

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**OS CORDÕES LITORÂNEOS E AS DUNAS EÓLICAS
DA ILHA COMPRIDA, ESTADO DE SÃO PAULO**

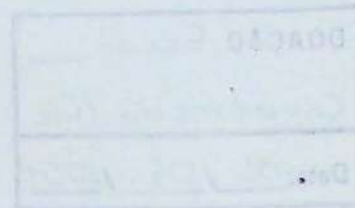
Carlos Conforti Ferreira Guedes

Orientador: Prof. Dr. Paulo César Fonseca Giannini

MONOGRAFIA DE TRABALHO DE FORMATURA
(TF-2003/15)

SÃO PAULO
2003

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS



OS CORDÕES LITORÂNEOS E AS DUNAS EÓLICAS DA ILHA COMPRIDA, ESTADO DE SÃO PAULO

Carlos Conforti Ferreira Guedes



Orientador: Paulo César Fonseca Giannini

Monografia de Trabalho de Formatura
TF: 2003/15

São Paulo
2003

DOAÇÃO Seção
Gravuação - 161c
Data: 06 / 05 / 2004



UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

DEDALUS - Acervo - IGC



30900014572

**GUEDES. OS CORDÕES LITORÂNEOS E AS DUNAS
EÓLICAS DA ILHA COMPRIDA, ESTADO DE SÃO
PAULO**

CARLOS CORFORTI FERREIRA GUEDES



Monografia de Trabalho de Formatura

Banca Examinadora

Prof. Dr. Paulo César Fonseca Giannini

Prof. Dr. Moyses Tessler

Prof. Dr. José Roberto Canuto

São Paulo

2003

TF
G924
CCF.c

SECRET
OFFICE OF THE SECRETARY OF DEFENSE
WASHINGTON, D.C. 20301-6000

SECRET



SECRET

SECRET

SECRET

SECRET

RESUMO

A análise da geometria de cordões litorâneos permitiu identificar quatro fases na evolução sedimentar da ilha Comprida, durante a regressão holocênica, em que duas componentes de crescimento, uma longitudinal, para NE, e outra transversal, para SE, alternaram-se em importância relativa. A primeira fase caracterizou-se por certo equilíbrio entre estas duas componentes. A segunda fase foi marcada pela acentuação relativa da componente de crescimento longitudinal. A terceira fase, relacionada ao bloqueio exercido pelo morro de Icapara (Iguape) sobre a deriva litorânea longitudinal, teve o predomínio franco do crescimento transversal. Na quarta fase, a ilha atingiu largura suficiente para que o morro de Icapara não mais funcionasse como obstáculo para a deriva longitudinal. A barreira retomou assim seu crescimento rumo NE. Resultados de análise de fácies, indicadores sedimentológicos de paleonível marinho, datações ^{14}C e LOE e distribuição espacial de características granulométricas e mineralógicas permitem interpretar que o sistema de alinhamentos de cordões litorâneos da ilha Comprida formou-se no Holoceno. Os resultados de distribuição longitudinal de granulometria apontam para areias mais finas e melhor selecionadas na porção NE, o que reforça a hipótese de paleoderiva litorânea longitudinal, em escala maior, neste rumo. A variação mineralógica transversal pode ser atribuída à dissolução pós-deposicional de componentes instáveis, atuando por mais tempo nos cordões mais internos. A assembléia de minerais pesados da porção nordeste da ilha é mais imatura que a da parte sudoeste, o que pode ser atribuído à idade mais nova de seus sedimentos e/ou à maior proximidade e influência do aporte do rio Ribeira de Iguape.

ABSTRACT

The analysis of beach-ridges alignments allowed identify four main phases in the sedimentary evolution of Comprida island, in the course of Holocene regression, with different intensity of longshore (to NE) and transverse (to SE) growth components. The first phase was characterized by certain equilibrium between these two components. The second phase had a relative increasing of the longshore growth. The third phase, related to the blockade of the longshore currents by Icapara hill (Iguape), had the predominance of transverse growth. In the fourth phase, the island reached width enough to Icapara hill no more act as obstacle to longshore drift. The barrier retaken thus the growth towards NE. Facies analysis, sedimentological indicators of paleosea level, ^{14}C and LOE datings and spatial distribution of grain-size and mineralogical characteristics suggest that the beach-ridges alignments of Comprida island were formed in the Holocene. The grain size results evidenced finer and better sorted sands in the northeast portion, reinforcing the hypothesis of paleodrift to NE in a regional scale. The heavy mineral variation transversal to the alignments can be attributed to post depositional solution of unstable minerals, acting during a longer time on the more internal and older beach ridges. The heavy mineral assemblage is more immature on the northeast portion of the island than on the southwest portion, what can be attributed to the lesser effect of the post depositional solution and/or to the more proximity and influence of the terrigenous supply from Ribeira de Iguape river on the sediments of the northeast.

AGRADECIMENTOS

Agradeço ao professor Paulo César Fonseca Giannini pela atenção e pelo incentivo na realização desse Trabalho de Formatura.

À Eva Kaiser Mori pelo pontapé inicial e pelo mapa minuciosamente realizado.

Aos companheiros nos trabalhos de campo: Micoze, Deise Bentz, Maria Cristina de Souza (Doutoranda Degeol-UFPR), Mário Luiz Assine (Prof. Doutor do IGCE-Unesp) e Rodolfo José Angulo (Prof. Adjunto do Degeol UFPR) por suas valiosas discussões e sugestões.

A todo pessoal do LAB-SED e LAB-PETRO, em especial a Elaine Aparecida da Silva Sinfrônio, pelas orientações e bom humor.

Ao meu eterno grupo Rodrigo Traveco e Rafael Placenta pela calma e agilidade com que conduzimos nossos trabalhos de campo e relatórios durante esses cinco anos de curso.

A todos os meus colegas de turma por esses cinco anos de convivência e companheirismo.

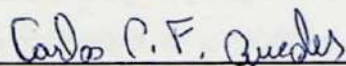
Aos meus pais e avós pelo apoio e estrutura.

A Mariane pelo carinho e bom humor em todos os momentos.

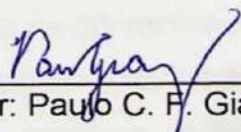
A FAPESP pelo apoio financeiro.

ÍNDICE

1. Introdução	2
2. Metas e Objetivos	3
3. Cronograma Proposto	3
4. Materiais e Métodos	4
4.1. Compilação bibliográfica	4
4.2. Fotointerpretação geológica	5
4.2.1. Materiais	5
4.2.2. Métodos	5
4.3. Atividades de campo	8
4.3.1. Primeira etapa	9
4.3.2. Segunda etapa	9
4.4. Atividades de laboratório	10
4.5. Tratamento de resultados	11
5. Resultados	11
5.1. Síntese bibliográfica	11
5.1.1. Unidades litoestratigráficas	11
5.1.3. Padrão de circulação costeira	13
5.1.4. Gênese dos cordões litorâneos	15
5.1.5. Dunas eólicas	16
5.1.6. Análise de minerais pesados	16
5.1.7. Termoluminescência	18
5.1.8. As causas das mudanças do nível relativo do mar	18
5.1.9. Evidências de antigas posições do NRM	19
5.1.10. As curvas de NRM e a evolução da planície de Cananéia-Iguape	21
5.2. Fotointerpretação	22
5.2.1. Mapa fotointerpretativo	22
5.3. Trabalhos de campo	26
5.4. Análises granulométricas	31
5.4.1. Diâmetro médio	32
5.4.2. Desvio padrão	32
5.4.3. Assimetria	33
5.4.4. Curtose	34
5.5. Análise da assembléia de minerais pesados	34
5.6. Análise dos resultados das idades TL/LOE obtidas	38
5.7. Modelo de evolução da ilha Comprida	42
6. Conclusões	43
7. Referências Bibliográficas	48



Aluno: Carlos C. F. Guedes



Orientador: Paulo C. F. Giannini
De acordo.

1. INTRODUÇÃO

Situada no litoral sul paulista, quase no limite com o Estado do Paraná, a ilha Comprida, com 72 km de comprimento e 3 a 5 km de largura, estende-se acompanhando a linha de costa (orientação aproximada NE-SW), desde a foz do rio Ribeira de Iguape até a chamada baía do Trapandé (Mapa 1). Ela é formada essencialmente por sedimentos arenosos quaternários, com exceção de um corpo intrusivo alcalino denominado Morrete. Integra o sistema lagunar Iguape-Cananéia descrito por Tessler (1982), cuja evolução com base em modelo de variação de nível do mar no Quaternário foi inicialmente proposta por Suguio & Martin (1978a).

Ainda pouco estudada sob o aspecto geológico, a ilha constitui interessante objeto de estudo de Trabalho de Formatura, pois apresenta diferentes tipos de feições arenosas costeiras, como cordões litorâneos e dunas eólicas, relativamente bem preservadas. O estudo da variação espacial de propriedades geomorfológicas e sedimentológicas destas feições é um instrumento importante para a reconstrução dos processos sedimentares sin e pós-deposicionais ao longo do tempo, e de seus fatores controladores como aporte e nível relativo do mar (NRM).

Pertencem à ilha Comprida alinhamentos de dunas eólicas, consideradas por sua dimensão e preservação o melhor exemplo de paleodunas do Estado de São Paulo. Segundo Barcelos (1975), existem quatro alinhamentos de cristas de dunas posicionados sub-paralelamente à praia atual, com alturas que variam de 7 a 8 metros e larguras que vão de 100 a 200 metros. De acordo com Suguio & Petri (1973), as cristas de dunas mais interiores estão cobertas por vegetação e, por isso, encontram-se estabilizadas. Outras, mais externas, apresentariam grau de atividade variável, crescente conforme a proximidade à praia. Entretanto, estas dunas eólicas nunca foram estudadas em detalhe quanto a tipologia, constituição, morfodinâmica e variação transversal ao longo da costa.

Partindo da premissa de que a sucessão de cordões litorâneos e de alinhamentos de dunas se dá por progradação costeira e/ou deriva litorânea longitudinal, a proposta central deste trabalho é a análise granulométrica e mineralógica dos sedimentos coletados em perfis perpendiculares à linha de costa (transectos), visando a comparação entre os cordões e/ou dunas de diferentes idades.

Admitido um modelo de variação do NRM no Quaternário superior do litoral sul paulista, propôs-se interpretar os resultados sedimentológicos de amostras coletadas através dos alinhamentos de cordões e dunas conhecidas no contexto da história sedimentar da ilha Comprida em função do NRM. Para isso, mostrou-se necessário conhecer as idades absolutas dos cordões, motivo pelo qual o projeto incluiu também a

realização de datações, por termoluminescência (TL) e luminescência opticamente estimulada (LOE), em amostras coletadas ao longo de dois transectos.

A oportunidade e urgência do estudo geomorfológico das feições arenosas da ilha Comprida justifica-se pelo rápido processo de ocupação e conseqüente descaracterização das formas deposicionais originais, acelerado pela construção da ponte de interligação entre o norte da ilha e a cidade de Iguape.

2. METAS E OBJETIVOS

Três metas principais são propostas para nortear o enfoque desse trabalho de formatura:

- 1- Contribuir para a explicação dos processos formadores e remodeladores de alinhamentos de cordões litorâneos.
- 2- Compreender o modo como o feixe de cordões se relaciona com a evolução e interação dos sistemas deposicionais quaternários da ilha Comprida.
- 3- Reconstituir no tempo a evolução quaternária da ilha Comprida, no contexto do padrão regional de variação do NRM.

Para buscar alcançar estas metas gerais, estabeleceram-se os seguintes objetivos:

- 1- Realizar uma pesquisa bibliográfica sobre os modelos mais aceitos de gênese de cordões litorâneos em geral e estabelecer critérios de avaliação da aplicabilidade desses modelos na área de estudo.
- 2- Reconstituir a geometria do feixe de cordões da ilha Comprida, através de aerofotointerpretação em escalas 1:25.000.
- 3- Coletar amostras ao longo de pelo menos dois perfis transversais ao feixe de cordões, destinadas a datação TL e/ou LOE e a ensaios mineralógicos e texturais na fração detrítica (granulometria, morfometria e microscopia petrográfica da areia).
- 4- Analisar as relações de morfologia e posição do feixe de alinhamentos em relação à praia atual e ao sistema paleolagunar.

3. CRONOGRAMA PROPOSTO

A primeira etapa do cronograma proposto (Quadro I) foi o levantamento da bibliografia disponível relacionada a este tema, a partir da consulta de bancos de teses e livros-texto e periódicos recentes de geologia costeira e sedimentologia.

Dentre os temas pesquisados, a gênese de cordões litorâneos foi um dos assuntos prioritários da compilação bibliográfica, seguido de outros temas importantes como a geologia regional do extremo sudeste paulista e modelos de evolução quaternária da costa norte paranaense e sul paulista.

O estudo de fotos aéreas da região foi previsto para a etapa seguinte, com o intuito de definir a geometria e continuidade longitudinal e transversal do feixe de alinhamentos litorâneos e aprimorar a delimitação entre diferentes gerações de cordões.

Para a terceira etapa, previram-se as atividades de campo e laboratório, análise de morfodinâmica da interação dunas-praia, com amostragem longitudinal em espaçamento regular; realização de pelo menos dois transectos ao feixe de alinhamentos litorâneos, obtenção de fotografias de exposições com câmera de qualidade profissional (Canon EOS-5) e, quando possível, medidas direcionais-azimutais com bússola Clar. As análises laboratoriais previstas incluíram ensaios granulométricos por pipetagem e peneiramento, separação de minerais pesados e leves pela técnica do afundamento e flutuação em bromofórmio, confecção de lâminas de minerais pesados, análise quantitativa de minerais pesados ao microscópio petrográfico, com captação e tratamento de imagens.

Como última etapa desse trabalho, foi programado o tratamento gráfico-estatístico dos resultados e a elaboração de relatório final e publicações.

Quadro I. Cronograma do projeto de Trabalho de Formatura (etapas cumprida em amarelo)

Atividade programada	Mês de andamento do Projeto							
	A	M	J	J	A	S	O	N
Revisão bibliográfica	X	X		X	X			
Interpretação de fotos aéreas		X	X					
Análises granulométricas e densimétricas	X							
Análises ao microscópio petrográfico					X			
Tratamento de resultados analíticos		X	X			X	X	
Elaboração de relatórios e publicações			X	X		X	X	X

4. MATERIAIS E MÉTODOS

4.1. Compilação bibliográfica

Durante a realização do trabalho, executou-se um levantamento bibliográfico acerca dos temas a ele relacionados direta ou indiretamente, além da revisão mais minuciosa da bibliografia já utilizada durante a preparação do projeto de pesquisa.

Dentre os temas pesquisados, os principais foram: a gênese de cordões litorâneos, os modelos de evolução quaternária da costa sul paulista, com especial ênfase na ilha Comprida, o padrão de circulação costeira, as dunas eólicas e as formações geológicas presentes na área de estudo, as causas das variações do NRM no Quaternário, as curvas regionais de variação do NRM, o método de termoluminescência (TL) e as assembléias de minerais pesados na planície de Cananéia-Iguape.

Esta pesquisa bibliográfica foi realizada através da consulta a teses, artigos e arquivos cartográficos, pertencentes principalmente ao acervo das bibliotecas do Instituto de Geociências e do Instituto Oceanográfico da USP.

4.2. Fotointerpretação geológica

4.2.1. Materiais

No trabalho de fotointerpretação geológica foram utilizadas cópias de fotos aéreas em escala 1:25.000, datadas de 1962, cedidas pelo Departamento de Geografia da Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas da USP.

A primeira parte desta etapa de trabalho foi a montagem do mosaico de fotos abrangendo toda a extensão da ilha Comprida e regiões adjacentes. Durante esta etapa, utilizou-se da fotointerpretação da metade sul da ilha, que já havia sido previamente realizada, em 2001, pela então bolsista PIBIC/CNPq Eva Kaiser Mori (IG-USP).

O material utilizado, além das cópias das fotos aéreas, incluiu estereoscópios de mesa e de bolso, lápis grafite, lápis de cor, pena, tinta *nanquin* e papel vegetal para sobreposição e compilação das feições e estruturas observadas.

Para a apresentação preliminar no relatório parcial fez-se uma montagem dos mapas a partir de reprodução em fotocopiadora colorida em papel sulfite. Posteriormente, para efeito de apresentação final e manipulação dos resultados obtidos, as estruturas desenhadas no papel vegetal foram digitalizadas, com uso de softwares como *Autocad* e *Corel Draw*, pelo método de *scanneamento* dos mapas, seguido de digitalização das linhas no computador.

4.2.2. Métodos

A análise fotointerpretativa pode ser um instrumento muito útil na descrição de feições geológicas como os cordões litorâneos, pois embora eles sejam passíveis de observação direta em escala de afloramento, sua morfologia, orientação e concentração são melhor observadas em fotos aéreas e imagens de satélite (Angulo & Suguio, 1994).

Porém, cabe aqui ressaltar que esta análise é suscetível a muitos tipos de erros, tanto analíticos (qualidade das fotos aéreas, deformações decorrentes do encaixe das fotos etc), quanto interpretativos.

Angulo & Suguio (1994) fizeram uma comparação entre diferentes mapas da planície costeira do Paraná, onde foram observadas sérias discrepâncias no que diz respeito à quantidade e concentração de alinhamentos de cordões litorâneos, identificados por diferentes autores a partir de fotointerpretação baseada nas mesmas imagens.

A identificação destes cordões é baseada em contrastes texturais, gerados pela alternância de crescimento de vegetação rasteira e vegetação arbórea acompanhando os alinhamentos de cristas e calhas dos cordões litorâneos. Desta forma, em regiões onde esta alternância ocorre, pode-se observar a direção aproximada dos alinhamentos de cordões, mas não se pode distinguir seguramente os alinhamentos de crista dos alinhamentos de calha, pois os alinhamentos formados pelos topos das árvores podem corresponder aos baixos do terreno (Angulo & Suguio, 1994).

Outro aspecto importante é que a diferença destas superfícies definidas por topos de árvores não reflete necessariamente o relevo, pois a altura destas árvores geralmente excede o desnível topográfico do terreno (Angulo & Suguio, 1994).

Por outro lado, quando a vegetação não apresenta muitos contrastes, como é o caso de locais onde há predominância de vegetação arbórea, as diferenças de relevo são simplesmente ignoradas, ao contrário do que ocorre em locais onde a vegetação é menos densa ou ausente (Angulo & Suguio, 1994).

Desta forma, num mapa essencialmente fotointerpretativo podem ocorrer concentrações de alinhamentos de cordões em uma área e escassez de alinhamentos em outras, ainda que nos locais descritos a distribuição de cordões litorâneos possa ocorrer de forma homogênea. Todos estes fatores tornam difícil a análise morfológica e quantitativa de cordões litorâneos a partir de fotointerpretação.

Durante a confecção do mapa aerofotointerpretativo, nesta pesquisa, uma das dificuldades encontradas foi a separação de depósitos de diferentes idades (por exemplo, Holoceno versus Pleistoceno) e de feições de diferentes fácies deposicionais (por exemplo, crista praial versus cordão dunar versus campo de dunas). Observou-se que os depósitos formados por processos deposicionais diferentes são visualmente muito similares e que os terraços do Holoceno e do Pleistoceno, caso de fato existam as duas gerações de terraços na ilha Comprida, são praticamente idênticos. Como não se puderam observar os limites entre estas feições, ou ainda, como certas feições, por natureza, não apresentam um limite bem definido (como entre dunas frontais e campos de dunas, por exemplo), optou-se por uma legenda essencialmente descritiva, onde elas não precisassem ser separadas de imediato. Nesse mapeamento descritivo, tiveram destaque critérios ligados a presença, densidade e tipo de vegetação. Com isso, tentou-se evitar efeitos interpretativos

apriorísticos em relação à concentração e altura dos cordões litorâneos, que, a rigor, pode ser tanto mascarada como exagerada pela vegetação. Tentativas preliminares de interpretação faciológica foram feitas num segundo momento com base no conjunto de diferenças descritivas detectadas. Estas interpretações são apresentadas na legenda dos mapas aerofotogeológicos, entre parêntesis. Os mapas "aerofotodescritivos" assim elaborados resultaram, sem dúvida, sobrecarregados de informação. Com isso, para um melhor entendimento da evolução da ilha Comprida, tornou-se conveniente a elaboração de um mapa que desse ênfase aos truncamentos de cordões litorâneos, sem levar em conta a concentração ou altura aparente de alinhamentos. Os mapas aerofotogeológicos explicados no item anterior foram elaborados a partir de critérios essencialmente descritivos. Com isso, alguns truncamentos de alinhamentos de cordões litorâneos que não eram ressaltados pela diferença na vegetação, mas apenas por contrastes sutis de orientação, passaram relativamente despercebidos. Além disso, algumas variações laterais de vegetação, passando de arbustiva para arbórea, resultam não da falta de continuidade lateral do cordão e sim de outros fatores de menor implicação geológica. Desse modo, o melhor entendimento do processo de construção sedimentar da ilha Comprida dependeu de uma etapa de trabalho intermediária, representada pela elaboração do mapa de truncamentos de alinhamentos (mapa em anexo).

Na tentativa de eliminar o efeito da vegetação, os truncamentos foram assinalados principalmente onde não ocorre contraste de cobertura vegetal, ou seja, onde a direção dos alinhamentos possa ser reconhecida por meio de contrastes de altitude em terrenos com cobertura vegetal homogênea. Apesar da altitude observada nas fotos aéreas ser a do topo da vegetação, podendo assim ocorrer uma inversão na interpretação de crista e calha de cordão, a direção da feição permanece a mesma não interferindo na detecção do truncamento. Entretanto a visualização de um truncamento pode ser muito prejudicada se a diferença angular entre os cordões for muito pequena e não houver uma vegetação homogênea, pois a variação lateral da vegetação mascara os limites do alinhamento e torna insegura sua delimitação no mapa. Por esta razão, decidiu-se destacar no mapa de truncamentos de alinhamentos somente as intersecções mais nítidas, onde a diferença angular é alta o suficiente para ser assegurada.

Os alinhamentos de cordões litorâneos podem informar sobre a evolução espacial e temporal da ilha, assumidas duas premissas. A primeira premissa é de que os alinhamentos situados mais ao interior da ilha são mais antigos que os situados mais próximos à linha de costa atual. A segunda é a de que os cordões truncados são mais antigos dos que os que truncam. Os truncamentos podem ainda representar eventos ou etapas distintas no crescimento da ilha, o que indicaria a geometria com a qual esse crescimento ocorreu.

4.3. Atividades de campo

Foram realizados dois trabalhos de campo, o primeiro com oito e o segundo com quatro dias de duração. Nestes trabalhos, coletaram-se 22 amostras para datação por termoluminescência ou luminescência opticamente estimulada (TL/LOE) e 34 para análises sedimentológicas (figura 15).

As atividades de campo, além do presente bolsista e de seu orientador, contaram com as participações de Deise Bentz (Mestranda USP) e Fabrício Barreto (bolsista PIBIC-CNPq), na primeira etapa, e de Maria Cristina de Souza (Doutoranda Degeol-UFPR), Mário Luiz Assine (Prof. Doutor do IGCE-Unesp) e Rodolfo José Angulo (Prof. Adjunto do Degeol UFPR), na segunda etapa.

O método de análise de fácies adotado neste projeto é basicamente uma versão da proposta de Anderton (1985), adaptada para o estudo de depósitos quaternários (Giannini 1993). Ele inicia-se por uma fase preliminar de levantamento cartográfico e bibliográfico da área, com estabelecimento tentativo de associações de fácies e sistemas deposicionais hipotéticos. As fases posteriores começam pelo trabalho de campo e podem ser assim enumeradas: (1) descrição detalhada do afloramento ou feição geomorfológica; (2) subdivisão em fácies descritivas; (3) compilação das características de cada fácies (modelos descritivos); (4) dedução dos processos deposicionais de cada fácies (modelos genéticos); (5) exame das relações espaciais entre fácies e reconhecimento de associações faciológicas (modelo descritivo integrado); (6) interpretação do ambiente da associação (modelo genético integrado); (7) modelagem final das fácies individuais; (8) teste de consistência via predição: retorno à fase (1) ou à fase (5), e assim sucessivamente. O conceito de modelo análise 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.

As medidas de estratificações cruzadas seguiram o método estabelecido pelo grupo do Laboratório de Sedimentologia em projeto de pesquisa anterior (Giannini, 2001). Este método inclui a medida da distância de cada ponto de tomada de atitude à base e ao topo da respectiva série de estratificações (*sef*), de modo a dispor de uma informação de espessura mínima da série que contém a medida.

A nomenclatura utilizada para as amostras coletadas foi baseada na sua localização, sendo ICP para as coletadas na ilha Comprida, ICA para as localizadas em Icapara (Iguape) e CAN para as coletadas na ilha de Cananéia. O algarismo subsequente à sigla indica a localização dos pontos ou perfis de amostragem, de acordo com o mapa 1 (mapa de

pontos). As amostras dos perfis realizados possuem a numeração do primeiro ponto do perfil, sendo diferenciadas por uma letra no final da nomenclatura, que varia, de A até F, do interior das sucessões de cordões para o mar. Para amostras coletadas na praia atual, na duna frontal incipiente, na duna frontal estabelecida e na paleoduna, foram utilizadas respectivamente as denominações: PR, DF, DFE e PD.

4.3.1. Primeira etapa

No primeiro trabalho de campo, foram realizados dois transectos perpendiculares à linha de costa, um na extremidade sudoeste (ICP-2) e outro na parte nordeste (ICP-1) da ilha (mapa 1), com o intuito de analisar a variação de idades TL/LOE e de características sedimentológicas, da parte interior do perfil (A) para a parte voltada ao oceano. Coletaram-se ainda amostras para datação TL/LOE em dois pontos do chamado “terraço alto de Icapara” (ICA.1 e 2), atribuído por Martin *et al.* (1988) a nível do mar alto mais velho que o interglacial Sangamon.

A coleta de amostras para datação absoluta por luminescência foi feita em subsuperfície, com o auxílio de enxada e escavadeira manual, até profundidade, abaixo do horizonte de podzol, considerada seguramente livre de contaminação ou revolvimento antrópico. Na maioria dos casos, esta profundidade foi de aproximadamente 60 cm (figura 1). As amostras foram obtidas e condicionadas sob a forma de testemunhos cilíndricos, devidamente tampados e numerados, resultantes do cravamento a percussão de tubos de PVC opaco (marrom) com 6 cm de diâmetro por 33 cm de comprimento. No mesmo nível, foram coletadas amostras para análise sedimentológica.

Na terminação oceânica de cada perfil coletaram-se amostras para análise sedimentológica da praia atual e da duna frontal ativa.

O último dia da primeira etapa de campo foi reservado à observação da variação longitudinal das dunas frontais ao longo da praia.

4.3.2. Segunda etapa

Na segunda etapa de campo, obtiveram-se amostras adicionais para datação TL/LOE, bem como para análises sedimentológicas, de pontos específicos na ponta nordeste da Ilha Comprida (ICP-4) e arredores (ICA-3) e da margem lagunar da porção sudoeste, nos arredores de Cananéia e da vila de Pedrinhas (CAN-1 e ICP-5) (mapa 1). Estas amostras foram coletadas de afloramentos descritos e nivelados com trena e nível de bolso. Corrigiu-se o nivelamento de acordo com a tábua de marés de Harari & Mesquita (2001). Nessa etapa, também foram coletadas amostras para datações por ^{14}C , com o intuito não apenas de obter mais informações cronológicas para a reconstituição da evolução da ilha Comprida, mas também de testar o método de TL/LOE.

A amostragem para datação por luminescência concentrou-se ao longo de dois perfis principais. O primeiro perfil, nos afloramentos da margem lagunar da ilha Comprida (ICP-5), com acesso por barco e por terra, teve o objetivo de avaliar a variação longitudinal das idades e de datar o terraço adjacente ao Morrete, mapeado por Suguio & Martin (1978b) como pleistocênico.

O segundo perfil foi realizado na margem norte da desembocadura de Icapara (ICA-4), onde se verificou, através de fotos aéreas, um sistema de cordões litorâneos bem desenvolvido. Embora situada fora dos limites da ilha Comprida, esta área foi estudada e amostrada por sua importância na compreensão do processo evolutivo da ilha. O perfil de Icapara proporcionou bons afloramentos em falésias vivas, pois se trata de região sob pronunciado processo erosivo (figura 2).

4.4. Atividades de laboratório

As atividades laboratoriais realizadas consistiram de ensaios granulométricos e densimétricos e confecção e análise quantitativa de lâminas de minerais pesados. Os resultados analíticos obtidos incluíram ainda datações absolutas por técnicas de luminescência (TL/LOE) e carbono-14.

Os métodos e técnicas que foram empregados podem ser resumidos conforme segue:

- **Granulometria:** As amostras, em massas iniciais de cerca de 60 g, foram submetidas a pipetagem em cinco intervalos de 1ϕ entre silte grosso e argila (apenas para sedimentos com teores de pelíticos superiores a aproximadamente 10%), seguida de lavagem dos finos pelíticos, por elutriação, e peneiramento a vibrador mecânico em intervalos de $0,5\phi$. Os produtos de peneiramento foram pesados em balança analítica e embalados para arquivo.
- **Densimetria:** Os produtos de peneiramento correspondentes ao intervalo de areia muito fina ($0,125 - 0,062\text{mm}$) de cada amostra foram submetidos a análise densimétrica em bromofórmio (CHBr_3 , $d \sim 2,83$), empregando-se álcool como solvente. As frações de minerais leves e pesados assim obtidas foram pesadas em balança de precisão. O bromofórmio dissolvido em álcool foi recuperado periodicamente, através do processo de lavagem com água em frasco kitasato.
- **Confecção de lâminas de grãos pesados:** As lâminas de grãos de minerais pesados foram confeccionadas em montagem permanente, utilizando-se bálsamo do Canadá natural como meio de imersão.
- **Análises mineralógicas:** As assembléias de minerais pesados de cada amostra foram quantificadas, em valores percentuais, ao microscópio petrográfico. Foi realizada a identificação e contagem, para cada amostra, de pelo menos 100 grãos transparentes não micáceos. A contagem foi orientada por faixas eqüidistantes marcas na lâmina. O número de

faixas foi estabelecido após uma análise prévia, de modo a garantir a totalização do número mínimo de grãos previamente estabelecido.

As datações por TL/LOE foram realizadas na Faculdade de Tecnologia de São Paulo (Fatec-Unesp) e no Instituto de Pesquisas Energéticas e Nucleares (IPEN), sob coordenação da Profa. Dra. Sônia Hatsue Tatum.

As datações por ^{14}C foram processadas no Laboratório de Radionuclídeos do Centro de Energia Nuclear na Agricultura (CENA, USP Campus Piracicaba), sob a coordenação do Prof. Dr. Luiz C. R. Pessenda.

4.5. Tratamento de resultados

Balanços de massa em valores de distribuição percentual foram executados, para cada amostra, ao término da análise granulométrica.

Os resultados de distribuição granulométrica na fração areia foram convertidos em valores de parâmetros estatísticos (diâmetro médio, desvio-padrão, assimetria e curtose) pelo método analítico dos momentos, através do programa *Momento4*, de Paulo C. Giannini. Com base nos valores numéricos assim obtidos para diâmetro médio, desvio padrão, assimetria, classificou-se nominalmente cada amostra segundo os critérios de Folk e Ward (1957):

Testes estatísticos simples como médias, desvios e correlações lineares (com coordenadas geográficas) foram aplicados aos resultados granulométricos e de minerais pesados, procurando estabelecer características médias e/ou vetoriais de cada agrupamento de amostras.

Diagramas circulares de rosa-de-freqüências foram utilizados para representar medidas de rumo de mergulho de planos de estratificação cruzada através do uso do software *Stereonet*.

5. RESULTADOS

5.1. Síntese bibliográfica

5.1.1. Unidades litoestratigráficas

Na área de estudo, ocorrem duas unidades litoestratigráficas formalmente definidas: a Formação Cananéia e a Formação Ilha Comprida. Cabe destacar, porém, conforme Tessler (1988), que as “seqüências” arenosas pleistocênicas e holocênicas do litoral sul paulista, Formações Cananéia e Santos (como era conhecida informalmente a posteriormente denominada Formação Ilha Comprida), não são distintas litoestratigraficamente sendo melhor diferenciadas pela sua cronologia. Seriam, portanto, séries cronoestratigráficas distintas.

5.1.1.1. Unidades subjacentes

O embasamento cristalino que aflora ao redor do complexo lagunar é formado principalmente por rochas metamórficas do Grupo Açungui possuindo idade pré-cambriana. Os principais litotipos presentes são gnaisses, micaxistos, filitos e migmatitos e, em menor escala, quartzitos, anfibolitos, calcoxistos e diabásios. Afloram também rochas intrusivas graníticas, granodioríticas e adamelíticas, e intrusivas alcalinas (SUDELPA, 1975).

Sobre o embasamento cristalino, repousa a Formação Pariqüera Açú (Bigarella e Mousinho, 1965 e Melo, 1990), constituída de material argilo-arenoso com seixos atribuído a leques aluviais e depósitos fluviais distalmente associados. As evidências de idade desta formação são pouco conclusivas. Suguio & Martin (1978) posicionam-na Plio-Pleistoceno, enquanto Melo (1990) acredita em idade miocênica. Cabe destacar sua semelhança em faciologia e grau de dissecação com a Formação Alexandra, considerada miocênica por Lima & Angulo (1990) com base em palinologia.

5.1.1.2. Formação Cananéia

Em 1973, Suguio & Petri e Petri & Suguio analisaram os sedimentos coletados em dois furos de sondagem (IGG-1 com 56,4m e IGG-2 com 167m) realizados pelo antigo IGG (Instituto Geográfico e Geológico) e reconheceram quatro "seqüências litológicas", da base para o topo: (I) camadas arenosas e conglomeráticas, com argilas subordinadas (até 118m de espessura), (II) sedimentos silticos-argilosos (até 14m de espessura), (III) areias siltosas (até 12m de espessura) e (IV) areia fina muito bem selecionada (até 30m de espessura). Com base em microfósseis, Petri e Suguio (1973) atribuíram à "seqüência II" um "ambiente de água salobra" e para a "seqüência III" um "ambiente marinho". Com isso os autores interpretaram o conjunto formado pelas "seqüências I, II e III" como sendo transgressivo e a "seqüência IV" como regressiva. Para as areias regressivas da "seqüência IV", admitiram ainda o *status* de formação, para a qual foi proposta a denominação Cananéia. A "seqüência I", por sua vez, foi correlacionada à Formação Pariqüera-Açú, de origem continental.

A abrangência do termo Formação Cananéia foi ampliada por Suguio & Martin (1978a), que nela passaram a incluir as seqüências II, III e IV descritas por Suguio & Petri (1973).

Considerada como pleistocênica (Suguio & Martin, 1978a), a idade da Formação Cananéia só pôde ser determinada pela correlação com corais na costa baiana, datados de cerca de 120.000 anos A. P., época correspondente ao estágio interglacial Riss/Würm. As datações ¹⁴C realizadas em restos de madeira e de exoesqueletos carbonáticos encontrados dentro dessa formação (Suguio & Martin, 1978a) indicam idades superiores a 30.000 anos

A. P., que é o alcance do método, mostrando que a Formação Cananéia é mais velha que a "Transgressão Santos". Estaria portanto, segundo os mesmos autores, relacionada a um evento anterior, a "Transgressão Cananéia".

Na área de estudo deste trabalho, de acordo com os mapas na escala 1:100.000, apresentados por Suguio & Martin (1978b), a Formação Cananéia aflora no terço sudoeste da ilha Comprida. A distinção entre sedimentos holocênicos e pleistocênicos, feita por esses autores, baseou-se em critérios como altitude, nitidez dos alinhamentos superficiais de "cristas praias" e grau de impregnação epigenética dos grãos (presença de "piçarras", areias pardo escuro subconsolidadas pela presença de cimento filossilicático-orgânico-ferruginoso, então admitida como evidência de idade mais antiga que o Holoceno).

5.1.1.3. Formação Ilha Comprida

Os depósitos sedimentares holocênicos das planícies costeiras paulistas, ligados à "Transgressão Santos" (Suguio & Martin, 1978a), foram designados por Suguio & Martin (1994) como Formação Ilha Comprida, em substituição ao termo Formação Santos, que vinha sendo empregado informalmente (Suguio & Tessler, 1992).

Segundo Suguio & Martin (1994), à Formação Ilha Comprida estão associadas areias finas a muito finas, marinhas, que formam *terraços cobertos por cordões litorâneos* muito visíveis em fotos aéreas, depósitos areno-argilosos de origem flúvio-estuarino ou flúvio-lagunar e depósitos eólicos, que na planície costeira paulista seriam melhor representados na porção sul da ilha Comprida.

Barcelos (1975) separou a ilha Comprida em quatro *subambientes deposicionais*: 1) eólico - dunas, 2) praias, 3) marinho raso - cordões litorâneos e 4) mangue. Estes *subambientes* são correlacionáveis a diferentes condições de deposição para a Formação Ilha Comprida, mas, a rigor, misturam aspectos batimétricos, faciológicos e florísticos.

A idade dessa formação foi obtida através de numerosas datações por ^{14}C (Suguio & Martin, 1978), o que permitiu relacioná-la geneticamente à "Transgressão Santos", com máximo NRM atingido em 5.100 anos A. P., e à regressão subsequente.

5.1.3. Padrão de circulação costeira

A Geobrás (1966), a partir da comparação de fotos aéreas datadas de 1953 e 1962, e apoiando-se em um conjunto de cartas batimétricas levantadas entre os anos de 1882 e 1943, descreveu várias fases de evolução da ilha Comprida nas desembocaduras de Icapara e de Cananéia, e identificou tendência de crescimento da ilha no rumo NE, com subsequente erosão da ilha de Iguape na margem oposta do canal lagunar de Icapara (praia

do Leste). No mesmo estudo, o crescimento longitudinal médio da ilha Comprida de 1882 a 1965 foi calculado em aproximadamente 35m/ano, enquanto a erosão da margem da ilha de Iguape foi estimada em 32m/ano.

Tessler (1982) destacou que *a inexistência de uma gradação perfeita do ambiente marinho para o fluvial, na região de Cananéia-Iguape, típica de ambientes lagunares, deve-se a fatores locais e regionais que alteram as condições de desenvolvimento normal da laguna.*

Tessler e Furtado (1983), analisando carta náutica datada de 1969 e levantamentos aerofotogramétricos de 1962 e 1973, descreveram os estágios de crescimento de feições sedimentares, como pequenas ilhas e esporões, presentes nos canais lagunares do Mar de Cananéia e do Mar de Iguape. A partir disso, concluíram que a deposição dos sedimentos obedece a rumo preferencial coincidente com as correntes de maré geradas na vazante, excetuando-se o trecho entre o início do mar de Iguape e a desembocadura do Valo Grande, onde há redistribuição homogênea do material sedimentar, evidenciada pelo nítido crescimento bidirecional das feições sedimentares. Estes mesmos autores, mesmo sem medir a taxa histórica de crescimento destas feições, admitiram um "processo pronunciado de assoreamento dos canais lagunares".

Tessler (1988) verificou a coexistência de dois sistemas de ondas subordinados aos mecanismos gerais de circulação atmosférica da América do Sul, um para SW, associado aos ventos alísios, e outro para NW, relacionado a frentes. Estes sistemas seriam responsáveis pela geração de dois rumos opostos de correntes de deriva litorânea. O mesmo autor afirma ainda que ambas as direções paralelas à linha de costa, individualmente ou somadas, poderiam ser responsáveis pela formação dos cordões litorâneos holocênicos da face externa da ilha Comprida e que a observação em fotos aéreas de pequenas desembocaduras na face externa da ilha Comprida e as análises texturais e composicionais dos sedimentos sugerem transporte de deriva litorânea de SW para NE. Esta interpretação vai ao encontro da Geobrás (1966), que já admitia transporte de areias ao longo da praia da ilha Comprida em ambos os sentidos, com predomínio do transporte para NE.

Souza (1997) propõe um modelo mais complexo de circulação costeira para a região, no qual, apesar de ligeira predominância do transporte litorâneo para NE, haveria duas células de deriva litorânea, com zona de divergência (fornecimento) no setor centro-sul da ilha.

O padrão de crescimento dos cordões litorâneos da ilha Comprida, concordante com o atual sentido predominante de transporte no litoral sul paulista, significa que, provavelmente, a partir do máximo transgressivo holocênico, o rumo predominante de transporte já era esse (Tessler, 1988). Além disso, as análises sedimentológicas, realizadas longitudinalmente à costa, nos sedimentos arenosos regressivos da Formação Cananéia,

dão indícios de que durante a fase de deposição desta formação as condições hidrodinâmicas eram muito semelhantes às atuais (Tessler, 1988).

Geobrás (1966) e Tessler (1988) afirmam que a migração das desembocaduras de Icapara e de Ararapira não obedecem ao sentido predominante da deriva litorânea e sim à dinâmica de meandramento do canal. De acordo com Mihály (1997), a migração da desembocadura de Ararapira para SW ocorre por dinâmica de meandramento da corrente de maré vazante, nos períodos de fraco bloqueio hidráulico pela desembocadura e com conseqüente predomínio de deriva litorânea para NE. Já durante os períodos de bloqueio hidráulico intenso, a deriva predominante para SW, na margem esquerda da desembocadura, seria o fator responsável pelo crescimento da barra de Ararapira para SW.

5.1.4. Gênese dos cordões litorâneos

Flexor *et al.* (1984) descrevem a gênese das planícies de cordões litorâneos presentes na costa brasileira. Os autores baseiam-se no princípio de Bruun (1962) para afirmar que um rebaixamento do NRM provoca um novo equilíbrio da zona litorânea, com o aporte de sedimentos das áreas de antepraia para o prisma praial. Estes sedimentos seriam remobilizados pelas correntes de deriva litorânea e depositados preferencialmente ao encontrar obstáculos capazes de reduzir a competência de transporte da deriva litorânea.

Segundo mesmos autores, os cordões litorâneos seriam antigas altas praias, abandonadas com a progradação da linha de costa causada por rebaixamento do NRM. Eles propõem um modelo para a formação da sucessão de cordões litorâneos em quatro etapas. A primeira etapa corresponde ao perfil de equilíbrio inicial. Na segunda etapa a ligeira ascensão do nível do mar, causada por uma tempestade, afetaria o perfil de equilíbrio, com erosão do prisma de praia e formação de uma crista de tempestade. Com o final do episódio de mau tempo, teria início a terceira etapa, com queda do nível do mar, implicando aporte de sedimentos no prisma de praia. A quarta etapa seria novo período de mau tempo com a formação de uma nova crista de tempestade. Pela *progradação, causada por regressão marinha*, a erosão não chegaria à nova crista o que ocasionaria, com a repetição do processo, uma série de alinhamentos de cordões litorâneos. A antiga crista seria então colonizada pela vegetação, o que provocaria sua sobrelevação pela retenção da areia transportada pelo vento.

5.1.5. Dunas eólicas

São descritos na ilha Comprida alinhamentos de cordões dunares ou *cristas de dunas*, considerados, por sua dimensão e preservação, o melhor exemplo de paleodunas do Estado de São Paulo. Barcelos (1975) refere-se a quatro alinhamentos, posicionados sub-paralelamente à praia atual, possuindo altitudes que variam de 7 a 8 metros, e larguras que vão de 100 a 200 metros.

Segundo Suguio et al. (1999), estas cristas de dunas foram formadas provavelmente por trabalhamento eólico superficial de cristas praias. Algumas delas estão cobertas por vegetação e, por isso, encontram-se mais estabilizadas, como é o caso das situadas mais no interior da ilha. Outras encontram-se em menor ou maior grau de atividade, o qual aumenta conforme a proximidade à praia (Suguio & Petri, 1973).

Suguio et al. (1999) atribuem as dunas a trabalhamento eólico superficial de cristas praias. A partir de datações por TL, estes autores definiram as atividades eólicas mais importantes da ilha como holocênicas, e separaram-nas em duas fases principais, uma anterior ao estágio de culminação do nível do mar holocênico em aproximadamente 5100 anos A.P., e outra após a nova fase de elevação do nível do mar, por eles admitida em, aproximadamente, 3500 anos A.P.. Com base nessas datações, os autores identificaram uma tendência de aceleração na velocidade de crescimento da ilha nos últimos 3.000 a 2.000 anos. Como as paleodunas datadas ocorrem restritas à faixa correspondente aos 200m mais externos da ilha, as idades obtidas (várias delas superiores a 5100 A.P.) permitem interpretar que a ilha Comprida, em quase sua totalidade, é mais antiga que o máximo NRM holocênico. Desse modo, o máximo transgressivo teria sido alcançado antes do máximo NRM. Assim, os dados de Suguio *et al.* (1999) aparentemente contrariam a suposição de uma segunda fase de regressão após 3500 anos AP, admitida por Martin & Suguio (1978). Pelo mesmo motivo, contrariam também a idéia de aceleração do crescimento da ilha nos últimos 3000 a 2000 anos.

5.1.6. Análise de minerais pesados

A assembléia de minerais pesados presentes em uma amostra, bem como suas variações locais ou regionais, podem ser interpretados, segundo Suguio (1980), como a interação de cinco fatores: a área fonte (litotipo e estabilidade diferencial dos minerais da rocha matriz); a resistência física dos minerais; a razão hidráulica; fenômenos pós-deposicionais (dissolução intraestatal); e erros estatísticos.

De acordo com Tessler (1988), a dificuldade de distinção entre os fatores sin e pós-deposicionais constitui-se em obstáculo ao reconhecimento das variáveis determinantes das

mudanças locais e regionais das assembléias de minerais pesados. O mesmo autor cita a importância da complementação das avaliações quantitativas com informações sobre a forma dos grãos, para a tentativa de distinção dos fatores sin e pós-deposicionais.

A análise de minerais pesados tem sido usada, no estudo de sedimentos costeiros quaternários do Brasil, tanto para o estudo da dinâmica local (Tessler, 1982, 1988; Giannini 1987; Giannini 1993) como para a diferenciação entre areias do Pleistoceno Superior e do Holoceno (Giannini, 1987, 1989, 1993 e De Mio & Giannini, 1997). Angulo *et al.* (1994, 1996) e Giannini *et al.* (1997) observaram variações, ainda que sutis, em sedimentos depositados num menor intervalo de tempo (dentro do Holoceno).

Petri e Suguio (1973), Barcelos (1975) e Tessler (1982, 1988), estudando a assembléia de minerais pesados, fizeram uma tentativa de caracterização das fontes primárias dos sedimentos presentes na planície lagunar de Cananéia-Iguape.

Petri e Suguio (1973) reconheceram a assembléia de minerais pesados da região de Cananéia-Iguape como coincidente com a associação reconhecida por Petri e Suguio (1969) em sedimentos pré-cambrianos do Grupo Açungui. A abundância em ordem decrescente dos minerais reconhecida pelos autores foi: clorita, turmalina, apatita, zircão, sillimanita e rutilo.

Barcelos (1975) associou como fonte primária aos sedimentos dos *diversos ambientes deposicionais* da ilha Comprida, além dos metassedimentos Grupo Açungui, os gnaisses, migmatitos e granitos do Complexo Cristalino. Segundo o autor, os metassedimentos seriam a fonte principal de cianita, estauroлита e sillimanita, enquanto turmalina, hornblenda, epídoto, zircão, rutilo, titanita, hiperstênio, monazita e apatita teriam como principal origem o Complexo Cristalino.

Tessler (1982) também cita como fontes primárias de suprimento de sedimentos para a área as rochas do Complexo Cristalino e os metassedimentos do Grupo Açungui. Entretanto, a ocorrência de distintos graus de arredondamento, para um mesmo mineral, indicando graus de transporte e retrabalhamento diversos, mascararia o grau de contribuição de cada uma das fontes.

Mesmo autor, mais tarde (Tessler 1988), reconhece que os sedimentos atuais da região litorânea seriam influenciados também por áreas fontes submersas situadas na plataforma continental, cujos sedimentos relíquias da cobertura sedimentar de fundo seriam remobilizados. Segundo o autor, andaluzita, cianita e estauroлита seriam preferencialmente provenientes da plataforma continental, enquanto epídoto, granada, hornblenda, rutilo, sillimanita, turmalina e zircão teriam sua derivação primária a partir das rochas aflorantes no Complexo Serrano localizado à retaguarda da planície costeira.

Ainda de acordo com Tessler (1988), ocorre tendência para a ocorrência de minerais pesados mais estáveis na porção sudoeste da Ilha Comprida e de minerais pesados mais

instáveis na porção nordeste, estes tendo como fonte a desembocadura do rio Ribeira de Iguape.

5.1.7. Termoluminescência

O método de datação por TL tem sido utilizado por diversos autores na determinação de idades de depósitos eólicos e praias brasileiros (Poupeau *et al.* 1984, 1988; Arenas 1993; Barreto 1996; Barreto *et al.* 2001).

A termoluminescência é a luz emitida, pelo processo de aquecimento, por materiais cristalinos ou vítreos previamente expostos a uma radiação ionizante. O método de TL baseia-se no fato de que a idade do material pode ser estimada pela concentração de defeitos no material induzidas por radiação ionizante.

Segundo Barreto (1996), os materiais geológicos e arqueológicos sofrem incidência de radiações ionizantes provenientes dos raios cósmicos e de radioisótopos naturais que se encontram no próprio material e em materiais próximos a ele. Essa radiação provoca interações no material podendo os elétrons liberados produzir defeitos pontuais, resultado da captura ou da perda de elétrons. Quando ocorre o aquecimento da amostra, os elétrons são liberados e podem recombinar-se com os buracos, emitindo luz. O número de defeitos presentes, e conseqüentemente a intensidade da luz TL, é proporcional à dose de radiação incidente e ao tempo de irradiação. Conhecendo-se a dose anual de radiação pode-se, portanto, determinar a idade do material. O sinal de TL do quartzo, material utilizado para datação no presente trabalho, sofre destruição (fotoesvaziamento) quando o mineral é exposto à luz solar, ou aquecido a altas temperaturas, ou ainda quando é recristalizado.

De acordo com Aikten (1985), os sedimentos, quando transportados, sofrem fotoesvaziamento pela luz solar, sobrando somente o nível TL residual. Quando soterrado, o sedimento é protegido da luz solar e os defeitos causados pela radioatividade do ambiente começam a acumular-se. Desta maneira, a idade de sedimentação pode ser determinada dividindo-se a dose acumulada desde o soterramento do sedimento pela dose anual de irradiação natural. A dose acumulada desde o soterramento do sedimento é igual à acumulada desde seu fotoesvaziamento menos a dose residual.

A abrangência do método depende das características da amostra e da sensibilidade do aparelho de medida TL, variando de poucas dezenas de anos até 10^6 anos (Barreto 1996).

5.1.8. As causas das mudanças do nível relativo do mar

As flutuações do nível relativo do mar (NRM) possuem diversas variáveis determinantes, que podem ser atribuídas a dois processos principais: variações reais do nível dos oceanos e variações do nível das terras emersas adjacentes.

Segundo Suguio (1999), as principais *causas* das variações dos níveis dos oceanos são:

- A tectonoeustasia, que é a variação do volume das bacias oceânicas, principalmente em consequência da tectônica de placas. Essa variável possui tempo de resposta da ordem de 10^3 a 10^7 anos.

- A glacioeustasia que é a variação do volume das águas nas bacias oceânicas, originada principalmente por variações climáticas (glaciações e deglaciações). Possui tempo de resposta da ordem de 10^2 a 10^5 anos.

- A geoidoeustasia, que são deformações na superfície oceânicas tendo como causa as variações no geóide. Possui tempo de resposta da ordem de milhares de anos.

De acordo com o mesmo autor, as principais *causas* das variações dos níveis dos continentes são:

- A tectônica de placas, que se reflete em movimentos tanto verticais como horizontais na superfície dos continentes e/ou do assoalho oceânico. Possui tempo de resposta muito variado: de mudanças lentas, na escala dos períodos geológicos, até mudanças instantâneas em tempo histórico (movimentos sísmicos).

- A hidroisostasia, que são movimentos de compensação isostática ligados às variações nas cargas exercidas pelas geleiras ou pela coluna de água nas plataformas continentais. Possui tempo de resposta da ordem de 10^3 a 10^4 anos.

- Deformações nas superfícies continentais, devidas a deformações no geóide.

Muitas dessas *causas* são de efeito local ou regional (deformações no geóide, hidroisostasia e movimentos tectônicos), o que resulta em curvas de variações do NRM diferentes para cada região da superfície terrestre.

5.1.9. Evidências de antigas posições do NRM

Para a reconstituição das antigas posições dos NRM, são necessários indicadores temporais que fornecem informações sobre o NRM. Quando o número de indicadores é suficientemente numeroso é possível delinear uma curva de variação do NRM. Entretanto, esses indicadores devem pertencer a trechos da costa geologicamente homogêneos, com comportamento tectônico semelhante (Suguio, 1999).

Os indicadores de paleoníveis relativos do mar podem ser de três naturezas diferentes: geológicos, biológicos e pré-históricos.

Entre os indicadores geológicos, destacam-se os depósitos marinhos localizados acima do nível do mar atual, evidências incontestáveis de NRM mais altos. O mapeamento geológico sistemático, com controle faciológico, e datações permitiram distinguir várias gerações de terraços arenosos quaternários na costa brasileira (Suguio e Tessler, 1992).

Outro exemplo de indicador geológico são as rochas praias (*beach rocks*), encontradas principalmente na costa nordestina brasileira. Trata-se de sedimentos arenosos de antigas praias cimentados por carbonato de cálcio. O estudo detalhado da granulometria e das estruturas sedimentares primárias pode fornecer informações sobre fácies deposicionais e conseqüentemente sobre o NRM. O carbonato de cálcio das conchas contidas nessas rochas pode ser utilizado em datações geocronológicas.

As evidências biológicas correspondem a restos biogênicos ou icnofósseis de animais encontrados na vizinhança do nível do mar. Quando de distribuição vertical restrita, eles podem fornecer indicações sobre NRM pretéritos. De acordo com Laborel (1979), incrustações de vermetídeos (gastrópodes), ostras e corais, bem como tocas de ouriços, localizados acima da zona de vida atual desses organismos são as melhores evidências de paleoníveis do mar na costa brasileira. Muitos restos biogênicos, como corais e vermetídeos, fornecem materiais carbonáticos passíveis de datações geocronológicas.

Nos depósitos marinhos da costa brasileira, são comumente encontrados tubos fósseis de decápodos do gênero *Callichirus*, acima da sua atual zona de vida, indicando NRM pretéritos mais altos (Suguio e Martin, 1976; Suguio *et al.*, 1984; Angulo, 1993).

Angulo (1993) destaca como principais indicadores biológicos da costa paranaense vermitídeos, em costões rochosos, e tubos de *Callichirus* associados a sedimentos costeiros arenosos. Ambos permitem indicações precisas, com erros não superiores a 0,5m. De acordo com o autor, o nível mais alto do topo dos tubos de *Callichirus* corresponderia ao nível médio do mar na época de sua construção; entretanto, o icnofóssil em si não permite datações. Já os tubos de vermitídeos, por possuírem conchas aragoníticas, possibilitam determinação da idade por ^{14}C .

Na costa brasileira, as únicas evidências pré-históricas passíveis de serem utilizadas na reconstituição de paleoníveis do mar e paleolinhas de costa são os sambaquis, montes artificiais compostos principalmente por conchas de moluscos. Em geral, os sambaquis fornecem somente informações sobre a posição limite da paleolinha de costa. A interpretação paleogeográfica dos sambaquis é baseada em duas premissas: a população sambaquieira não transportava para longe dos locais de coleta as conchas e moluscos utilizados nas construções dos sambaquis, portanto eles eram construídos próximos à linha de costa. A outra premissa é a que, no início da construção dos sambaquis, o seu substrato encontrava-se emerso.

Entretanto, de acordo com Giannini (1993) e Angulo & Lessa (1997), estes não são indicadores seguros, já que, podem se localizar sobre sedimentos estuarinos que estão sujeitos a compactação. Esse fato torna insegura a segunda premissa pois seu substrato seria rebaixado o que levaria a um NRM estimado abaixo do verdadeiro. Além disso, segundo os mesmos autores, o fato de sambaquis estarem em erosão hoje pode decorrer de alterações da linha de costa, independentes de variação do NRM.

5.1.10. As curvas de NRM e a evolução da planície de Cananéia-Iguape

A evolução sedimentar da ilha Comprida está intimamente ligada às variações do NRM, podendo ser melhor entendida a partir de seu cenário sedimentar regional, a planície costeira de Cananéia-Iguape, situada entre a ilha do Cardoso e o morro da Juréia. Suguio & Martin (1978a) adotam um modelo geral para explicar a evolução dessa planície costeira ao longo de cinco fases ou *estádios*. O *primeiro estágio* corresponde à deposição de *argilas arenosas transicionais e areias marinhas transgressivas* da Formação Cananéia sobre a Formação Pariqüera-Açu, por volta de 120.000 anos A.P.. O *segundo estágio* compreende o período de regressão subsequente, com a formação de *cordões litorâneos no topo da Formação Cananéia*. Durante o *terceiro estágio*, com NRM mais baixo que o atual (até - 130m), a Formação Cananéia teria sido profundamente erodida, com a incisão de vales. No *quarto estágio*, a Transgressão Santos (pós-glacial) afoga parte da planície e forma um extenso sistema de lagunas; os autores admitem ainda a erosão das partes mais altas da Formação Cananéia, que assim teriam servido de área fonte secundária para os depósitos marinhos holocênicos. O *quinto estágio* corresponde à formação de *várias gerações de cristas praias* holocênicas na ilha Comprida e ao fechamento e assoreamento gradual da paleolaguna.

Martin & Suguio (1978) interpretaram a ilha Comprida como uma ilha-barreira relacionada às variações do NRM no Quaternário e propuseram para a mesma um esquema evolutivo durante o Holoceno. Segundo esses autores, no máximo da "Transgressão Santos" (há 5.100 anos A. P.), o mar erodiu parte da Formação Cananéia na região e assim formou uma "ilha primitiva". Com o posterior abaixamento do NRM, formou-se uma sucessão de cordões litorâneos encurvados rumo NE, resultantes do crescimento da ilha neste rumo. Concomitante a este crescimento longitudinal da ilha, ocorreria também, segundo mesmos autores, a adição de cristas praias paralelas à linha de costa atual. Entretanto, essa sucessão de cordões litorâneos teria sido parcialmente erodida em um segundo pico de NRM por eles suposto, em 3.500 anos A. P., após o qual, com o rebaixamento do NRM para o nível atual, a Ilha Comprida sofreria nova adição de *cristas praias* paralelas à linha de costa, sendo assim *engordada*. O hiato entre as supostas duas gerações de cordões litorâneos seria marcado por um baixo terraço com cerca de 100m de largura encontrado por quase toda a extensão da ilha (Barcelos, 1975; Martin & Suguio, 1978).

A curva de variação do NRM nos últimos 7.000 anos, na qual são baseados os esquemas evolutivos acima descritos, é apresentada e explicada em Martin & Suguio (1978) e Suguio *et al.* (1985). Como principais características desta curva, tem-se: o nível do mar

atingiu o patamar atual em 6700 anos A.P. e continuou em elevação até 5100 A.P., quando atingiu seu máximo (+3,5m). Em seguida, o NRM baixou, atingiu um nível abaixo do atual e voltou a subir até um segundo máximo, em 3700 anos A.P., de +3,0m. Depois desse máximo, o NRM gradualmente baixou até atingir o nível atual.

Angulo & Lessa (1997) propuseram uma revisão das curvas das regiões de Paranaguá (PR) e Cananéia (SP) criticando principalmente as oscilações do NRM após seu máximo em 5100 anos BP. Eles levaram em conta que nenhuma outra curva no hemisfério sul apresenta tais oscilações e que essas variações secundárias estão fundamentadas em datações realizadas principalmente em sambaquis. De acordo com os autores, a utilização dos sambaquis como indicadores de níveis do mar pretéritos não é muito confiável, podendo apresentar problemas como o rebaixamento da base do sambaqui, por subsidência do solo. Portanto, Angulo & Lessa (1997) propuseram uma nova curva de variação do NRM baseada em datações de radiocarbono em vermitídeos. Como principais características desta curva, tem-se: o máximo NRM ocorreu em 5100 anos A.P., atingindo por volta de +3,5m e não mais que +4,0m. Depois, o NRM gradualmente foi baixando até atingir o seu nível atual, não sendo observadas as variações secundárias de Suguio *et al.* (1985). A curva obtida com dados de datações de radiocarbono em vermitídeos é similar às curvas obtidas em outras regiões costeiras do hemisfério sul.

5.2. Fotointerpretação

Encontram-se anexos os mapas elaborados a partir da descrição e interpretação de fotos aéreas de 1962, em escala aproximada 1:25.000.

Serão apresentadas, a seguir, algumas observações e discussões acerca dos resultados da análise fotointerpretativa sintetizada nos mapas fotointerpretativos e no de truncamento de cordões litorâneos.

5.2.1. Mapa fotointerpretativo

Para melhor apresentação e discussão dos resultados da análise fotogeológica da ilha Comprida, optou-se por dividi-la em três unidades, referindo-se aos três sistemas deposicionais costeiros ali reconhecidos: o de ilha-barreira regressiva, com seus cordões litorâneos, o lagunar e o eólico. Dentro de cada sistema, apresentam-se os resultados de SW para NE, seguindo o rumo provável de crescimento da ilha-barreira.

5.2.1.1. Cordões litorâneos

A observação dos cordões litorâneos ocorre pela identificação de feições lineares resultantes da variação da densidade e do tipo de vegetação. Entretanto, esse contraste não é persistente ao longo de todo um cordão, não sendo possível assim estabelecer critérios para definir a densidade de cordões, mas apenas sua orientação. Dois tipos de contrastes principais são observados: entre vegetação densa e rala, e entre vegetação rala e areias sem vegetação. O primeiro tipo é encontrados no interior da ilha, enquanto o segundo é observado na face oceânica, perto da praia. Os cordões próximos à praia são formados por alinhamentos de dunas frontais, observados em campo (figura 3). Entretanto, em relação aos alinhamentos observados no interior da ilha, a densidade da vegetação não permite afirmar se trata de cordões dunares (*dune ridges*) ou cordões praias (*beach ridges*), ou mesmo uma fusão de várias feições deposicionais. Considerando o estágio morfodinâmico atualmente predominante na praia, dissipativo com dunas frontais, é altamente provável que os cordões litorâneos da ilha Comprida correspondam a cordões dunares (P. Hesp, com. pessoal).

No extremo sul da ilha Comprida, na desembocadura do Mar de Cananéia, é possível separar quatro regiões distintas quanto à orientação dos cordões litorâneos. Essas regiões possuem forma triangular (em média 600m de largura por 2000m de extensão) com orientação subparalela à linha de costa e com os alinhamentos de cordões se curvando ligeiramente para oeste perto da desembocadura. Os quatro feixes provavelmente estão relacionados à intensa dinâmica da linha de costa nesta região específica (Geobrás, 1966), ocasionada pelas mudanças nas margens da desembocadura do Mar de Cananéia. Formaram-se, portanto, na escala de séculos a poucos milênios. Entre os quatro feixes de cordões do extremo sul da ilha e o primeiro estreitamento a norte da ponta do Frade segue uma área onde a visualização dos cordões litorâneos é muito prejudicada pela alta densidade da vegetação. Os cordões observados são subparalelos à praia, não sendo possível observar nenhum truncamento.

Na região da ponta do Frade, inicia-se o padrão de alinhamentos “em gancho” cortados ao interior pela laguna Mar de Cananéia, o qual se estende até o estreitamento da ilha junto ao morro de Icapara (Iguape). Os alinhamentos de cordões apresentam-se aí muito bem marcados, o que se deve à presença de cobertura vegetal menos densa e, principalmente, à alternância entre tipos de vegetação. Pode-se distinguir pelo menos sete gerações de cordões, demarcadas por sucessivos truncamentos nas extremidades curvas dos alinhamentos externos. Os truncamentos observados são muito nítidos (a diferença angular é muito grande) apenas na terminação nordeste, encurvada, dos alinhamentos. Isso leva a supor que cada etapa de crescimento da ilha para NE (evidenciada através dos feixes

de cordões curvos) foi acompanhada de um engordamento para SE (através da acresção de cordões paralelos a linha de costa).

Nas proximidades do morro de Icapara, encontra-se a zona de estreitamento máximo da ilha, associada ao centro de uma reentrância semicircular de cerca de 5 km de corda. Nesta zona, a curvatura dos cordões e seus respectivos truncamentos tornam-se sutis. A interpretação para este padrão é que maior parte dos encurvamentos foi erodida pela dinâmica de meandramento do canal lagunar que gerou a reentrância. A NE da zona de estreitamento máximo, o padrão de curvatura dos cordões litorâneos para NE reaparece, e com ele, uma série de truncamentos. A associação do padrão de cordões encurvados com o crescimento rumo NE é aí historicamente observado (Geobrás 1966). A idade mais recente desta porção da ilha Comprida explica a escassez de vegetação e a conseqüente facilidade de visualização dos truncamentos.

Os cordões mais próximos da face oceânica encontram-se aparentemente melhor preservados, sendo possível diferenciar cristas e calhas. Já junto à face lagunar, os alinhamentos de cordões apresentam sinais de modificação do relevo original, associados a zonas alagadiças de largura variável (até 300 m) com drenagens ativas encaixadas. Estas zonas estendem-se por dezenas de quilômetros e são muito visíveis através de sua cobertura vegetal rala em meio à vegetação arbórea (densa). Não se encontra uma zona pantanosa que se destaque das demais por sua continuidade ou largura. Também não se encontram truncamentos de cordões, nem feições deposicionais que permitam associar as zonas alagadas ao sistema lagunar. Desse modo, interpreta-se que o alagamento se deu por afloramento do nível freático nas porções mais baixas da planície sedimentar, e não por subida do NRM em escala secular.

Em parte da área, no nordeste da ilha, considerada como pleistocênica por Martin & Suguio (1978), foram observados cordões litorâneos com terminações voltadas para NE, característica idêntica à encontrada em cordões considerados holocênicos.

As variações de padrão de truncamento de cordões permitem inferir quatro fases para a evolução progradacional da ilha Comprida durante o Holoceno. Na primeira fase, predominou o crescimento para NE, pela adição de cordões litorâneos curvados para esse rumo, com um componente de engorda rumo SE bastante pronunciado (tempos 1 a 3 no Esquema 1). A fase seguinte caracterizou-se pelo crescimento mais pronunciado para NE, tornando subordinada a componente de engorda da ilha (tempos 4 a 6). Na terceira fase, o crescimento para NE teria sido temporariamente interrompido pelo morro de Icapara, que funcionou como obstáculo para a corrente de deriva litorânea e assim ocasionou fase dominada por engorda (tempo 7). Na quarta fase, o alargamento da ilha atingiu o ponto em que o morro de Icapara não mais funcionava como obstáculo para a corrente de deriva litorânea longitudinal. A barreira retomou assim seu crescimento rumo NE, como pode ser observado hoje em dia com a migração da desembocadura de Icapara (tempo 8). Não se

conhece se há registro em superfície da “fase zero”, correspondente à barreira transgressiva. Considerando o aporte sedimentar constante, o início da barreira regressiva (primeira fase) provavelmente ocorreu quando a velocidade da subida do NRM diminuiu, e a taxa de acumulação de sedimentos superou a taxa de criação de espaço de acomodação.

5.2.1.2. Depósitos lagunares

A face lagunar da ilha Comprida caracteriza-se pela alternância de saliências e reentrâncias de extensão quilométrica. As saliências apresentam, como regra, relevo muito plano e mais baixo em relação às reentrâncias e ao restante da ilha. Os contatos entre seus depósitos sedimentares e os terraços adjacentes (com ou sem cordões litorâneos visíveis) evidenciam muitas vezes relação erosiva. Corresponderiam, portanto, a antigos fundos lagunares, atualmente emersos e em parte submetidos a inundações regulares ou ocasionais pela maré. As áreas inundadas regularmente correspondem a antigos bancos submersos de areia, hoje tomados por mangue.

A morfologia das zonas paleolagunares das porções sudoeste e nordeste da ilha é diferenciada. A sudoeste, estas zonas estendem-se por centenas de metros ilha adentro (para SE), cortadas por rios meandantes perpendiculares à linha de costa, com caráter de canais de escoamento de maré. A relação de truncamento com a planície de cordões litorâneos é aí geralmente nítida. A nordeste, principalmente a partir da ponta do Frade, as áreas interpretadas como paleolagunas não estão associadas a drenagens importantes e apenas acompanham a margem lagunar e os cordões litorâneos. A NE de Pedrinhas, a margem da laguna exhibe padrão recortado, em zigue-zague, evidenciando intercalação de fases de inundação das calhas dos cordões, com fases de progradação para NE. A interpretação para estas feições é que a orientação dos cordões encurvados, transversal à borda da ilha, foi propícia à entrada de água através das calhas, durante eventos de inundação lagunar que acompanharam o crescimento longitudinal da ilha e a migração sucessiva da desembocadura lagunar para NE. A mudança gradual da morfologia paleolagunar de SW para NE estaria relacionada à idade mais antiga, à maior cota e ao caráter mais dissecado da parte sudoeste.

5.2.1.3. Dunas eólicas

Em quase toda a extensão da linha de costa, observa-se ao exame aerofotográfico a presença de áreas esbranquiçadas, com cobertura vegetal escassa. No campo, nas partes menos urbanizadas da ilha, verifica-se que estas áreas correspondem a dunas frontais incipientes e estabelecidas. Em muitos trechos da costa, estas áreas avançam 100 a 300 m

ao interior, sob a forma de pequenos corpos em U com convexidade voltada para NW, os quais fazem parte de um ou mais alinhamentos ou conjuntos de alinhamentos com direção NNE, paralela à linha de costa. Por sua geometria, alinhamento e disposição relativa, estes corpos em U podem ser interpretados como lobos deposicionais, formados por reativação eólica e ruptura deflacionar (*blowout*) de cordões de dunas frontais ativos e/ou fósseis.

Distinguem-se pelo menos dois alinhamentos de dunas na porção sudoeste da ilha e até seis na parte nordeste. A nitidez e continuidade destes alinhamentos são variáveis ao longo da ilha, na relação inversa da fusão de alinhamentos vizinhos por rupturas de deflação. Eles podem restringir-se à faixa de largura métrica, bem definida, ou ocorrerem dispersos ao largo de uma faixa com algumas dezenas de metros de largura. Podem ser observados assim desde alinhamentos individuais em alguns locais e conjuntos de alinhamentos semifundidos em outros até a fusão total de vários alinhamentos parabolizados formando pequenos campos de dunas transgressivos, como ocorre no estreitamento nordeste da ilha (junto a Icapara).

Considerando que mesmo os alinhamentos de dunas frontais mais antigos, situados a até 300 m da linha de costa, encontram-se afetados por rupturas de deflação, duas hipóteses podem ser formuladas sobre a dinâmica de parabolização e fusão de cordões dunares na ilha Comprida. A primeira hipótese é a de que as rupturas de deflação sejam feições recentes e que haja portanto um evento de reativação de paleodunas frontais em andamento. A segunda hipótese, mais provável, é a de que os cordões de dunas frontais antigas tenham sofrido parabolização para NW à medida que se formavam. Neste caso, a presença de um pequeno campo de dunas transgressivo ativo na parte nordeste da ilha seria explicada pelo fato deste trecho da ilha Comprida ter-se desenvolvido mais recentemente, nos últimos dois séculos.

5.3. Trabalhos de campo

A coleta de amostras no interior da planície (primeira etapa de campo) para datação por TL e para análises sedimentológicas ocorreu quase que exclusivamente em valas. Nessas valas de amostragem, poucas vezes foram observadas estruturas sedimentares primárias, exceto a estratificação plano-paralela, com leve mergulho para o mar. Variações de cor e quantidade de matéria orgânica, segundo bandas sub-horizontais, foi freqüentemente observada. A presença de areias mais claras, no topo do perfil, sobre areias amarronzadas a cinza com intensa cimentação por matéria orgânica, pode ser correlacionada a horizontes pedogênicos de podzol.

No ponto ICP-3, situado no centro da ilha na face oceânica, foram realizadas 31 medidas de estratificações cruzadas em paleoduna e coletadas amostras para análise

sedimentológica de paleoduna e de duna frontal estabelecida. A análise estatística das medidas realizadas (figura 4) indica predominância de mergulho para NW. Essa direção de mergulho é coincidente com a orientação dos lobos deposicionais parabólicos observados em fotos aéreas. A visualização das séries (*sets*) das estratificações cruzadas eólicas, apesar de parcial, permitiu observar espessuras freqüentemente superiores a 0,5 m, chegando em alguns casos a mais de 0,8 m.

Nesse mesmo ponto, observou-se que a duna frontal encontrava-se em processo erosivo e sua falésia apresentava um nível marcante de minerais pesados (figura 5), do qual foi coletada amostra para análise sedimentológica.

O perfil realizado ao longo da praia com o objetivo de estudar a variação longitudinal das dunas frontais, apesar de incompleto, foi suficiente para observar as características gerais mais marcantes destas dunas na metade nordeste da ilha. As dunas frontais observadas possuem em média 2,5 m de altura formando um cordão lateralmente muito contínuo ao longo da costa. Feições erosivas, sob a forma de falésias, são comuns, porém de ocorrência descontínua. Até três cordões de dunas frontais estabelecidas podem ser observados. A distância média em relação ao cordão de dunas frontais incipientes é de 10 metros, para o cordão estabelecido mais próximo, e de 40 metros, para o mais distante (figura 3). Os vários cordões de dunas frontais possuem alturas semelhantes entre si. O principal aspecto distintivo entre os cordões de dunas incipientes e estabelecidos, além da distância à praia, é a vegetação. Nas dunas frontais incipientes, a vegetação predominante é rasteira, com rizomas e estolões, enquanto nos cordões a vegetação se torna arbustiva, com colonização cada vez cada vez mais diversificada e de maior porte rumo aos cordões mais internos.

Paleodunas ocorrem por vezes junto à praia, expostas em falésias vivas de erosão pelas ondas (figura 6). Distinguem-se das dunas frontais ativas pela evidente cimentação das areias, pela descontinuidade lateral, e pelas maiores dimensões, alcançando com freqüência altura de vários (até 8) metros. São colonizadas por vegetação arbustiva e arbórea. Variações rápidas de altura, 2 a 3 m em distâncias de 10 m ao longo da praia, devem-se provavelmente a antigos *blowouts* e frentes parabólicas, atualmente cortados pela abrasão das ondas na altura de seus lobos deposicionais. Tanto na morfologia como na altura, as paleodunas apresentam semelhanças com as dunas do campo transgressivo ativo observado no nordeste da ilha.

Os afloramentos visitados na face lagunar da ilha Comprida situam-se em sua metade meridional e na face continental da desembocadura de Icapara. Sete fácies foram identificadas: areia com estratificação plano-paralela (Ap), areia com estratificação plano-paralela, rica em icnofósseis (Api), areia com estratificação cruzada cíclica, rica em icnofósseis (Acci), areia com estratificação cruzada *hummocky* (Ah), lama com troncos (L), areia maciça com partículas de carvão (Am) e areia com estratificação cruzada (Ac). As

quatro últimas fácies têm ocorrência aparentemente localizada e encontram-se listadas na ordem de aparição de SW para NE.

A fácies Ap é a mais comum (figura 7). Corresponde a areias finas com estratificação plano-paralela, associadas a icnofósseis esporádicos, com forma de tubos maciços, verrugosos (*Ophiomorpha*), característicos do artrópodo *Callichirus major*. Nas trincheiras, esta foi a única fácies identificada (figura 1). Imediatamente sob ela, em passagem bem definida, ocorre com frequência a fácies Api, diferenciada de Ap apenas pela maior abundância de tubos de *Callichirus*. Considerando que estes icnofósseis correspondem a domicnia com profundidade métrica, cujo topo se situa aproximadamente no terraço de espraimento de baixamar, a fácies Api, rica em tubos, pode ser relacionada a processos de espraimento na zona de baixamar, enquanto a fácies Ap registraria o mesmo processo ocorrendo em posições mais ao continente.

Na fácies Acci (pontos ICP-05-C, D e E), as areias finas contêm *Ophiomorpha* em abundância e estratificação cruzada (figura 8), com mergulho aparente para NE e variação cíclica de espessura e nitidez, aos moldes de feixes de maré (*tidal bundles*). Clastos de lama tabulares milimétricos a centimétricos ocorrem às vezes associados (figura 9). Esta fácies é interpretada como produto da migração de barras lineares e/ou de ondas de areia sob influência do ciclo de maré. Pode-se tratar de formas de leito ligadas à arrebentação de ondas ou a correntes de maré semi-confinadas à paleodesembocadura da terminação nordeste da ilha. A associação com clastos de lama, sugestiva de proximidade às fácies lagunares de retro-barreira ou mesmo do retrabalhamento de filmes de lama (*mud drapes*) depositados na estofa, fortalece a segunda hipótese. As fácies Api e Acci são freqüentemente separadas entre si por um nível de espessura centimétrica rico em palhetas de mica e restos vegetais carbonizados, incluindo gravetos de diâmetro milimétrico e folhas, os quais seriam acumulados sobre o terraço de baixamar e preservados pelo soterramento rápido por areias de espraimento.

A fácies Ah foi encontrada em falésia do extremo sudoeste da face lagunar da ilha (ponto A do perfil longitudinal), em meio à fácies de espraimento Ap (figura 10). Ocorre sob a forma de camada subtabular de 45 cm de espessura de areia fina, com continuidade lateral por todo o afloramento (decamétrica), caracterizada pela alta concentração de minerais pesados e pela presença de megaondulações simétricas, com truncamentos côncavo-convexos (figuras 11 e 12). Localmente, as megaondulações aparentam estar deformadas por liquidação. A geometria e dimensões das ondulações, compatíveis com estratificação cruzada *hummocky*, e a concentração de minerais pesados, típica da ação de eventos de energia anômala, leva a supor que a camada é o resultado de tempestade costeira, com conseqüente elevação instantânea do nível do mar, atuando sobre zona normalmente caracterizada por águas rasas (espraimento de ondas de bom tempo). Admitida esta hipótese, a camada em questão marcaria uma superfície de tempo, com boa

continuidade lateral. Desse modo, sua ocorrência restrita à extremidade sudoeste da ilha seria explicada pela pequena extensão longitudinal da barreira na época da ocorrência da suposta tempestade.

A fácies Lt ocorre entre Acci e Ap no ponto D do perfil longitudinal. Consiste de camada de 35 cm de espessura de argila preta com fragmentos de madeira de tamanho variado, incluindo tronco de diâmetro decimétrico em posição vertical (figura 13). Representa depósitos de mangue de retro-barreira. A sucessão vertical encontrada neste ponto pode ser interpretada como resultante do avanço longitudinal (para NE) do conjunto barreira-laguna sobre a antiga zona de desembocadura, seguido de estabelecimento e soterramento do mangue por transgressão local da costa (*washover*).

As fácies Ac e Am ocorrem associadas nos pontos do perfil longitudinal situados na zona mais estreita da ilha, junto ao morro de Icapara (ICP-04-A e B). Ac corresponde a areias finas esbranquiçadas com estratificações cruzadas, relacionadas às paleodunas eólicas da terminação nordeste. Am ocorre intercalada com Ac ou separando as fácies Ap (abaixo) e Ac. Trata-se de nível centimétrico de areia fina a média, cinza, com partículas subcentimétricas de carvão, interpretado como paleossolo. A restrição da associação Ac/Am à terminação nordeste deve-se ao fato de que a porção mais recente da ilha é a única região em que a atividade eólica junto à margem lagunar existiu e/ou foi preservada.

Na figura 14 estão representadas seções esquemáticas dos afloramentos visitados na face lagunar da ilha Comprida e na região de Icapara.

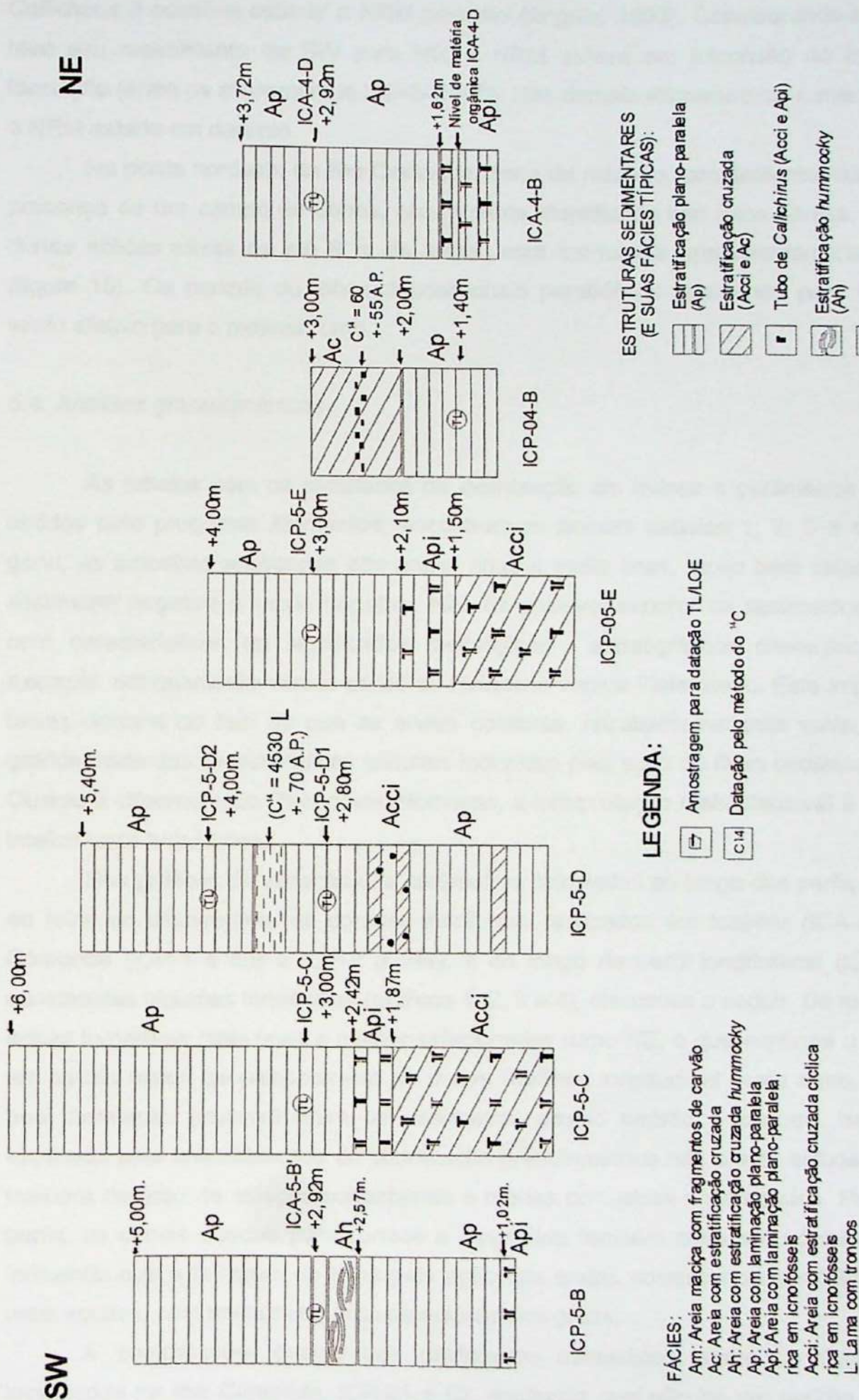


Figura 14: Seções colunares esquemáticas dos afloramentos visitados ao longo da margem lagunar da ilha Comprida (ICP) e na praia do Leste (ICA), de SW para NE. Fora de escala horizontal. Datum no nível médio do mar estimado com base na tábua de marés.

Com base no nivelamento dos afloramentos pelo topo de ocorrência dos tubos de *Callichirus* é possível estimar a NRM pretérito (Angulo, 1993). Considerando-se que a ilha teve seu crescimento de SW para NE, o NRM esteve em ascensão no início de sua formação (entre os afloramentos ICP-5-B e C). Nos demais afloramentos, rumando para NE, o NRM estaria em declínio.

Na ponta nordeste da ilha Comprida, zona de máximo estreitamento, confirmou-se a presença de um campo de dunas, previamente identificado nas fotos aéreas. Trata-se de dunas eólicas ativas de até 8 m de altura, com morfologia aproximadamente parabólica (figura 15). Os narizes ou lobos deposicionais parabólicos apontando para NW indicam vento efetivo para o mesmo rumo.

5.4. Análises granulométricas

As tabelas com os resultados de distribuição em massa e parâmetros estatísticos, obtidos pelo programa *Momento4*, encontram-se anexas (tabelas 1, 2, 3 e 4). De modo geral, as amostras analisadas são areias finas a muito finas, muito bem selecionadas, de assimetria negativa a muito negativa. Não foi possível separar os sedimentos em grupos com características ou significados faciológicos / estratigráficos diferentes, como por exemplo, espraçamento versus eólico ou Holoceno versus Pleistoceno. Esta impossibilidade talvez decorra do fato de que as areias costeiras, retrabalhadas pelo vento, conservam grande parte das características texturais induzidas pela ação do fluxo oscilatório e pulsátil. Quanto à diferenciação Pleistoceno/Holoceno, a interpretação mais plausível é que a ilha é inteiramente holocênica.

Nos gráficos de variação dos parâmetros calculados ao longo dos perfis transversais ao feixe de alinhamento de cordões litorâneos, realizados em Icapara (ICA-4) e na ilha Comprida (ICP-1 a NE e ICP-2 a SW), e ao longo do perfil longitudinal (ICP-5), foram constatadas algumas tendências (gráficos 1, 2, 3 e 4), discutidas a seguir. De modo geral as areias tornam-se mais finas e melhor selecionadas rumo NE, o que confirma o predomínio, em escala maior, de paleocorrente de deriva litorânea longitudinal neste rumo. Observa-se boa correlação (inversa) entre os parâmetros desvio padrão e curtose. Isto pode ser explicado pela unimodalidade da distribuição granulométrica nas areias estudadas, onde a melhora do grau de seleção corresponde a modas com picos mais agudos. Para todos os perfis, as curvas obtidas para curtose e assimetria também possuem correlação inversa, indicando que a lavagem de finos pela ação das ondas corresponde a modas com picos mais agudos, com melhora no grau de seleção dos grãos.

A comparação, quanto aos parâmetros estatísticos, entre os dois transectos localizados na ilha Comprida, ICP-01 e 02, evidencia que não há um padrão de variação

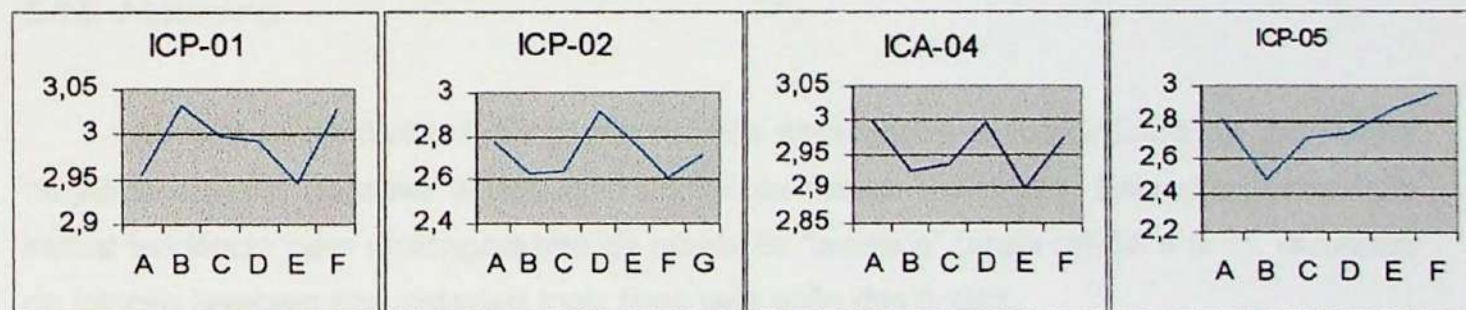
granulométrica comum a ambos. Esta discrepância é explicada pelo fato de que o transecto sudoeste (ICP-02) registra um intervalo de tempo maior que o nordeste (ICP-01). De acordo com o modelo de crescimento da ilha aqui adotado, enquanto o transecto ICP-02 atravessa cordões litorâneos de quatro fases regressivas diferentes (tempos 1 a 8), o ICP-01 registra apenas as três últimas (tempos 5 a 8). A maior complexidade de variação do perfil ICP-02 é compatível com este fato.

5.4.1. Diâmetro médio

O diâmetro médio é um parâmetro que indica a ordem de grandeza dos tamanhos das partículas. Em populações unimodais, representa a energia cinética média do agente/processo deposicional. Porém, depende também do intervalo granulométrico inicialmente disponível para transporte e deposição.

De modo geral, os sedimentos coletados são constituídos por areias finas a muito finas, com os resultados distribuídos em 80% de areia fina e 20% de areia muito fina. Isso demonstra grande homogeneidade granulométrica. De fato, este parâmetro apresenta baixo desvio padrão (0,14) entre amostras de mesma fácies (espraçamento).

De modo geral, as amostras de areia mais fina estão presentes nos perfis localizados mais a nordeste, com valores médios de 3,01 e 3,96 para os transectos ICP-01 e ICA-04, respectivamente, enquanto o perfil ICP-02 possuiu média de 2,74. Essa tendência para areias mais finas a nordeste pode ainda ser acompanhada no perfil longitudinal ICP-05.



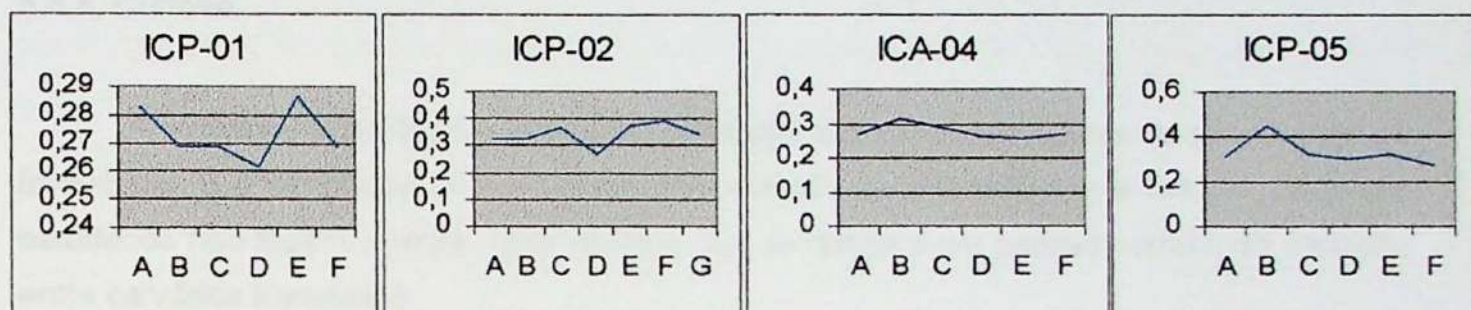
Gráficos 1: Variação do parâmetro estatísticos diâmetro médio da fração areia, ao longo dos perfis realizados, do cordão mais interno (A) para o mais externo (F ou G), no caso de ICP-1, ICP-2 e ICA-4, e de SW (A) para NE (F), no caso do perfil longitudinal ICP-05.

5.4.2. Desvio padrão

O parâmetro desvio padrão mede a dispersão em torno da média granulométrica, representando o inverso do grau de seleção granulométrica dos sedimentos. Em distribuições unimodais, é função direta da frequência e amplitude das variações de energia e aporte do agente/processo deposicional, em torno das condições cinéticas médias.

As amostras analisadas apresentam alto grau de seleção, com 77,2% dos sedimentos muito bem selecionados e o restante bem selecionado, resultado do intenso trabalho pelo vaivém das ondas. Os sedimentos provenientes das dunas frontais, incipientes e estabelecidas, possuem as mesmas características, nesse parâmetro, das amostras da fácies de espriamento.

De modo geral as amostras melhor selecionadas estão presentes nos perfis localizados mais a nordeste, com valores médios de 0,27 e 0,28 para os transectos ICP-01 e ICA-04, respectivamente, enquanto o perfil ICP-02 possuiu média de 0,35. Essa tendência pode ainda ser acompanhada no perfil longitudinal ICP-05, onde há evidente correlação inversa com o parâmetro diâmetro médio.

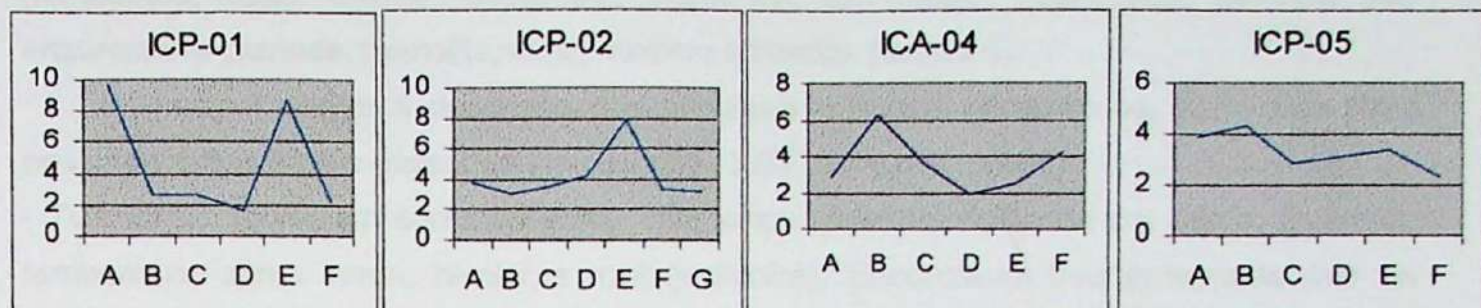


Gráficos 2: Variação do parâmetros estatísticos desvio padrão da fração areia, ao longo dos perfis realizados, do cordão mais interno (A) para o mais externo (F ou G) , no caso de ICP-1, ICP-2 e ICA-4, e de SW (A) para NE (F), no caso do perfil longitudinal ICP-05.

5.4.3. Assimetria

As curvas de distribuição granulométrica apresentam predominância de assimetria negativa a muito negativa (60%), com 23,5% de curvas simétricas. Este comportamento indica tendência para prolongamento da cauda de "grossos" (areia média a fina), resultado da intensa lavagem dos materiais mais finos pela ação das ondas.

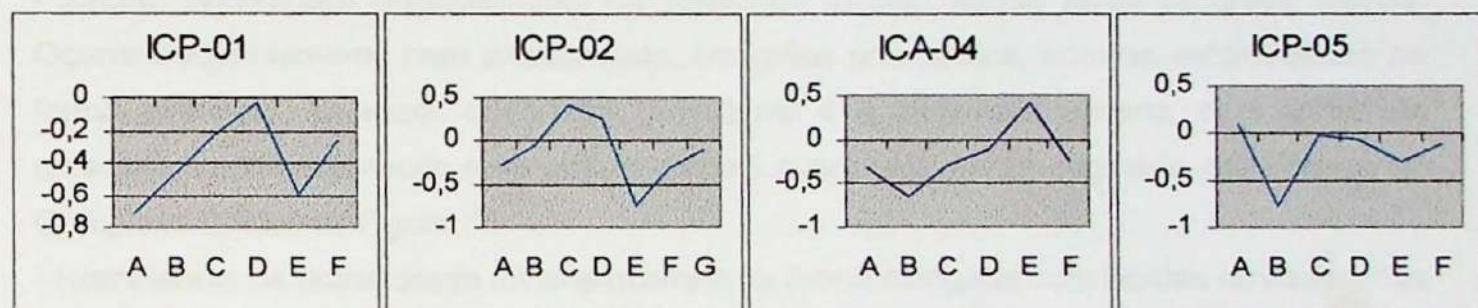
Em todos os perfis transversais aos cordões litorâneos (Icapara, ICP.1 e ICP.2), a assimetria aumenta com o decréscimo de idade (de negativa e simétrica), invertendo-se esta tendência no cordão mais novo.



Gráficos 3: Variação dos parâmetros estatísticos de assimetria da fração areia, ao longo dos perfis realizados, do cordão mais interno (A) para o mais externo (F ou G), no caso de ICP-1, ICP-2 e ICA-4, e de SW (A) para NE (F), no caso do perfil longitudinal ICP-05.

5.4.4. Curtose

A curtose é o parâmetro que mede a agudez dos picos nas curvas de distribuição de frequência. É o parâmetro de mais difícil interpretação sedimentológica e vetorial. Os perfis estudados não fogem à regra, uma vez que não se observa um padrão comum de variação entre os vários transectos.



Gráficos 4: Variação dos parâmetros estatísticos de curtose da fração areia, ao longo dos perfis realizados, do cordão mais interno (A) para o mais externo (F ou G), no caso de ICP-1, ICP-2 e ICA-4, e de SW (A) para NE (F), no caso do perfil longitudinal ICP-05.

5.5. Análise da assembléia de minerais pesados

Para a identificação de minerais pesados, foram analisadas 34 amostras na fração areia muito fina, distribuídas em três perfis transversais ao feixe de cordões litorâneos, localizados nas partes nordeste (ICP-1) e sudoeste (ICP-2) da ilha Comprida e na região de Icapara (ICA-4), e em um perfil longitudinal, no terço sudoeste da ilha (ICP-5), correspondente a afloramentos localizados na face lagunar, aproximadamente ao longo de um cordão litorâneo.

Dentre as amostras analisadas, os minerais pesados transparentes não micáceos que se apresentam mais abundantes em ordem decrescente são: turmalina, epídoto, zircão,

hornblenda, rutilo, cianita, estaurolita, sillimanita. Em menor quantidade, também são encontrados granada, tremolita, clinopiroxênio e titanita. (tabela 5).

A seguir segue a descrição dos principais minerais encontrados, bem com suas possíveis áreas fontes baseadas em Giannini (1987) e Tessler (1988):

- Turmalina: ocorre em cores variadas, com ampla predominância da cor parda, incluindo também as cores verde, bicolor e azul (indicolita). Encontra-se freqüentemente sob as formas equidimensional e prismática, arredondada a subarredondada. Pode ser originária de rochas graníticas, veios pegmatíticos e rochas metamórficas do embasamento cristalino. A origem a partir de sedimentos retrabalhados não pode ser descartada, dada a coexistência de formas prismáticas angulosas e circulares bem arredondadas. Figura 16.
- Grupo do epídoto: encontrado predominantemente na cor amarelo esverdeado (epídoto *sensu stricto* ou *pistachita*), ocorre também em grãos amarelo pardo e incolores, por vezes apresentando aspecto sujo ou corroído. Observa-se amplo predomínio de formas arredondadas, sendo rara a presença de grãos irregulares tendendo a prismáticos. O epídoto pode ter como fonte os gnaisses e migmatitos do Complexo Cristalino, bem como rochas graníticas ou mesmo intrusivas alcalinas (Morrete e morro São João: Figura 17).
- Zircão: encontrado principalmente na variedade incolor, sendo raros os grãos róseos. Ocorre freqüentemente bem arredondado, em grãos prismáticos, com as extremidades na forma piramidal, às vezes quebrados. Freqüente é a variedade zonada, com linhas de crescimento. Mineral muito resistente e comum é provavelmente originário das rochas do Complexo Cristalino. Figura 18.
- Hornblenda: os grãos desse mineral ocorrem na forma alongada com bordas arredondadas a pouco serrilhadas. Bordas serrilhadas reentrantes são raras. Predominam as colorações verde muito escuro e verde-pardo. Pode ser proveniente de paleossomas anfibolíticos do complexo costeiro, e de corpos anfibolíticos encravados no Grupo Açungui (Tessler 1988). Figura 19.
- Rutilo: ocorre com amplo predomínio de cristais vermelhos prismáticos e arredondados. Mineral presente em chamoekitos, rochas granulíticas, biotita-sillimanita gnaisses e migmatitos do Complexo Costeiro. Figura 20.
- Cianita: ocorre em grãos incolores alongados e angulosos. Pode ser derivado dos sedimentos da plataforma continental e das rochas metamórficas do Grupo Açungui. Figura 21.
- Sillimanita: encontra-se predominantemente em grãos incolores alongados e angulosos. Raramente ocorrem na variedade fribosa (*fibrolita*). Sua origem provável são as rochas metamórficas de alto grau do embasamento pré-cambriano. Figura 22.
- Estaurolita: ocorre em grãos equidimensionais, arredondados e de coloração amarelada típica. Pode ser derivada dos sedimentos da plataforma continental e das rochas metamórficas do Grupo Açungui. Figura 23.

Nos perfis realizados foram analisadas as variações do índice ZTR (zircão, turmalina e rutilo), da porcentagem dos minerais metaestáveis estáveis (epídoto, cianita, estauroлита, sillimanita e granada) e dos instáveis (hornblenda e tremolita).

Nos perfis perpendiculares aos feixes de cordões litorâneos (ICP-1, ICP-2 e ICA-4) é possível reconhecer duas tendências, apesar de não contínuas: o incremento no índice ZTR dos cordões exteriores para os cordões interiores, e o decréscimo na porcentagem dos minerais instáveis dos cordões exteriores para os cordões interiores. Como os cordões mais interiores são mais antigos, interpreta-se que a assembléia de minerais pesados nele contida sofreu maior dissolução pós-deposicional. Como efeito, tem-se seu enriquecimento relativo em minerais ultraestáveis e empobrecimento relativo em minerais instáveis (Pettijohn, 1941; Angulo *et al.* 1996; De Mio & Giannini 1997). A porcentagem dos minerais moderadamente estáveis não apresenta tendência aparente, permanecendo praticamente constante.

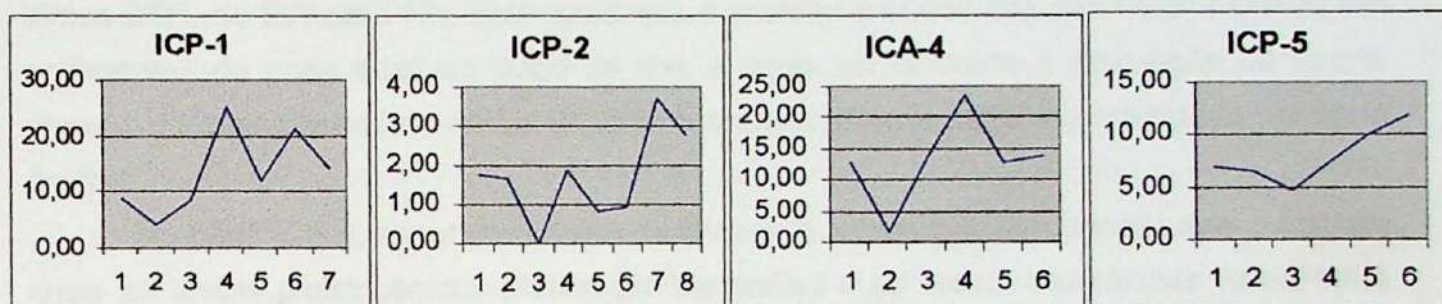


Gráfico 5: Variação dos índices somatórios de minerais pesados instáveis ao longo dos perfis realizados, do interior (1) à praia (6 ou 7), para ICP-1, ICP-2 e ICA-4, e de SW (1) a NE (6), para ICP-5.

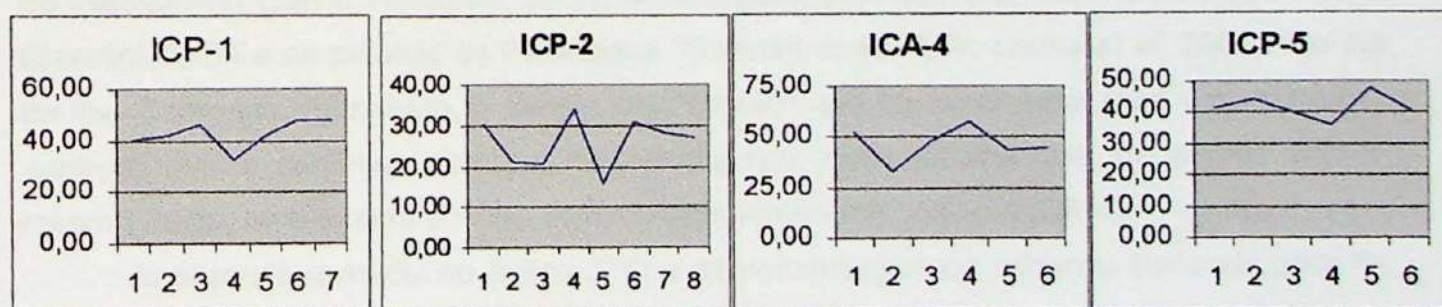


Gráfico 6: Variação dos índices somatórios de minerais pesados metaestáveis ao longo dos perfis realizados, do interior (1) à praia (6 ou 7), para ICP-1, ICP-2 e ICA-4, e de SW (1) a NE (6), para ICP-5.

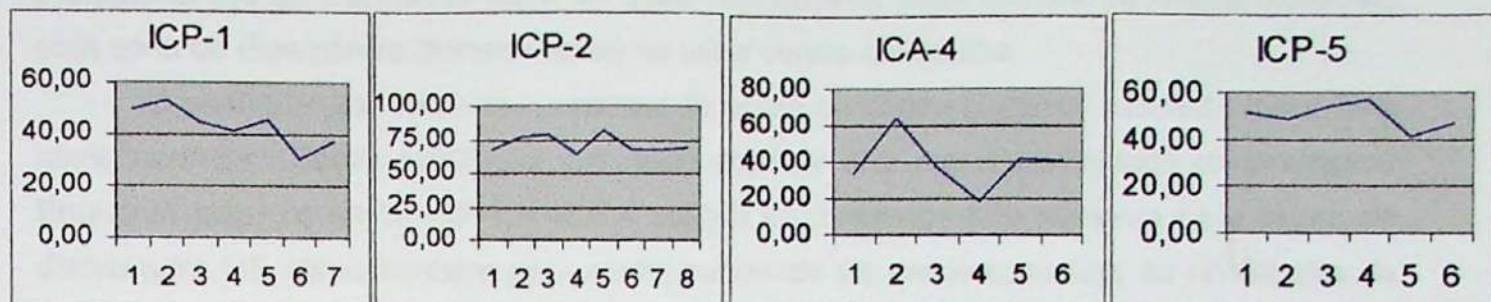


Gráfico 7: Variação dos índices somatórios de minerais pesados ultraestáveis (ZTR) ao longo dos perfis realizados, do interior (1) à praia (6 ou 7), para ICP-1, ICP-2 e ICA-4, e de SW (1) a NE (6), para ICP-5.

No perfil ICP-5, paralelo ao feixe de cordões da face lagunar da ilha Comprida, é possível observar aumento da porcentagem de minerais instáveis, bem como decréscimo do índice ZTR, de SW para NE. Esta tendência é análoga à observada por Tessler (1988) em sedimentos de praia atual ao longo da ilha, e pode ser atribuída à renovação de aporte através da desembocadura do rio Ribeira de Iguape, situada junto à extremidade nordeste da ilha.

No perfil ICP-2, segundo o mapa de Suguio & Martin (1978b), encontra-se o contato entre as areias pleistocênicas (Formação Cananéia) e as areias holocênicas (mais tarde denominada Formação Ilha Comprida). Em virtude da diferença brusca de idade, seria esperada, de acordo com aquele mapa, uma diferença significativa no índice ZTR e na porcentagem de minerais instáveis na altura do contato litoestratigráfico, o que se refletiria em um "degrau" no gráfico de variação desses parâmetros. Degraus desse tipo, no contato do Plesitoceno com o Holoceno, foram encontrados, por exemplo, em Peruíbe (De Mio & Giannini 1997) e na planície de Paranaguá (Giannini *et al.* 1997; Lessa *et al.* 2000). No sul da ilha Comprida, entretanto, o padrão em "degrau" não foi observado, mas somente uma variação sutil e contínua, similar à encontrada nos perfis da ilha que, de acordo com o mesmo mapa, atravessam apenas sedimentos holocênicos (ICP-1 e ICA-4).

Analisando a média do índice ZTR e da porcentagem de minerais instáveis para os perfis ICP-1, ICP-2 e ICA-4, é possível observar uma maior maturidade mineralógica no perfil ICP-2 em relação aos dois perfis localizados mais a NE. Uma das interpretações para este fato poderia ser a deriva litorânea longitudinal voltada para SW, padrão oposto ao dominante no litoral sul paulista em geral e também admitido para a ilha Comprida por Tessler (1988). A interpretação de deriva para SW baseada em minerais pesados não leva em consideração, entretanto, a influência do aporte fluvial diferenciado nas duas extremidades da ilha, nem a possibilidade de existência um padrão mais complexo de deriva litorânea, como admitido por Souza (1997). Segundo esta autora, apesar de uma ligeira

predominância do transporte litorâneo para NE, haveria duas células de deriva litorânea, com zona de divergência (fornecimento) no setor centro-sul da ilha.

O perfil ICP-2 localiza-se a sotamar da célula de deriva litorânea sudoeste (para SW) identificada por Souza (1997), o que pode explicar sua maior maturidade mineralógica. Enquanto isso, os perfis ICP-1 e ICA-4 seriam influenciados não somente pela célula de deriva para NE como também pelo aporte renovado da desembocadura do rio Ribeira de Iguape. O perfil ICP-2 também se localiza na área de influência de uma desembocadura, a de Cananéia, a qual, no entanto, drena principalmente os sedimentos da Formação Cananéia, mais maduros mineralogicamente. O aporte de sedimentos "novos" na parte sudoeste da ilha seria, portanto, relativamente reduzido.

Outra explicação que poderia explicar a maior maturidade mineralógica das areias do perfil ICP-2 baseia-se no fato de que os cordões se tornam cada vez mais novos rumo NE. Desse modo, as areias da parte sudoeste da ilha seriam mais afetadas pela dissolução pós-deposicional e pelo efeito de enriquecimento residual da assembléia em minerais ultraestáveis.

A confirmação das hipóteses acima listadas só seria possível através de uma amostragem mais detalhada, com um maior número de transectos e com coleta sistemática ao longo da praia.

5.6. Análise do resultados das idades TL/LOE obtidas

As amostras referentes aos perfis transversais ICP-1 e ICP-2 foram datadas pelo método da Luminescência Opticamente Estimada (LOE). Os resultados (Tabela 1), entretanto, não se mostraram satisfatórios, apresentando incoerências de ordem geológico-estratigráficas, como idades mais novas para as areias de cordões mais interiores, tendo sido necessária a solicitação, ao laboratório, de revisão e/ou refazimento das análises.

As amostras coletadas na segunda etapa de campo foram datadas pelo método de Termoluminescência (TL). Os resultados (Tabela 2) também não foram plenamente satisfatórios, uma vez que as idades obtidas para sedimentos de fácies de espraiamento, hoje emersos, variaram entre 14 e 62 mil anos A. P., período correspondente a NRM muito abaixo do atual, de acordo com as curvas de variação do NRM mais aceitas para a região. As idades esperadas eram ou holocênicas, anteriores a 5100 A.P., ou pleistocênicas, por volta de 120.000 anos A.P.. No ponto ICP-5-D, as idades TL foram de aproximadamente 44000 anos A. P. enquanto a datação pelo método ^{14}C indicou a idade de 4530 ± 70 , portanto holocênica. Por esse motivo também para essas amostras foi necessária a solicitação, ao laboratório, de revisão e/ou refazimento das análises. Os novos resultados novamente apresentaram-se insatisfatórios, portanto fez-se necessário tecer considerações metodológicas acerca das suas possíveis causas. Tanto os métodos de

Termoluminescência (TL) como de Luminescência Opticamente Estimulada (LOE) baseiam-se no mesmo princípio, já apresentado no capítulo de revisão bibliográfica. A diferença entre eles reside apenas no modo como a luminescência do material é obtida.

Primeiramente, pode-se questionar ou levantar suspeitas sobre a amostragem e a forma de armazenamento. As areias amostradas passíveis de contaminação por aterro ou revolvimento são as que foram coletadas em valas, nos perfis (ICP-1 e ICP-2), entretanto nesse caso as idades deveriam ser próximas de zero, o que não ocorreu. Outro fato contrário à hipótese de contaminação é a coerência entre diferentes amostras de mesmo perfil, quanto às assembléias de minerais pesados. Além disso, não somente as amostras coletadas em trincheiras, mas também as obtidas em falésias naturais com estruturas originais preservadas apresentaram resultados insatisfatórios. Portanto, a hipótese de que os erros detectados estejam ligados à contaminação por depósitos artificiais é extremamente improvável.

Outro fator de erro possível é o armazenamento das amostras, feito em tubos de PVC. Se a luz passasse pelo tubo, fato não confirmado em observação direta, as amostras apresentariam idades inferiores às esperadas. Como a tendência dominante é de idades superiores ao esperado, essa fonte de erro também é improvável.

Um fato interessante observado no perfil ICA-4 é a gradação das doses acumuladas, com valores cada vez maiores rumo aos cordões mais interiores. Essa coerência nas doses acumuladas é observada também em duas sucessões verticais de amostras de afloramentos (ICP-5-D e JVR-01, este último na Juréia), onde as doses acumuladas diminuem da base para o topo. Como as amostras vizinhas de cada um destes afloramentos encontram-se muito próximas (espaçamento de poucos decímetros), não há motivo aparente para as doses anuais serem tão diferentes quanto o detectado na medição do laboratório. Isto leva à suspeita de que o principal erro das idades obtidas esteja ligado ao método de medição da dose anual de radiação incidente na amostra.

Outro fator provável de erro relaciona-se às condições de iluminação, e, portanto, de zeragem natural da TL/LOE residual, durante o processo deposicional do sedimento. A fácies coletada nas amostras não eólicas sempre foi a de espreamento. Devido a turbidez da água, a areia transportada e depositada na zona de espreamento pode não ficar exposta à radiação solar durante tempo suficiente para que ocorra o fotoesvaziamento. Com isso, as idades obtidas seriam sempre maiores que as esperadas.

Esta última interpretação guarda respaldo nas ponderações metodológicas feitas pela própria pesquisadora responsável pelas datações TL/LOE, Profa. Dra. Sônia Hatsue Tatum (com. pessoal). Segundo estas ponderações, as amostras estudadas realmente não sofreram zeragem natural da TL/LOE residual, provavelmente pelo fato de que o tempo de exposição à luz solar, no período pré-deposição, foi insuficiente para isso. A principal evidência apontada pela Dra. Tatum, além da maior consistência geológica e coerência

interna dos dados de LOE, é o fato de que as amostras datadas pelas duas técnicas (ICP-1 e 2) apresentaram idades TL sistematicamente superiores às idades LOE. Assim, os resultados mais coerentes, segundo ela, são os referentes às amostras ICP-1-A, B, D e E, todas datadas por LOE, cujos resultados são indicativos de idade holocênica. No restante das amostras, a TL/LOE residual *decididamente não foi atingida* durante o ensaio. O confronto de resultados entre TL e ^{14}C no ponto ICP-5-D corrobora a interpretação da Dra. Tatumi, indicando que as amostras TL apresentaram idades dezenas de milhares de anos mais antigas que a idade deposicional real. Nesse ponto, as idades TL de duas amostras (ICP-5-D1 e D2) coletadas imediatamente abaixo e acima de um nível argiloso com tronco preservado *in situ* oscilaram em torno de um valor médio de 45.000 anos A.P., enquanto a idade ^{14}C do tronco foi de apenas 4530 ± 70 anos A.P.. Por outro lado, a idade LOE de amostra arenosa coletada na porção mais meridional (antiga) da margem lagunar foi de 5600 anos A.P., resultado geologicamente coerente com a datação ^{14}C do tronco.

Tabela 1: Resultados das datações por LOE referentes às amostras coletadas em trincheiras.

Amostra	Dose anual ($\mu\text{Gy/ano}$)	Dose acumulada (Gy)	Idade B. P. (anos)
ICP-02-A	371,2	2,09	5630 \pm 590
ICP-02-B	321,5	5,17	16080 \pm 1700
ICP-02-C	545,8	8,44	15465 \pm 1600
ICP-02-D	674,8	6,26	9280 \pm 950
ICP-02-E	402,3	10	24850 \pm 2500
ICP-02-F	335,7	4,1	12210 \pm 1300
ICP-01-A	373,1	0,89	2385 \pm 270
ICP-01-B	569	1,46	2570 \pm 340
ICP-01-C	367,4	2,26	6150 \pm 710
ICP-01-D	366,4	1,12	3060 \pm 360
ICP-01-E	376,1	0,91	2420 \pm 290
JVR-01-PPA	809,1	4,10	5000 \pm 720
JVR-01-PPC	1800	4,0	2200 \pm 290
JVR-01-PPF	670	3,85	5750 \pm 750
JVR-01-PPI	895	3,0	3348 \pm 400

Tabela 2: Resultados das datações por TL referentes a amostras coletadas em afloramentos.

Amostra	Dose anual ($\mu\text{Gy/ano}$)	Dose acumulada (Gy)	Idade B. P. (anos)
ICP-05-E	376	15,3	40700 \pm 4100
ICP-04-A	491	13,6	27700 \pm 2700
ICA-03-A	674	19,5	28900 \pm 2900
ICP-05-B	470	29,4	62600 \pm 6300
ICP-05-D1	531	23,5	44300 \pm 4400
ICP-05-D2	358	16,5	45900 \pm 5000
ICA-04-A	550	7,90	14000 \pm 1700
ICA-04-C	445	6,7	15000 \pm 1700
ICA-04-D	524	9,6	18300 \pm 1800
ICA-04-F	489	14,4	29500 \pm 2900

5.7. Modelo de evolução da ilha Comprida

A análise do mapa de truncamentos de cordões litorâneos, realizada na primeira etapa deste Trabalho de Formatura, forneceu valiosas informações sobre como a ilha Comprida cresceu espacialmente. Os cordões litorâneos, e principalmente seus truncamentos, são paleolinhas de costa, indicando portanto a forma da ilha em tempos pretéritos. A idade ^{14}C obtida, bem como a ordem de grandeza das idades obtidas por LOE/TL nos permitem supor que a evolução da ilha Comprida ocorreu em sua totalidade durante o Holoceno.

A existência de sedimentos pleistocênicos no sul da ilha Comprida, admitida por Martin & Suguio (1978), foi contrariada não somente pelos resultados geocronológicos, mas também pela presença de cordões litorâneos com a extremidade curvada para NE, característica utilizada pelos próprios autores para distinguir os cordões holocênicos nessa ilha. A baixa concentração de cordões litorâneos na parte sul pode ter duas explicações: a primeira é que a região corresponde à barreira transgressiva. A segunda é que, por se tratar da porção mais antiga da ilha, a vegetação, localmente mais desenvolvida, mascarou os cordões litorâneos. O nivelamento e a análise de fácies nos afloramentos descritos no perfil ICP-5 indicam que a região se formou regressivamente, inclusive quando o NRM ainda estava em ascensão.

A evolução da ilha durante o Holoceno pôde ser dividida em quatro fases onde duas componentes de crescimento, uma longitudinal e outra transversal, se alternaram em importância relativa. Na primeira fase, predominou o crescimento para NE, pela adição de cordões litorâneos curvados para esse rumo, com um componente de engorda rumo SE bastante pronunciado (tempos 1 a 3 no Esquema 1). A fase seguinte caracterizou-se pelo crescimento mais pronunciado para NE, tornando subordinada a componente de engorda da ilha (tempos 4 a 6). Na terceira fase, o crescimento para NE teria sido temporariamente interrompido pelo morro de Icapara, que funcionou como obstáculo para a corrente de deriva litorânea e assim ocasionou fase dominada por engorda (tempo 7). Na quarta fase, o alargamento da ilha atingiu o ponto em que o morro de Icapara não mais funcionava como obstáculo para a corrente de deriva litorânea longitudinal. A barreira retomou assim seu crescimento rumo NE, como pode ser observado hoje em dia com a migração da desembocadura de Icapara (tempo 8). É possível ainda aventar uma fase zero correspondente à formação da barreira transgressiva, da qual não se conhece se há registro em superfície.

O início da barreira regressiva (primeira fase) provavelmente ocorreu quando a velocidade da subida do NRM diminuiu, e a taxa de acumulação de sedimentos superou a taxa de criação de espaço de acomodação, considerando o aporte sedimentar constante. De acordo com as curvas de Corrêa (1996) e de Suguio *et al.* (1985), a desaceleração na taxa de subida do NRM teria ocorrido por volta de 6900 anos B. P.. Já na curva de Angulo & Lessa (1997), o início teria ocorrido por volta de 6000 anos B. P., entretanto o alcance da curva não passa de 6000 anos B. P. tornando a imprecisão da curva muito grande nesse período de tempo, visto a baixa densidade de datações abaixo de 5000 anos B. P..

O modelo proposto nesse trabalho é diferente do proposto por Martin & Suguio (1978) por não considerar o extremo sudoeste da ilha como pleistocênico e principalmente por não reconhecer o hiato erosivo entre gerações de cordões litorâneos durante o Holoceno. No modelo dos autores citados acima, essas duas gerações estão intimamente ligadas a supostas oscilações do NRM durante o Holoceno. Outra discrepância observada entre os dois modelos é a idade do início da formação da barreira regressiva, que no modelo de Martin & Suguio (1978) está associada ao máximo NRM enquanto no modelo proposto está relacionado ao período de desaceleração da subida do NRM, quando a taxa de sedimentação superou a taxa de geração de espaço de acomodação.

6. CONCLUSÕES

O trabalho realizado baseou-se em três abordagens diferentes para o estudo da geologia sedimentar da ilha Comprida: a análise fotointerpretativa, as análises sedimentológicas e as datações por luminescência. Baseando-se também na revisão crítica

inicial da bibliografia preexistente, foi possível atender às três metas propostas originalmente no projeto inicial, e chegar a um modelo de crescimento da ilha Comprida no Holoceno. As seguintes conclusões podem ser destacadas:

- A análise puramente descritiva das fotografias aéreas, baseada em critérios como o tipo de vegetação, mostrou-se um ponto de partida válido na delimitação de fácies / associações de fácies sedimentares com significado interpretativo, como as áreas rebaixadas da paleolaguna, as zonas de barreira regressiva e os campos de dunas. Ela foi útil também na inferência da orientação preferencial e continuidade lateral dos elementos que compõem estas unidades faciológicas, tais como canais de maré, alinhamentos de cordões e lobos deposicionais de rupturas de deflação. O mapa descritivo apresentou-se, todavia, ferramenta limitada para o entendimento da evolução temporal e espacial da ilha Comprida. Para isso, a confecção do mapa de truncamentos de cordões litorâneos, menos trabalhosa, produziu resultados bem mais interessantes e de pronta visualização.
- A fotointerpretação detalhada permitiu identificar várias faixas pantanosas, de diferentes larguras e extensões, ao longo da porção regressiva (com cordões litorâneos) da barreira. Desse modo, não parece ter sustentação a idéia de uma única faixa rebaixada e pantanosa de 100m de largura que segundo Martin & Suguio (1978) dividiria duas gerações de cordões litorâneos. Também não foi encontrado um truncamento entre cordões mais significativo que os outros, que justificasse a separação destas duas gerações.
- O principal problema metodológico manifestado na datação por luminescência das amostras arenosas da ilha Comprida foi a existência de um LOE/TL residual elevado, provavelmente não alcançado em parte dos ensaios laboratoriais. Este problema relaciona-se à exposição insuficiente à luz solar durante a deposição, devido ao soterramento rápido e à turbidez intensa da água na zona de espriamento. Sendo a LOE de feldspato mais sensível à exposição à luz que a TL de quartzo, o problema foi particularmente grave no caso das datações por TL, as quais apresentaram valores sistematicamente muito superiores ao real. Já os resultados de datação por LOE mostraram-se muitas vezes confiáveis e consistentes. Com base nestes resultados, é possível indicar idade holocênica para as areias regressivas da ilha Comprida, inclusive em sua porção supostamente mais primitiva (sudoeste).
- A idade holocênica do terço sudoeste da ilha Comprida também é confirmada por datações ^{14}C (4530 anos A. P. no ponto ICP-5-D), bem como pelo padrão de encurvamento para NE encontrado em parte dos cordões litorâneos desta região, idêntico ao detectado em cordões consensualmente holocênicos.
- O padrão geométrico de truncamentos entre alinhamentos de cordões litorâneos revela que o crescimento da ilha Comprida para NE foi acompanhado pelo engordamento simultâneo da ilha, através da adição de cordões litorâneos curvados para NE. Esse padrão

é observado ao longo da metade setentrional no interior da Ilha e em toda sua ponta nordeste.

- O padrão de crescimento da ilha Comprida para NE teria sido parcialmente interrompido por um obstáculo natural, o morro de Icapara, e não necessariamente por um outro máximo do NRM, como suposto por Martin & Suguio (1978).

- Desse modo, pode-se propor um novo esquema evolutivo para a ilha Comprida no Holoceno. Na primeira fase, predominou o crescimento para NE, pela adição de cordões litorâneos curvados para esse rumo, com um componente de engorda rumo SE bastante pronunciado (tempos 1 a 3 no Esquema 1). A fase seguinte caracterizou-se pelo crescimento mais pronunciado para NE, tornando subordinada a componente de engorda da ilha (tempos 4 a 6). Na terceira fase, o crescimento para NE teria sido temporariamente interrompido pelo morro de Icapara, que funcionou como obstáculo para a corrente de deriva litorânea e assim ocasionou fase dominada por engorda (tempo 7). Na quarta fase, o alargamento da ilha atingiu o ponto em que o morro de Icapara não mais funcionava como obstáculo para a corrente de deriva litorânea longitudinal. A barreira retomou assim seu crescimento rumo NE, como pode ser observado hoje em dia com a migração da desembocadura de Icapara (tempo 8). Não se conhece se há registro em superfície da "fase zero", correspondente à barreira transgressiva.

- Considerando o aporte sedimentar constante, o início da barreira regressiva (primeira fase) provavelmente ocorreu quando a velocidade da subida do NRM diminuiu, e a taxa de acumulação de sedimentos superou a taxa de criação de espaço de acomodação. A descida do NRM no Holoceno tem papel fundamental, pois disponibiliza sedimentos para serem retrabalhados pelas correntes de deriva litorânea e depositados sob a forma de cordões litorâneos (Flexor *et al.*, 1984).

- O início da barreira regressiva provavelmente ocorreu quando a taxa de sedimentação superou a taxa de espaço de acomodação, anteriormente ao máximo NRM de 5100 anos A.P.

- São reconhecidos dunas eólicas e cordões de dunas frontais por quase toda a extensão da costa. Os cordões dunares possuem continuidade e nitidez variável ao longo da ilha, podendo-se distinguir até seis alinhamentos em alguns locais. São comuns a fusão de alinhamentos e a desestabilização deflacionar dos cordões, evidenciada por rupturas de deflação (*blowouts*) e campos de dunas transgressivos incipientes, com frentes parabólicas. Na parte nordeste, mais recente, da ilha, as rupturas são numerosas e ativas, caracterizando a iniciação de um pequeno campo de dunas transgressivo.

- As frentes parabólicas (lobos deposicionais) observadas em fotos aéreas e no campo possuem orientação para NW. O mergulho dos planos das estratificações cruzadas medidas no campo, em paleodunas, também possui orientação preferencial para NW o que leva a

supor, apesar das medidas ainda serem em pequeno número e isoladas, que os ventos predominantes que formaram as paleodunas são os mesmo que atuam hoje em dia.

- Com base no nivelamento das feições faciológicas típicas de terraço de baixamar, em relação ao nível de maré mínima média atual, presume-se que tanto o alinhamento de cordão mais interno quanto o extremo sudoeste da ilha (onde não há alinhamento visível) formaram-se sob NRM não mais que 3 m superior ao presente. Ainda com base no nivelamento das fácies, o paleonível mais altos do perfil longitudinal estudado encontra-se no ponto ICP-5-C, em Pedrinhas, caindo a partir daí tanto para SW como, de modo gradual, para NE. Com base nesses dados, é possível sugerir que a porção da ilha a SW de Pedrinhas tenha-se formado sob NRM ascendente, antes do máximo de 5100 AP, enquanto os dois terços nordeste da ilha teriam progradado durante o declínio do NRM posterior a essa data.

- A assembléia de minerais pesados transparentes não micáceos, analisada na fração areia muito fina, é constituída, em ordem decrescente de abundância, por: turmalina, epídoto, zircão, hornblenda, rutilo, cianita, estaurolita, sillimanita e tremolita. Com menor frequência, e muito menos abundantes, também são encontrados granada, clinopiroxênio e titanita.

- As amostras analisadas são predominantemente areias finas a muito finas, muito bem selecionadas, de assimetria negativa a muito negativa e muito leptocúrticas. Não foi possível separar os sedimentos em grupos com características faciológicas diferentes, como espraçamento e eólico, visto que as areias provenientes de fácies costeiras subaquosas e retrabalhadas pelo vento conservam grande parte das características do transporte realizado pelas ondas. Analogamente, não se encontrou qualquer indício de separação de sedimentos em agrupamentos cronológicos, por exemplo, Holoceno versus Pleistoceno.

- Ao longo do perfil longitudinal ICP-05, bem como na comparação entre os três perfis transversais, observa-se tendência para areias mais finas e selecionadas rumo NE, o que confirma o predomínio, em escala maior, de paleocorrente de deriva litorânea longitudinal neste rumo.

- O padrão de variação transversal de granulometria é compatível com a hipótese de retrabalhamento gradual e sucessivo dos cordões, na fase de acentuação da engorda lateral, e de renovação do aporte, nas fases de intensificação da deriva longitudinal. Já a queda gradual de maturidade mineralógica nos cordões mais novos pode ser atribuída à disponibilização seletiva de minerais menos densos (em sua maioria, instáveis e metaestáveis) no decorrer da regressão ou, mais provavelmente, ao menor efeito da dissolução pós-deposicional.

- A assembléia de minerais pesados transparentes não micáceos, analisada na fração areia muito fina, revela tendência para queda de ZTR ao longo de um mesmo alinhamento de cordão, no rumo de deriva geral interpretado (para NE). Caso determinado pela deriva litorânea dominante, este tipo de variação contraria o padrão mais encontrado em praias

dissipativas-intermediárias do Sul-Sudeste brasileiro. Há pelo menos duas explicações para isto. A primeira, baseada na variação de mineralogia ao longo da praia atual, evoca o aporte de sedimentos fluviais relativamente imaturos pela desembocadura do rio Ribeira de Iguape, posicionada junto à terminação nordeste da ilha. A segunda explicação baseia-se no fato de que os cordões se tornam cada vez mais novos rumo NE. Desse modo, as areias da parte sudoeste da ilha seriam mais afetadas pela dissolução pós-deposicional e pelo efeito de enriquecimento residual da assembléia em minerais ultraestáveis.

7. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- AIKTEN, M. J.; TITE, M. S.; REID, J..1964. Thermoluminescence dating of ancient ceramics. *Nature*, 202: 1032.
- ANDERTON, R. 1985. Clastic facies models and facies analysis. In: BRENCHLEY, P. J. & WILLIAMS, B. P. J. eds. *Recent Developments and Applied Aspects*. Oxford, The Geol. Soc. – Blackwell Scientific Publ. P. 31-47.
- ANGULO R.J. 1993. Indicadores biológicos de paleoníveis marinhos quaternários na costa paranaense. *Bol. Paranaense Geoc.*, 41:1-34
- 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.; 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.
- ANGULO, R. J.; LESSA, G. G. 1997. The Brazilian sea-level curves: a critical review with emphasis on the curves from the Paranaguá and Cananéia regions. *Marine Geology* 140(1997) 141-166.
- 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.
- ARENAS, I. S. A.. 1993. Datação de sedimentos da ilha de Cananéia, SP e da duna de Pilão Arcado, Bahia, pelo método da Termoluminescência. São Paulo, 89p., Dissertação de mestrado, IF/USP.
- BARCELOS, J. H. 1975. Sedimentação e subambientes deposicionais da ilha Comprida, São Paulo. São Paulo, Inst. de Geoc. Univ. S. Paulo. Dissertação de Mestrado, 1 mapa, 155p.

- BARRETO, A. M. F. 1993. Estudo morfológico e sedimentológico da porção norte do mar de areia fóssil do médio rio São Francisco, Bahia. São Paulo, Instituto de Geociências – USP. Dissertação de mestrado. 98p.
- BIGARELLA, J. J.; MOUSINHO, M. R. 1965. Contribuição ao Estudo da Formação Pariquêra-Açu, Estado de São Paulo. Boletim Paranaense de Geografia, **16/17**: 17-41.
- BRUNN, P. 1962. Sea level rise as a cause of shore erosion. American Society of Civil Engineers Proceedings. Journal of Waterways and Harbors Division, **88**:117-130.
- CORRÊA, I. C. S. 1996. Les variations du niveau de la mer durant les dernies 17.500 ans BP: L'exemple de la plate-forme continentale du Rio Grande do Sul-Brésil. Marine Geology **130**(1996) 163-178.
- 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.
- DELLA FAVERA, J.C. 1990. *Tempestitos na Bacia do Parnaíba*. Porto Alegre, Univ.Federal Rio Grande do Sul. Tese de Doutorado (inéd.). 2v, 280p.
- FLEXOR, J. M.; MARTIN, L.; SUGUIO, K. & DOMINGUES, J. M. L.. 1984. Gênese dos cordões litorâneos da parte central da costa brasileira. In: Lacerda, L. P. de; Araujo, D. S. D. De; Cerqueira, R. & Turcq, B., org. Restingas: origem, estrutura, processos. Niterói, CEUFF. P. 34-45.
- FOLK, R. L. & WARD, W.C. Brazos river bar: a study in the significance of size parameters. Journal of Sed. Petrol., vol. **27**:3-27.
- GEOBRÁS, S./A. 1966. Complexo Valo Grande, Mar Pequeno e rio Ribeira de Iguape. Relatório GEOBRÁS S./A., Engenharia e Fundações para o Serviço do Vale do Ribeira do Departamento de Águas e Energia Elétrica/SP, 2 volumes.
- 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. 2001. As Formações Pirambóia e Botucatu nos Estados de São Paulo e Paraná. São Paulo, Inst. Geoc. Univ. S. Paulo. Relatório Final de Pesquisa. 115p.
- 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.
- HARARI, J.; MESQUITA, A. R.. 2001. Tábua das marés de Ubatuba, Santos e Cananéia para os anos de 2002 e 2003. Relatórios técnicos do Instituto Oceanográfico.
- KOWSMANN, R. O.; COSTA, M. P. DE A. 1979. Sedimentação quaternário da margem continental brasileira e das áreas oceânicas adjacentes (relatório final). In: Projeto REMAC. Rio de Janeiro, PETROBRÁS-CENPES-DINTEP. 55p.
- LABOREL, J.. 1979. Fixed marine organisms as biological indicators for the study of recent sea-level and climatic variations along the Brazilian tropical coast. In: K. SUGUIO; T. R. FAIRCHILD; L. MARTIN; J. M. FLEXOR (eds.) 1978 *International Symposium on Coastal Evolution in the Quaternary*: 193-211, São Paulo.
- LESSA, G.C.; ANGULO, R.J.; GIANNINI, P.C.F; ARAÚJO, A.D. 2000. Stratigraphy and Holocene evolution of a regressive barrier in South Brazil. *Marine Geology* **165**(2000): 87-108.
- LIMA, M. P. ; ANGULO, R. J.. 1990. Descoberta de microflora em um nível linhítico da Formação Alexandra, terciário do Estado do Paraná. Anais da Academia brasileira de Ciências. V. 62, nº4, p. 357-71.
- MIHÁLY, P.. 1997. Dinâmica sedimentar do litoral norte paranaense e extremo sul paulista. Dissertação de mestrado. UFPR.
- MARTIN, L. & SUGUIO, K. 1975. The State of São Paulo coastal marine Quaternary geology – the ancient strandlines. Anais Acad. Bras. Ciências, **47**:249-263.
- MARTIN, L. & SUGUIO, K. 1976. O Quaternário marinho de Estado de São Paulo. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, Ouro Preto. Anais... Ouro Preto, SBG, v.1, p.281-294.
- MARTIN, L. & SUGUIO, K. 1978. Ilha Comprida: um exemplo de ilha barreira ligada às flutuações do nível marinho durante o Quaternário. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, Recife. Anais... Recife, SBG, v.2, p. 905-912.

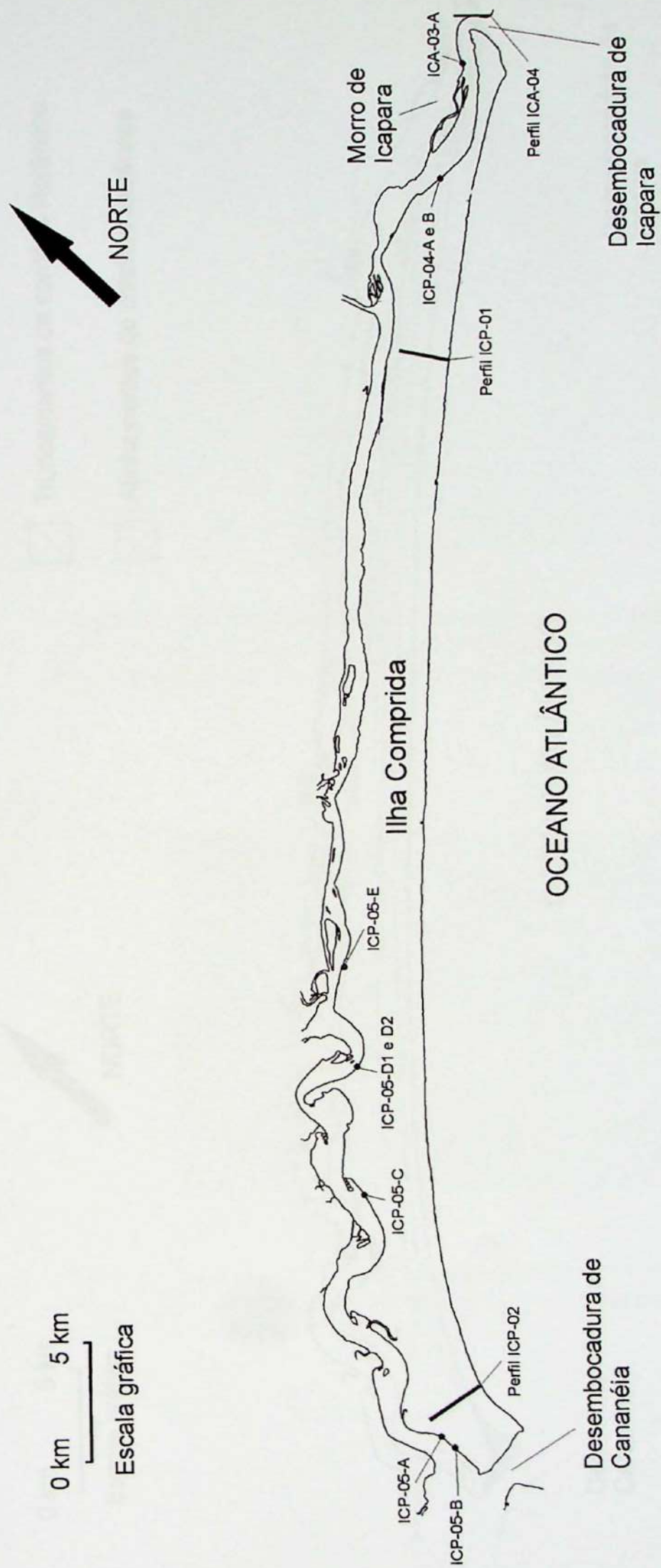
- MARTIN, L.; SUGUIO, K. & FLEXOR, J. M. 1988. Hauts niveaux marins pleistocenes du littoral bresilien. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 68:231-239.
- MELO, M. S. 1990. A Formação Pariquera-Açu e depósitos relacionados: sedimentação, tectônica e geomorfogênese. Estado de São Paulo, Inst. de Geoc. Univ. S. Paulo. Dissertação de Mestrado, 211p..
- PETRI, S. & SUGUIO, K. 1969. Sobre os metassedimentos do Grupo Açungui do extremo sul do Estado de São Paulo. São Paulo, Secretaria dos serviços e obras públicas. 98p.
- PETRI, S. & SUGUIO, K. 1973. Stratigraphy of the Iguape-Cananéia Lagoonal Region Sedimentary Deposits, São Paulo State, Brazil. Part II: Heavy minerals studies, microorganisms inventories and stratigraphical interpretations. In: Boletim I.G., instituto de geociências, USP. USP, v.4 p.71-85.
- PETTIJOHN, F.J. 1941. Persistence of heavy minerals and geologic age. *J.Geol.*, **49**(2):612-625.
- POUPEAU, G.; SOUZA, J. H.; SOLIANI Jr., E. L. 1984. Dating quartzose sands of the coastal province of Rio Grande do Sul, Brazil, by thermoluminescence, *Pesquisas*, **16**:250-268.
- POUPEAU, G.; SOLIANI Jr., E. L.; RIVERA, A.; LOSS, E. L.; VASCONCELLOS, M. B. A.. 1988. Datação por termoluminescência de alguns depósitos arenosos costeiros, do último ciclo climático, no nordeste do Rio Grande do Sul. *Pesquisas*, **21**:25-47.
- SOUZA, L. A. P. 1995. A Planície costeira Cananéia-Iguape, litoral sul do Estado de São Paulo. Um exemplo de utilização de métodos geofísicos no estudo de áreas costeiras. Estado de São Paulo, Instituto Oceanográfico, Dissertação de mestrado, 207p..
- SOUZA, C. R. De G. 1997. As células de deriva litorânea e a erosão nas praias do Estado de São Paulo. São Paulo. Instituto de Geociências – USP. Dissertação de Doutorado. 2 V.
- SUDELPA, 1975. Estudo Preliminar de desenvolvimento no Vale do Ribeira. São Paulo, Superintendência do Desenvolvimento do Litoral Paulista/ Secr. de Economia e Planejamento. Governo do Estado de São Paulo, S.N., 40p
- SUGUIO, K. 1980. Rochas sedimentares: propriedades, gênese, importância econômica. São Paulo, Edgard Blucher/EDUSP. 500p.
- SUGUIO, K. 1999. Geologia do Quaternário e mudanças ambientais: (passado+presente=futuro?). São Paulo, Paulo's Comunicações e artes gráficas. 366p.

- SUGUIO, K. & MARTIN, L. 1976. Mecanismos de gênese das planícies quaternárias do litoral de São Paulo. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 29., Belo Horizonte, 1976. Anais. Belo Horizonte, v. 1:295-305. SBG.
- SUGUIO, K. & MARTIN, L. 1978a. 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. 1978b. Mapas Geológicos da Planície Costeira do Estado de São Paulo e Sul do Rio de Janeiro (1:100.000). São Paulo, DAEE / Secr. de Obras e Meio Ambiente. Governo do Estado de São Paulo.
- SUGUIO, K. & MARTIN, L. 1994. Geologia do Quaternário. In: F. F. Falconi & A. Nigro Jr. (eds.) Solos do litoral de São Paulo. Mesa Redonda ABMS/ASSECOB:69-97.
- SUGUIO, K.; MARTIN, L.; BITTENCOURT, A. C. S. P.; DOMINGUEZ, J. M. L.; FLEXOR, J. M.; AZEVEDO, A. E. G. 1985. Flutuações do nível relativo do mar durante o Quaternário Superior ao longo do litoral brasileiro e suas implicações na sedimentação costeira. Rev. Bras. Geocien. **15**(4), 273-286.
- SUGUIO, K. & PETRI, S. 1973. Stratigraphy of the Iguape-Cananéia lagoonal region sedimentary deposits, São Paulo State, Brazil. Part I Field observations and grain size analysis. In: Boletim I.G., Instituto de Geociências, USP. USP, v.4, p. 1-20.
- SUGUIO, K.; RODRIGUES, S. de A.; TESSLER, M. G.; LAMBOOY, E. E.. 1984. Tubos de *ophimorphas* e outras feições de bioturbação na Formação Cananéia, Pleistoceno da planície costeira Cananéia-Iguape, SP. In: Lacerda, L. P. de; Araujo, D. S. D. De; Cerqueira, R. & Turcq, B., org. Restingas: origem, estrutura, processos. Niterói, CEUFF. P. 111-122.
- SUGUIO, K. & TESSLER, M. G. 1992. Depósitos quaternários da planície costeira de Cananéia-Iguape (SP). Publicação Especial do Instituto Oceanográfico, USP, São Paulo, 9:1-33.
- SUGUIO, K.; TATUMI, S. H.; KOWATA, E. A. 1999. As cristas de dunas inativas e os seus possíveis significados na evolução Holocênica da ilha Comprida, sul do litoral paulista. In: XII CONGR. ASSOC. BRASIL. DE ESTUDOS DO QUATERNÁRIO. Resumos Expandidos... , Abequa (arquivo eletrônico). TESSLER, M. G. 1982. Sedimentação Atual na Região Lagunar de Cananéia – Iguape, Estado de São Paulo. Inst. de Geoc. Univ. S. Paulo. Dissertação de Mestrado 2v., 8 mapas, 110p.

- ✓ TESSLER, M. G. 1988. Dinâmica Sedimentar Quaternária no Litoral Sul Paulista, Estado de São Paulo. Inst. de Geoc. Univ. S. Paulo. Tese de doutoramento v. único, 1 mapa, 277p.
- ✓ TESSLER, M.G. & FURTADO, V.V. 1983. Dinâmica das feições de assoreamento da região lagunar Cananéia-Iguape, Estado de São Paulo. Bol. Inst. Oceanogr., São Paulo, 32 (2): 117-124.



ANEXOS

ANEXOS



Mapa 1: Mapa de pontos e localização dos perfis.

LEGENDA:

-  Truncamentos de cordões litorâneos
-  Alinhamentos de cordões litorâneos



0 km 5 km
Escala gráfica



Mapa de Truncamentos de cordões litorâneos-Ilha Comprida (SP).

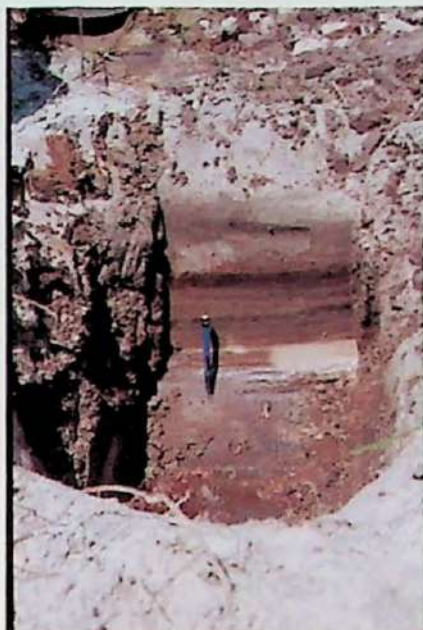


Figura 1: Vala de amostragem subsuperficial para TL, evidenciando areias com laminação plano-paralela (fácies Ap). Ponto ICP-2-C do transecto sul da ilha Comprida, entrada da trilha de acesso para o sambaqui do rio Nóbrega.



Figura 2: Margem continental da desembocadura de Icapara (praia do Leste), sob pronunciado processo erosivo evidenciado pela grande quantidade de troncos e raízes.



Figura 3: Alinhamentos paralelos de cordões de dunas frontais incipientes e estabelecidas, na porção centro-norte da face oceânica da ilha Comprida

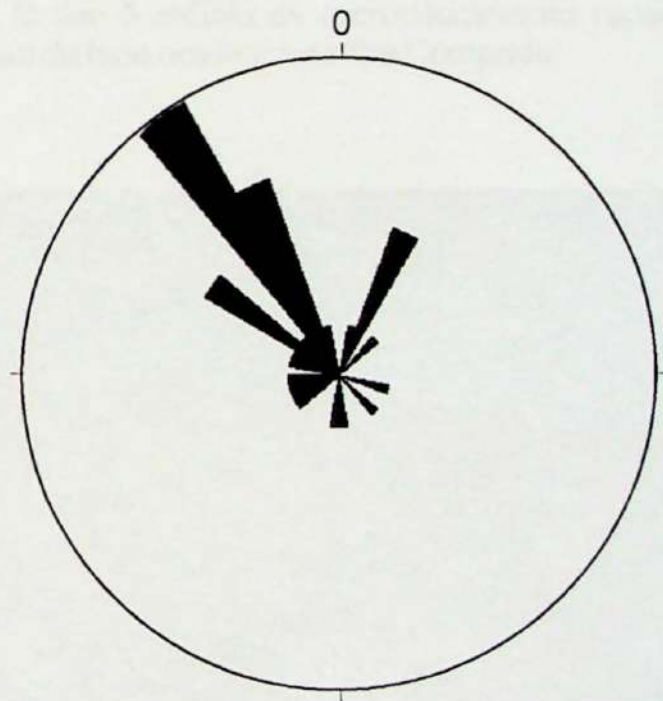


Figura 4: Diagrama de rosetas das medidas de estratificações cruzadas em paleodunas, indicando predominância de murgulhos para NW. Ponto ICP-03, porção central ilha Comprida.

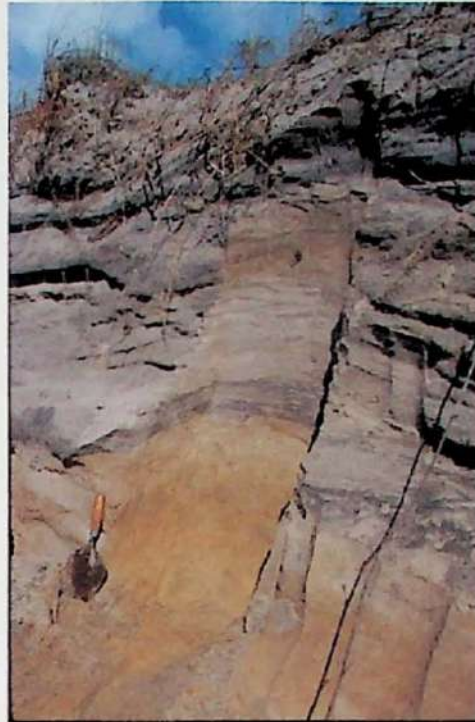


Figura 5: Ponto ICP-3-df. Falésia viva em duna frontal sob processo erosivo. Notar fitoturbção no topo da fácies de cor bege, inferior, e no meio da fácies superior, de cor cinza. A fácies superior, rica em minerais pesados, caracteriza-se por laminação ondulada e entrelaçada, típica de dunas frontais. O elevado teor de pesados nesta fácies é indício de recrudescimento recente da erosão praial. Porção centro-sul da face oceânica da ilha Comprida.



Figura 6: Falésia viva de abrasão marinha em paleodunas com alturas de até 9 m. Notar áreas sem vegetação, possivelmente ligadas a reativação do retrabalhamento eólico induzida pela erosão. Porção centro-sul da face oceânica da ilha Comprida.

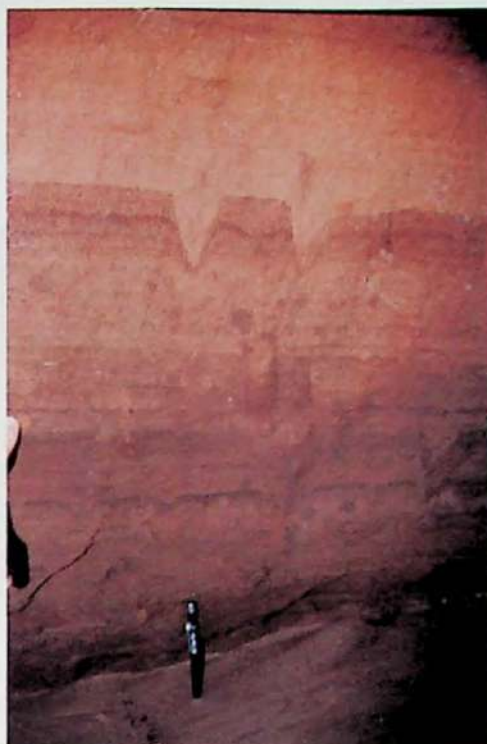
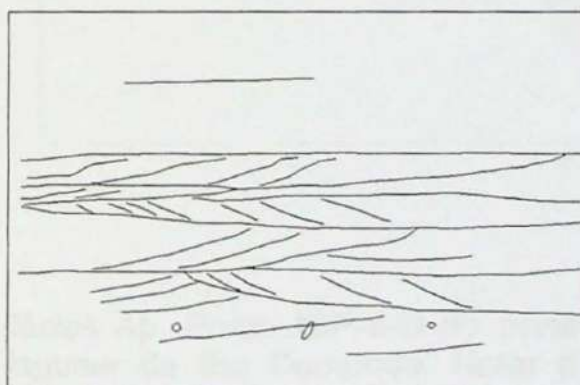


Figura 7: Fácies Ap em areias parcialmente impregnadas por material argilo-orgânico-ferruginoso. Notar bioturbações. Ponto ICA-4-D do transecto da praia do Leste, margem continental da desembocadura de Icapara.



Ap

Acci

Figura 8: Fácies Acci sob fácies Ap. Ponto ICP-5-C do perfil longitudinal, parte sul da margem lagunar da ilha Comprida. Notar ciclicidade evidente das laminações cruzadas nas duas séries sigmóides do meio da fotografia.

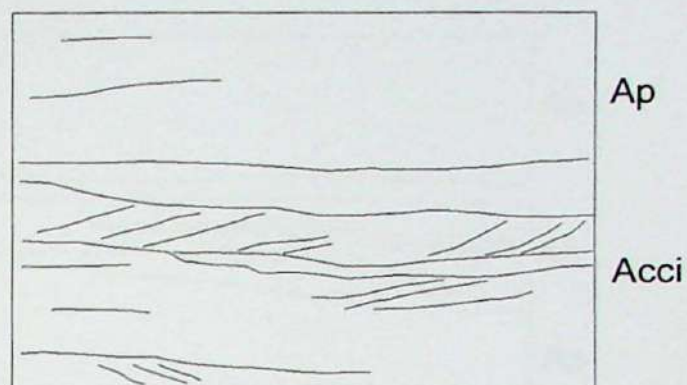


Figura 9: Detalhe da fácies Acci, com destaque para a presença de clastos de lama. Notar ciclicidade na variação de abundância dos clastos de lama. Ponto ICP-5-D do perfil longitudinal, parte meio-sul da margem lagunar da ilha Comprida.

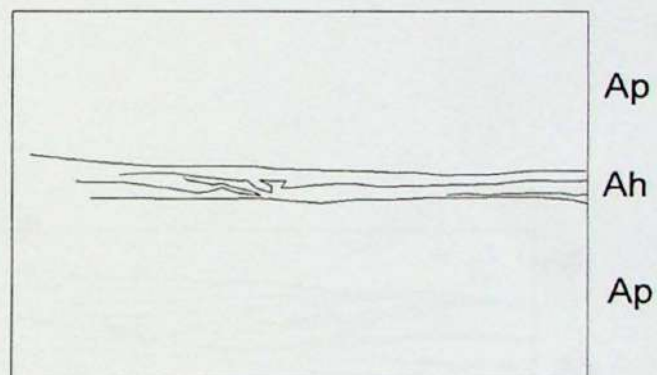


Figura 10: Fácies Ah intercalada com fácies Ap. Ponto ICP-5-B do perfil longitudinal, extremo sul da margem lagunar da ilha Comprida. Notar a persistência lateral das fácies.

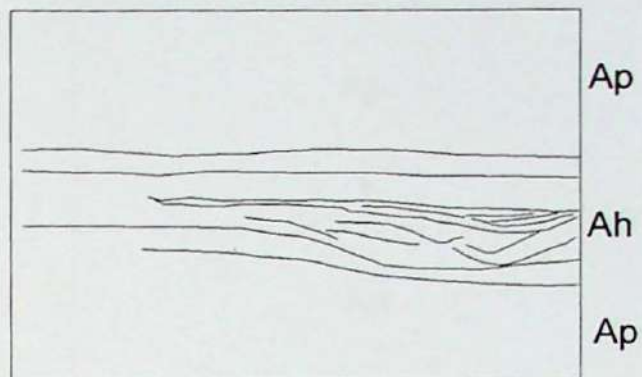


Figura 11: Fácies Ah, associada à recorrência da fácies Ap. Ponto ICP-5-B do perfil longitudinal, extremo sul da margem lagunar da ilha Comprida.

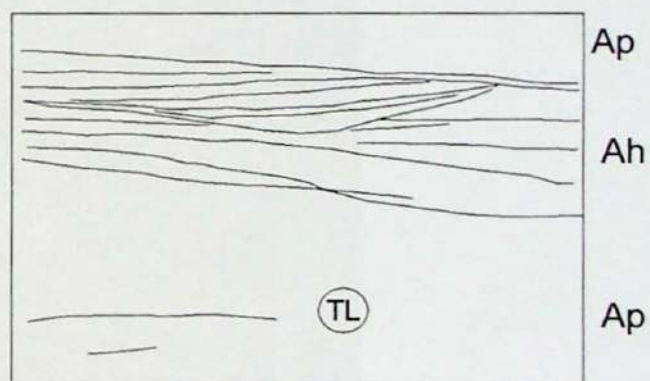


Figura 12: Tubo de amostragem para TL no mesmo aflramento da figura anterior. Ponto ICP-5-B, perfil longitudinal, extremo sul da margem lagunar da ilha Comprida.

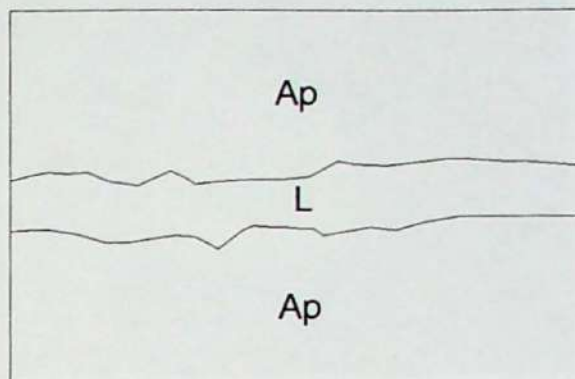


Figura 13: Fácies Ap, recorrente, e fácies L, no ponto ICP-5-D do perfil longitudinal, parte meio-sul da margem lagunar da ilha Comprida. Neste afloramento, foram coletadas amostras para TL, na fácies Ap, e para 14C (tronco), na fácies L.



Figura 15: Campo de dunas livres no extremo nordeste da ilha Comprida. Notar a baixa densidade de vegetação.

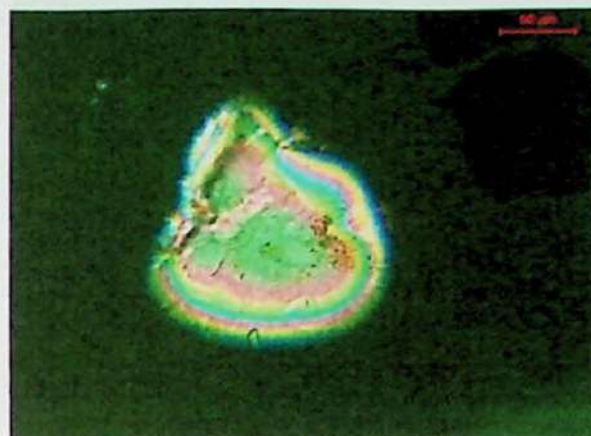


Figura 16: Turmalina parda, arredondada. A variedade parda é a mais comum apresentando pleocroísmo característico. Ponto ICP-1-D do transecto nordeste da ilha Comprida.

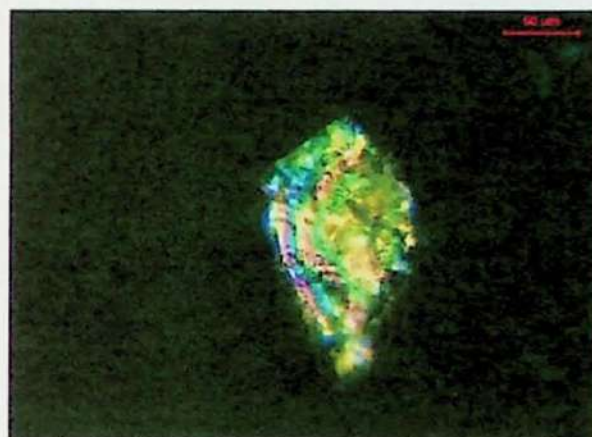
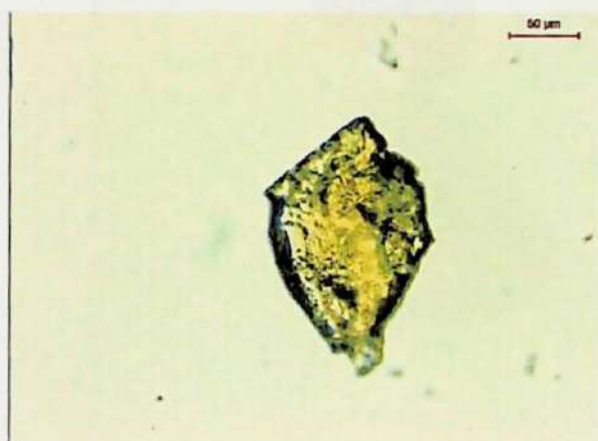


Figura 17: Variedade de epidoto predominante em todas as amostras analisadas, *pistachita*. Possui coloração amarelo esverdeada e cores de birrefringência características. Ponto ICP-1-D do transecto nordeste da ilha Comprida.



Figura 18: Zircão prismático, zonado e rico em inclusões. Também ocorrem frequentemente grãos arredondados e quebrados. Ponto ICP-1-C do transecto nordeste da ilha Comprida.

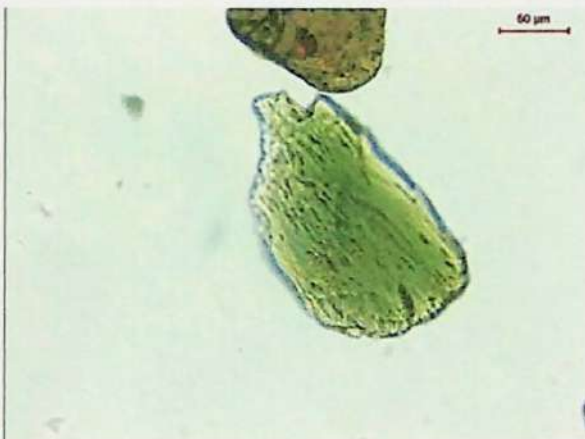


Figura 19: Hornblenda de coloração verde-parda, com bordas arredondadas a pouco serrilhadas. Ponto ICP-1-B do transecto nordeste da ilha Comprida.

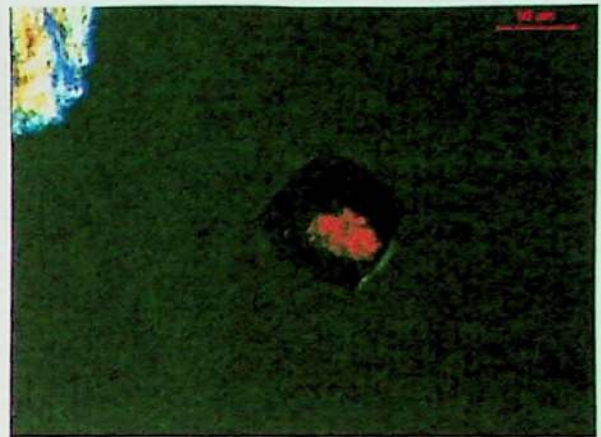
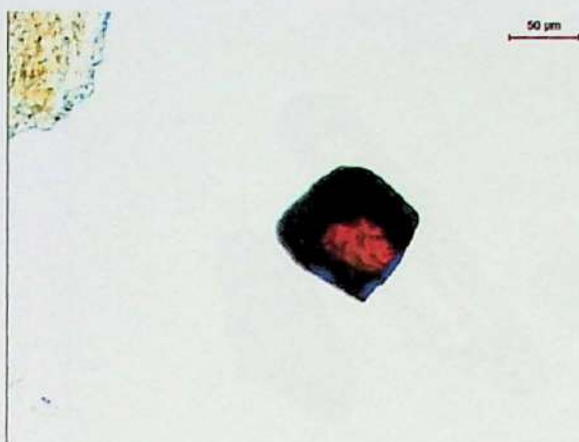


Figura 20: Rutilo arredondado com cor vermelha característica. Ponto ICP-5-B' do perfil longitudinal, parte centro-sul da margem lagunar da ilha Comprida.

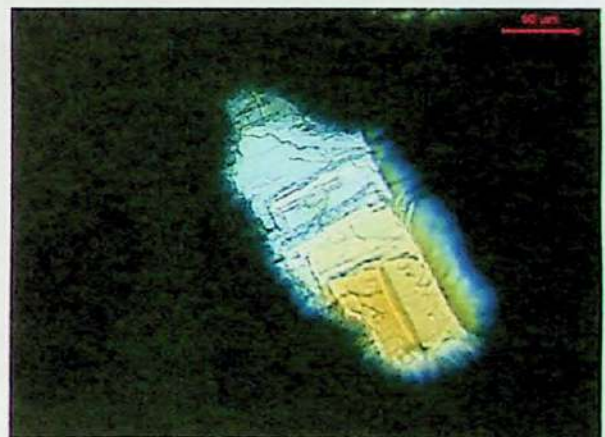
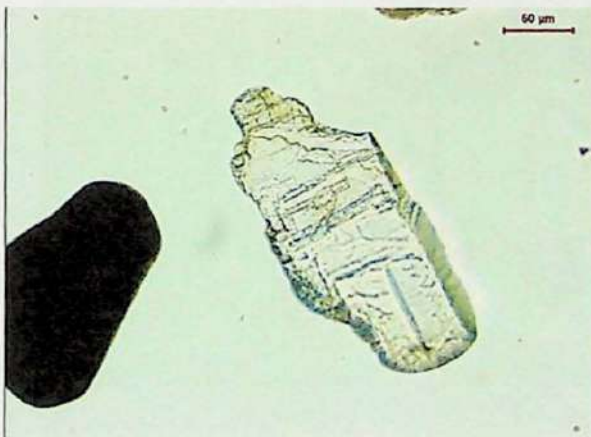


Figura 21: Grão de cianita alongado e anguloso. Notar as duas direções de clivagem e uma partição. Ponto ICP-5-B' do perfil longitudinal, parte meio-sul da margem lagunar da ilha Comprida.

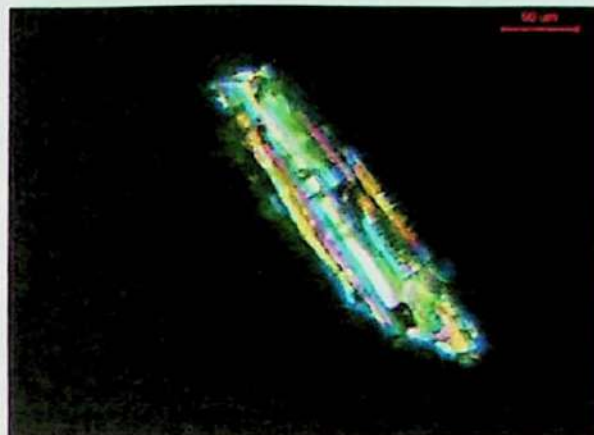


Figura 22: Sillimanita em grão alongado e anguloso, com cores de interferência de terceira ordem. Ponto ICP-1-B do transecto nordeste da ilha Comprida.

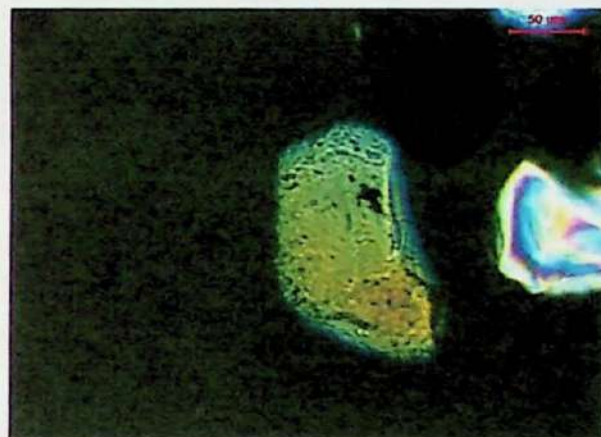
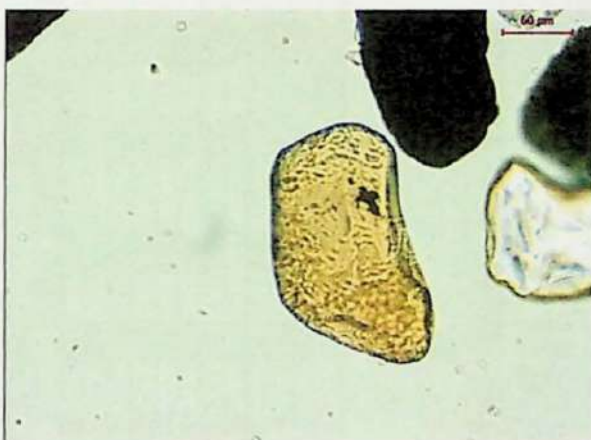


Figura 23: Estaurolita arredondada apresentando típica coloração amarelo ouro. Ponto ICP-1-B do transecto nordeste da ilha Comprida.

Tabela 1. Parâmetros estatísticos da distribuição granulométrica da fração areia das amostras no perfil ICP-02

CÓDIGO DA AMOSTRA	PARÂMETROS ESTATÍSTICOS DA DISTRIBUIÇÃO GRANULOMÉTRICA (phi)										FAIXA GRANULOMÉTRICA (%)					RELACÃO FINO/GROSSO	
	DISTRIBUIÇÃO GRANULOMÉTRICA (phi)										FAIXA GRANULOMÉTRICA (%)					RELACÃO FINO/GROSSO	
	DISTRIBUIÇÃO GRANULOMÉTRICA (phi)										FAIXA GRANULOMÉTRICA (%)					RELACÃO FINO/GROSSO	
	DIAMETRO MÉDIO	DESVIO PADRÃO	ASSIMETRIA	CURTÓSE	SEIXOS	GRANULOS	CASCALHO	MUITO GROSSA	GROSSA	MÉDIA	FINA	AREIA	MUITO FINA	TOTAL	ARGILA	PELITICOS	TOTAL
ICP-2-A	2,77	0,33	-0,28	3,82	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,91	77,02		22,02	99,97	0,00	0,03	0,0003
ICP-2-B	2,64	0,32	-0,04	3,09	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	1,05	87,88		11,05	99,99	0,00	0,01	0,0001
ICP-2-C	2,65	0,37	0,41	3,47	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	1,29	84,62		13,40	99,32	0,00	0,68	0,0068
ICP-2-D	2,92	0,27	0,27	4,23	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,02	63,98		35,48	99,50	0,00	0,50	0,0050
ICP-2-E	2,78	0,38	-0,75	7,87	0,00	0,00	0,00	0,06	0,13	1,40	73,71		24,71	100,00	0,00	0,00	0,0000
ICP-2-F	2,61	0,39	-0,29	3,31	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	5,02	80,71		14,24	99,98	0,00	0,02	0,0002
ICP-2-DF-G	2,80	0,35	-0,78	7,92	0,00	0,00	0,02	0,00	0,01	1,87	71,81		26,26	99,95	0,00	0,04	0,0004
ICP-2-PR-G	2,72	0,35	-0,09	3,19	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	1,41	80,23		18,26	99,90	0,00	0,10	0,0010
MAXIMO	2,92	0,39	0,41	7,92	0,00	0,00	0,02	0,06	0,13	5,02	87,88		35,48	100,00	0,00	0,68	0,01
MINIMO	2,61	0,27	-0,78	3,09	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	1,05	83,98		11,05	99,32	0,00	0,00	0,00
MEDIA	2,74	0,35	-0,19	4,61	0,00	0,00	0,00	0,01	0,03	1,62	77,50		20,68	99,83	0,00	0,17	0,00
DESVIO PADRÃO	0,10	0,03	0,40	1,93	0,00	0,00	0,00	0,02	0,04	1,38	7,12		7,59	0,25	0,00	0,25	0,00

Tabela 2. Parâmetros estatísticos da distribuição granulométrica da fração areia das amostras no perfil ICP-01

CÓDIGO DA AMOSTRA	PARÂMETROS ESTATÍSTICOS DA DISTRIBUIÇÃO GRANULOMÉTRICA (phi)										FAIXA GRANULOMÉTRICA (%)					RELACÃO FINO/GROSSO	
	DISTRIBUIÇÃO GRANULOMÉTRICA (phi)										FAIXA GRANULOMÉTRICA (%)					RELACÃO FINO/GROSSO	
	DISTRIBUIÇÃO GRANULOMÉTRICA (phi)										FAIXA GRANULOMÉTRICA (%)					RELACÃO FINO/GROSSO	
	DIAMETRO MÉDIO	DESVIO PADRÃO	ASSIMETRIA	CURTÓSE	SEIXOS	GRANULOS	CASCALHO	MUITO GROSSA	GROSSA	MÉDIA	FINA	AREIA	MUITO FINA	TOTAL	ARGILA	PELITICOS	TOTAL
ICP-1-A	2,96	0,28	-0,71	9,78	0,00	0,00	0,00	0,00	0,11	0,09	57,14		42,67	100,00	0,00	0,00	0,0000
ICP-1-B	3,03	0,27	-0,45	2,69	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	42,66		57,28	99,95	0,00	0,05	0,0005
ICP-1-C	3,00	0,27	-0,22	2,65	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,07	49,74		50,14	99,95	0,00	0,05	0,0005
ICP-1-D	2,99	0,26	-0,02	1,66	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	51,11		48,87	99,98	0,00	0,02	0,0002
ICP-1-E	2,95	0,29	-0,80	8,71	0,00	0,00	0,00	0,00	0,10	0,17	58,85		40,66	99,78	0,00	0,22	0,0022
ICP-1-DF-F	3,09	0,26	-1,12	9,80	0,00	0,00	0,00	0,02	0,01	0,02	32,34		67,57	99,95	0,00	0,05	0,0005
ICP-1-PR-G	3,03	0,27	-0,26	2,19	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	44,14		55,72	99,88	0,00	0,12	0,0012
MAXIMO	3,09	0,29	-0,02	9,80	0,00	0,00	0,00	0,02	0,11	0,17	58,85		67,57	100,00	0,00	0,22	0,0022
MINIMO	2,95	0,26	-1,12	1,66	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	32,34		40,66	99,78	0,00	0,00	0,0000
MEDIA	3,01	0,27	-0,48	5,36	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,05	47,99		51,84	99,93	0,00	0,07	0,00
DESVIO PADRÃO	0,05	0,01	0,34	3,56	0,00	0,00	0,00	0,01	0,05	0,05	8,47		8,56	0,07	0,00	0,07	0,00

Tabela 3. Parâmetros estatísticos da distribuição granulométrica da fração areia das amostras no perfil ICA-04

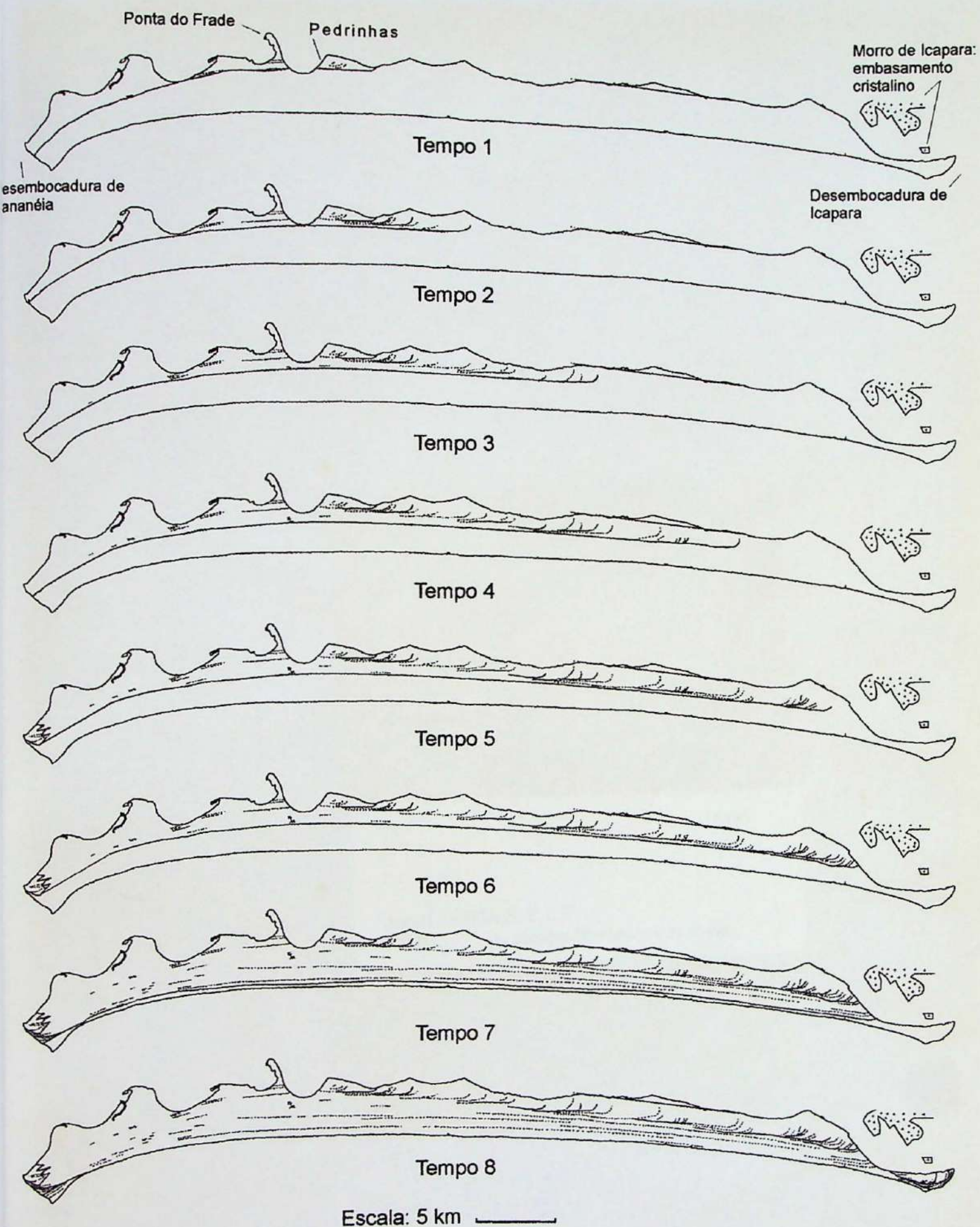
CÓDIGO DA AMOSTRA	PARÂMETROS ESTATÍSTICOS DA DISTRIBUIÇÃO GRANULOMÉTRICA (phi)										FAIXA GRANULOMÉTRICA (%)						RELAÇÃO	
	DIÂMETRO MÉDIO	DESVIO PADRÃO	ASSIMETRIA	CURTOSE	CASCALHO			GROSSA	MUITO GROSSA	AREIA		TOTAL	ARGILA	TOTAL	FINO/GROSSO			
					SEIXOS	GRANULOS	TOTAL			MUITO FINA	FINA							
ICA-4-A	3,00	0,27	-0,32	2,93	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,07	48,60	51,19	99,88	0,00	0,12	0,0012	
ICA-4-B	2,93	0,32	-0,65	6,32	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,03	0,31	57,96	41,37	99,70	0,00	0,30	0,0031	
ICA-4-C	2,94	0,29	-0,28	3,60	0,00	0,00	0,00	0,18	0,00	0,02	0,03	58,15	41,46	99,80	0,00	0,20	0,0020	
ICA-4-D	3,00	0,27	-0,12	1,96	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	49,75	50,16	99,94	0,00	0,06	0,0006	
ICA-4-E	2,90	0,26	0,42	2,58	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	67,65	32,27	99,97	0,00	0,03	0,0003	
ICA-4-F	2,97	0,27	-0,23	4,28	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,05	54,17	45,69	99,93	0,00	0,07	0,0007	
MAXIMO	3,00	0,32	0,42	6,32	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,03	0,31	67,65	51,19	99,97	0,00	0,30	0,0031	
MINIMO	2,90	0,26	-0,65	1,96	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	48,60	32,27	99,70	0,00	0,03	0,0003	
MEDIA	2,96	0,28	-0,19	3,61	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,11	58,05	43,69	99,87	0,00	0,13	0,0013	
DESVIO PADRÃO	0,04	0,02	0,32	1,41	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,10	6,34	6,36	0,10	0,00	0,10	0,00	

Tabela 4. Parâmetros estatísticos da distribuição granulométrica da fração areia das amostras no perfil ICP-05 e nos pontos ICP-4 e ICP-3

CODIGO DA AMOSTRA	PARAMETROS ESTATISTICOS DA DISTRIBUICAO GRANULOMETRICA (phi)										FAIXA GRANULOMETRICA (%)								RELAÇÃO FINO/GROSSO	
	DIAMETRO MEDIO	DESVIO PADRÃO	ASSIMETRIA	CURTOSE	CASCALHO			MUITO GROSSA	GROSSA	MEDIA	AREIA FINA	MUITO FINA	TOTAL	ARGILA	TOTAL	RELATO				
					SEIXOS	GRANULOS	TOTAL													
ICP-DFE-3	2,81	0,37	0,01	4,41	0,00	0,00	0,00	0,02	0,04	0,25	72,69	26,47	99,67	0,00	0,32	0,0032				
ICP-PD-3	2,84	0,29	-0,01	3,07	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,07	73,14	26,77	99,98	0,00	0,02	0,0002				
ICP-DF-3	3,03	0,47	-0,03	2,24	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,09	48,01	50,90	99,01	0,00	1,01	0,0102				
ICP-5-A	2,49	0,45	-0,76	4,38	0,00	0,00	0,00	0,02	0,37	10,98	79,85	8,77	99,99	0,00	0,01	0,0001				
ICP-5-B'	2,81	0,32	0,10	3,94	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,38	75,18	23,62	99,18	0,00	0,82	0,0082				
ICP-5-C	2,73	0,32	-0,02	2,84	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,44	81,64	17,91	99,98	0,00	0,02	0,0002				
ICP-5-D1	2,87	0,28	-0,04	3,84	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,33	69,98	29,63	99,93	0,00	0,00	0,0000				
ICP-5-D2	2,75	0,31	-0,05	3,15	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,37	81,49	18,12	99,98	0,00	0,02	0,0002				
ICP-5-E	2,87	0,32	-0,30	3,43	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,53	65,18	34,24	99,96	0,00	0,04	0,0004				
ICP-4-A	2,84	0,37	-0,70	4,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	2,15	63,39	34,42	99,98	0,00	0,02	0,0002				
ICP-4-B	2,96	0,28	-0,10	2,31	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,05	55,83	44,03	99,91	0,00	0,09	0,0009				
ICP-4-C	2,95	0,29	-0,20	2,66	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,11	56,67	43,18	99,95	0,00	0,05	0,0005				
MAXIMO	3,03	0,47	0,10	4,41	0,00	0,00	0,00	0,02	0,37	10,98	81,64	50,90	100,00	0,00	1,01	0,0102				
MINIMO	2,49	0,28	-0,76	2,24	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,05	48,01	8,77	99,01	0,00	0,00	0,0000				
MEDIA	2,82	0,34	-0,17	3,34	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	1,24	69,60	28,94	99,81	0,00	0,19	0,0019				
DESVIO PADRÃO	0,13	0,06	0,26	0,70	0,00	0,00	0,00	0,01	0,10	2,86	10,63	11,68	0,32	0,00	0,32	0,0033				


Tabela 5: Valores percentuais dos minerais pesados transparentes não micáceos encontrados na assembléia de minerais pesados das amostras analisadas:

Amostra	Turmalina	Epídoto	Zircão	Hornblenda	Cianita	Rutilo	Sillimanita	Granada	Tremolita	Estaurolita	Índice ZTR	%meta Est	%instáveis
ICP-1-A	45,45	30,00	3,64	7,27	4,55	0,91	3,64	0,00	1,82	2,73	50,00	40,91	9,09
ICP-1-B	39,67	33,88	9,92	4,13	1,65	4,13	3,31	0,83	0,00	2,48	53,72	42,15	4,13
ICP-1-C	31,90	38,79	7,76	6,90	3,45	5,17	0,86	0,00	1,72	3,45	44,83	46,55	8,62
ICP-1-D	37,38	25,23	2,80	18,69	0,00	1,87	2,80	1,87	6,54	2,80	42,06	32,71	25,23
ICP-1-E	30,30	31,82	8,33	9,09	6,06	6,82	0,76	0,76	3,03	3,03	45,45	42,42	12,12
ICP-1-DF-F	23,15	34,26	3,70	21,30	5,56	3,70	3,70	1,85	0,00	2,78	30,56	48,15	21,30
ICP-1-PR-G	29,66	41,53	5,93	14,41	3,39	1,69	0,85	0,00	0,00	2,54	37,29	48,31	14,41
ICP-2-A	54,46	13,39	7,14	1,79	4,46	6,25	5,36	1,79	0,00	5,36	67,86	30,36	1,79
ICP-2-B	64,75	9,84	9,84	0,00	6,56	2,46	2,46	0,82	1,64	1,64	77,05	21,31	1,64
ICP-2-C	14,88	11,57	49,59	0,00	3,31	14,88	2,48	0,00	0,00	3,31	79,34	20,66	0,00
ICP-2-D	60,95	20,95	0,95	1,90	4,76	1,90	5,71	0,00	0,00	2,86	63,81	34,29	1,90
ICP-2-E	21,19	10,17	58,47	0,00	3,39	3,39	0,00	0,00	0,85	2,54	83,05	16,10	0,85
ICP-2-F	28,04	14,95	28,97	0,93	5,61	11,21	2,80	1,87	0,00	5,61	68,22	30,84	0,93
ICP-2-DF-F	28,04	14,95	34,58	1,87	3,74	5,61	0,00	2,80	1,87	6,54	68,22	28,04	3,74
ICP-2-H	59,81	15,89	9,35	2,80	4,67	0,93	2,80	0,00	0,00	3,74	70,09	27,10	2,80
ICP-4-A	13,46	46,15	1,92	32,69	0,00	0,96	4,81	0,00	0,00	0,00	16,35	50,96	32,69
ICP-4-B	16,67	46,08	7,84	18,63	0,98	4,90	0,98	1,96	0,00	1,96	29,41	51,96	18,63
ICP-4-C	21,82	41,82	3,64	21,82	2,73	2,73	0,91	1,82	0,91	1,82	28,18	49,09	22,73
ICP-PD-3	35,92	23,94	14,08	2,11	11,97	7,75	1,41	0,70	0,00	2,11	57,75	40,14	2,11
ICP-3-DF	2,80	12,15	77,57	0,00	0,00	5,61	0,93	0,93	0,00	0,00	85,98	14,02	0,00
ICP-DFE-3	13,89	11,11	43,52	1,85	2,78	20,37	0,93	0,93	0,00	4,63	77,78	20,37	1,85
ICP-5-A	40,59	25,74	8,91	6,93	7,92	1,98	4,95	0,00	0,00	2,97	51,49	41,58	6,93
ICP-5-B'	38,68	34,91	8,49	6,60	5,66	1,89	1,89	0,94	0,00	0,94	49,06	44,34	6,60
ICP-5-C	20,19	37,50	26,92	4,81	0,96	7,69	0,96	0,96	0,00	0,00	54,81	40,38	4,81
ICP-5-D1	47,71	27,52	8,26	6,42	4,59	0,92	1,83	0,00	0,92	1,83	56,88	35,78	7,34
ICP-5-D2	26,36	40,00	10,00	8,18	4,55	5,45	0,91	0,91	1,82	1,82	41,82	48,18	10,00
ICP-5-E	30,00	39,09	8,18	11,82	1,82	9,09	0,00	0,00	0,00	0,00	47,27	40,91	11,82
ICA-3-A	18,10	48,28	6,90	21,55	0,00	2,59	0,86	0,00	1,72	0,00	27,59	49,14	23,28
ICA-4-F	21,57	44,12	6,86	11,76	0,98	5,88	5,88	0,98	0,98	0,98	34,31	52,94	12,75
ICA-4-D	54,39	18,42	7,02	1,75	5,26	3,51	6,14	0,00	0,00	3,51	64,91	33,33	1,75
ICA-4-E	26,13	46,85	7,21	13,51	1,80	4,50	0,00	0,00	0,00	0,00	37,84	48,65	13,51
ICA-4-A	10,20	56,12	5,10	23,47	0,00	3,06	1,02	1,02	0,00	0,00	18,37	58,16	23,47
ICA-4-B	15,38	34,19	17,09	7,69	2,56	10,26	4,27	0,85	5,13	2,56	42,74	44,44	12,82
ICA-4-C	20,79	34,65	15,84	13,86	3,96	4,95	0,99	0,99	0,00	3,96	41,58	44,55	13,86



Esquema 1: Modelo de crescimento da ilha Comprida com base em aerofotointerpretação. E indicação de topomínias.

LEGENDA FOTOGEOLÓGICA (E FACIOLOGIA INTERPRETATIVA)

-  Corpos de água
-  Construções antrópicas
-  Alinhamentos de cordões litorâneos sem ou com dunas/paleodunas eólicas)
-  Áreas cobertas por areias esbranquiçadas aparentemente incoesas (margem lagunar, antepraia, dunas paleodunas eólicas)
-  Áreas rebaixadas sem formação ou preservação de cordões litorâneos (margem lagunar/paleolaguna)
-  Áreas recobertas por vegetação densa (barreiras transgressiva [?] e regressiva)
-  Áreas com cobertura vegetal rala ou ausente (barreira regressiva)

MAPA FOTOINTERPRETATIVO ILHA COMPRIDA (SP) - PORÇÃO NORDESTE

ANEXO A MONOGRAFIA DE TRABALHO DE FORMATURA
AUTOR: CARLOS CONFORTI FERREIRA GUEDES
ORIENTADOR: PAULO CÉSAR FONSECA GIANNINI

