta dois setores com comportamentos bem distintos (Fig. 5.34; Tabela 5.4). No primeiro, mais interno (ponto Jur PP 15 ao 17), nota-se aumento rumo SE dos grãos arredondados em contraposição ao declínio dos subarredondados. No segundo, mais externo (ponto 17 ao 13), o comportamento inverte-se.

O padrão encontrado na parte mais interna do transecto corresponde ao esperado, face ao modelo de retrabalhamento sucessivo dos cordões mais antigos para os mais novos.

A hipótese aventada para explicar a inversão de padrão na parte externa da planície é a mesma utilizada na interpretação da granulometria e mineralogia, ou seja, o aumento da influência de aporte fluvial trazido pela paleodesembocadura do rio Ribeira de Iguape (Suá Mirim), em sua migração para NE.

Figura 5.34. Classes nominais de arredondamento em grãos de quartzo no perfil Planície da Juréia.

Tabela 5.4. Distribuição de freqüências (%) de graus de arredondamento segundo Russel-Taylor-Folk (*apud* Müller, 1967) em amostras de paleopraia do transecto Planície da Juréia. Amostras listadas do cordão mais interno para o mais externo.

Amostra	Classes nominais de arredondamento (e valor mediano)				Grau de arredondamento médio ponderado	Grau de arredondamento médio nominal
	Bem arredondado (0,9)	Arredondado (0,7)	Subarredondado (0,5)	Subangular (0,3)		
Jur PP 15	0	8,8	88,2	2,9	0,51	Subarredondado
Jur PP 16	0	26,3	73,7	0	0,55	Subarredondado
Jur PP 17	0	59,1	40,9	0	0,62	Arredondado
Jur PP 14	3,6	17,9	73,2	5,4	0,54	Subarredondado
Jur PP 12	1,8	29,1	60,0	9,1	0,55	Subarredondado
Jur PP 13	0	19,2	73,1	7,7	0,52	Subarredondado

5.3.2.5. Datação

Os resultados das amostras coletadas em trincheiras ao longo do perfil planície da Juréia encontram-se relacionados na tabela 5.5 e distribuídos no mapa do Anexo 5.

Tabela 5.5 Resultados de datação por TL de grãos de quartzo de amostras de paleopraia (PP) ao longo do transecto Planície da Juréia. Pontos ordenados do mais interno (PP 16) para o mais externo (PP 13).

<i>Nome da amostra</i>	<i>Dose Anual ($\mu\text{Gy/ano}$)</i>	<i>Paleodose Q (Gy)</i>	<i>Idade (anos AP)</i>	<i>Idade Máxima</i>	<i>Idade Mínima</i>
Jur PP 16	469 $\pm$ 6	2,08	4.400 $\pm$ 5.000	Descartar	
Jur PP 17	345 $\pm$ 5	3,16	9.100 $\pm$ 900	10.000	8.200
Jur PP 14	395 $\pm$ 3	3,12	5.500 $\pm$ 600	6.100	4.900
Jur PP 13	342 $\pm$ 2	2,60	7.100 $\pm$ 700	7.800	6.400

Estimou-se a taxa necessária para que a planície da Juréia tenha progradado até a linha da praia atual. Para tanto, foi calculada a razão entre a distância do ponto PP 14 à praia atual e a idade (máxima e mínima). Deste modo, a taxa de sedimentação pode ter variado entre 28,9 cm/ano e 23,3 cm/ano, respectivamente.

Na praia da Juréia, foram datadas por TL cinco amostras de paleopraia e oito amostras de paleoduna coletadas na praia da Juréia, compondo o único perfil paralelo à linha de costa atual (Tabela 5.6).

Tabela 5.6. Resultados de análise TL de grãos de quartzo de amostras de paleoduna (PD) e paleopraia (PP) no perfil longitudinal da praia da Juréia. Pontos ordenados de SW para NE (Jur PD 6 → Jur PD 1; Jur PP 10 → Jur PP 11 – Anexo 4).

<i>Nome da amostra</i>	<i>Dose Anual ($\mu\text{Gy}/\text{ano}$)</i>	<i>Paleodose Q (Gy)</i>	<i>Idade (anos AP)</i>	<i>Idade Máxima</i>	<i>Idade Mínima</i>
Jur PD 6	630 $\pm$ 80	0,89	630 $\pm$ 80	710	550
Jur PD 7	803 $\pm$ 95	0,78	803 $\pm$ 95	898	708
Jur PD 5	1.900 $\pm$ 200	0,85	1.900 $\pm$ 200	2.100	1.700
Jur PD 8	317 $\pm$ 40	0,31	317 $\pm$ 40	357	277
Jur PD 4	1.250 $\pm$ 135	0,49	1.250 $\pm$ 135	1.385	1.115
Jur PD 3	710 $\pm$ 70	0,24	710 $\pm$ 70	780	640
Jur PD 2	617 $\pm$ 11	2,22	3.500 $\pm$ 400	3.900	3.100
Jur PD 1	367 $\pm$ 2	3,17	8.600 $\pm$ 900	9.500	7.700
Jur PP 10	352 $\pm$ 2	0,49	1.400 $\pm$ 150	1.550	1.250
Jur PP 7	373 $\pm$ 3	0,8	2.200 $\pm$ 250	2.450	1.950
Jur PP 9	306 $\pm$ 3	0,77	2.500 $\pm$ 280	2.780	2.220
Jur PP 8	396 $\pm$ 3	0,6	1.500 $\pm$ 160	1.660	1.340
Jur PP 11	395 $\pm$ 3	3,12	7.900 $\pm$ 850	8.750	7.050

As datações por TL das amostras de paleodunas eólicas evidenciam que as idades mais elevadas encontram-se na porção intermediária da praia, variando em torno de 1.250 a 1.900 anos A.P. (pontos Jur PD 4 e Jur PD 5, respectivamente) e na porção meio-nordeste (pontos PD2 e PD1), onde variam de 9.500 a 3.100 anos A.P. As paleodunas da porção mediana afloram continuamente, enquanto as da parte meio-nordeste são mais altas, porém descontínuas (Ferreira, 2003), pois sua exposição depende da erosão por pequenos rios desembocando na praia. É provável, portanto, que as paleodunas do meio da praia tenham-se formado sob taxa de progradação localizadamente alta, devido à retenção de sedimentos a SW da paleodesembocadura do rio Ribeira de Iguape (interpretação reforçada pela inclinação dos alinhamentos de cordões litorâneos em relação à linha de costa atual nessa área), enquanto as paleodunas altas do meio-nordeste seriam de outra época e contexto, possivelmente de costa mais estacionária. A concentração de idades elevadas na porção

mediana da praia reforça a idéia de ocorrência preferencial de processos erosivos nessa área, atualmente já atingindo cordões de paleodunas relativamente antigos.

As amostras de paleopraia apresentaram idades acima das esperadas, uma vez que foram coletadas na extremidade sudoeste da praia da Juréia, em trincheiras rasas. Esperavam-se idades próximas à atual por se tratar de uma região que apresentou forte crescimento rumo SW desde 1962, visto em fotografia aérea. No entanto, parte da areia que compõe este esporão pode ter como fonte a porção intermediária da praia que se encontra atualmente em franco processo de erosão. O problema do erro da datação pode ser associado ao fotoesvaziamento incompleto dos grãos, resultando em idades acima das esperadas.

5.3.3. Perfil Rio Ribeira de Iguape

5.3.3.1. Resultados de campo

O perfil realizado ao longo das margens do rio Ribeira de Iguape apresenta-se melhor detalhado devido à qualidade dos afloramentos. Nessas localidades, encontram-se falésias subverticais de altura métrica, com estruturas sedimentares bem preservadas (estratificações plano-paralelas, cruzadas, acanaladas, tubos fósseis etc), onde foram coletadas amostras para datação e análise sedimentológica.

A amostragem vertical possibilitou elaborar perfis reconstituindo as principais estruturas visíveis, associadas aos dados estatísticos de diâmetro médio, desvio padrão e assimetria, bem como o índice ZTR para cada seção colunar. Esse tipo de representação possibilita melhor avaliação vertical da variabilidade granulométrica.

Jur 1 PP

Afloramento de aproximadamente 3 m de altura, constituído de areia quartzosa fina, bem selecionada. A coloração é branca até a altura de 2 m, passando gradualmente acima para bege e, em seguida, amarelo alaranjado. Apresenta estratificações plano-paralelas, com níveis de concentração de minerais pesados, nos quais se observam micro-ondulações e

laminações cruzadas (Fig. 5.35). Na porção amarelada da falésia, ocorrem nódulos ferruginosos arredondados, de tamanho centimétrico, formando um nível concrecionário.

Neste ponto foram retiradas dez amostras, sendo quatro para datação por luminescência (amostras Jur-01-PP-A, Jur-01-PP-C, Jur-01-PP-F e Jur-01-PP-I) e seis para análises sedimentológicas (Jur-01-PP-B, Jur-01-PP-D, Jur-01-PP-E, Jur-01-PP-G, Jur-01-PP-H e Jur-01-PP-J).

Jur 2 PP

Falésia de 1,6 m de altura, constituída por areia muito fina, bem selecionada, de cor amarelo-alaranjada, contendo estratificações plano-paralelas (Fig. 5.36).

Foram retiradas amostras para análise granulométrica de quatro pontos enfileirados na vertical (amostras Jur 02 PP A a D, da base para o topo), um deles (Jur 02 PP B) com coleta de amostra também para análise por luminescência.

Jur 3 PP

Falésia com cerca de 3,5 m de altura, com areia muito fina e bem selecionada. Apresenta duas fácies: a superior é formada predominantemente por estratificações plano-paralelas; a inferior apresenta estratificações cruzadas acanaladas em série (*set*) de 40 cm de espessura. Nesta mesma série inferior, encontram-se bioturbações e estruturas de corte. Na altura aproximada de 2,5m, laminações ricas em minerais pesados são feições conspícuas (Fig. 5.37).

Foram retiradas amostras para análise granulométrica em quatro pontos (amostras Jur 03 PP A a D, da base para o topo), sendo o ponto Jur 03 PP B destinado também à coleta de amostra para análise por luminescência.

Jur 4 PP

Afloramento com aproximadamente 3 m de espessura de areia muito fina, de coloração branca, bem selecionada, com camada de solo de 20 cm, rico em matéria orgânica, no topo. Apresenta três fácies: a inferior é formada por estratificações plano-paralelas, com estruturas de corte e bioturbações figurativas de porte centimétrico; a fácies

intermediária corresponde à série decimétrica de estratificações cruzadas planares; e a superior é constituída predominantemente por estratificações plano-paralelas (Fig. 5.38).

Jur 5 PP

Falésia de 3,5m de altura, com areia muito fina e bem selecionada. Da base para o topo, reconhecem-se três fácies principais: areias esbranquiçadas com série métrica de estratificações cruzadas acanaladas de ângulo baixo; areias ricas em minerais pesados, com séries decimétricas de estratificações cruzadas acanaladas, contendo na base bioturbações figurativas em forma de U; e areias ricas em minerais pesados com estratificações plano-paralelas (Fig. 5.39).

Jur 6 PP

Afloramento com cerca de 3 m de altura, com areia fina a muito fina bem selecionada, cor marrom escuro, exceto no horizonte pedogenético superior (podzol), de espessura decimétrica. Entre as estruturas sedimentares primárias, observa-se o predomínio de estratificações plano-paralelas (Fig. 5.40). No terço inferior da exposição, destaca-se a presença de tubos de *Ophiomorpha*, provavelmente do gênero *Callichirus* e de filmes milimétricos de argila ou *mud drapes*, ligeiramente estilolizados.

5.3.3.2. Granulometria

A análise do comportamento dos atributos granulométricos ao longo das várias seções colunares amostradas no rio Ribeira e Iguape (perfil Rio Ribeira de Iguape) permite detectar algumas tendências preferenciais de variação da base para o topo. Uma delas é o crescimento ascendente do diâmetro médio (em ϕ), correspondente a afinamento da granulometria para cima. Com relação ao desvio padrão, observa-se diminuição dos valores, indicando aumento ascendente da seleção granulométrica. A assimetria apresenta tendência para tornar-se positiva da base para o topo, indicando que a granodecrescência ascendente faz-se através de prolongamento da cauda de finos na curva de distribuição granulométrica (Fig. 5.35 a 5.40).

A única exceção nos padrões de variação vertical dos parâmetros granulométricos foi encontrado na seção Jur 01 PP. No que se refere aos aspectos de campo, a principal diferença desta exposição em relação às demais é a intensificação da cor e cimentação aparente para o topo.

Perfil Rio Ribeira de Iguape - Jur 01 PP

Figura 5.35. Perfil Jur PP 1; DM – diâmetro médio; DP – desvio padrão; ASS – assimetria; ZTR – índice zircão/turmalina/rutilo.

Perfil Rio Ribeira de Iguape - Jur 02 PP

Figura 5.36. Perfil Jur PP 2; DM – diâmetro médio; DP – desvio padrão; ASS – assimetria; ZTR – índice zircão/turmalina/rutilo.

Perfil Rio Ribeira de Iguape - Jur 03 PP

Figura 5.37. Perfil Jur PP 3; DM – diâmetro médio; DP – desvio padrão; ASS – assimetria; ZTR – índice zircão/turmalina/rutilo.

Perfil Rio Ribeira de Iguape - Jur 04 PP

Figura 5.38. Perfil Jur PP 4; DM – diâmetro médio; DP – desvio padrão; ASS – assimetria; ZTR – índice zircão/turmalina/rutilo.

Perfil Rio Ribeira de Iguape - Jur 05 PP

Figura 5.39. Perfil Jur PP 5; DM – diâmetro médio; DP – desvio padrão; ASS – assimetria; ZTR – índice zircão/turmalina/rutilo.

Perfil Rio Ribeira de Iguape - Jur 06 PP

Figura 5.40. Perfil Jur PP 6; DM – diâmetro médio; DP – desvio padrão; ASS – assimetria; ZTR – índice zircão/turmalina/rutilo.

5.3.3.3. Minerais pesados

O perfil transversal Rio Ribeira de Iguape apresenta tendência suave de aumento do índice ZTR rumo aos cordões mais novos (SE) (Fig. 5.41), à semelhança do observado ao longo do perfil planície da Juréia. A exemplo daquele caso, interpreta-se que a variação de mineralogia, ao longo deste transecto não é determinada pela dissolução pós-deposicional, mas sim por outros fatores como proveniência, distância de transporte e/ou retrabalhamento.

Apesar da variação nos teores dos diferentes minerais pesados ao longo do perfil, não se detectam mudanças quanto a tamanho, textura superficial ou arredondamento em grãos de mesma mineralogia (Anexo 3).

Figura 5.41. Variação nos índices somatórios de minerais ultraestáveis (ZTR) e instáveis (hornblenda) em amostras de paleopraia no perfil Rio Ribeira de Iguape.

5.3.3.4. Arredondamento

No perfil Rio Ribeira de Iguape, observa-se grande porcentagem de grãos subangulosos e tendência sutil de aumento da porcentagem de grãos arredondados rumo aos cordões mais jovens (Fig. 5.42, Tabela 5.7).

Tabela 5.7. Distribuição de freqüências (%) de graus de arredondamento segundo Russel-Taylor-Folk (*apud* Müller, 1967) em amostras de paleopraia do transecto Rio Ribeira de Iguape. Amostras listadas do cordão mais interno para o mais externo.

Amostra	Classes nominais de arredondamento (e valor mediano)				Grau de arredondamento médio ponderado	Grau de arredondamento médio nominal
	Bem arredondado (0,9)	Arredondado (0,7)	Subarredondado (0,5)	Subangular (0,3)		
Jur PP2	0	0	31,1	68,9	0,36	Subangular
Jur PP 1	0	0	38,5	61,5	0,38	Subangular
Jur PP 3	0	5,0	50,0	45,0	0,42	Subarredondado
Jur PP 4	0	23,5	47,1	29,4	0,49	Subarredondado
Jur PP 5	0	8,8	70,2	21,1	0,47	Subarredondado
Jur PP 6	0	15,9	65,9	18,2	0,49	Subarredondado

Figura 5.42. Classes nominais de arredondamento em grãos de quartzo no perfil Rio Ribeira de Iguape.

5.3.3.5. Datação

Os resultados das amostras coletadas em trincheiras ao longo do perfil planície da Juréia encontram-se relacionadas na tabela 5.8 e distribuídos no mapa do Anexo 5.

Tabela 5.8. Resultados de datação por LOE de feldspato em amostras de paleopraia (PP) coletadas ao longo do perfil transversal Rio Ribeira de Iguape. Pontos ordenados do mais interno (Jur PP 2) para o mais externo (Jur PP 6). No caso do ponto Jur PP 1, amostras listadas da base (A) para o topo (I).

<i>Nome da amostra</i>	<i>Dose Anual ($\mu\text{Gy}/\text{ano}$)</i>	<i>Paleodose Q (Gy)</i>	<i>Idade (anos AP)</i>	<i>Idade Máxima</i>	<i>Idade Mínima</i>
Jur PP 2B	704 ± 22	$3,98 \pm 0,10$	5.650 ± 320	5.970	5.330
Jur PP 1A	811 ± 36	$3,47 \pm 0,67$	4.300 ± 1.000	5.300	3.300
Jur PP 1C	1.633 ± 44	$3,29 \pm 0,48$	2.000 ± 344	2.344	1.656
Jur PP 1F	669 ± 20	$2,36 \pm 1,40$	3.500 ± 2.200	5.700	1.300
Jur PP 1I	896 ± 21	$2,47 \pm 0,60$	2.800 ± 746	3.546	2.054
Jur PP 3B	633 ± 22	$3,63 \pm 0,19$	5.700 ± 500	6.200	5.200
Jur PP 4B	820 ± 20	$2,70 \pm 0,15$	3.300 ± 260	3.560	3.040
Jur PP 6B	527 ± 14	$4,43 \pm 0,54$	8.400 ± 1.250	Descartar	

Tomando-se a distância entre cordões subparalelos de idade conhecida, foi possível estimar a taxa de progradação mínima e máxima no feixe de cordões datados (Jur PP2 a Jur PP4), bem como a taxa necessária para que a planície da Juréia tenha progredido desde o ponto Jur PP4 até a posição da praia atual (Tabela 5.9).

Tabela 5.9. Taxas de progradação mínimas e máximas calculadas para o perfil Rio Ribeira de Iguape.

<i>Amostra</i>	<i>Taxa de progradação</i>
Jur PP 2 a Jur PP 4	Mín: 30,3 cm/ano
	Máx: 49,7 cm/ano
Jur PP 4 à praia atual	Mín: 79,7 cm/ano
	Máx: 93,4 cm/ano

A taxa de progradação superior no perfil Rio Ribeira de Iguape em relação aos demais transectos permite interpretar aumento correspondente da relação aporte/espço de acomodação influenciado principalmente pelo rio Ribeira de Iguape. Quando calculada a taxa de progradação entre os pontos Jur PP 4 e Jur PP 7 (Tabela 5.6), este localizado na porção mais externa da praia da Juréia, obtêm-se taxas de 160,5 cm/ano e 437,9 cm/ano, o que evidencia ainda mais claramente o rápido crescimento deste trecho da planície por aporte sedimentar fornecido pelo rio Ribeira de Iguape.

5.3.3.6. Modelo de fácies para o perfil Rio Ribeira de Iguape

A partir dos dados de campo, pode-se interpretar que os terraços adjacentes ao baixo rio Ribeira de Iguape, localizados na parte sudoeste externa da planície da Juréia, tenham sido formados em condições subaquosas, com lâmina de água rasa, compatível com zona de espraiamento de onda pulsátil, conforme evidenciado pela presença dominante de estratificações plano-paralelas sub-horizontais de regime de fluxo superior. As séries de laminações cruzadas e plano-paralelas com a presença de minerais pesados podem ser atribuídas a eventos de tempestades, quando o alcance da linha de saca das ondas (*swash*) aumenta, permitindo o lançamento de minerais densos na zona superior da praia, sem que a ressaca (*backwash*) tenha energia suficiente para carregá-los de volta ao mar.

A fácies de estratificações cruzadas pode ser atribuída à migração de megaondulações de crista reta (no caso de frontais planares) ou sinuosa (acanaladas), na zona de arrebenção. Ela ocorre sempre na metade inferior das exposições estudadas, sobreposta por fácies de estratificações plano-paralelas. Esta sucessão vertical é compatível com o empilhamento regressivo (fácies de espraiamento sobre fácies de arrebenção) mais freqüentemente encontrado nos terraços quaternários, principalmente holocênicos, da costa sul-sudeste brasileira.

Os afloramentos mais distantes da linha de costa atual (Jur PP 1 a 3) são formados basicamente por uma única fácies, de estratificações plano-paralelas, enquanto os mais externos exibem com freqüência fácies de estratificações cruzadas, comumente bioturbada. O aparecimento preferencial da fácies inferior, de arrebenção, nos afloramentos mais externos, pode ser uma consequência do mergulho suave das fácies rumo ao continente,

resultante de progradação com subida de NRM (até Jur PP 3). O fato de afloramentos de até 4m serem inteiramente formados por uma única fácies, apesar de a amplitude de maré na região ser da ordem de 1m, é sugestivo de progradação com forte componente agradacional, isto é, com equilíbrio entre aporte sedimentar e criação de espaço de acomodação. O afinamento seletivo de granulometria em direção ao topo dos terraços, mesmo dentro de única fácies, é um indício de retrabalhamento intensivo de sedimentos em linha de costa pouco variável.

A cota máxima dos terraços de cordões litorâneos investigados, nunca superior a 4m, é compatível com o máximo nível do mar holocênico admitido para esta região (Suguio & Martin, 1978). Apesar disso, os cordões mais internos deste perfil pertencem à área mapeada por Suguio & Martin (1978) como pleistocênica. Em tese, poderia de fato tratar-se de cordões pleistocênicos posteriores ao máximo nível do mar de 120 mil anos AP ou ainda, de terraços pleistocênicos altos, decapitados por erosão subaérea ou pela própria transgressão holocênica. Entretanto, o grau relativamente baixo de obliteração das estruturas primárias por impregnação epigenética, característica incomum em depósitos pleistocênicos, fortalece a hipótese de idade holocênica para os afloramentos estudados. Dados de datação por LOE de feldspato indicam idades inferiores a 10 mil anos AP, fortalecendo a hipótese de que a idade dos depósitos em questão é holocênica.

CAPÍTULO 6 – MODELO EVOLUTIVO PARA A PLANÍCIE DO UNA-JURÉIA

Durante o Terciário e o Quaternário inferior, o paleolitoral paulista recebeu intensa sedimentação associada a transgressões e regressões marinhas controladas por movimentações tectônicas (Souza & Souza, 2002). Durante o Quaternário médio e superior, as variações paleoclimáticas passaram a apresentar papel mais evidente na morfogênese e na sedimentação, determinando alternâncias cíclicas de períodos frios e quentes, condicionadas pelos estádios glaciais e interglaciais (Suguio & Martin, 1978).

Segundo Suguio (2002), não há um modelo que, através de uma única sequência de eventos, explique a evolução geológica de todas as unidades morfológicas que constituem o litoral. Entretanto, as etapas de eventos transgressivos e regressivos das transgressões Cananéia e Santos foram muito importantes no desenvolvimento das planícies costeiras paulistas.

Nesse contexto, associado à dinâmica costeira regional no Holoceno, pôde-se reconstituir a evolução da planície costeira do Una-Juréia.

No máximo transgressivo holocênico, parte (cerca de 60%) da área atual da planície litorânea encontrava-se tomada pelo sistema estuarino-lagunar. Este sistema é identificado e delimitado em fotografia aérea pela mudança no tipo de vegetação predominante, geralmente mais baixa, e pela completa ausência de alinhamentos de cordões.

Dentro do sistema lagunar podem ser reconhecidos dois tipos de associações de fácies. A nordeste, região do Una, encontra-se associação do tipo baía-laguna, isto é, corpo lagunar à retaguarda de ilha ou barra-barreira holocênica. A sudoeste, região da Juréia, encontra-se associação do tipo vale-laguna, ou seja, vales incisos em sedimentos pleistocênicos, afogados no âmbito da transgressão holocênica (Bentz & Giannini, 2003).

Após o máximo transgressivo, inicia-se a progradação da costa, ancorada seja na barreira transgressiva, junto à baía-laguna do Una, seja em terraços regressivos pleistocênicos, na região da Juréia (Fig. 6.1). A diferença entre as regiões do Una e da Juréia, quanto às características dos sistemas deposicionais costeiros cria diferenças na natureza da progradação. No Una, a desembocadura lagunar é mantida no extremo nordeste da barreira (área do atual rio Una do Prelado – Fig. 6.2 a 6.6), durante toda sua evolução, influenciada basicamente pela deriva longitudinal predominante para NE. Assim, a planície

progradante é homogênea, com o desenvolvimento monótono de cordões contínuos e paralelos entre si e à linha de costa atual (Bentz & Giannini, 2003). Após o desenvolvimento da planície, o meandramento do rio Una do Prelado recorta sua porção nordeste, escavando ilhas próximas ao maciço cristalino (Fig. 6.7 e 6.8).

Na Juréia, a evolução é mais complexa devido ao confinamento e maior porte das desembocaduras estuarino-lagunares, as quais interferem na deriva longitudinal. Esta complexidade é registrada por truncamentos e convergências de cordões litorâneos e por fechamento de desembocaduras (Bentz & Giannini, 2003).

Na linha de tempo correspondente ao ponto 15 (Anexo 2), a planície da Juréia progradava ao longo de uma extensão menor que a presente, compreendida entre a desembocadura do rio Ribeira de Iguape, então posicionada mais a NE (atual rio Suá Mirim), e uma paleodesembocadura existente nas proximidades do flanco sul do morro da Juréia (Fig. 6.1). Devido ao efeito molhe exercido por estas duas desembocaduras, é provável que a paleopraia da época fosse dominada por deriva com rumo SW, portanto invertida em relação ao padrão regional dominante. A atuação da deriva para SW é evidenciada pelo sentido de crescimento de um esporão ancorado no lado sul do morro da Juréia (Fig. 6.2).

Com a desativação gradual da desembocadura lagunar do morro da Juréia, a paleoderiva regional para NE passa a dominar nesta área (Fig. 6.3). Cessa o crescimento do esporão para SW e a sedimentação costeira rumo NE gradualmente desloca a desembocadura neste rumo (Fig. 6.4). Com a retomada da deriva para NE e o estrangulamento da paleodesembocadura do morro da Juréia, a terminação nordeste da planície passa a progradar com componente longitudinal nesse rumo, portanto com formação de esporão, mantendo aberto por algum tempo um pequeno embaçamento na terminação nordeste, e desenvolvendo um sistema lagunar junto ao mesmo morro (Bentz & Giannini, 2003). Com o fechamento definitivo da paleodesembocadura (Fig. 6.5), este sistema lagunar dá lugar a um lago residual.

Nessa época, a desembocadura do rio Ribeira de Iguape encontrava-se no atual curso do rio Suá Mirim, a NE de sua posição atual (Fig. 6.3). A inversão da deriva e a acumulação sedimentar a sotamar do rio Suá Mirim criavam uma linha de costa ligeiramente declinada para SE. Com o fechamento desta desembocadura e a ativação da

foz atual (Fig. 6.6), a deriva litorânea a NE do rio Suá Mirim reassume seu padrão normal (Fig. 6.7), criando o processo generalizado de erosão da antiga linha de costa que caracteriza até hoje a parte centro-sul da praia da Juréia (Fig. 6.8). A SW do rio Suá Mirim, a deriva, que era para NE, passa a ser para SW, devido ao efeito molhe da desembocadura do Ribeira de Iguape. Por esta razão, esta região também passa a sofrer erosão, só que neste caso compensada por redeposição dos sedimentos no rumo SW. A erosão suscitada pelo fechamento da desembocadura do rio Suá Mirim faz-se evidente através do truncamento do feixe de cordões declinados para SE pelo feixe de cordões paralelo à linha de costa atual. As regiões com erosão em andamento coincidem com aquelas em que a linha de costa atual trunca diretamente o feixe de cordões com declinação para SE. Assim, as inversões locais da deriva litorânea devido à mudança de posição da desembocadura do Ribeira de Iguape podem ser um dos fatores determinantes para a erosão costeira evidente nas últimas décadas na parte centro-sul da praia da Juréia.

Figura 6.1. Início da progradação da planície do Una-Juréia após a formação dos sistemas baía-laguna na planície do rio Una do Prelado e vale-laguna na planície da Juréia.

Figura 6.2. Progradação monótona da planície do Una. Crescimento do esporão arenoso ancorado no morro da Juréia rumo SW.

Figura 6.3. Na planície da Juréia, a deriva longitudinal para NE passa a predominar, possibilitando o desenvolvimento de pontão arenoso nesse rumo e iniciando assim o fechamento da paleodesembocadura. A sul, também se inicia o crescimento de esporão arenoso rumo NE.

Figura 6.4. O meandramento do rio Una do Prelado recorta a planície progradante isolando uma ilha no extremo nordeste da planície. Na Juréia, o contínuo crescimento rumo NE da barreira arenosa propicia o desenvolvimento de um sistema estuarino-lagunar.

Figura 6.5. Fechamento do sistema estuarino-lagunar nordeste da Juréia pela barreira arenosa e assoreamento da laguna, com isolamento de lagos residuais.

Figura 6.6. Completo assoreamento da laguna na planície da Juréia. Encurvamento dos cordões e da paleopraia a NE da paleodesembocadura do rio Ribeira de Iguape, devido à retenção pelo molhe hidráulico.

Figura 6.7. Rompimento do pontão arenoso na margem sudoeste do rio Ribeira de Iguape, gerando novo traçado para o rio, com abandono do canal para NE. Após este, ocorre o assoreamento da paleodesembocadura do rio Ribeira, dando lugar ao rio Suá Mirim. Início da erosão da porção intermediária da praia da Juréia. Fase de meandramento e migração da desembocadura do rio Una para SW.

Figura 6.8. Crescimento da ponta da praia da Juréia rumo SW. Mudança rumo NE da desembocadura do rio Una, para sua posição atual.

CAPÍTULO 7 – CONCLUSÕES

7.1. Aspectos metodológicos

❖ A pesquisa bibliográfica sobre o método de cálculo do arredondamento tornou evidente que a fórmula de Wadell (1932), apesar de rudimentar, é trabalhosa demais para ser aplicada na prática em estudos sedimentológicos rotineiros. Buscaram-se programas de análise de imagens específicos, que a partir de imagens capturadas de grãos de quartzo, identificassem sua curvatura e suas irregularidades e os classificassem de acordo com os critérios sedimentológicos de arredondamento. Entretanto, os programas existentes calculam apenas parâmetros geométricos que mais se aproximam da esfericidade que do arredondamento. Assim, face aos objetivos desta Dissertação, o método tradicional de comparação gráfica visual mostrou-se o mais adequado para a estimativa de graus de arredondamento.

❖ A pesquisa bibliográfica realizada sobre as técnicas de TL e LOE esclareceu o princípio do método da luminescência, suas aplicações e ressalvas. Desta forma, pôde-se compreender que o problema de super-estimativa de idade, verificado em parte das amostras datadas, relaciona-se à possível alteração no mecanismo de zeragem dos sedimentos após um ou vários episódios de retrabalhamento e ressedimentação sob a água. Uma limitação da técnica em sedimentos subaquosos relacionada a este aspecto, é a possibilidade de fotoesvaziamento incompleto dos grãos de quartzo durante a deposição, devido à turvação da água por partículas em suspensão.

❖ Uma possível solução encontrada seria a datação por LOE de grãos de feldspato, mineral que apresenta fotoesvaziamento num espaço de tempo inferior ao do quartzo, favorável, portanto, para sedimentos subaquosos expostos ao sol em períodos curtos e intermitentes, como os de espraiamento.

❖ Em relação à terminologia de feições costeiras, a liberal tradução de termos em língua estrangeira (geralmente inglês) por diferentes autores gerou vários casos de multiplicidade de designações e definições para uma mesma feição. Nesse contexto, convém diferenciar os termos cordões praias e cordões litorâneos, ainda que ambos, pela generalidade de uso, devam ser definidos de maneira bastante abrangente. Dessa forma, cordões praias seriam feições lineares positivas, formadas por ondas normais ou de

tempestade e associadas à progradação da linha de costa. Já o termo cordões litorâneos foi considerado, preferencialmente, neste trabalho, como um termo descritivo da morfologia de alinhamentos paralelos à linha de costa, evitando-se relacioná-lo exclusivamente a gênese marinha.

7.2. Aspectos analíticos

- ❖ As fotografias aéreas representam importantes documentos a respeito da situação morfológica de uma determinada área no momento da foto. A comparação de fotos de idades progressivamente mais novas mostrou-se ferramenta fundamental para o traçado da evolução geomorfológica de sistemas deposicionais ativos em áreas costeiras e para o diagnóstico de tendências erosivo-deposicionais ligadas ao comportamento da deriva litorânea. A complexidade e dinâmica das células de deriva são tanto maiores quanto maior a interferência de desembocaduras de rios e/ou canais de escoamento ligados a sistemas de baías, estuários e lagunas. A dinâmica constatada ao longo do período de levantamento aerofotográfico forneceu evidências para a compreensão do processo evolutivo da região costeira ao longo de intervalos de tempo maiores, que podem compreender, por exemplo, parte do Holoceno.
- ❖ A praia da Barra do Una apresenta enriquecimento em areia fina, engrossamento do diâmetro médio, melhora da seleção e aumento da assimetria, associado ao aumento de energia, por maior exposição às ondas, no centro da praia. Deste modo, as extremidades são mais protegidas da ação das ondas pela ponta do Una, a NE, e pelo molhe hidráulico do rio Una do Prelado, a SW. Nas dunas o padrão inverte-se.
- ❖ O comportamento dos parâmetros estatísticos de distribuição granulométrica na praia do Una coincide com um dos padrões indicadores de transporte sedimentar segundo MacLaren & Bowles (1985), permitindo interpretar deriva litorânea longitudinal predominante para NE, possivelmente com pequena inversão junto à extremidade sudoeste (ponta da Grajaúna). A variação granulométrica e de tipo morfodinâmico de praia explicam-se grosso modo por este padrão de células de deriva. Os trechos de chegada de sedimentos, dissipativos (porção nordeste e extremidade sudoeste da praia), são dominados

pelas frações areia fina a muito fina, enquanto no trecho de saída, intermediário-reflexivo (porção meio-sudoeste) predomina areia fina a média.

❖ A distribuição longitudinal dos teores em massa de minerais pesados nas amostras de espraimento da praia do Una apresenta tendência de aumento para SW. Admitida deriva litorânea longitudinal predominante para NE, tal tendência pode ser atribuída à seleção hidráulica por diferença de densidade, com retenção preferencial de componentes mais pesados a montante da corrente litorânea.

❖ O padrão granulométrico nas dunas eólicas ao longo da praia da Juréia pode ser dividido em dois setores: o nordeste apresenta tendência de engrossamento dos grãos e diminuição da assimetria para SW, com seleção homogênea; e no sudoeste observa-se diminuição dos grãos, suave melhora de seleção e assimetria tendendo a positiva no mesmo rumo. Desse modo, as areias eólicas mais grossas encontram-se na parte central da praia e as mais finas e bem selecionadas no extremo SW. Esta variação pode ser atribuída à morfologia das dunas: frontais estabelecidas na porção nordeste, paleodunas na parte central e frontais incipientes a sudoeste. Tal distribuição, por sua vez, permite interpretar predomínio de erosão acentuada na parte central, erosão moderada na terminação nordeste e deposição no trecho sudoeste, o que pode refletir padrão divergente de deriva litorânea longitudinal.

❖ A distribuição do teor de minerais pesados permite inferir retenção preferencial de minerais pesados e componentes ultraestáveis no meio-norte da praia. O enriquecimento em minerais mais densos na porção intermediária da praia da Juréia pode estar associado à zona de divergência de células de deriva litorânea, que por seleção hidráulica, transportariam preferencialmente os minerais menos densos para áreas adjacentes.

❖ As seções verticais em depósitos de cordões litorâneos no baixo rio Una são faciologicamente monótonas, com predomínio de fácies de estratificação plano-paralela de espraimento. O padrão de variação granulométrica transversal aos cordões é de afinamento do diâmetro médio e melhora de seleção rumo aos alinhamentos mais recentes. Esse comportamento pode ser explicado pelo retrabalhamento dos sedimentos mais antigos, com redeposição dos finos. Nas análises petrográficas dos grãos de minerais pesados, os cordões mais antigos apresentam no geral minerais com cantos arredondados e estauroлита e

hornblenda alteradas e proporcionalmente menores que os minerais ultraestáveis. Este padrão refletiria a dissolução pós-deposicional crescente com a idade do cordão.

❖ Na planície da Juréia, a dinâmica fluvial desenvolve papel importante no fornecimento de sedimento para o sistema costeiro. Os cordões mais internos apresentam zircão com terminações bipiramidais bem preservadas e hornblenda sem vestígios de alteração. O índice ZTR é mais alto e a granulometria mais fina e bem selecionada. De modo contrário, os cordões mais externos apresentam sedimentos mais grossos e imaturos, com zircão mais arredondado e hornblenda cominuída. Este padrão de variação não se coaduna facilmente com as hipóteses de retrabalhamento ou dissolução pós-deposicional, devendo portanto ser atribuído à questão hidráulica e de proveniência, isto é, influência crescente do aporte do rio Ribeira de Iguape.

❖ No transecto do rio Ribeira de Iguape, o aparecimento preferencial da fácies inferior, de arrebentação, nos afloramentos mais externos, pode ser uma consequência do mergulho suave das fácies rumo ao continente, resultante de progradação com subida de NRM. O fato de afloramentos de até 4m serem inteiramente formados por uma única fácies deposicional, apesar de a amplitude de maré na região ser inferior a 1m, é sugestivo de progradação com forte componente agradacional, isto é, com equilíbrio entre aporte sedimentar e criação de espaço de acomodação.

❖ A análise vertical em seções colunares possibilitou observar com frequência a zona de influência da percolação intempérica, associada à dissolução dos minerais instáveis e enriquecimento em ultraestáveis nos horizontes superiores do depósito sedimentar intemperizado.

❖ As idades TL obtidas nos perfis Rio Una, Planície da Juréia e em amostras de paleoduna e paleopraia coletadas na praia da Juréia são sugestivas de deposição no Holoceno. A taxa de progradação no perfil Rio Una, calculada do ponto Una PP 4 à praia atual varia entre 19,1 e 23, 7 cm/ano. Já na Planície da Juréia, a taxa de progradação é superior ao perfil rio Una, variando entre 79,7 e 93,4 cm/ano. Uma vez que a praia atual encontra-se em processo de erosão pelo menos nas últimas duas décadas, os depósitos mais recentes teriam sido erodidos, de modo que na atual linha de costa são encontrados depósitos de paleopraia e paleoduna, com idades variando entre 1.900 e 317 anos A.P.

Portanto, a taxa de progradação posterior ao máximo NRM e anterior à fase erosiva atual deve ter atingido valores ainda maiores que o estimado.

- ❖ A evolução da planície de Una-Juréia no Holoceno pode ser assim caracterizada:
 - a) Após o máximo transgressivo, inicia-se a progradação da costa. No Una, a planície progradante é homogênea, com o desenvolvimento monótono de cordões contínuos e paralelos entre si e à linha de costa atual. Na Juréia, a evolução é mais complexa, devido ao confinamento e maior porte das desembocaduras estuarino-lagunares.
 - b) A inversão da deriva para SW é evidenciada pelo sentido de crescimento de um esporão ancorado no lado sul do morro da Juréia. Com a desativação gradual da desembocadura lagunar do morro da Juréia, a deriva na parte nordeste da paleopraia retoma seu rumo normal (NE).
 - c) A desembocadura do rio Ribeira de Iguape encontrava-se no atual curso do rio Suá Mirim. Com o fechamento desta desembocadura e ativação ou intensificação da foz atual, a deriva litorânea a NE do rio Suá Mirim reassume seu padrão normal.
 - d) As regiões com erosão em andamento coincidem com aquelas em que a linha de costa atual trunca diretamente o feixe de cordões com declinação para SW. Assim, as inversões locais da deriva litorânea devido à mudança de posição da desembocadura do Ribeira podem ser um dos fatores determinantes da erosão costeira evidente nas últimas décadas na parte centro-sul da praia da Juréia.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- AITKEN, M.J. (1974). *Physics and Archaeology*. Clarendon Press, Oxford, 291p.
- AITKEN, M.J. (1985). *Thermoluminescence Dating*. Academic Press, London, 359p.
- ALMEIDA, F.M. (1964). Fundamentos geológicos do relevo paulista. *Boletim do Instituto Geográfico e Geológico*, **41**: 167-263.
- ANDERTON, R. (1985). Clastic facies models and facies analysis. In: BRENCHLEY, P.J. & WILLIAMS, B.P.J. eds. *Recent Development and Applied Aspects*. Oxford, The Geol. Soci. – Blackwell Scientific Publ., p. 31-47.
- ANGULO, R.J. (1992). *Geologia da Planície Costeira do Estado do Paraná*. São Paulo, Inst. Geoc. Univ. S. Paulo. Tese de Doutorado (inéd) 344p.
- ANGULO, R.J. (1993). Indicadores biológicos de paleoníveis marinhos quaternários na costa paranaense. *Bol. Paranaense Geoc.*, **41**: 1-34.
- ANGULO, R.J. & SUGUIO, K. (1994). Problems in the interpretation of quaternary beach ridges: the example from the coastal plain of Paraná (Brazil). *Anais Acad. Bras. Ciências*, **66**: 347-358.
- ANGULO, R.J.; GIANNINI, P.C.F.; KOGUT, J.S.; PRAZERES FILHO, H.J.; SOUZA, M.C. (1994). Variation of sedimentological parameters with deposition age across a succession of beach-ridges in the Holocene of Mel Island, Paraná, Brazil. In: International Sedimentological Congress, 14. Recife, 1994. *Abstracts...* Recife, IAS, p.D1-D3
- ANGULO, R.J.; GIANNINI, P.C.F.; KOGUT, J.S.; PRAZERES FILHO, H.J.; SOUZA, M.C. (1996). Variação das características sedimentológicas através de uma sucessão de cordões holocênicos, como função da idade deposicional, na ilha do Mel (PR). *Bol. Paranaense de Geociências*, **44**: 77-86.
- ANGULO, R.J. & LESSA, G.C. (1997). The Brazilian sea-level curves: a critical review with emphasis on the curves from the Paranaguá and Cananéia regions. *Marine Geology*, **140**: 141-166.
- ANGULO, R.J.; GIANNINI, P.C.F.; SUGUIO, K.; PESSENDA, L.C.R. (1999). Relative sea level changes during the last 5500 years in the Laguna-Imbituba region (Santa Catarina, Brazil), based on vermetid radiocarbon ages. *Marine Geology* **159** (1999): 323-339.
- BARRETO, A.M.F.; SUGUIO, K.; BEZERRA, F.H.R.; TATUMI, S.H.; YEE, M.; OLIVEIRA, P.E. (2002). Datação de dunas costeiras inativas do Estado da Paraíba por métodos de luminescência. *Anais do XLI Congresso Brasileiro de Geologia*, João Pessoa, pp 351.
- BARRETO, A.M.F.; TATUMI, S.H.; SUGUIO, K.; OLIVEIRA, P.E.; AYATA, W.; WATANABE, S. (1999). As dunas costeiras inativas do Rio Grande do Norte datadas por termoluminescência e implicações paleoambientais. *VII Congresso da ABEQUA*, Porto Seguro.

- BENTZ, D. & GIANNINI, P.C.F. (2003). Interpretação aerofotogeomorfológica da planície costeira de Una-Juréia, municípios de Peruíbe-Iguape, SP: modelo evolutivo e origem da erosão na praia da Juréia. In: *Congr. da Assoc. Bras. de Estudos do Quaternário*, 9, Recife. Recife, Abequa, *Anais...*Cd.
- BIGARELLA, J.J. (1946). Contribuição ao estudo da planície litorânea do Estado do Paraná. *Arq. Biol. Tecn.* v.1: 75-111.
- BIGARELLA, J.J. & MOUSINHO, M.R. (1965). Contribuição ao Estudo da Formação Pariqüera-Açu, Estado de São Paulo. *Boletim Paranaense de Geografia*, 16/17: 17-41.
- BLOOM, A.L. (1969). *Superfície da Terra* (traduzido e comentado por Setembrino Petri & Reinholt Ellert). Editora Edgard Blücher Ltda, 184p.
- DELLA FAVERA, J.C. (1990). *Tempestitos da Bacia do Parnaíba*. Tese Doutorado (inéd.) Univ. Fed. Rio Grande do Sul, 2v., 243 p.
- DE MIO, E. & GIANNINI, P.C.F. (1997). Variação de minerais pesados transversal à planície litorânea de Peruíbe-Itanhaém, SP. In: CONGR. ASSOC. BRASIL. DE ESTUDOS DO QUATERNÁRIO, 6, Curitiba. *Resumos Expandidos...*Curitiba, Abequa. p.109-114.
- DOMINGUEZ, J.M.L.; BITTENCOURT, A.C. DA S.P.; MARTIN, L. (1992). Controls on Quaternary coastal evolution of the east-northeastern coast of Brazil: roles of sea-level history, trade winds and climate. *Sedimentary Geology*, 80: 213-232.
- FERREIRA, A.C.M. (2003). *O Sistema Praia-Duna da Planície do Una-Juréia, nos Municípios de Peruíbe-Iguape, SP*. São Paulo, Inst. de Geoc. Univ. de São Paulo, Monografia de Trabalho de Formatura, 41p.
- FOLK, R.L. (1974). *Petrology of Sedimentary Rocks*. Austin, Texas, Hemphill Publishing Co., 182p.
- FOLK, R.L. & WARD, W.C. (1957). Brazos river bar: a study in the significance of grain size parameters. *Jour. Sed. Petrol.*, 27:3-26.
- FÚLFARO, V.J. & COIMBRA, A.M. (1972). As praias do litoral paulista. XXVI Congresso da Associação Brasileira de Geologia, Belém. Resumo das Comunicações – Seções Técnicas, Boletim nº 1: 253-255.
- FÚLFARO, V.J.; SUGUIO, K.; PONÇANO, W.L. (1974). A gênese das planícies costeiras paulistas. *Congresso Brasileiro de Geologia*, 28, Porto Alegre (RS), Anais, 3: 37-42.
- GIANNINI, P.C.F. (1987). *Sedimentação Quaternária na Planície Costeira de Peruíbe-Itanhaém (SP)*. São Paulo, Inst. Geoc. Univ. S. Paulo. Dissertação de Mestrado (inéd.). 2 v., 3 mapas, 234 p.
- GIANNINI, P.C.F. (1989). Evolução quaternária da planície costeira de Peruíbe-Itanhaém (SP) segundo resultados granulométricos: um confronto de métodos de tratamento estatístico. *Bol. Paranaense Geoc.*, 38:1-50.

- GIANNINI, P.C.F. (1993) *Sistemas Depositionais no Quaternário Costeiro entre Jaquaruna e Imbituba, SC*. São Paulo, Inst. Geoc. Univ. S. Paulo. Tese de Doutorado (inéd.), 2 v., 2 mapas, 439 p.
- GIANNINI, P.C.F.; ANGULO, R.J.; SOUZA, M.C.; KOGUT, J.S. (1995). Evidências de um padrão celular de correntes de deriva litorânea na costa leste da ilha do Mel (PR). In: *Congr. Assoc. Brasil. de Estudos do Quaternário*, 5, Niterói. *Anais...* Niterói, ABEQUA. p.120-127.
- GIANNINI, P.C.F.; LESSA, G.C.; KOGUT, J.S.; ANGULO, R.J. (1997). Variação nas assembléias de minerais pesados de testemunhos rasos na planície costeira de Paranaguá (PR). In: *Congr. Assoc. Brasil. de Estudos do Quaternário*, 6, Curitiba. *Resumos Expandidos...* Curitiba, Abequa. p.58-62.
- GIANNINI, P.C.F. (2002). Dinâmica de Sistemas Depositionais Eólicos no Quaternário do Litoral Sul-Paulista e Centro-Sul Catarinense. Relatório parcial I de projeto de auxílio à pesquisa (processo FAPESP 01/01732-8). Instituto de Geociências – USP, 140 p.
- GIANNINI, P.C.F.; ASSINE, M.L.; BARBOSA, L.M.; BARRETO, A.M.F.; CARVALHO, A.M.; CLAUDINO-SALES, V.; MAIA, L.P.; MARTINHO, C.T.; PEULVAST, J.P.; SAWAKUCHI, A.O.; TOMAZELLI, L.J. (2003a). Dunas e paleodunas costeiras e interiores. In: SOUZA, C.R.G.; SUGUIO K.; DE OLIVEIRA, P.E.; OLIVEIRA, A.M. *Quaternário do Brasil*. São Paulo, Abequa (em preparo).
- GIANNINI, P.C.F.; GUEDES, C.C.F.; ASSINE, M.L.; ANGULO, R.J.; SOUZA M.C.; PESSENDA, L.C.R.; TATUMI, S.H. (2003b). Variação transversal e longitudinal de propriedades sedimentológicas nos cordões litorâneos da ilha Comprida, litoral sul paulista. In: *CONGR. ASSOC. BRASIL. DE ESTUDOS DO QUATERNÁRIO*, 9, Recife, PE. Recife, ABEQUA, *Anais...* (cd).
- GUEDES, C.C.F. (2003). *Os Cordões Litorâneos e as Dunas Eólicas da Ilha Comprida, Estado de São Paulo*. São Paulo, Inst. de Geoc. Univ. de São Paulo, Monografia de Trabalho de Formatura, 54p.
- GUERRA, A.T. (1966) *Diccionario Geológico-Geomorfológico*. Cons. Nac. Geogr. IBGE, 2ª. ed., 411 p.
- HASSANO, S.; MÜLLER, M.; STEIN, J.H. (1984). Estudos geológicos na região do rio Una (município de Iguape – SP) para implantação de centrais nucleares. *Anais do XXXIII Congresso Brasileiro de Geologia*, Rio de Janeiro, 2089-2100.
- HESP, P.A. (1988). Morphofology, dynamics and internal stratification of some established foredunes in Southeast Austrália. *Sediment.Geol.*, **55** (1/2):17-41.
- HESP, P.A. (2000). *Coastal Sand Dunes. Form and Function*. CDNV Technical Bulletin No. 4. Massey University, 28 p.
- HESP, P.A. (2003). Sand Beach Ridges: Definitions and Re-Definition. *Journal of Coastal Research*, Special Issue 39.

- HUBERT, J.F. (1962). A zircon-tourmaline-rutile maturity index and the dependence of the composition of heavy mineral assemblages with the gross composition and texture of sandstones. *Journal of Sedimentary Petrology*, **32** (3): 440-450.
- KRUMBEIN, W.C. (1940). Flood gravel of San Gabriel Canyon, California. *Bulletin of the Geological Society of America*, v.51 (4-6): 639-676.
- LAMEGO, A.R. (1940). Restingas na costa do Brasil. *Dep. Nac. Prod. Min., Div. Geol. Min., Bol.* **96**: 63 p.
- McLANE, M. (1995). *Sedimentology*. Oxford University Press, New York, 423p.
- McLAREN, P. & BOWLES, D. 1985. The effects of sediment transport on grain-size distributions. *J. Sediment. Petrol.*, **55** (4): 457-470.
- MENDES, J.C. (1984). *Elementos de Estratigrafia*. T.A. Queiroz, editor, Editora da Universidade de São Paulo, São Paulo, 566 p.
- MENEZES, M. P. (1994). *A Influência da Ação Antrópica na Dinâmica Sedimentar*. São Paulo, Programa de Pós-Graduação em Ciência Ambiental da Univ. de S.Paulo. Dissertação de Mestrado, 2 v., 3 mapas, 297 p.
- MILLIKEN, K.L. (1988). Loss of provenance information through subsurface diagenesis in Plio-Pleistocene sandstones, northern Gulf of Mexico. *J. Sediment. Petrol.*, **58** (6): 992-1002.
- MILLIKEN, K.L. & MACK, L.E. (1990). Subsurface dissolution of heavy minerals, Frio Formation sandstones of the ancestral Rio Grande Province, South Texas. *Sediment. Geol.*, **68** (3): 187-199.
- MORTON, A.C. (1984). Stability of detrital heavy minerals in Tertiary sandstones from the North Sea basin. *Clays Clay Miner.*, **19**: 287-308.
- MOSLOW, T.F. (1990). *Coastal and Shelf Sedimentation Models* (Curso). Dep. Geol. University of Alberta Edmonton, Alberta, Canadá, 124p.
- MUEHE, D. (1994). Geomorfologia Costeira (In: *Geomorfologia: Uma Atualização de Bases e Conceitos*, A.J.T. Guerra & S.B. Cunha) 3ªed. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, cap. 6, p. 235.
- MÜLLER, G. (1967). *Methods in Sedimentary Petrology*. Stuttgart, ed. Schweizerbart, New York, Hafner, 283p.
- MURRAY-WALLACE, C.V.; BANERJEE, D.; BOURMAN, R.P.; OLLEY, J.M.; BROOKE, B.P. (2002). Optically stimulated luminescence dating of Holocene relict foredunes, Guichen Bay, South Australia. *Quaternary Science Reviews* **21**: 1077-1086.
- PETTIJOHN, F.J. (1941). Persistence of heavy minerals and geologic age. *Jour. Geol.*, **49** (2): 612-625.
- PETTIJOHN, F.J. (1957). *Sedimentary Rocks*. New York, Harper & Row, Publ. 3ed., 1975. 628p.

- PETRI, S. & SUGUIO, K. (1971). Some aspects of the Neocenoic sedimentation in the Cananéia-Iguape lagoonal region, São Paulo, Brasil. *Estudos Sedimentológicos*, **1** (1): 25-33.
- POUPEAU, G. & SOUZA, J.H. (1984). Datação de sedimentos pleistocênicos por termoluminescência. *Anais do XXXIII Congresso Brasileiro de Geologia*, Rio de Janeiro, **33** (1): 48-62.
- POWERS, M.C. (1953). A new roundness scale for sedimentary particles. *Journal of Sedimentary Petrology*, **v.23**: 117-119.
- REINECK, H.E. & SINGH, I.B. (1973). *Depositional Sedimentary Environments with Reference to Terrigenous Clastics*. Springer-Verlag, New York, Heidelberg, Berlin, 439p.
- RUSSEL, R.D. & TAYLOR, R.E. (1937). Roundness and shape of Mississippi river sands. *Journal of Geology*, **45**: 225-267.
- SHEPARD, F.P. (1952). Revised nomenclature for depositional coastal features. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, **36**: 1902-1912.
- SOUZA, C.R.G. (1997). *As Células de Deriva Litorânea e a Erosão nas Praias do Estado de São Paulo*. São Paulo. 2v. Tese de Doutorado. Curso de Pós-graduação em Geologia Sedimentar. Universidade de São Paulo, 359p.
- SOUZA, V.C. & CAPELLARI JR., L. (2002). A Vegetação das Dunas e Restingas da Estação Ecológica Juréia-Itatins. In: Otavio A.V. Marques & Wânia Duleba (eds.) *Ambiente Físico, Fauna e Flora da Estação Ecológica da Juréia-Itatins*. São Paulo, FAPESP/Ed. Oslo.
- SOUZA, C.R.G. & SOUZA, A.P. (2002). Geologia e Geomorfologia da Área da Estação Ecológica Juréia-Itatins. In: Otavio A.V. Marques & Wânia Duleba (eds.) *Ambiente Físico, Fauna e Flora da Estação Ecológica da Juréia-Itatins*. São Paulo, FAPESP/Ed. Oslo.
- STOKES, S. (1992). Optical dating of Young (modern) sediments using quartz: results from a selection of depositional environments. *Quaternary Science Reviews*, **11**: 153-159.
- SUGUIO, K. & MARTIN, L. (1976). Mecanismos de gênese das planícies quaternárias do litoral do Estado de São Paulo. In: *Congresso Brasileiro de Geologia*, 29, Belo Horizonte. Anais Sociedade Brasileira de Geologia, **v.1**: 295-305.
- SUGUIO, K. & MARTIN, L. (1978). Formações quaternárias marinhas do litoral paulista e sul fluminense. In: *International Symposium On Coastal Evolution In The Quaternary, São Paulo. Special Publication (1)*. São Paulo, IGCB/IGUSP/ SBG, 55p.
- SUGUIO, K. & MARTIN, L. (1994). Geologia do Quaternário. In: Falconi, F.F. & Nigro Jr., A. (eds.), *Solos do Litoral de São Paulo*. Santos, ABMS/ASSECOB, 69-97.
- SUGUIO, K. (1998). *Dicionário de Geologia Sedimentar e Áreas Afins*. Rio de Janeiro, Ed. Bertrand Brasil, 1.222 p.

- SUGUIO, K. (2002). O Papel das Variações do Nível Relativo do Mar Durante o Quaternário Tardio na Origem da Baixada Litorânea da Juréia, SP. In: Otavio A.V. Marques & Wânia Duleba (eds.) *Ambiente Físico, Fauna e Flora da Estação Ecológica da Juréia-Itatins*. São Paulo, FAPESP/ Ed. Oslo.
- TATUMI, S.H. (2002). A datação por luminescência aplicada à geocronologia do Quaternário. *Anais do XLI Congresso Brasileiro de Geologia*, João Pessoa, pp 369.
- TATUMI, S.H.; YEE, M.; CARNEIRO FILHO, A.; SCHWARTZ, D. (2002). Datação luminescente de paleodunas, localizadas na Bacia do Rio Negro, Amazonas. *Anais do XLI Congresso Brasileiro de Geologia*, João Pessoa, pp 370.
- TENBERG, A.G. (1994). Nebkhas – their spatial distribution, morphometry, composition and age - in the Side Bouzid area, central Tunisia. *Z.Geomorph.*, **38**(3): 311-325.
- WADELL, H. (1932). Volume, shape, and roundness of rocks particles. *Journal of Geology* **40** (5-8): 443-451.
- YEE, M.; TATUMI, S.H.; GOZZI, G.; BRITO, S.L.M.; BARRETO, A.M.F.; SUGUIO, K.; BEZERRA, F.H.R. (2002). Datação de sedimentos retirados de dunas eólicas costeiras do Estado do Rio Grande do Norte pelo método da termoluminescência (TL). *Congresso Brasileiro de Geologia*, João Pessoa, Anais, p.372.

ANEXOS

ANEXO 1

LEGENDA

SISTEMAS DEPOSICIONAIS	
S.D. Planície Costeira	S.D. Estuarino - Lagunar
Drenagem	Desembocadura estuarino-lagunar (Holoceno) com canais de escoamento de maré e planície intermarés com mangue (atual).
Área fonte primária (Pré-Cambriano)	Desembocadura estuarino-lagunar (Holoceno)
Praia (atual)	Laguna de retrobarreira ou retro-esporão
Dunas frontais incipientes e estabelecidas (atual)	
Dunas frontais estabelecidas (Holoceno)	
Cordões de precipitação embrionários	
Rupturas de deflação ("Blow-outs")	
Planície progradacional	
Alinhamentos de cordões litorâneos - cordões praias e cordões dunares indiferenciados	

"Os cordões litorâneos da planície de Una - Juréia, municípios de Peruíbe e Iguape, SP"

Deise Bentz

Orientador: Prof. Dr. Paulo César Fonseca Giannini

2004

ANEXO 2

ANEXO 3

Perfil Rio Una

Arredondamento do zircão

Una PP 2

Una PP 6

Una PP 8

Alteração da estaurolita

Una PP 4

Una PP 8

Hornblenda

Una PP 1

Una PP 5

Una PP 7

Perfil Planície da Juréia

Zircão

Jur PP 15

Jur PP 12

Hornblenda

Jur PP 11

Jur PP 15

Perfil Rio Ribeira de Iguape

Zircão

Jur PP 3

Jur PP 4

Jur PP 5

Estaurolita

Jur PP 3

Jur PP 5

Hornblenda

Jur PP 2

Jur PP 6

ANEXO 4