

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**MORFODINÂMICA DE DRAAS COSTEIROS E
GERAÇÕES DE DEPÓSITOS EÓLICOS NO
QUATERNÁRIO DA REGIÃO DE
IMBITUBA-LAGUNA, SC**

Caroline Thaís Martinho

Orientador: Prof. Dr. Paulo C. F. Giannini

Co-orientador: Prof. Dr. Patrick A. Hesp

MONOGRAFIA DE TRABALHO DE FORMATURA
(TF-2001/09)

SÃO PAULO
2001

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**MORFODINÂMICA DE DRAAS COSTEIROS E GERAÇÕES DE
DEPÓSITOS EÓLICOS NO QUATERNÁRIO DA REGIÃO DE
IMBITUBA-LAGUNA, SC**

CAROLINE THAÍS MARTINHO



DISCIPLINA 0440500 - TRABALHO DE FORMATURA

BANCA EXAMINADORA

Prof. Dr. Paulo César Fonseca Giannini

Pau G.

Prof. Dr. Joel Barbujani Sígolo

J. Sígolo

Prof. Dr. Paulo Roberto dos Santos

Paulo R. dos Santos

SÃO PAULO
2001

**UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS**

**MORFODINÂMICA DE DRAAS COSTEIROS E GERAÇÕES DE
DEPÓSITOS EÓLICOS NO QUATERNÁRIO DA REGIÃO DE
IMBITUBA-LAGUNA, SC**

Caroline Thaís Martinho



**Orientador: Prof. Dr. Paulo C. F. Giannini
Co-orientador: Prof. Dr. Patrick A. Hesp**

Monografia de Trabalho de Formatura

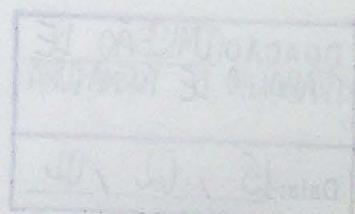
TF-2001/09 -

**SÃO PAULO
- 2001 -**

DEDALUS - Acervo - IGC



30900009757



AGRADECIMENTOS

Em primeiro lugar grataço de agradecer ao Prof. Paulo C. F. Giannini por todo a
atenção e paciência recebidas e por todos os conhecimentos que não foram desconta-
cavados ao longo desses anos de orientação.

*"Água parada apodrece,
tal qual aquele que estaciona no tempo.
Somos viajantes."*

(Antonio Martinho)

Agradeço ao Prof. Antônio G. Andre (Pru) que me deixou monopolizar o computador
Somos cientistas... sempre juntos, sempre em campo, sempre nos momentos
difícis, sempre nos momentos difíceis, valiosos momentos.

*Aos meus pais,
que sempre acreditaram no meu esforço*

AGRADECIMENTOS

Em primeiro lugar gostaria de agradecer ao Prof. Paulo C.F. Giannini por toda a atenção e paciência recebidos e por todos os conhecimentos (que não foram poucos!) adquiridos ao longo destes anos de orientação.

Ao Prof. Patrick Hesp pelo o apoio, hospitalidade, amizade e idéias oferecidos quando eu estava em um país estranho.

Ao Fernando, por todo o amor, carinho e paciência recebidos, e pelos bons momentos juntos.

Ao Leandro e André (Fruta), que me deixaram monopolizar o computador.

E, finalmente, a todos os amigos da geologia, grandes companheiros de campos, baladas e de momentos difíceis, valeu mesmo!

RESUMO	3
ABSTRACT.....	4
1. INTRODUÇÃO.....	5
2. METAS E OBJETIVOS.....	5
3. MÉTODOS	6
3.1. Pesquisa bibliográfica	6
3.2. Fotointerpretação e elaboração de mapas geomorfológicos	6
3.3. Trabalhos de campo	7
3.3.1. Análise de fácies	8
3.3.2. Análise das superfícies de truncamento	8
3.4. Ensaios de laboratório.....	9
3.5. Tratamento dos resultados	10
3.5.1. Resultados analíticos laboratoriais.....	10
3.5.2. Informações de campo.....	11
4. APRESENTAÇÃO E DISCUSSÃO DOS RESULTADOS.....	12
4.1 Morfodinâmica e geomorfologia dos campos de dunas costeiros ativos	12
4.1.1. Síntese bibliográfica.....	12
4.1.1.1. Sobre campos de dunas transgressivos	12
4.1.1.2. Sobre os <i>draas</i> e superfícies de separação	14
4.1.1.3. Sobre sistemas eólicos costeiros quaternários de Santa Catarina.....	16
• Contexto ambiental da costa centro-sul de Santa Catarina.....	16
• Morfodinâmica dos <i>draas</i> costeiros ativos	17
4.1.2. Praias e campos de dunas da Nova Zelândia.....	19
4.1.3. Diferenças na morfodinâmica de campos de dunas ao longo de setores praiais.....	20
4.1.4. Geomorfologia dos campos de dunas estudados	21
4.1.4.1. Campo de dunas de Ibiraquera	21
4.1.4.2. Campo de dunas de Santa Marta	22
4.1.5. Conclusões preliminares	23
4.2. Gerações de depósitos eólicos quaternários.....	24
4.2.1. Síntese bibliográfica.....	25
4.2.1.1. Gerações de depósitos eólicos na costa centro-sul catarinense	25
4.2.1.2. Gerações de dunas na Nova Zelândia	28
4.2.3. Gerações de dunas em Imbituba-Laguna	29

4.2.3.1. Região de Santa Marta.....	29
4.2.3.2. Região da praia de Muita Água.....	30
4.2.3.3. Região de Guaiúba	31
4.2.4. Granulometria.....	31
4.2.4.1. Santa Marta.....	31
4.2.4.2. Muita Água	37
4.2.4.3. Comparações entre Santa Marta e Muita Água	38
4.2.5. Análise morfométrica	39
4.2.6. Densimetria	40
4.2.7. Quantificação de minerais pesados	41
4.2.7.1. Santa Marta.....	42
4.2.7.2. Muita Água	44
4.2.8. Análise petrográfica.....	45
4.2.8.1. Santa Marta.....	45
4.2.8.2. Muita Água	47
4.2.9. Análise ao sistema MEV-EDS.....	48
4.2.10. Modelo de fácies	49
4.2.11. Superfícies de truncamento.....	52
4.2.12. Super-superfícies.....	54
4.2.13. Conclusões parciais.....	54
5. CONCLUSÕES FINAIS.....	56
5.1. Evolução dos sistemas eólicos da região.....	56
5.2. Morfodinâmica do dras costeiros	56
5.3. Relação entre ss gerações eólicas e a morfodinâmica dos drras costeiros	57
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	57

RESUMO

Quatro unidades estratigráficas de areias quaternárias, interpretadas como gerações de depósitos eólicos, são reconhecidas na costa centro-sul de Santa Catarina (gerações 1, 2, 3 e 4). A distinção entre estas unidades é feita através de critérios morfológicos e analíticos. Neste estudo, tentou-se utilizar critérios analíticos para caracterizar a geração a que pertencem as paleodunas empoleiradas no embasamento cristalino pré-Cenozóico do morro de Santa Marta e da praia de Muita Água. Porém, as diferenças entre as unidades eólicas conhecidas, segundo critérios analíticos, mostraram-se muito tênuas e não foram suficientes para permitir a caracterização definitiva das gerações eólicas destas localidades. A elaboração de seção estratigráfica na escarpa de Guaiúba, considerada seção-tipo das quatro unidades, permitiu concluir que a unidade 1 nesse local não necessariamente se refere a depósitos eólicos, devendo incluir fácies lagunares.

A unidade 4, correspondente aos campos de dunas ativos, aparece na área de estudo na forma de duas associações de fácies ou *draas* costeiros distintos. A associação de fácies proximal predomina principalmente a sul do cabo de Santa Marta, estende-se por poucas dezenas de quilômetros ao longo da costa, sem apresentar fácies deflacionares. A associação de fácies distal predomina a norte de Laguna, possui menor extensão e planícies de deflação separando o campo de dunas da praia. Variações em fatores como aporte sedimentar, correntes de deriva litorânea e orientação preferencial do vento em relação à linha de costa controlariam a distribuição geográfica dos dois tipos de *draas*, bem como a distribuição interna de fácies em cada um deles.

ABSTRACT

Four stratigraphic units of quaternary sands, interpreted as generations of eolian deposits, are recognized in the mid-south coast of Santa Catarina (generations 1, 2, 3 and 4). The distinction among these units is made through morphological and analytical criteria. In this study was tried the use of analytical criteria to characterize the generation that belong the perched paleodunes in the crystalline embasement pré-Cenozoic of Santa Marta's hill and of the Muita Água beach. However, the differences among the eolian units known, according to analytical criteria, were shown very tenuous and they were not enough to allow the definitive characterization of the eolian generations of these places. The elaboration of stratigraphic section in the scarp of Guaiúba, considered section-type of the four units, it allowed conclude that the unit 1 in that place no necessarily refers to eolian deposits, should include lagunal facies.

The unit 4, corresponding to the active fields of dunes, appears in the study area in the form of two facies associations or different coastal draas. The association of proximal facies prevails mainly to south of Santa Marta's cable, it extends for few dozens of kilometers along the coast, without presenting deflation facies. The association of distal facies prevails to north of Lagoon, it possesses smaller extension and deflation plains separating the field of dunes of the beach. Variations in factors as sedimentary contribution, currents of coastal drift and preferential orientation of the wind in relation to the coast line would control the geographical distribution of the two draas types, as well as the distribution interns of facies in each one

O estudo da morfodinâmica das dunas das costas de cidades vizinhas, através da análise de diferentes aspectos de estrutura sedimentar, encontrou-se em apagão global (Gutiérrez, 1989; Gutiérrez & Gómez, 1994; Gutiérrez & Gómez, 1995; Gutiérrez, 1995; Gómez, 2001) resultado em tipos de investimento tanto da base como apicado. Na costa de Santa Marta, por exemplo, muitas das dunas encostadas ao lado das dunas encontram-se a poucos metros da Estrada Flávio Tereza Cristina e da Rodovia BR-101, em Roca Grande, o mesmo modo que as fronteiras da maior parte da rede de dunas urbanas do interior da Ilha. O melhor entendimento da relação entre a morfodinâmica desses tipos e suas paisagens que exprimem diferentes gêneros ecológicos pode auxiliar no esclarecimento da questão das gerações de dunas edificadas.

OBJETOS E OBJETIVOS

Enunciando-se como meta o compreensão da morfodinâmica das paisagens ecológicas e caracterização das bases das relações de contato entre os diferentes tipos de diferentes gêneros, com ênfase à identificação das superfícies limitadoras, as quais, no âmbito de um mapeamento morfológico deposicional, refletem (ver

1. INTRODUÇÃO

Estudos prévios na costa centro-sul de Santa Catarina (Giannini, 1993; Giannini & Suguio, 1994; Giannini *et al.*, 1997) têm permitido a distinção de pelo menos quatro unidades de areias eólicas quaternárias, interpretadas como gerações (da mais antiga para mais nova, gerações 1, 2, 3 e 4). Através dos resultados destes estudos, dispõe-se de um conjunto de critérios, analíticos e de campo para a identificação destas gerações. Apesar disso, a diferenciação entre as gerações eólicas quaternárias do centro-sul catarinense permanece duvidosa nos locais em que aspectos de campo considerados diagnósticos não estejam evidentes, e/ou em que não houve ainda caracterização sedimentológica, como é o caso do morro de Santa Marta, município de Laguna (Figura 02). Nas paleodunas situadas sobre a ponta do Catalão, município de Imbituba (Figura 02), a distinção entre as unidades 1 e 2 é igualmente problemática. O interesse particular destas paleodunas reside na sua associação a um depósito rudáceo com 8 m de altura interpretado como praial e atribuído à transgressão de 120 mil anos A.P. (antes do presente) (Martin *et al.*, 1988; Giannini, 1993). A identificação da origem e idade relativa destas areias é uma informação importante para esclarecer as relações entre a gênese das gerações eólicas mais antigas e a transgressão marinha do Pleistoceno superior. A investigação das paleodunas que cavalgam o embasamento destes pontões pode fornecer um quadro mais completo de diferenciação entre as gerações eólicas e assim permitir a compreensão de seu significado quanto a aporte, posição do NRM e paleoclima.

O estudo da morfodinâmica das associações de fácies dos campos de dunas ativos, através da análise de distribuição espacial de estruturas sedimentares, encontra-se em estágio inicial (Giannini, 1993; Giannini & Santos, 1994; Carvalho & Giannini, 1998; Giannini, 1998; Giannini, 2001). Constitui um tema de investigação inédito e de interesse aplicado. Na área de estudo, por exemplo, frentes de avanço secundárias destes *draas* encontram-se a poucos metros da Estrada de Ferro Teresa Cristina e da Rodovia BR-101, em Roça Grande, do mesmo modo que as frentes de avanço principais em relação às áreas urbanas de município de Laguna. O melhor entendimento da relação entre a morfodinâmica destes *draas* e das superfícies que separam diferentes gerações eólicas pode auxiliar no esclarecimento da questão das gerações de dunas eólicas.

2. METAS E OBJETIVOS

Estabeleceu-se como meta a compreensão da estratigrafia das paleodunas eólicas, envolvendo a caracterização detalhada das relações de contato entre os depósitos eólicos de diferentes gerações, com ênfase à arquitetura das superfícies delimitantes, às fácies acima e abaixo e às eventuais morfologias deposicionais reliquias (feições

morfoestratigráficas). Outra meta foi aprimorar os critérios de distinção entre gerações eólicas e relacioná-las a flutuações climáticas e de NRM no Sul do Brasil.

Tendo em vista as metas estabelecidas, foram propostos quatro objetivos principais.

1. Fazer a caracterização textural e mineralógica das gerações eólicas 1, 2 e 3 na parte sul do morro de Santa Marta (município de Laguna) e dos diferentes tipos de sedimentos eólicos de posição estratigráfica incerta encontrados em sua parte norte. Estabelecer as correlações sedimentológicas possíveis entre as amostras analisadas e determinar sua posição estratigráfica.
2. Descrever as estruturas sedimentares e a arquitetura de fácies e de superfícies de separação nos depósitos sedimentares existentes na seção tipo, em Guaiúba (município de Imbituba), e sobre os pontões cristalinos do Catalão, na praia de Muita Água (Imbituba), e do morro de Santa Marta.
3. Analisar, ao longo de setores praiais específicos da mesma região, os fatores que controlam a morfologia, dimensão e espaçamento de dunas de orla costeira em atividade (frontais, barcanóides e transversais).
4. Integrar os resultados dos dois objetivos anteriores, para montar um modelo genético de sucessão de gerações de dunas costeiras na região.

3. MÉTODOS

3.1. Pesquisa bibliográfica

A pesquisa bibliográfica realizada procurou abordar os dois temas do trabalho, o da morfodinâmica de *draas* costeiros e o das gerações de depósitos eólicos na região estudada. A estratégia utilizada para executar a pesquisa foi a de aprofundar primeiramente a base conceitual sobre campos de dunas, *draas* e superfícies de separação eólicas, para passar, em seguida, à pesquisa detalhada de informações sobre a área de estudo, quanto ao contexto ambiental, as associações de fácies encontradas e a questão das gerações de depósitos eólicos.

3.2. Fotointerpretação e elaboração de mapas geomorfológicos

Foram realizados os trabalhos de fotointerpretação a partir de fotografias aéreas das localidades de Ibiraquera, município de Imbituba, e Santa Marta, município de Laguna, em escala 1:25000, obtidas pela Cruzeiro do Sul Serviços Aéreos entre 1979/81. O objetivo foi destacar as principais feições geomorfológicas presentes em cada tipo de associação de fácies, ou *draaa*, destas duas localidades. Os trabalhos de fotointerpretação tiveram como resultado a confecção dos mapas geomorfológicos, que auxiliaram no reconhecimento e

localização em campo de determinadas morfologias visíveis apenas em fotografias aéreas. A digitalização final dos mapas realizou-se através do programa *CorelDraw*.

3.3. Trabalhos de campo

A primeira jornada de campo na área de estudo foi executada previamente ao início do projeto. Os lugares visitados foram o morro de Santa Marta em Laguna e a praia de Muita Água em Imbituba. Nesta primeira jornada foram executadas: descrição preliminar dos afloramentos, amostragem das três unidades de paleodunas e documentação fotográfica.

Durante o estágio na Nova Zelândia, de 15 de fevereiro a 15 de maio de 2001, três trabalhos de campo foram realizados com duração de um dia cada um. Os dois primeiros para a região de Manawatu e o último para Otaki.

Duas jornadas de campo posteriores foram realizadas na costa de Santa Catarina. A primeira com duração de sete dias, em setembro de 2001, e a segunda com duração de 5 dias, em outubro do mesmo ano. As principais localidades visitadas foram:

- No município de Imbituba: depósitos sedimentares de paleodunas sobre pontões cristalinos da praia de Muita Água; depósitos sedimentares de paleodunas e dunas ativas da escarpa de Guaiúba; campos de dunas ativos de Ibiraquera e Vila Nova-Roça Grande.
- No município de Laguna: depósitos sedimentares de paleodunas sobre o morro de Santa Marta; campo de dunas ativo de Santa Marta; praia do Ji.
- No município de Jaguaruna: campo de dunas ativo da praia Grande do Sul.

Nos campos de dunas ativos foram realizadas: descrição de superfícies de truncamento, documentação fotográfica e coleta sistemática, por forma de leito (dunas parabólica, barcanóide e transversal), de medidas de altitude de frente de dunas (sotavento) e estratificações cruzadas expostas na superfície barlavento destas dunas. O intuito desta última atividade foi comparar o padrão de altitudes espaciais de formas de leito eólicas ativas com o padrão de estratificações cruzadas e superfícies de truncamento, e elaborar modelos para explicar o potencial e o mecanismo de preservação destas estratificações e superfícies no registro geológico.

Nos depósitos sedimentares de paleodunas, as atividades realizadas foram: análise de fácies, confecção de seções colunares e croquis de exposição, e obtenção de fotografias.

Os trabalhos de campo na Nova Zelândia foram realizados no distrito de Manawatu, nas praias de Himatangi e Otaki, costa oeste da ilha norte. O objetivo principal foi reconhecer feições deposicionais e erosivas dos campos de dunas parabólicos, dos alinhamentos de cordões litorâneos e dos cordões de dunas frontais, e compará-los posteriormente com as feições encontradas nos campos de dunas de Laguna-Imbituba. Esta comparação teve a intenção de fornecer subsídios para compreender a influência de fatores

como clima, aporte sedimentar e padrão de variação de NRM, na morfologia dos depósitos costeiros.

3.3.1. Análise de fácies

Um dos desafios clássicos no estudo de sistemas deposicionais eólicos é a construção de um modelo de fácies. A aparente monotonia de processos, estruturas e texturas eólicas é tão grande que Fisher (1983) chegou a aventar a possibilidade de tratar os depósitos eólicos como sistemas simples. O problema da abordagem sistêmica dos depósitos eólicos centra-se, portanto, na dificuldade de delimitação entre fácies ou associações de fácies e, por extensão, em que critérios se basear para o reconhecimento destas fácies. Apesar desta dificuldade, realizou-se uma tentativa de análise de fácies para as paleodunas da área. O método da análise de fácies adotado é uma versão da proposta de Anderton (1985). As fases para sua realização podem ser assim enumeradas:

1. Descrição detalhada do afloramento ou feição geomorfológica;
2. Subdivisão do afloramento em fácies descritivas;
3. Compilação das características de cada fácie (modelos descritivos);
4. Dedução dos processos deposicionais de cada fácie (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.

3.3.2. Análise das superfícies de truncamento

A descrição e classificação de superfícies de truncamento foi auxiliada pelas fotografias obtidas em campo. Segundo Sawakuchi (2000) os critérios descritivos que levam à classificação quanto à hierarquia destas superfícies podem ser enumerados da seguinte forma:

1. Definir localização da fácie fotografada.
2. Identificar truncamentos. Dividir o pacote sedimentar em *sets* ou *séries* (conjuntos de estratificações cruzadas concordantes).
3. Descrever a geometria das estratificações dentro de cada série: acanalada, tabular planar, tabular tangencial na base, tabular tangencial na base e no topo (sigmoidal).

4. Descrever a geometria das superfícies de truncamento (planar, acanalada, tangencial etc) e, quando possível, das séries por elas delimitadas (acanalada, cuneiforme, tabular, sigmoidal etc).
5. Verificar as relações de concordância-discordância das superfícies em relação às séries por elas delimitadas. Discordam das séries acima e abaixo? Discordam da série abaixo, mas concordam com a série acima?
6. Verificar rumo de mergulho aparente ou, se possível, verdadeiro, das superfícies de truncamento. Para barlavento ou sotavento?
7. Classificar as superfícies de truncamento quanto à hierarquia.

3.4. Ensaio de laboratório

- **Granulometria:** As amostras, em massas iniciais de cerca de 60 g, foram submetidas a pipetagem em cinco intervalos de $1\varnothing$ entre silte grosso e argila (apenas para sedimentos com teores de pelíticos superiores a aproximadamente 10%), seguida de lavagem dos finos pelíticos, por elutrição, e peneiramento a vibrador mecânico em intervalos de $0,5\varnothing$. Os produtos de peneiramento foram pesados em balança analítica e embalados para arquivo.
- **Densimetria:** Dos produtos de peneiramento correspondentes aos intervalos entre $2\varnothing$ e $4\varnothing$ foi escolhido o intervalo de $1\varnothing$ imediatamente acima (mais fino) da classe modal para ser submetido 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 ser pesadas em balança de precisão. O bromofórmio dissolvido em álcool foi recuperado periodicamente, através do processo de lavagem com água corrente, em fluxo ascendente, no frasco *kitasato*.
- **Separação magnética dos minerais pesados:** Visou à retirada de minerais magnéticos dos concentrados de minerais pesados, com uso de imã portátil.
- **Análise morfométrica:** A partir de uma imagem adquirida de uma lupa com uma câmera acoplada, foram analisados, em Analisador de Imagens Leica QWin, aproximadamente 100 grãos de quartzo de cada amostra, na fração granulométrica equivalente à moda das amostras, com o intuito de estimar o grau de arredondamento dos grãos.
- **Impregnação de amostras para laminação:** Como os sedimentos arenosos estudados se apresentam com baixo grau de cimentação e muito friáveis, a confecção de lâminas delgadas (espessura $30\ \mu\text{m}$) teve que ser antecedida de impregnação com resina plástica. Utilizou-se resina colorida, para permitir a posterior diferenciação entre os poros originais e os poros produzidos pelo processo de laminação. A impregnação foi feita em

impregnador a vácuo Struers Epovac. As amostras foram impregnadas para serem submetida aos procedimentos de corte e laminação.

- **Confecção de lâminas de minerais pesados:** Para a confecção de lâminas de grãos pesados, utilizou-se Bálsamo do Canadá natural como meio de imersão. As frações de minerais pesados previamente separadas são imersas nele e, posteriormente, cobertas pela lamínula.
- **Análises mineralógicas:** As lâminas de grãos pesados foram analisadas ao microscópio petrográfico e suas respectivas assembléias minerais quantificadas, através da contagem ao longo de uma linha reta (*ribbon method* de Galehouse, 1971). Na primeira etapa da contagem são contabilizados minerais opacos, agregados semi-opacos e minerais transparentes, até a totalização dos 100 grãos. Em seguida, prossegue-se com a contagem exclusiva dos minerais transparentes não micáceos até totalizar, no mínimo, 100 grãos.
- **Análise petrográfica das amostras impregnadas:** Lâminas delgadas (30 μm de espessura), impregnadas, foram descritas ao microscópio petrográfico, utilizando-se uma seqüência lógica, com a finalidade de disciplinar o exame da amostra, do geral ao particular e dos aspectos descritivos para os interpretativos. Este estudo além de caracterizar as principais feições deposicionais e diagenéticas da amostra, possibilitou a captação de imagens petrográficas e seleção de amostras a serem detalhadas textural e quimicamente ao sistema MEV-EDS.
- **Análise de microscopia eletrônica de varredura (MEV) com espectrometria de energia dispersiva (EDS):** Compararam-se amostras *in natura* quanto à textura superficial ultramicroscópica dos grãos e quanto ao químismo e micromorfologia do cimento, com o intuito de estabelecer critérios analíticos de microscopia eletrônica para distinção entre as areias eólicas de diversas gerações.

3.5. Tratamento dos resultados

3.5.1. Resultados analíticos laboratoriais

Os resultados das análises laboratoriais de granulometria e densimetria receberam tratamento gráfico-estatístico, onde os balanços de massa foram convertidos em valores de distribuição percentual, para cada amostra.

Os produtos da distribuição granulométrica foram convertidos em valores de parâmetros estatísticos (diâmetro médio, desvio padrão, assimetria e curtose) pelo método analítico dos momentos de Pearson, através do programa *Momento4.123*, de autoria do orientador.

Testes estatísticos simples como média, máximo, mínimo e desvio padrão foram aplicados aos resultados de análise granulométrica, densimétrica e separação magnética na fração pesada, referente a grupos de amostras.

Para os resultados de quantificação de minerais pesados foi utilizado o programa *contpond2000.123*, de autoria do orientador, onde são calculadas as frequências de contagem dos minerais, além de índices de maturidade química (iZTR, iMET, iINS). Os índices de maturidade química são obtidos através da somatória das porcentagens dos minerais. Para os minerais ultraestáveis o iZTR é a somatória de zircão + turmalina + rutilo. Para os minerais metaestáveis (estaurolita, epídoto, cianita, sillimanita, granada) e instáveis (hornblenda) o mesmo cálculo é usado na determinação dos índices iMET e iINS respectivamente.

3.5.2. Informações de campo

Durante as jornadas de campo, foram obtidas fotografias em papel e diapositivos com câmaras de qualidade profissional (Canon EOS-5). Parte das fotografias foi utilizada como ferramenta auxiliar na descrição e delimitação de superfícies de truncamento da técnica de cópia em papel vegetal sobreposto (*overlay*). Esta técnica permite a melhor visualização das estruturas presentes e facilita a análise das relações geométricas de estruturas. Posteriormente, para efeito de apresentação final e manipulação dos resultados obtidos, as estruturas desenhadas no papel vegetal foram digitalizadas, com uso de software *CorelDraw*.

As seções colunares confeccionadas correspondem a exposições de depósitos das unidades supostamente eólicas, situadas na escarpa de Guaiúba. Devido à grande homogeneidade granulométrica destes depósitos, compostos predominantemente por areias finas, a escala granulométrica adotada nas seções não foi a convencional. Utilizou-se uma escala que destaca pequenas variações no teor de grânulos e argila, como critério para separar fácies distintas. As seções foram confeccionadas em campo em papel milimetrado, e posteriormente digitalizadas utilizando o software *CorelDraw*.

Diagramas circulares de rosa-de-freqüências foram utilizados para representar medidas de rumo de mergulho de frentes de duna e de planos de estratificação cruzada. Os diagramas foram obtidos através do emprego do aplicativo *Rose*, do software *Rockware* versão 1995. Este aplicativo calcula uma série de parâmetros estatísticos da distribuição de freqüências, tais como vetor médio e seus respectivos desvio padrão e intervalo de confiança e o fator de consistência (*vector strength*) do azimute médio.

4. APRESENTAÇÃO E DISCUSSÃO DOS RESULTADOS

4.1 Morfodinâmica e geomorfologia dos campos de dunas costeiros ativos

4.1.1. Síntese bibliográfica

4.1.1.1. Sobre campos de dunas transgressivos

Segundo Hesp (1999), campos de dunas transgressivos são depósitos de areia eólica que se desenvolvem ao interior da pós-praia, formados pela migração da areia em direção ao continente, ou ao longo da costa, geralmente sobre um terreno vegetado a semivegetado. O termo “transgressivo” foi adotado por Gardner (1955) para depósitos eólicos de areia que avançavam para o interior, e, portanto, “transgrediam” sobre o continente. Os campos de dunas transgressivos possuem tamanhos variados, desde centenas de metros até vários quilômetros. Podem apresentar um complexo conjunto de dunas e feições geomorfológicas incluindo planícies de deflação, cavas de deflação (*blowouts*), dunas transversais, cadeias barcanóides, dunas parabólicas, áreas de interdunas, *nebkhas*, dunas de precipitação (*precipitation ridges*), lençóis de areia (*sand sheets*), entre outras. Quando ativos, aparecem desvegetados ou parcialmente vegetados. Quando “fósseis”, ou estabilizados, tendem a ocorrer totalmente vegetados.

Os campos de dunas podem ser encontrados em diversos regimes climáticos e de ondas, mas são mais comuns em costas de clima temperado úmido, com aporte de areia abundante, particularmente em praias de alta energia de onda e expostas a fortes ventos *onshore* (Short, 1988a, b, Hesp, 1989; Hesp et al., 1989; Hesp & Thom, 1990; Trenhaile, 1997).

O início de um campo de dunas transgressivo pode decorrer de um novo pulso no aporte de areias de praia, disponíveis para o transporte eólico *onshore*; ou ser o resultado da reativação de dunas frontais estabilizadas preexistentes. No primeiro caso, as dunas produzidas são chamadas primárias, e no segundo caso denominam-se secundárias (Davies 1980 apud Short 1988a). Em qualquer caso, o desencadeamento da formação de campos de dunas pode ser determinado por três variáveis principais, que podem ou não estar relacionadas entre si: mudanças do nível relativo do mar (NRM), aumento do aporte sedimentar e instabilização de dunas frontais (Hesp & Thom 1990).

- **Mudanças no nível relativo do mar (NRM):** Alguns autores defenderam a idéia de que dunas transgressivas seriam formadas, preferencialmente, durante períodos glaciais, quando o nível do mar estava baixo (Ward 1977 apud Pye 1983). Porém, segundo Pye (1983), este modelo ignora a natureza da dinâmica e sedimentação costeira associada a transgressões e regressões marinhas, pois em linhas de costas progradantes os

processos e o aporte eólicos são normalmente suficientes apenas para formar finas camadas de areia eólica sobre cordões litorâneos (*beach ridges*). Em condições de glaciação, a rápida descida do NRM, com regressão forçada, é fortemente desfavorável ao início de campos de dunas transgressivos. Já o desencadeamento de grandes campos de dunas por transgressões pós-glaciais é amplamente aceito na literatura (Pye 1983; Carter 1988; Short 1988a; Roy et al. 1994; Carter & Chance 1997; Hesp & Short 1999; Giannini et al. 2001a,b; Hanson 2001). Com a subida do NRM, há a erosão da linha de costa, e um grande volume de areia é colocado em desequilíbrio na antepraia, com tendência a ser carreado rumo costa afora (Bruun 1962). Em zonas costeiras onde o gradiente da plataforma interna é baixo (menor que 1°), o transporte do estoque em desequilíbrio para a zona de costa afora não é imediato. A areia em desequilíbrio é mantida por certo tempo na zona de antepraia - pós-praia, e, sob regime de ventos adequado, passa a constituir estoque de alimentação de campos de dunas transgressivos (Giannini & Santos 1994; Giannini et al. 2001a e b).

Christiansen & Bowman (1986) e Christiansen et al. (1990) relatam o desenvolvimento de campos de dunas transgressivos na Dinamarca sob condições de NRM em declínio. Segundo estes autores, o abaixamento do NRM favoreceria a disponibilização de areia eólica através de três mecanismos: (1) a exposição de extensas áreas da plataforma à atividade do vento; (2) o abaixamento do nível freático, contribuindo para aumentar a quantidade de areia na zona insaturada; e (3) o abaixamento do nível de base das ondas, o que disponibilizaria novo prisma de areias submersas ao transporte pelas ondas, e, posteriormente, pelo vento. Cabe destacar que os eventos de rebaixamento de NRM e consequente formação de dunas referidos por estes autores possuem duração aproximada de 1000 anos, e situam-se dentro do contexto maior do último período pós-glacial. Assim, não contrariam a idéia de que, numa escala de tempo mais duradoura, a formação de campos de dunas costeiros seja desencadeada pela ascensão do NRM.

- **Aporte sedimentar:** Em regiões que possuem NRM estável, o aporte de areia é um fator importante, não só para o início de campos de dunas transgressivos, mas para a continuidade do seu desenvolvimento. Regiões com aporte volumoso de sedimentos para a costa e com fortes ventos *onshore* têm desenvolvido grandes campos de dunas (Hesp et al. 1989; Roy et al. 1994; Hesp & Short 1999). Os fatores controladores do aporte sedimentar seriam, principalmente, a energia de ondas, e consequentemente, o tipo morfodinâmico de praia (Short 1988a e b; Carter 1990), a largura e o gradiente da plataforma (Short 1988a; Giannini 1993; Dillemburg et al. 2000; Giannini et al. 2001 a, b), a freqüência de tempestades (Christiansen et al. 1990), as correntes de deriva litorânea (Giannini & Santos 1994), a presença de rios (Hesp & Thom 1990), e a própria elevação do NRM (Giannini et al. 2001 a, b).

- **Instabilização de dunas frontais:** A instabilização das dunas frontais conduz à formação de cavas de deflação (*blowouts*). Com isso, a areia que estava protegida pela vegetação é colocada à disposição, e levada pelo vento para o interior (*onshore*), formando campos de dunas transgressivos (Hesp & Thom 1990). Para esta instabilização ocorrer, é necessário que a cobertura vegetal da duna frontal seja reduzida. Os fatores de redução e morte da vegetação podem ser vários, de origem antropogênica ou natural. Os primeiros incluem o impacto de pedestres, animais e veículos automotores (Moreira 1988). Entre os fatores naturais estão: a erosão da linha de costa por marés de tempestades, e posterior remoção da areia pelo vento; a erosão eólica das partes naturalmente menos vegetadas da duna frontal, durante eventos de alta energia; a erosão das dunas vegetadas pela água; o sepultamento e morte da vegetação por areias trazidas por ventos de tempestades; e o aumento da salinidade (Hesp 1983; Carter 1990; Hesp & Thom 1990; Roy et al. 1994; Giannini & Santos 1994; Hesp 2000).

4.1.1.2. Sobre os draas e superfícies de separação

Brookfield (1977) caracteriza um *draa* como uma forma de leito gigante, regularmente espaçada, com geometria e velocidade de migração definidas, coberta por dunas (formas de leito menores). Wilson (1972) utiliza o termo *draa* para dunas superimpostas, compostas ou complexas. O mesmo autor relatou a existência de *draas* transversais, barcanóides e parabólicos, com comprimentos de onda variáveis desde 300 até 5500 m e alturas de 20 a 450 m, dependendo da granulometria da areia. Hesp (1999) reconhece que campos de dunas transgressivos podem chegar a possuir dimensões compatíveis com *draas* continentais. Giannini (1993) considerou os campos de dunas transgressivos do Sul do Brasil como *draas* costeiros.

A migração de dunas e *draas*, e/ou interrupções e mudanças bruscas na deposição eólica, podem resultar em superfícies de descontinuidade física em arenitos eólicos e *draas* de desertos (Brookfield, 1977; Kocurek, 1988). A análise destas superfícies eólicas possibilita caracterizar prováveis mudanças na dinâmica e morfologia dos sistemas deposicionais ao longo do seu período de existência.

Superfícies de truncamento formam-se com a migração das formas de leito eólicas. Seu desenvolvimento é determinado por variáveis como regime de fluxo eólico, suprimento de sedimentos a partir da área fonte, características granulométricas dos sedimentos, topografia e quantidade de água. Brookfield (1977) e Kocurek (1981, 1988) hierarquizaram estas superfícies em três ordens:

- **Superfícies de 1^a ordem:** são extensas, planas e cortam todas as demais hierarquias de superfícies. São produzidas pelo cavalgamento de *draas* e/ou dunas, e equivalem às áreas de deflação interdunares (Figura 01).

- **Superfícies de 2^a ordem:** são superfícies com mergulho suave a moderado, limitando séries de estratos cruzados. São atribuídas à passagem de dunas sobre os draas, ou à migração longitudinal de dunas pela face sotavento do draa (Figura 01).
- **Superfícies de 3^a ordem:** limitam pacotes laminados dentro de co-séries de estratificações cruzadas. Ocorrem devido a flutuações locais na direção e velocidade do vento ou a modificações no padrão de fluxo de ar causado pelas mudanças na configuração das dunas (Figura 01).

As super-superfícies recobrem grandes áreas e estão associadas a períodos de não-acumulação ou de erosão do depósito (Talbot, 1985). A gênese destas superfícies é controlada principalmente pelo comportamento do nível freático e do regime de fluxo eólico. Estas superfícies podem ser classificadas em instabilizadas e estabilizadas (Kocurek & Havholm, 1993), conforme o seu substrato esteja disponível ou não, respectivamente, para o retrabalhamento eólico. Um problema prático é o reconhecimento de super-superfícies no registro geológico. A identificação é especialmente difícil em depósitos de sistemas eólicos úmidos, pois muitas feições que se desenvolvem com a formação das super-superfícies são as mesmas que caracterizam superfícies interdunares.

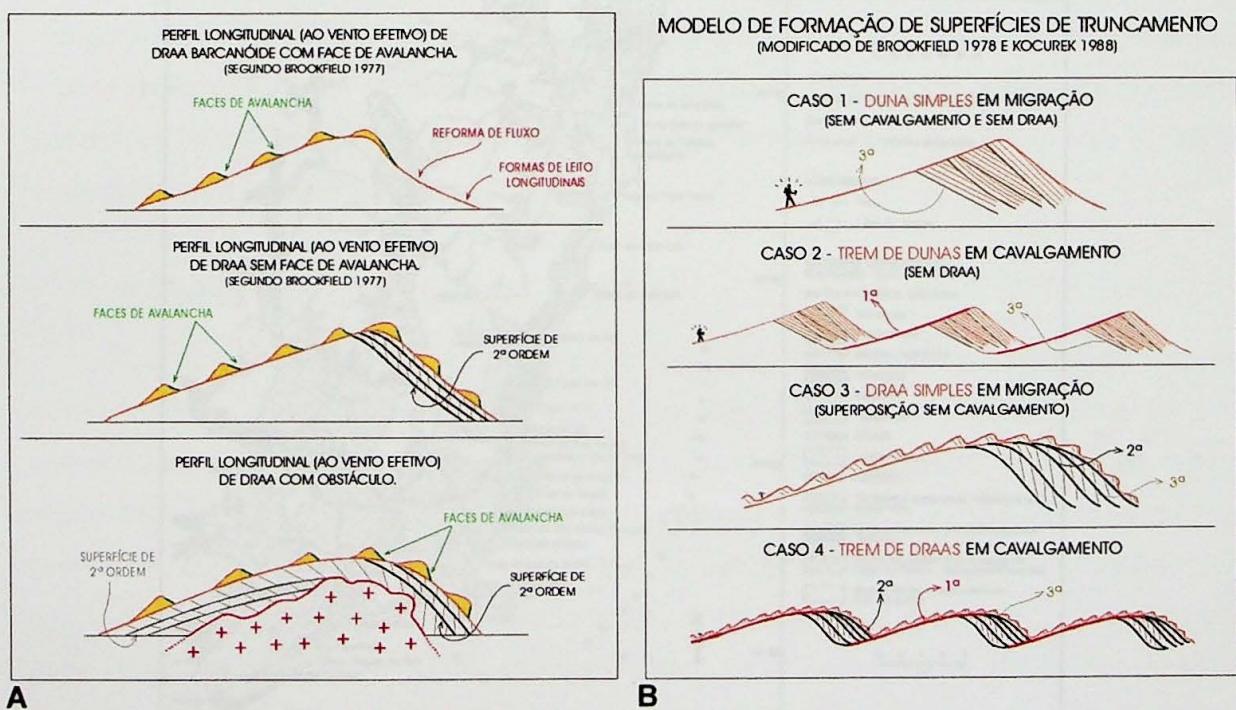


Figura 01 - Modelos idealizados de formação de superfícies de truncamento segundo Carvalho & Giannini (inédito).

- de segunda ordem, baseado em Brookfield (1977);
- de primeira, segunda e terceira ordem, modificado de Brookfield (1977) e Kocurek (1988).

4.1.1.3. Sobre sistemas eólicos costeiros quaternários de Santa Catarina

A região da costa centro-sul de Santa Catarina compreendida entre Jaguaruna e Imbituba (Figura 02) pode ser dividida em quatro sistemas deposicionais quaternários, descritos por Giannini (1993). São eles: o sistema barra-barreira, o sistema planície costeira, o sistema lagunar e o sistema eólico. O sistema barra-barreira ocorre a sul de Laguna, sob a forma de uma faixa ENE com 0,8 a 2,0 km de largura e mais de 20 km de comprimento. Constitui-se por sedimentos arenosos holocênicos que isolam atrás de si um complexo de lagunas intercomunicáveis. O sistema planície costeira, melhor desenvolvido a norte de Laguna, representa-se por pelo menos duas gerações, uma pleistocênica e outra holocênica; distingue-se do sistema barra-barreira pela ausência de sistema lagunar contíguo que a ele se relacione geneticamente. O sistema lagunar holocênico comunica-se com mar aberto através de duas desembocaduras: Camacho, a sul, e Entrada da Barra, a norte. O sistema eólico possui ocorrência generalizada e superpõe-se aos sistemas barra-barreira e planície costeira em maior parte da área. Divide-se em pelo menos quatro gerações ou unidades estratigráficas informais.

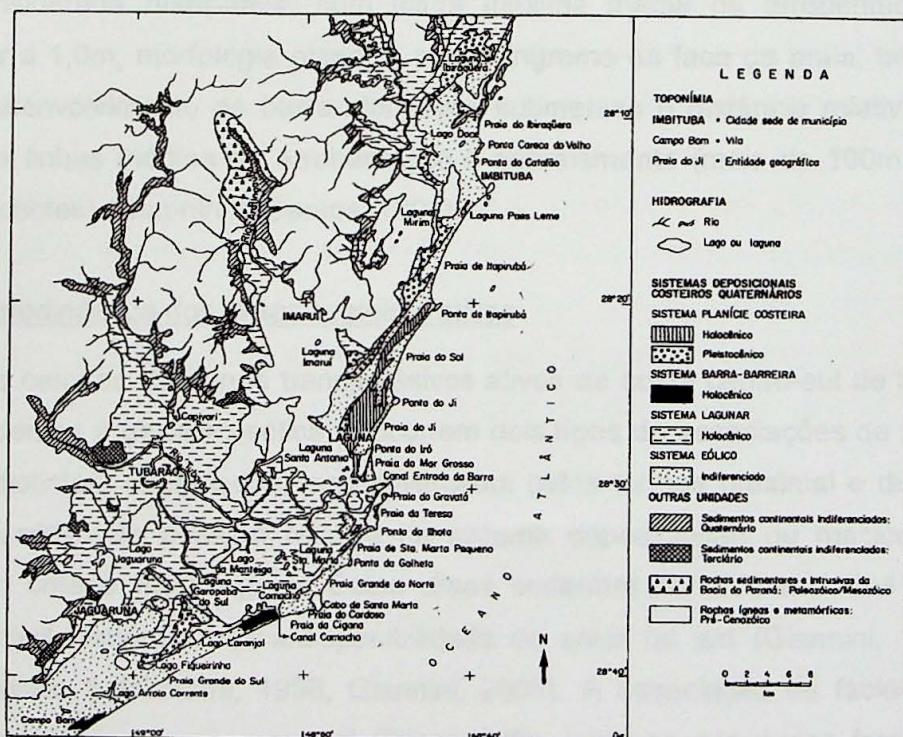


Figura 02- Sistemas deposicionais quaternários da região de Imbituba-Jaguaruna. Baseado em Giannini & Santos (1994).

- Contexto ambiental da costa centro-sul de Santa Catarina
- **Ventos:** Segundo Giannini (1993) os ventos vindos dos quadrantes S-SW são responsáveis por 53% da deriva eólica potencial na área, enquanto os ventos vindos dos

quadrantes N-NE por 41%. Apesar disso, os campos de dunas estudados migram visivelmente para SW, isto é, os ventos de N-NE apresentam maior efetividade de transporte sedimentar. Isto ocorre porque estes ventos coincidem com dias sem chuva, quando aumenta a incoesão e a possibilidade de transporte das areias.

- **Deriva litorânea:** A deriva litorânea longitudinal predominante na maioria dos setores praiais da região é dirigida para NE, conforme deduzido de vários indicadores geomorfológicos e sedimentológicos (Giannini, 1993).
- **Nível relativo do mar (NRM):** A curva de variação do NRM para os últimos 7 mil anos no Estado de Santa Catarina feita por Martin & Suguio (1986) e Martin *et al.* (1988) apresenta três máximos, ocorridos em 5100, 3600, e 2500 anos A.P., com o nível do mar atingindo as cotas de 4,0m, 2,5m e 2,0m acima do nível atual (erro de $\pm 0,5$ m). Porém Angulo *et al.* (1999) deduziram para a região de Laguna-Imbituba, a partir de datações de vermitídeos e de conjunto de paleoindicadores de NRM, um máximo transgressivo ocorrido a 5400 anos A.P., chegando a 2,10m \pm 0,5m acima do nível atual. Após este máximo, haveria uma tendência para o declínio do NRM até os dias atuais.
- **Tipo morfodinâmico das praias:** A morfodinâmica da maioria das praias da região pode ser considerada dissipativa, com altura máxima média de arrebentação das ondas superior a 1,0m, morfologia planar e pouco íngreme da face da praia, berma indefinido, bom desenvolvimento de barra alongadas submersas e distância relativamente grande entre as linhas médias de arrebentação e espraiamento (mais de 100m nas condições prevelecentes) (Giannini & Santos, 1994).

- Morfodinâmica dos *draas* costeiros ativos

Nos campos de dunas transgressivos ativos da costa centro-sul de Santa Catarina, correspondentes à geração eólica 4, ocorrem dois tipos de associações de fácies ou *draas* costeiros distintos, designados respectivamente pelos termos proximal e distal (quanto ao critério descritivo de posição relativa no sistema deposicional) ou maciço e deflacionar (quanto ao critério morfológico). Estes *draas* poderiam ser diferenciados geneticamente quanto à razão energia eólica/disponibilidade de areia ou e/d (Giannini, 1993; Giannini, 1998; Carvalho & Giannini, 1998, Giannini, 2001). A associação de fácies de razão e/d supostamente baixa, mais proximal (Figura 03B), inicia-se por dunas frontais incipientes e/ou instabilizadas (fácies de suprimento), grada ao interior para dunas transversais lineares e barcanóides (fácies de superposição) e termina em frentes parabólicas (fácies de avanço). Supõe-se tratar de *draas* formados pelo espalhamento contínuo de depósitos eólicos, desde as dunas de orla praial até as frentes parabólicas distais. A segunda associação de fácies, distal (Figura 03A), é formada por depósitos eólicos menos contínuos relacionados a razões e/d elevadas. Inicia-se por rastros lineares, dunas parabólicas isoladas e cavas inundadas

(fácies residuais de deflação), passa para cadeias barcanóides (fácies de superposição) e termina por dunas parabólicas alongadas (fácies de avanço). A margem interna de ambas as associações apresenta frentes de avanço secundárias, contidas por vegetação (fácies de contenção).

A primeira associação seria formada pelo espalhamento contínuo de areias sob alta deriva eólica efetiva. As dunas frontais, quando instáveis, de ocorrência restrita e/ou temporária, constituem a fonte imediata de areia para este tipo de associação. Quando estáveis, sob forma de cordões contínuos e perenes favorecidos pela baixa deriva eólica efetiva, são a fácies única desta associação abortada, isto é, não desenvolvida completamente por falta de areia. A segunda associação situa-se sempre a sotavento da primeira, seja esta abortada ou não, dela se separando por uma área deflacionar, onde se encontram suas fácies mais proximais (Giannini 1998, 2001).

O desenvolvimento completo da associação proximal ocorre preferencialmente sobre o sistema deposicional barra-barreira existente a sul do cabo de Santa Marta (Laguna). Esta distribuição geográfica pode estar ligada ao excesso de areia em desequilíbrio na face litorânea e costa afora, favorecido pela redução do gradiente da plataforma interna e/ou pela mudança da orientação da linha de costa a sul de Santa Marta (Giannini 1998, 2001). A associação distal ocorre sobre o sistema de planície costeira, que fica a norte de Laguna, onde o gradiente da plataforma interna é mais alto e a orientação da costa é mais inclinada para norte.

As fácies de contenção e de avanço, presentes em ambas as associações, correlacionam-se às dunas de precipitação (*precipitation ridges*) descritas em Queensland, Austrália, por Hesp & Thom (1990). De acordo com estes autores, este tipo de depósito seria formado pelo empilhamento da areia, nas margens interna e frontal do campo de dunas. A vegetação age como um obstáculo, dificultando o avanço do draa, e aumentando, com isso, a altura das faces de avalanche.

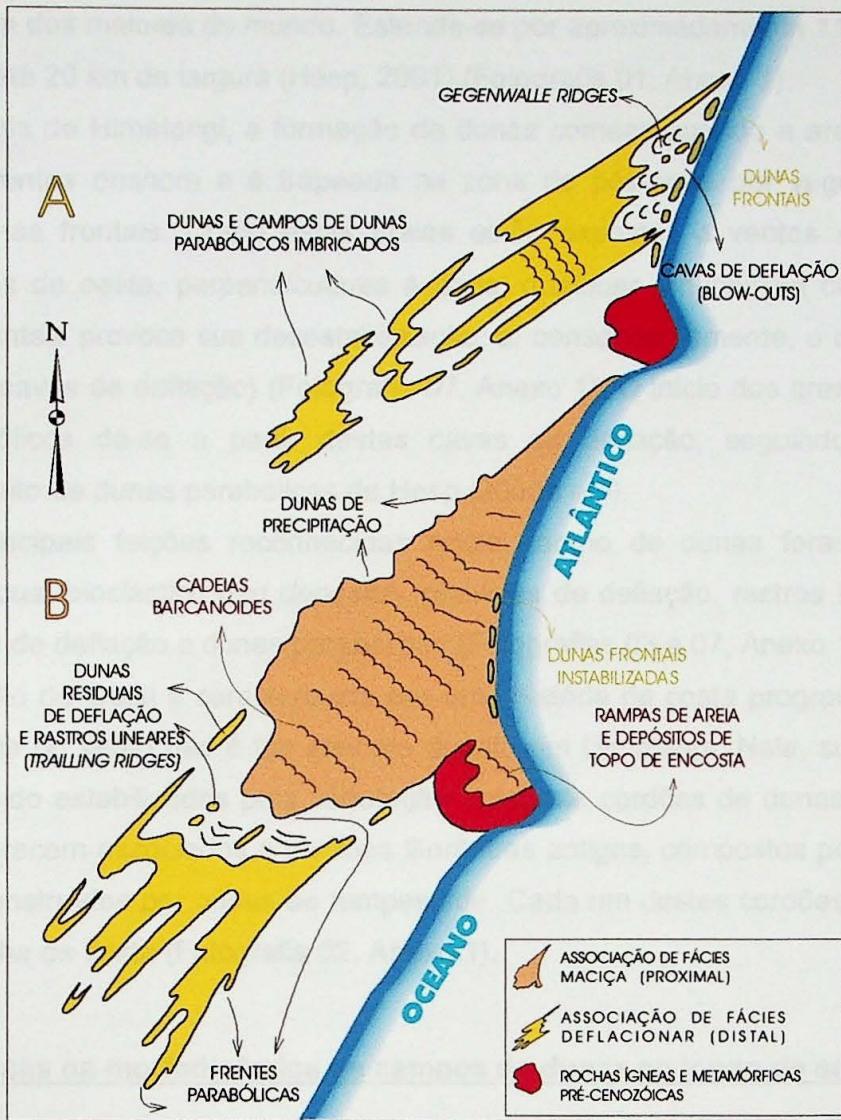


Figura 03- Ilustração esquemática duas associações de fácies encontradas na região. A) Associação de fácies maciça ou proximal. B) Associação de fácies deflacionar ou distal. Modificada de Giannini (2001)

4.1.2. Praias e campos de dunas da Nova Zelândia

As praias desta região caracterizam-se pela grande extensão (cerca de 130 km ininterruptos) e pela orientação aproximada N-S. São compostas por areia fina, com morfodinâmica praial dissipativa, energia moderada de ondas e ventos muito fortes de oeste, perpendiculares à costa. Toda a região sofre um soerguimento tectônico de aproximadamente 2 mm/ano. O NRM permanece aproximadamente estável desde 6500 anos A.P. (Gibb, 1984 *apud* Isla, 1989). Apesar da estabilidade que o NRM apresenta, a praia está desenvolvendo rápida progradação (~1m/ano) devido ao imenso aporte de sedimentos trazidos pelos três rios principais que atravessam a área. As praias são bordejadas por extensos campos de dunas costeiras (Shepard, 2000). Este sistema de dunas costeiras da região de Manawatu compreende o maior campo de dunas da Nova

Zelândia, e um dos maiores do mundo. Estende-se por aproximadamente 115 km de norte a sul, e possui até 20 km de largura (Hesp, 2001) (Fotografia 01, Anexo 1).

Na praia de Himatangi, a formação de dunas começa quando a areia é retirada da praia pelos ventos *onshore* e é trapeada na zona de pós-praia por vegetação pioneira, formando dunas frontais. Como estas praias estão expostas a ventos *onshore* de alta energia vindos de oeste, perpendiculares à praia, qualquer redução na cobertura vegetal das dunas frontais provoca sua desestabilização, e, consequentemente, o desenvolvimento de *blowouts* (cavas de deflação) (Fotografia 07, Anexo 1). O início dos grandes campos de dunas parabólicas dá-se a partir destas cavas de deflação, seguindo o modelo de desenvolvimento de dunas parabólicas de Hesp (2000a e b).

As principais feições reconhecidas neste campo de dunas foram depósitos de cascalho residual bioclástico (*lag deposits*), planícies de deflação, rastros lineares (*trailing ridges*), cavas de deflação e dunas parabólicas (Fotografias 03 a 07, Anexo 1).

A região de Otaki é caracterizada por uma história de costa progradante, em áreas onde a energia do vento não é tão elevada quanto em Himatangi. Nela, sucessivas dunas frontais têm sido estabilizadas pela vegetação formando cordões de dunas. Estes cordões de dunas aparecem associados a cordões litorâneos antigos, compostos por cascalho, que vêm sendo construídos por ondas de tempestade. Cada um destes cordões marca a antiga posição da linha de costa (Fotografia 02, Anexo 1).

4.1.3. Diferenças na morfodinâmica de campos de dunas ao longo de setores praiais

Em Ibiraquera é possível notar no Mapa 2 (Anexo 2) que o campo de dunas teve seu início a partir da ponta norte da praia, e migrou para SW, rumo ao continente. Observa-se também que na mesma ponta norte, há o início de um novo “pulso” de sedimentação que está formando delgados lençóis de areia desvegetados (decímetros de espessura). Em visitas de campo, percebeu-se que as dunas frontais nesta área não são muito bem desenvolvidas devido aos fortes ventos de NE e à grande quantidade de sedimentos que soterra a vegetação. Estas dunas possuem aspecto caótico, correspondente ao estágio 5 da classificação morfológica de dunas frontais de Hesp (1988) (Figura 04). Em direção à praia, logo à frente ocorrem pequenas dunas transversais (aproximadamente 0,5 m de altura) (Fotografia 8, Anexo 1). É visível que este setor da praia possui aporte sedimentar maior que o restante, onde as dunas frontais aparecem estabelecidas e as transversais só ocorrem no interior do campo de dunas.

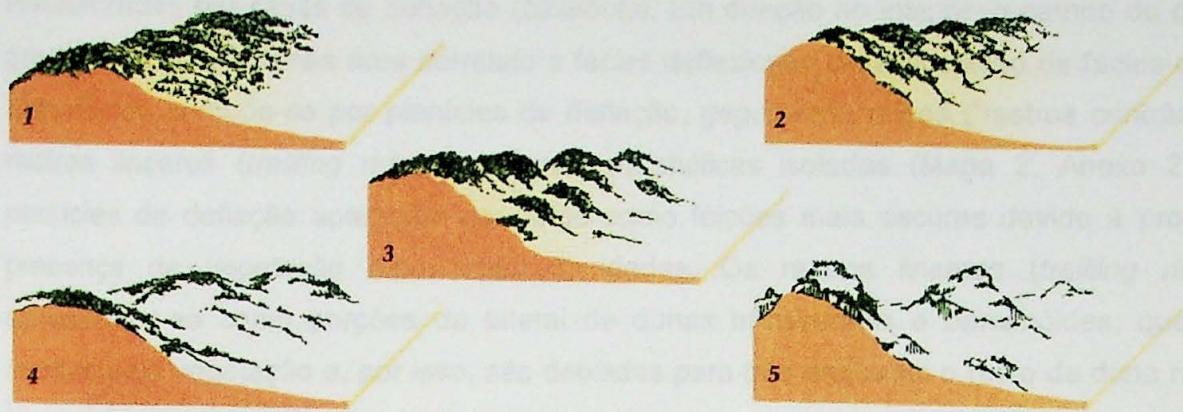


Figura 04- Classificação morfológica de dunas frontais, em estágios (Hesp 1988). Extraído de Hesp (1999)

Outra variação de morfologia de dunas ocorre na praia do Ji (Mapa 1, Anexo 2), em Laguna, como já descrito por Giannini & Santos (1994). Nesta praia ocorre fato semelhante à praia de Ibiraquera. A norte da praia, as dunas frontais aparecem muito mal desenvolvidas (correspondentes ao estágio 5 de Hesp, 1988), e ocorrem dunas transversais e protodunas logo após a pós-praia, na frente das dunas frontais (Fotografia 09, Anexo 1). Rumo a sul, as dunas transversais e protodunas diminuem e desaparecem, restando apenas delgados lençóis de areia, de alguns centímetros de espessura, produzidos por um visível carpete de tração na praia, em frente às dunas frontais, que apresentam estágio aproximado 4-5 (Hesp, 1988). Mais a sul, o carpete de tração e o lençol de areia acabam e as dunas frontais apresentam-se mais estabelecidas (estágio 3 de Hesp, 1988, Figura 04).

A praia do Ji possui aproximadamente 4,2km de extensão, e apresenta concavidade suave. A partir da ponta do Ji, a 1,7km a sul, as dunas transversais e protodunas desaparecem, restando os lençóis de areia produzidos pelo carpete de tração. A 3,2km da ponta do Ji o lençol de areia desaparece. Deste ponto até o final da praia, na ponta do Iró, predominam as dunas frontais. Estes pontos quando observados na foto aérea são inflexões da linha de praia, ou seja, a praia apresenta aí uma tenua mudança na sua direção.

4.1.4. Geomorfologia dos campos de dunas estudados

Através do mapa geomorfológico e de trabalhos de campo reconheceu-se que o campo de dunas de Ibiraquera corresponde à típica associação de fácies distal, enquanto o campo de dunas de Santa Marta enquadra-se na associação de fácies proximal.

4.1.4.1. Campo de dunas de Ibiraquera

Na praia de Ibiraquera, o campo de dunas transgressor ativo possui geometria parabólica e posição oblíqua à linha de costa. Inicia-se por dunas frontais (correspondentes à associação de fácies proximal abortada), que localmente aparecem cortadas e

instabilizadas por cavas de deflação (*blowouts*). Em direção ao interior, o campo de dunas grada para uma extensa área correlata à fácie deflacionar, da associação de fácie distal. Esta fácie compõe-se por planícies de deflação, *gegenwalle ridges* (“rastros contrários”), rastros lineares (*trailling ridges*) e dunas parabólicas isoladas (Mapa 2, Anexo 2). As planícies de deflação aparecem nas fotos como feições mais escuras devido à provável presença de vegetação e/ou áreas inundadas. Os rastros lineares (*trailling ridges*) apresentam-se como porções da lateral de dunas transversais e barcanóides, que são fixadas pela vegetação e, por isso, são deixadas para trás enquanto o resto da duna migra, formando montes retilíneos de areia, vegetados em sua parte externa, e desvegetados e com caráter erosivo na parte interna (Fotografia 10, Anexo 1). Os *gegenwalle ridges* aparecem na planície de deflação como pequenos “montes” de areia (altura aproximada de 1 m) que possuem o formato idêntico ao limite barlavento de cadeias barcanóides e dunas parabólicas. Sua formação, segundo Pye (1982) ocorre quando ventos, de direção oposta aos ventos prevalecentes, retiram a areia da crista principal. Em seguida, a vegetação presente na planície de deflação trapeia esta areia, sob forma de cordões sinuosos. Nas fotografias aéreas pode-se observar que estas feições formam seqüências periódicas, deixando um registro da migração do *draa*, na planície de deflação. As dunas parabólicas foram reconhecidas nas fotografias aéreas pela sua morfologia, com areias desvegetadas na sua frente de avanço principal (lobo deposicional), braços vegetados em sua parte externa e desvegetados na interna, com uma planície de deflação entre os dois braços. Na parte interna do campo de dunas, as fácies deflacionares extinguem-se, dando lugar a cadeias de dunas transversais e barcanóides (Fotografia 12, Anexo 1), que terminam em frentes de avanço secundárias contidas pela vegetação, ou dunas de precipitação (Fotografia 11, Anexo 1). Todo o campo de dunas é bordejado por estas dunas de precipitação (*precipitation ridges*) (Mapa 2, Anexo 2).

Feições pertencentes a antigos campos de dunas transgressivos, agora totalmente vegetados, correlatos à geração 3, foram reconhecidas, sob a forma de dunas de precipitação e planícies de deflação. Não foi possível a determinação da morfologia dos depósitos eólicos mais antigos, presentes próximos a esta praia, devido ao seu adiantado estágio de dissecação e ravinamento.

4.1.4.2. Campo de dunas de Santa Marta

Em Santa Marta, na praia Grande do Norte, apresenta-se apenas a associação de fácie proximal, sem dunas frontais. Inicia-se com dunas transversais e/ou barcanóides (fácie de suprimento) e apresenta diversas áreas interdunares alagadas ou vegetadas (*bush pockets*). O campo de dunas não apresenta fácie deflacionares. Para o interior, aparecem campos de *nebkas* e pequenas dunas de precipitação delimitando o campo de

dunas ativo (Fotografia 13, Anexo1) e dando lugar a areias vegetadas correspondentes à geração eólica 3. Pode-se observar dunas parabólicas ativas desenvolvendo-se sobre estes depósitos de areia vegetados (Mapa 3, Anexo 2). Porém este campo de dunas não aparece restrito somente à praia Grande do Norte: ele se estende rumo a sul até a abertura do canal do Camacho, onde intermitentemente se une ao campo de dunas da praia Grande do Sul.

O campo de dunas da praia Grande do Sul caracteriza-se por ser muito similar ao de Santa Marta, e aparece como o mais extenso campo de dunas da costa de Santa Catarina. Este campo foi visitado em duas etapas de trabalhos de campo, uma em agosto, no inverno, e outra no final de outubro, na primavera. Notou-se visível mudança na morfologia das dunas e interdunas durante o período entre as duas visitas. No inverno, as interdunas estavam secas, as dunas situadas logo após a praia eram transversais e possuíam altura de aproximadamente 10 m. Na primavera, as interdunas estavam inundadas e as mesmas dunas transversais de anteriormente, agora se apresentavam com forma barcanóide, faces de avalanche de ventos reversos (vindos de S) e altura aparentemente menor.

4.1.5. Conclusões preliminares

- Variações tênuas ou bruscas de fatores como aporte, corrente de deriva litorânea, energia de onda e tipo morfodinâmico de praia, vegetação e obliquidade da costa em relação aos ventos principais e nível relativo do mar, podem causar diferenças na morfodinâmica dos campos de dunas ao longo de setores praiais, ou ainda, produzir campos de dunas com padrões morfológicos distintos (exemplo campos de dunas de Manawatu X campos de dunas de Santa Catarina).

- Dois fatores principais podem estar condicionando o desenvolvimento e a variação na morfologia das dunas ao longo das praias de Ibiraquera e do Ji. O primeiro seria a corrente de deriva litorânea, que possui rumo para NNE, e que estocaria sedimentos na extremidade norte destas praias, justificando assim a grande quantidade de sedimentos nesta área e o aparecimento de dunas transversais. O segundo fator seria a concavidade da praia, e a consequente obliquidade do vento em relação à linha de costa, e justificaria o porquê do desaparecimento repentino das dunas transversais a 1,7km e do carpete de tração a 3,2km da ponta norte da praia do Ji.

Na ponta norte da praia do Ji, a linha de costa possui direção paralela ao vento predominante, vindo de NE. Isto faz com que dunas transversais, protodunas e lençóis de areia migrem ao longo da praia, destruindo a vegetação das dunas frontais. Conforme a praia faz a curvatura, o vento torna-se cada vez mais oblíquo à linha de costa. Por este motivo, a areia passa a migrar não ao longo da praia, mas em direção ao continente. Na parte norte, onde a areia migra ao longo da praia, o fluxo é mais veloz, devido à menor rugosidade. A sul, onde o fluxo passa a migrar rumo ao continente, o vento encontra grande

quantidade de obstáculos (rugosidades), como campo de *nebkas* situados atrás da linha de costa. Isto provoca a desaceleração no fluxo, e favorece o estabelecimento da vegetação, causando o desaparecimento das dunas transversais e protodunas. Mais a sul, no segundo ponto de inflexão, o vento fica ainda mais oblíquo à costa, o que faz com que a areia transportada pelo carpete de tração seja trapeada pela vegetação das dunas frontais, provocando o total desaparecimento das protodunas. Como a sul a quantidade de sedimentos é menor, as dunas frontais aparecem estabelecidas.

- Acredita-se que a umidade trazida com a entrada da primavera retenha os sedimento nas interdunas inundadas, tornando-o temporariamente indisponível ao transporte eólico. Isto faz com que a altura e a morfologia das dunas se modifiquem, o que demonstra a influência da sazonalidade climática sobre a morfodinâmica dos campos de dunas.

- Duas hipóteses, que podem ou não estar relacionadas entre si, podem explicar as diferenças entre o campo de dunas de Ibiraquera e o de Santa Marta. A primeira é que o volume de areia em Santa Marta seria maior que em Ibiraquera. Isto explicaria a ausência das dunas frontais e da fácies deflacionar em Santa Marta. A segunda hipótese explica esta diferença levando em consideração a orientação da linha de costa em relação aos ventos vindos de NE prevalecentes. Ao observar-se a Figura 02 ou comparar os Mapas 2 e 3 (Anexo2), nota-se que a praia de Ibiraquera possui direção aproximada N-S, enquanto a praia Grande do Norte possui direção aproximada NE-SW, ou seja, paralela aos ventos. Este fato justificaria o seu caráter proximal e a não ocorrência das dunas frontais, pois as dunas transversais que migram ao longo da linha de costa soterram qualquer duna incipiente que venha se formar.

- A razão pela qual o campo de dunas de Santa Marta é muito mais extenso que o de Ibiraquera pode ser apenas uma questão de alcance ou campo de atuação do vento. No sul de Santa Catarina, onde os primeiros desenvolvem-se, não há nenhum obstáculo (pontão ou morro cristalino, laguna) para contê-lo, por isso ele pode migrar rápida e livremente ao longo da costa enquanto houver aporte e energia de vento suficientes para isso. Já em Ibiraquera, há a presença da laguna Ibiraquera e de morro e pontão de rochas cristalinas a sul da praia (Mapa 2, anexo 2), que impedem seu avanço rápido, restringindo assim seu comprimento. Porém, a mudança de orientação das praias a sul do cabo de Santa Marta (WSW-ENE) pode também ter alguma relação com esta questão.

4.2. Gerações de depósitos eólicos quaternários

A análise estratigráfica de depósitos quaternários tem como característica peculiar, em relação à análise de rochas mais antigas, a escala reduzida de tempo, e, portanto, de volume dos depósitos. Com isso, o emprego da estratigrafia convencional tem-se mostrado

incompatível ou insuficiente para a descrição adequada de sedimentos quaternários. Algumas das dificuldades relacionadas com esta questão, mencionadas por Melo (1995), incluem a descontinuidade lateral dos depósitos, a falta de fósseis e materiais datáveis, a escassez de relações estratigráficas nítidas e a repetição de produtos sedimentares similares produzidos por distintos ciclos sucessivos. Em razão disso, diferentes métodos alternativos têm surgido na geologia do Quaternário.

Entre os métodos alternativos de análise estratigráfica destacam-se o da morfoestratigrafia, o da análise de fácies e sistemas deposicionais, o da aloestratigrafia e o da estratigrafia de seqüências. Cada um destes métodos possui suas peculiaridades operacionais. O conceito de unidade morfoestratigráfica é mais funcional onde as formas de relevo refletem feições deposicionais. Entretanto, a experiência demonstra que uma análise morfoestratigráfica rigorosa, só calcada nas formas de relevo, não tem praticidade. Outros aspectos, como datações, ecologia da cobertura vegetal e distribuição espacial relativa, tornam-se convenientes na definição das unidades. A análise de sistemas deposicionais pressupõe um fatiamento do registro sedimentar segundo superfícies de tempo, nem sempre facilmente delimitáveis. A aloestratigrafia caracteriza-se pela dependência do reconhecimento de descontinuidades físicas. Mesmo que elas possam ser reconhecidas, a probabilidade de pequena extensão ou freqüente interrupção lateral, comum nos paleossolos e superfícies erosivas do Quaternário, dificulta a correlação à distância. Os modelos de estratigrafia de seqüências foram concebidos originalmente para situações em que se dispõe de informações de sub-superfície e sua adaptação ao estudo de afloramentos apresenta algumas dificuldades.

Uma vez que todos os métodos citados possuam vantagens e limitações, o emprego integrado de duas ou mais alternativas pode ser uma solução interessante para a análise estratigráfica do Quaternário. Neste projeto, pretendeu-se aplicar uma abordagem estratigráfica que combinasse critérios de geometria e extensão lateral de superfícies de descontinuidade física, feições morfoecológicas ou morfoestratigráficas e distribuição espacial das características dos depósitos tais como estruturas sedimentares, fácies e propriedades texturais e mineralógicas.

4.2.1. Síntese bibliográfica

4.2.1.1. Gerações de depósitos eólicos na costa centro-sul catarinense

A primeira menção à presença de mais de uma geração de areias eólicas na costa centro-sul catarinense foi feita por Guerra (1950) ao referir-se à presença de *dunas fósseis* e vivas nos arredores de Imbituba. Pimienta (1958) sugeriu a existência de relações diretas

entre a fase atual de ativação de dunas eólicas na região e a tendência de estabilização da linha de costa por ele admitida.

Martin *et al.* (1988) concluíram pela possibilidade de distinguir pelo menos três gerações de dunas costeiras, principalmente ao sul da ilha de Santa Catarina. A primeira geração, das *dunas antigas*, exemplificada pelos depósitos ao interior da praia de Muita Água, em Imbituba, é descrita como areias avermelhadas pedogenizadas e densamente vegetadas. A segunda geração, das *dunas holocénicas inativas*, é composta, segundo eles, por dunas de areias brancas e amareladas, vegetadas, e reativáveis pela ação antrópica. A geração mais recente é relatada como *dunas ativas de areias brancas da faixa mais externa da planície litorânea*. Para as *dunas antigas*, a suposição de idade entre 120 mil e 7 mil anos A.P. (antes do presente) baseou-se na observação de que estas dunas encontram-se em erosão hoje na linha de praia de Muita Água (Imbituba). Segundo os autores, tal situação permite concluir que sua deposição ocorreu quando o nível marinho era muito mais baixo que o atual. Entretanto, tal conclusão baseia-se na premissa de que a erosão destas dunas deu-se exclusivamente por subida de NRM, o que contraria os indícios de que a área de Imbituba sofre erosão devido a uma configuração local da deriva litorânea, independentemente de oscilações de nível marinho (Giannini, 1993). Desse modo, as paleodunas de Muita Água podem ter-se formado até mesmo sob condições de NRM mais alto que o atual.

Giannini (1993) e Giannini & Suguio (1994) reconheceram a existência de pelo menos quatro gerações de depósitos eólicos no trecho Imbituba-Jaguaruna. As relações de idade entre depósitos eólicos estabelecidas por esses autores basearam-se no uso combinado de dois tipos de informações. O primeiro tipo refere-se à descrição de quatro diferentes *unidades de empilhamento estratigráfico informais* em seções verticais naturais, a maioria delas em depósitos sobre elevações do embasamento. O segundo tipo de informação refere-se a variedades *morfológicas* (e eventualmente morfoecológicas) de depósitos eólicos com diferentes graus de dissecação, mapeadas em superfície através de aerofotogeologia com controle de campo. A suposição de quatro gerações é em parte apoiada por resultados sedimentológicos, mineralógicos e texturais.

Na geração 1, mais antiga, predominam areias de aspecto maciço, com cimentação argilo-limonítica intensa e generalizada (Fotografias 14 e 15, Anexo 1). A coloração mais freqüente é o vermelho pardacento. Sob o aspecto textural, é freqüente a presença de grânulos e/ou pequenos seixos dispersos. Seu padrão geomorfológico distingue-se pela dissecação profunda, com ravinhas de drenagens em V, transversais à costa. Esta é a geração mais restrita em área de afloramento, pois tende a ocorrer encoberta em depósitos de topo de encosta (Giannini, 1993; Giannini & Suguio, 1994).

A geração 2 apresenta cimentação pedogenética heterogênea (Fotografias 14 a 19, Anexo 1), a qual pode formar manchas e bandas nodulares irregularmente onduladas

(estruturas de infiltração *sensu* Pye, 1983) ou ressaltar estruturas primárias, como estratificações cruzadas, paleocanais e bioturbações de geometria definida. A cor mais comum é o pardo escuro a amarelo-alaranjado. Sob o aspecto textural, caracteriza-se pela presença freqüente de grânulos e seixos concentrados em paleopavimentos e paleocanais. Seu padrão geomorfológico caracteriza-se pela dissecação fluvial controlada por vales entre braços de dunas parabólicas alongadas segundo a direção aproximada SW-NE (Fotografia 16, Anexo 1) (Giannini, 1993; Giannini & Suguio, 1994).

A geração 3 constitui-se de areias branco-amareladas ou cinza claro incoesas, colonizadas por vegetação, com sinais extensivos de pedogênese incipiente (Fotografia 19 e 27, Anexo 1). Em mapa, aparece sob a forma de rastros lineares residuais a barlavento dos lençóis parabólicos ativos, ou nas ombreiras destes lençóis. Ao exame de aerofotografia, é característica desta geração a imobilidade e a textura clara e manchada, causadas por núcleos de cobertura vegetal, ou o contorno indefinido, decorrido de seu caráter deflacionário (Giannini, 1993; Giannini & Suguio, 1994).

A geração 4 corresponde a dunas ativas, total ou parcialmente desvegetadas, constituídas por areias de coloração esbranquiçada (Fotografias 08 a 13 e 18, Anexo 1). Em fotografias aéreas, pode-se nela reconhecer, com muita facilidade, formas barcanas e barcanóides superpostas (Mapas 2 e 3, Anexo 2). Os lençóis parabólicos e dunas eólicas desta geração cobrem grandes extensões de depósitos holocênicos, chegando a cavalgar alguns pontões cristalinos recobertos por paleodunas, como se pode observar no morro de Santa Marta. Sua mobilidade rumo SW pode ser constatada por aerofotografias de diferentes datas (Giannini, 1993; Giannini & Suguio, 1994).

No modelo evolutivo da área, baseada nos princípios que relacionam variações de NRM e formação de dunas costeiras transgressivas (Giannini, 1993; Giannini & Santos, 1994; Giannini *et al.*, 2001), as gerações eólicas 1 e 2 foram correlacionadas aos máximos transgressivos do Pleistoceno superior e do Holoceno, respectivamente. A geração 3 teria sido formada nos últimos séculos (Giannini, 1993; Giannini *et al.*, 1997), enquanto a geração 4 corresponde às dunas ativas.

Giannini *et al.* (1997) testaram a possibilidade de distinguir, com base apenas em critérios analíticos, amostras das quatro unidades coletadas num mesmo ponto. Esta condição de amostragem, rara na região, só foi encontrada até agora ao longo da escarpa de Guaiúba, proposta por mesmos autores como seção-tipo de ocorrência das quatro gerações eólicas. Nessa escarpa, Giannini *et al.* (1997) observaram que o conjunto de diferenças texturais e mineralógicas permite distinguir analiticamente as quatro gerações, sendo, porém, o contraste entre as unidades 1 e 2 bastante sutil.

As principais tendências de variação granulométrica encontradas, com o decréscimo da idade, foram: queda na concentração de seixos e grânulos; queda dos teores de areia muito grossa e de pelíticos, acompanhada de aumento na quantidade de areia fina; queda

do desvio padrão e da curtose analítica, e aumento da assimetria. O decréscimo na granulometria com o aumento da seleção pode ser atribuído, segundo Giannini & Suguió (1994), ao efeito de afinamento seletivo progressivo, através das sucessivas fases de dissecação e atividade eólica.

Quanto aos resultados estatísticos de mineralogia, os mesmos autores relatam, da geração mais antiga para a mais nova, as seguintes tendências: redução nos teores médios de minerais pesados magnéticos e não magnéticos; queda nas freqüências de contagem percentuais média e máxima de minerais opacos; queda nos valores médios e mínimos de zircão e rutilo; aumento nos valores máximos de estaurolita e médios de epídoto; e aumento na concentração média e máxima de hornblenda, hiperstênio e augita. O índice somatório de minerais pesados ultraestáveis (ZTR) diminui da geração 1 para 4, em seus valores médio e mínimo, enquanto os índices somatórios de minerais metaestáveis e instáveis apresentam o comportamento inverso. Giannini & Suguió (1994) atribuem o aumento de maturidade nas gerações mais antigas à dissolução intraestratal preferencial de minerais instáveis, função direta da idade dos sedimentos. Tendência semelhante tem sido encontrada na comparação de outros tipos de sedimentos costeiros, no Quaternário do Sul-Sudeste do Brasil (Angulo *et al.*, 1996; De Mio & Giannini, 1997; Lessa *et al.*, 2000).

A distinção de gerações de dunas costeiras, com base em critérios geomorfológicos regionais de validade confirmada por dados geocronológicos, é fato muito recente, e ainda assim restrito a algumas áreas costeiras da Austrália (Pye, 1983; Wasson, 1983; Ohmori *et al.* 1987; Short, 1988), Nova Zelândia (Shepard, 2000), Japão (Endo, 1986). As tentativas de distinção de gerações eólicas com apoio em resultados de análise sedimentológica clássica (granulometria, morfometria, mineralogia) começaram a ser mais exploradas na década de 1990 (Giannini & Suguió, 1994; Giannini *et al.* 1997; Barreto, 1997; Barreto *et al.*, 2001).

4.2.1.2. Gerações de dunas na Nova Zelândia

Os campos de dunas da região têm sido formados desde 4000 anos atrás, e desenvolveram-se em três fases distintas. Devido aos fortes ventos que atuam nesta área, quase todas as dunas frontais antigas foram destruídas. Ao longo das três fases, as dunas transgressivas migraram um total de 19 km aproximadamente. A fase mais antiga, chamada Foxton, foi formada entre 4000 a 2000 anos A.P., a fase Motuiti, de 1000 a 500 anos A.P., e a última fase, Waitarere, vem-se formando desde 100 anos atrás até hoje (Shepard 2000) (Figura 05). As dunas das fases mais antigas estão representadas por restos de dunas parabólicas, lobos deposicionais e rastros lineares antigos, todos vegetados e cobertos por pasto ou plantação de pinheiros.

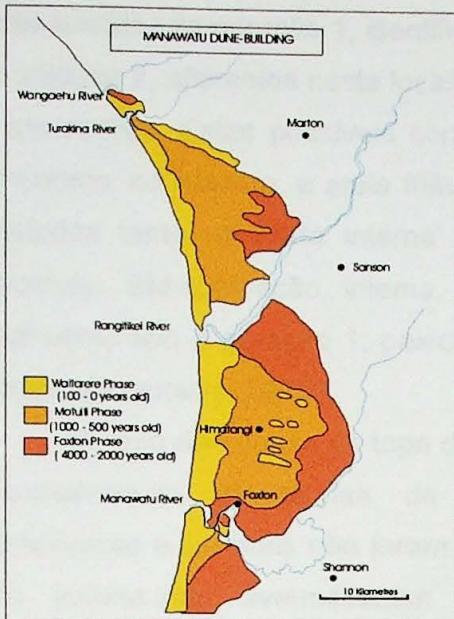


Figura 05- Fases de construção de dunas no distrito de Manawatu, Nova Zelândia. Extraído de Cowre (1963) *apud* Shepard (2000).

4.2.3. Gerações de dunas em Imbituba-Laguna

4.2.3.1. Região de Santa Marta

O cabo de Santa Marta é um elemento muito importante na morfologia do litoral sul brasileiro, pois marca a passagem de costa de orientação WSW, a sul, para NE, a norte (Figura 02). Esta mudança é acompanhada também nas características fisiográficas da plataforma adjacente (Giannini, 1993). O cabo é sustentado por rochas granítóides do embasamento proterozóico, cobertas, em maior parte, por depósitos eólicos quaternários, cuja espessura varia de alguns decímetros a mais de 10 metros. Possui duas elevações importantes. A primeira, de menor altitude, ocupa a sua parte sudeste, onde se localiza o farol de Santa Marta, e onde o embasamento aparece muitas vezes exposto. A segunda elevação, de maior altitude, situa-se na porção norte-nordeste, e apresenta-se mais intensamente encoberta por depósitos eólicos. As amostras coletadas em Santa Marta correspondem a esta segunda elevação. Em ravinas pluviais, no flanco sudeste do morro, aparecem empilhadas areias de paleodunas maciças e avermelhadas sob areias estratificadas, com cimentação heterogênea. Este empilhamento de unidades eólicas foi interpretado como geração 1 sob geração 2, ambas amostradas neste estudo sob os códigos SM-1 e SM-2 (Fotografia 20, Anexo 1).

No flanco noroeste do morro de Santa Marta, podem-se observar escarpas irregulares, onde gerações mais antigas são colmatadas e "abraçadas" por gerações mais novas, gerando assim inversões estratigráficas aparentes em escala de afloramento ou menor. Arenitos pardacentos de aspecto maciço, interpretados como geração 1, aparecem sobre arenitos estratificados mais claros, reconhecidos como geração 2. Amostraram-se

estes arenitos da geração 1, identificados como SM-1A (Fotografia 21, Anexo 1). Nas areias da unidade 2, aflorantes nesta localidade, observa-se a ocorrência local de feições similares a concreções. Estas possíveis concreções são bifásicas, com uma camada mais dura e cimentada, no entorno, e areia friável, no núcleo (Fotografia 22, Anexo 1). Amostras foram coletadas tanto na parte interna como na porção externa destas feições (código das amostras: SM-concreção interna, SM-concreção externa). Ao lado da geração 2, e igualmente sob a geração 1, paleodunas da geração 3 foram reconhecidas e amostradas (código da amostra: SM-3).

No alto das dunas de topo de encosta, na parte noroeste do morro de Santa Marta, encontraram-se paleodunas de gerações duvidosas. Os critérios estratigráficos, morfológicos e texturais não foram suficientes para a identificação exata destas gerações. São paleodunas avermelhadas a amareladas, muito cimentadas, com ou sem estratificações. A principal dúvida refere-se ao fato de que as paleodunas encontradas nas adjacências do cimo do morro, com grau de litificação típico da geração 1, exibem estruturas sedimentares eólicas bem preservadas, como é mais característico da geração 2 (Fotografia 24, Anexo 1). Amostraram-se estas paleodunas afim de caracterizá-las textural e mineralogicamente, para tentar assim, a identificação de suas gerações. Os locais de amostragem (SM-?, SM-1? e SM-2?) na parte sudoeste do morro encontram-se ilustrados nas Fotografias 23 e 24, Anexo1.

4.2.3.2. Região da praia de Muita Água

Entre a ponta do Catalão e a ponta da Careca do Velho, localiza-se a praia de Muita Água, em Imbituba (Figura 02). Nos arredores de Muita Água, paleodunas das unidades 1 e 2 afloram muito próximas à costa. Estas paleodunas aparecem na forma de escarpas costeiras, e sofrem erosão marinha atual, por ondas de maior energia. Profunda dissecação por processos pluvio-fluviais forma ravinas nestas escarpas (Fotografia 25, Anexo 1). Nas escarpas arenosas entre as pontas do Cravo e do Catalão, a sul da praia de Muita Água, aparece uma pequena praia (com algumas dezenas de metros de extensão) constituída somente por cascalho. A cerca de 20 metros da linha de praia atual, um nível de cascalho de 8 metros de altitude, de relevo suavemente inclinado para o mar, ocorre depositado sobre uma laje de granito (Fotografia 26, Anexo 1). O nível de cascalho aparece, portanto, associado a uma quebra de relevo na escarpa. Observam-se paleodunas eólicas acima deste nível, e há dúvidas sobre a qual geração eólica pertenceriam estas areias. Abaixo do cascalho, foi encontrada camada de areia que pode ter origem marinha ou eólica.

Foram coletadas amostras da matriz do nível de cascalho, assim como as areias presentes abaixo e cerca de 4,5m acima deste nível (código MA-matriz, MA-abaixo, MA-acima respectivamente).

4.2.3.3. Região de Guaiúba

Guaiúba é uma vila localizada 4 km a SW da cidade de Imbituba, onde se encontra uma escarpa esculpida sobre depósitos das unidades 1 e 2, recoberta em parte por areias das unidades 3 e 4, selecionada por Giannini et al. (1997) como seção-tipo destas quatro unidades. A escarpa de Guaiúba, com altura de até mais de 9m (13 de altitude), secciona um terraço com relevo aplainado e inclinado para o mar, ancorado no flanco sudeste de um morro testemunho do embasamento cristalino (morro de Guaiúba) (Fotografias 19 e 27, Anexo 1). Este terraço é formado por areias finas, bem selecionadas e pedogenizadas e atinge altitudes muito superiores as máximos NRM da costa sul-brasileira admitidos para o Pleistoceno Superior (8 ± 2 m) e o Holoceno ($3,5 \pm 1$ m). Por estas características texturais, altimétricas e morfológicas, é admitido como uma antiga rampa eólica (Giannini, 1993). Pelas características exibidas na frente da escarpa, pode ser atribuído a uma construção, hoje dissecada, das gerações 1 e 2. A escarpa de Guaiúba coincide, de modo aproximado, com a margem interna do campo de dunas de Vila Nova-Roça Grande, marcada pela presença de dunas de precipitação da geração 3 (Giannini et al. 1997).

Durante etapa de campo foram confeccionadas cinco seções colunares ao longo da escarpa. A confecção destas seções visou à definição de um arcabouço estratigráfico dos depósitos eólicos em questão. As seções foram correlacionadas a partir de superfícies de descontinuidade física e fácies sedimentares (Anexo 4).

4.2.4. Granulometria

Os resultados dos parâmetros estatísticos da distribuição areia podem ser considerados mais importantes e interessantes que os da distribuição total, do ponto de vista da interpretação de processos, uma vez que as amostras coletadas são de paleodunas ou paleopraias, onde a fração areia é o componente deposicional predominante. A areia perfaz em média 92,79% dos sedimentos das amostras de Santa Marta e 88,91% dos sedimentos das amostras de Muita Água. Desse modo pode-se considerar, como premissa de trabalho, que toda a fração pelítica presente nas amostras estudadas é de caráter pós-deposicional (eodiagenético/ pedogenético). Por outro lado, os resultados da distribuição total são fornecedores potenciais de critérios eficientes de distinção entre as unidades, uma vez aceito que o teor de pelíticos tenda a aumentar com a idade.

4.2.4.1. Santa Marta

As amostras de Santa Marta apresentam, para distribuição total (areia + pelíticos), diâmetro médio de $3,18 \text{ Ø}$, em média, correspondendo à fração areia muito fina. A moda

destas amostras aparece na fração areia fina ($2\text{-}3 \varnothing$), a qual perfaz, em média, 66,08% da massa nas amostras estudadas (Tabela 1, Anexo 3). Já o diâmetro médio da distribuição areia, sem a influência dos pelíticos, ocorre na fração areia fina, $2,76 \varnothing$ em média, coincidindo aí com o intervalo modal.

Comparando-se os diâmetros médios das três unidades amostradas pode-se observar, através dos gráficos 1 e 2, que quando a distribuição total é levada em conta, a unidade 1 possui granulometria mais fina que as unidades 2 e 3. Mas quando se considera somente a distribuição areia, a granulometria da unidade 1 apresenta-se mais grossa que as unidades 2 e 3. Isto decorre do fato de que a unidade 1 possui maior quantidade de pelíticos e de areia grossa que as demais gerações. Esta conclusão é evidenciada pelas tabelas 1 e 2 (Anexo 3), onde SM-1 aparece com porcentagem de areia grossa e média, argila e pelíticos bastante superior às demais amostras.

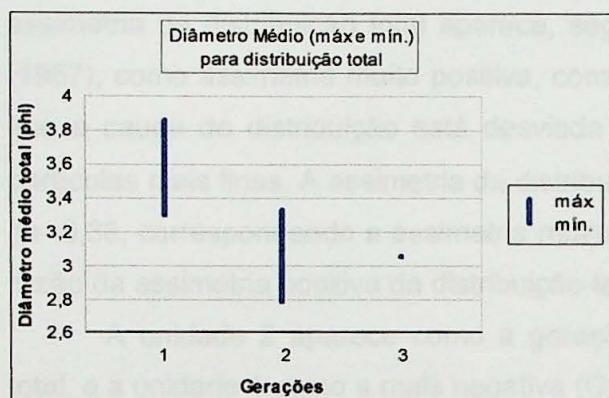


Gráfico 1: Diâmetro médio das unidades eólicas para distribuição total

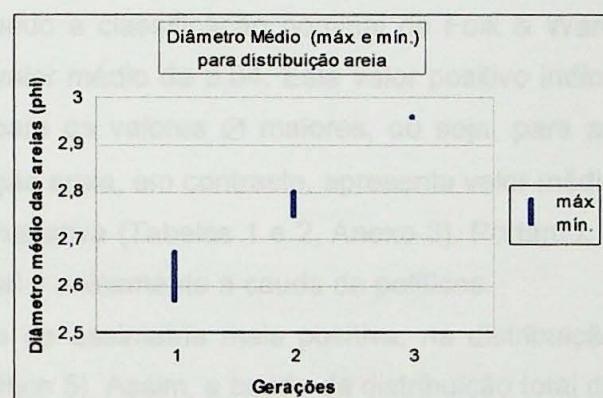


Gráfico 2: Diâmetro médio das unidades eólicas para distribuição areia

O desvio padrão das amostras, quando o material pelítico é considerado, aparece com valores relativamente elevados (Tabela 1, Anexo 3). Permite, portanto, classificar as amostras, em sua distribuição total, como pobemente selecionadas, segundo a classificação nominal de Folk & Ward (1957), com valor médio de 1,38. Já para a distribuição areia (Tabela 2, Anexo 3), o desvio padrão diminui para um valor médio de 0,38, caracterizando as amostras de areia como bem selecionadas, segundo a classificação nominal de Folk & Ward (1957).

Observando os gráficos 3 e 4, percebe-se que a unidade 1 possui desvio padrão maior que as unidades 2 e 3, tanto no gráfico da distribuição total como no da distribuição areia. Isto reflete o fato de que a unidade 1 é pior selecionada que as outras devido à maior quantidade de pelíticos e areia grossa. As areias da unidade 3, em contraste, são melhor selecionadas.

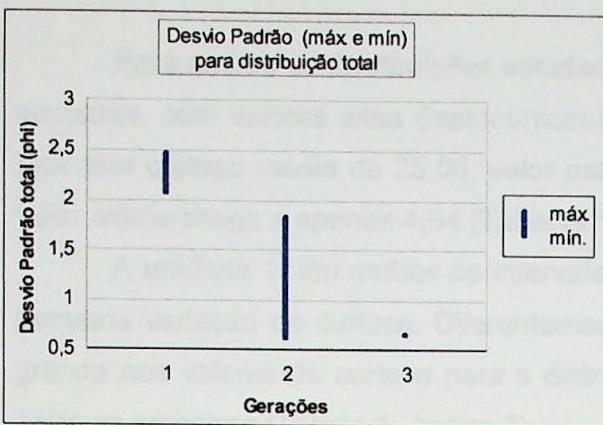


Gráfico 3: Desvio padrão das unidades eólicas para a distribuição total

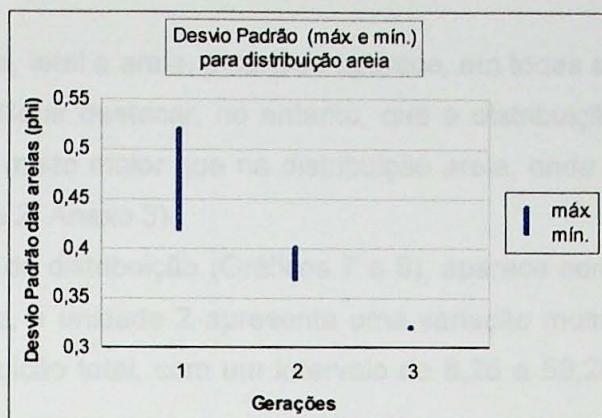


Gráfico 4: Desvio padrão das unidades eólicas para distribuição areia

Apesar dos valores de assimetria terem sido calculados pelo método dos momentos, e não pelo método gráfico de Folk & Ward, a utilização da classificação nominal de Folk & Ward (1957) pareceu conveniente para a descrição do grau de assimetria dos sedimentos. A assimetria da distribuição total aparece, segundo a classificação nominal de Folk & Ward (1957), como assimetria muito positiva, com valor médio de 3,84. Este valor positivo indica que a cauda da distribuição está desviada para os valores \varnothing maiores, ou seja, para as partículas mais finas. A assimetria da distribuição areia, em contraste, apresenta valor médio de -0,38, correspondendo a assimetria muito negativa (Tabelas 1 e 2, Anexo 3). Portanto, a razão da assimetria positiva da distribuição total é unicamente a cauda de pelíticos.

A unidade 2 aparece como a geração de assimetria mais positiva, na distribuição total, e a unidade 1 como a mais negativa (Gráfico 5). Assim, a cauda da distribuição total da unidade 2 é maior para o lado da granulometria mais fina, em comparação com a unidade 1. Na distribuição areia, a assimetria é crescente, da unidade 1 para a 3, começando com uma assimetria muito negativa na unidade 1, e chegando a padrão aproximadamente simétrico na unidade 3 (Gráfico 6). É importante destacar que na Tabela 2 (Anexo 3), a amostra SM-3 é a única com assimetria positiva. A cauda da distribuição areia que estava deslocada para a granulometria mais grossa, na unidade 1, diminui nas unidades mais novas, até chegar-se à simetria na unidade 3.

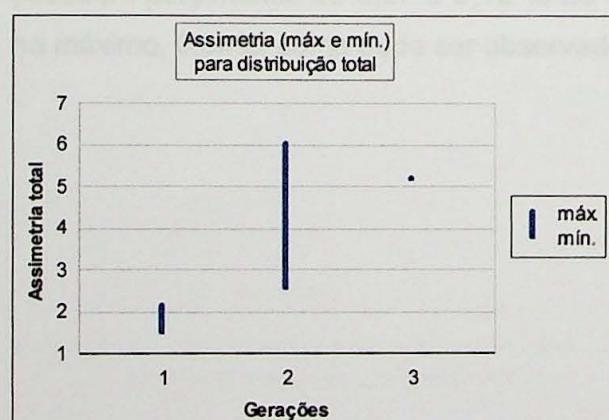


Gráfico 5: Assimetria das unidades eólicas para distribuição total

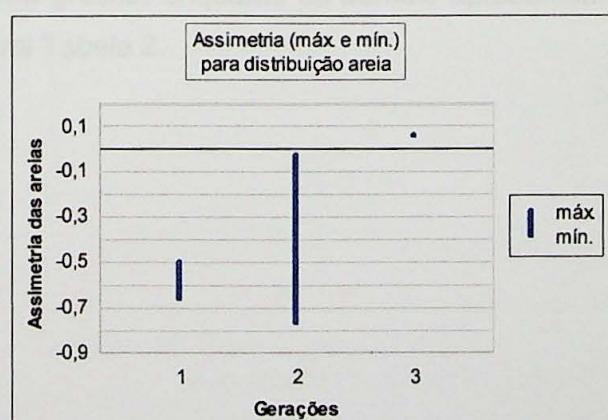


Gráfico 6: Assimetria das unidades eólicas para distribuição areia

Para ambas as distribuições estudadas, total e areia, a curtose aparece, em todas as amostras, com valores altos (leptocúrticos). Cabe destacar, no entanto, que a distribuição total tem curtose média de 25,06, valor este muito maior que na distribuição areia, onde o valor médio chega a apenas 4,94 (Tabelas 1 e 2, Anexo 3).

A unidade 1, em ambos os intervalos de distribuição (Gráficos 7 e 8), aparece com pequena variação de curtose. Diferentemente, a unidade 2 apresenta uma variação muito grande nos valores de curtose para a distribuição total, com um intervalo de 8,25 a 59,29 entre as amostras (Tabela 1, Anexo 3).

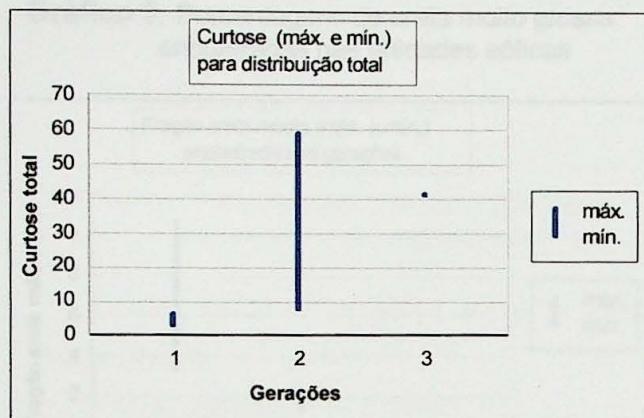


Gráfico 7: Curtose das unidades eólicas para distribuição total

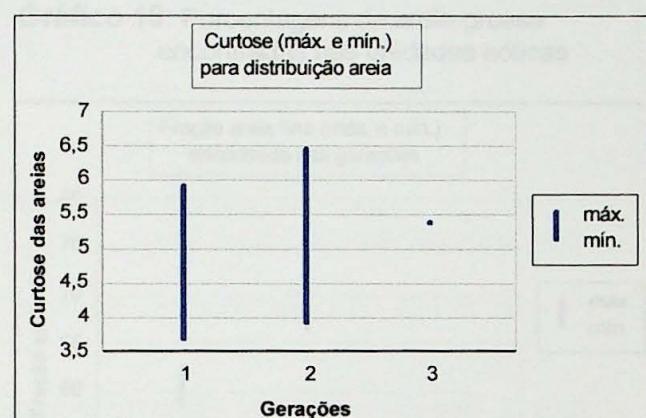


Gráfico 8: Curtose das unidades eólicas para distribuição areia

Como pode ser observado nos gráficos 9, 10 e 11, e na Tabela 2 (Anexo 3), a unidade 1 possui percentual de areia muito grossa, areia grossa e areia média, muito superior ao de outras unidades. Já a unidade 3 e as amostra das gerações duvidosas, encontradas no topo do flanco noroeste do morro de Santa Marta, apresentam, em relação às outras amostras, porcentagens muito baixas para estas três frações (Tabela 2, Anexo 3).

O que chama a atenção é o fato das duas amostras pertencentes ao flanco sudeste do morro de Santa Marta (SM-1 e SM-2) apresentarem quantidades destoantes da fração grossa, em relação às amostras coletadas em outras partes do morro. Estas amostras possuem percentuais de 0,27 e 0,12 % de areia grossa, enquanto as demais apresentam, no máximo, 0,08%, como pode ser observado na Tabela 2.

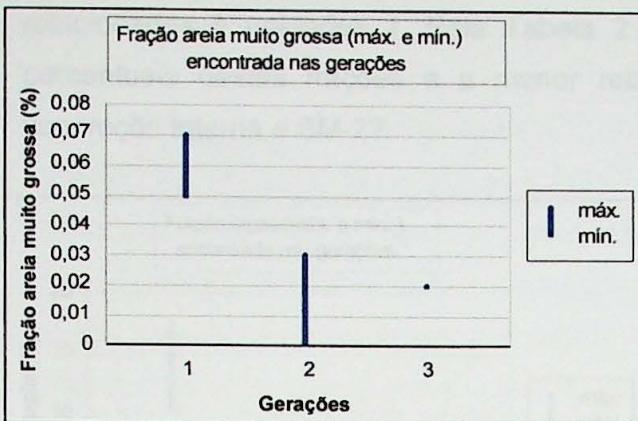


Gráfico 9: Porcentagens de areia muito grossa encontradas nas unidades eólicas

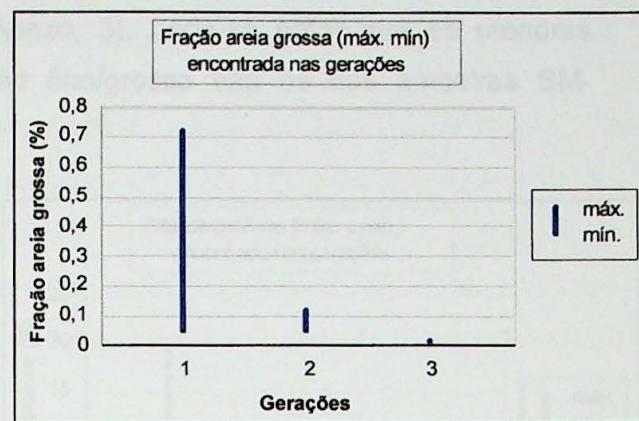


Gráfico 10: Porcentagens de areia grossa encontradas nas unidades eólicas

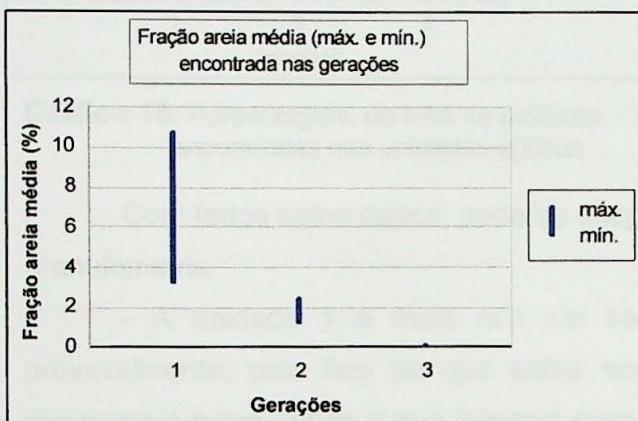


Gráfico 11: Porcentagens de areia média encontradas nas unidades eólicas

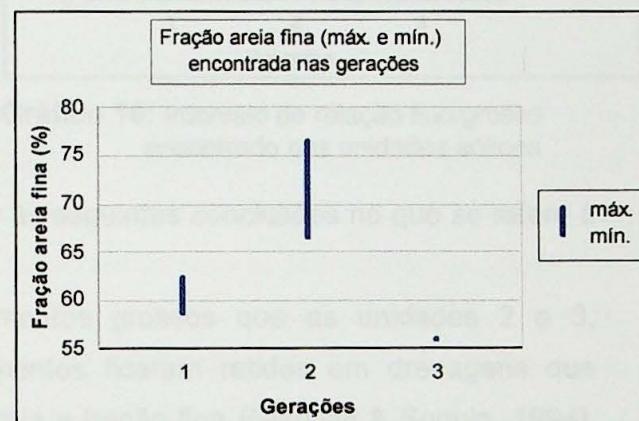


Gráfico 12: Porcentagens de areia fina encontradas na unidades eólicas

Quanto às frações areia fina e muito fina, a unidade 1 apresenta as porcentagens mais baixas (Gráficos 12 e 13). A unidade 2 é a mais rica em areia fina, chegando a 76,51% da fração. A unidade 3 e a amostra de geração duvidosa SM-1? possuem as maiores porcentagens da fração areia muito fina, como pode ser observado na Tabela 2.

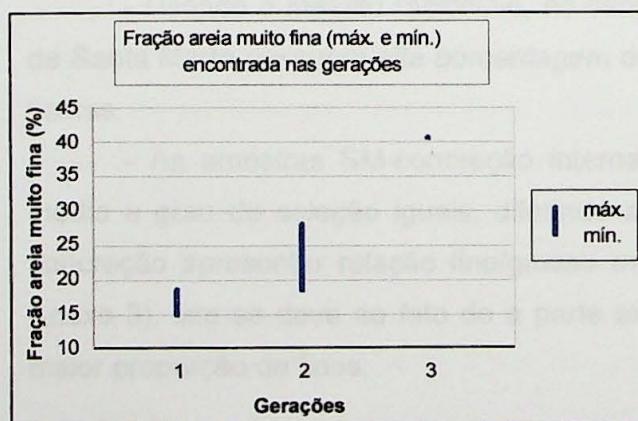


Gráfico 13: Porcentagens de areia muito fina encontradas nas unidades eólicas

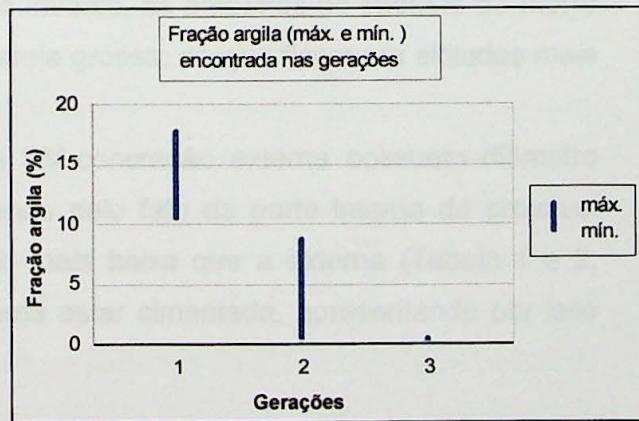


Gráfico 14: Porcentagens de argila encontradas nas unidades eólicas

Os gráficos da fração argila (Gráfico 14), do total de pelíticos (Gráfico 15) e da relação fino/grosso (Gráfico 16) são muito semelhantes, e apresentam seus maiores valores

relacionados à unidades 1. Pela Tabela 2 (Anexo, 3), pode-se notar que os menores percentuais destas frações e a menor relação fino/grosso são os das amostras SM-concreção interna e SM-2?

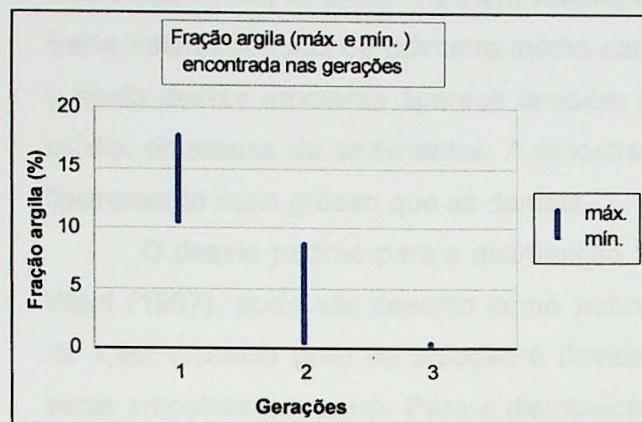


Gráfico 15: Porcentagens do total de pelíticos encontradas nas unidades eólicas

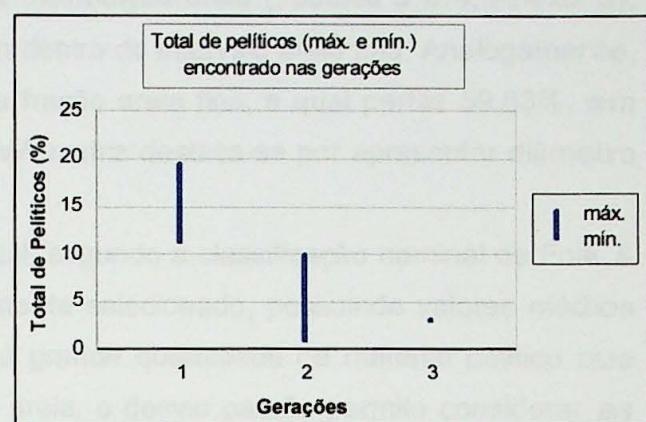


Gráfico 16: Intervalo da relação fino/grosso encontrado nas unidades eólicas

Com todos estes dados, pode-se chegar às seguintes conclusões no que se refere à granulometria:

- A unidade 1 é mais rica em sedimentos grossos que as unidades 2 e 3, provavelmente, pelo fato de que estes sedimentos ficaram retidos em drenagens que dissecaram estas dunas e que levaram para praia a fração fina (Giannini & Suguio, 1994). Esta fração fina transportada teria servido de fonte para as gerações mais novas. A unidade 1 é também mais rica em sedimentos pelíticos por ser mais antiga, e, portanto, ter sido submetida, por maior tempo, aos agentes pedogenéticos/diagenéticos.
- As amostras duvidosas do flanco noroeste do morro de Santa Marta (SM-1?, SM-2? e SM-?) possuem granulometria mais fina e melhor seleção, pelo fato de estarem no topo do morro, o qual dificilmente poderia ser alcançado pelas partículas grandes.
- Usando o mesmo raciocínio, no sentido inverso, as amostras do sudeste do morro de Santa Marta possuem alta porcentagem de areia grossa, porque ficam em altitudes mais baixas.
- As amostras SM-concreção interna e SM-concreção externa possuem diâmetro médio e grau de seleção iguais, diferindo apenas pelo fato da parte interna da provável concreção apresentar relação fino/grosso muito mais baixa que a externa (Tabela 1 e 2, Anexo 3). Isto se deve ao fato de a parte externa estar cimentada, apresentando por isso maior proporção de finos.

4.2.4.2. Muita Água

As amostras de Muita Água apresentam diâmetro médio de $2,86 \varnothing$, em média, na distribuição total, e de $2,41 \varnothing$, em média, na distribuição areia (Tabelas 3 e 4, Anexo 3). Estes valores médios de diâmetro médio caem dentro do intervalo areia fina. Analogamente, a moda destas amostras aparece também na fração areia fina, a qual perfaz 59,83%, em média, de massa de sedimentos. A amostra MA-matriz destaca-se por apresentar diâmetro ligeiramente mais grosso que as demais.

O desvio padrão para a distribuição total, segundo a classificação nominal de Folk & Ward (1957), pode ser descrito como pobemente selecionado, possuindo valores médios de 1,60. O baixo grau de seleção é devido à grande quantidade de material pelítico que estas amostras possuem. Para a distribuição areia, o desvio padrão permite considerar as amostras como moderadamente selecionadas, pois apresentam valores de 0,73 em média (Tabelas 3 e 4, Anexo 3). As areias de Muita Água não aparecem muito bem selecionadas por apresentarem altas porcentagens de grânulos, areia muito grossa e areia grossa. A amostra MA-matriz novamente diferencia-se das outras amostras. Na distribuição total ela apresenta desvio padrão inferior, atribuível a menor quantidade de pelíticos. Na distribuição areia apresenta-se pior selecionada, pois sua quantidade de grânulos, areia muito grossa e areia grossa é maior que as de demais amostras (Tabelas 3 e 4, Anexo 3).

A distribuição total apresenta assimetrias muito positivas, segundo a classificação nominal de Folk & Ward (1957), com valor médio de 1,98 (Tabela 3). Isto reflete o desvio da cauda da distribuição para o lado dos valores \varnothing maiores, ou seja, para as partículas mais finas. Já a distribuição areia exibe assimetria de -1,62, em média, correspondendo, segundo a classificação nominal de Folk & Ward (1957), a uma assimetria muito negativa (Tabela 4). Assim, a cauda da distribuição areia acha-se desviada para valores de \varnothing menores ou partículas mais grossas. A amostra MA-acima destaca-se por apresentar, na distribuição total e areia, valores de assimetria ligeiramente maiores que as demais.

As curtoses das distribuições totais e areia não variam muito, apresentando valores médios de 9,05 e 7,68 respectivamente, como pode ser observado nas Tabelas 3 e 4. A amostra MA-matriz possui, para distribuição total, valor de curtose mais alto que as demais amostras. Na distribuição areia, os valores são muito próximos um do outro, de modo que nenhuma amostra se destaca.

Nas amostras de Muita Água, observa-se a presença de grânulos. Estes perfazem, em média, 0,49% das amostras. A amostra MA-abixo possui a maior porcentagem de grânulos, com 0,97%, seguida por MA-matriz com 0,74%.

As frações areia muito grossa e areia grossa possuem porcentagens significativas nas amostras de Muita Água. Apresentam valores médios de 1,26% e 2,34%. A amostra

MA-matriz apresenta os maiores valores destas duas frações, 2,31% e 3,01% respectivamente (Tabela 4, Anexo 3).

Quanto às porcentagens de areia média, areia fina e areia muito fina, os valores são muito próximos, portanto nenhuma amostra se destaca. Os valores são, em média, 11,89% para areia média, 59,83% para areia fina e 13,59% para areia muito fina.

Em termos de fração argila, total de pelíticos e relação fino/grosso, a amostra MA-matriz possui os valores mais baixos, com 1,19%, 7,08% e 0,0762 respectivamente (Tabela 4).

Observando estes dados, pode-se chegar à conclusão que:

- A amostra MA-matriz destaca-se nitidamente das demais. Possui granulometria mais grossa e menor quantidade de pelíticos. Este fato pode estar relacionado a processos de deposição distintos, dado que a amostra é a matriz de um nível rudáceo considerado como praial.

- O fato das amostras apresentarem geralmente resultados granulométricos muito semelhantes pode sugerir que os depósitos situados abaixo e acima do nível rudáceo, pertencem à mesma geração eólica. O nível rudáceo, neste caso, não representaria um limite divisor entre duas gerações de paleodunas, de idades diferentes, mas estaria encaixado no meio de uma mesma geração. Há que se destacar, no entanto, que a leve tendência para empobrecimento em grossos nas amostras acima do conglomerado pode ser interpretada como efeito do distanciamento da área fonte praial, ou ainda processos deposicionais distintos.

4.2.4.3. Comparações entre Santa Marta e Muita Água

Os valores médios do diâmetro médio das amostras de Santa Marta, tanto para a distribuição total quanto para a distribuição areia, aparecem sempre superiores aos valores dos diâmetros de Muita Água (Tabelas 1, 2, 3 e 4, Anexo 3). Isto significa que as amostras de Santa Marta são mais finas. As médias dos desvios padrões das amostras indicam, para ambas as distribuições (total e areia), que os sedimentos de Santa Marta são melhor selecionados. Em termos de assimetria, as amostras de Muita Água apresentam-se com valores sempre menores que os de Santa Marta, possuindo assim, caudas de distribuição sempre desviadas para os valores de partículas grossas. Os valores médios de curtose das amostras de Santa Marta, para distribuição total, apresentam-se muito maiores que os valores de Muita Água. Já para a distribuição areia, os depósitos de Muita Água possuem valores médios de curtose ligeiramente maiores que os de Santa Marta (Tabelas 1, 2, 3 e 4, Anexo 3).

As amostras de Muita Água diferem muito das de Santa Marta por apresentarem grânulos e porcentagens altas nas frações areia muito grossa, areia grossa e areia média

(Tabelas 2 e 4). Já as porcentagens de areia fina, areia muito fina e argila, são maiores nas amostras de Santa Marta. Para total de pelíticos e relação fino/grosso, os sedimentos de Muita Água apresentam os maiores valores.

A diferença entre os sedimentos de Muita Água e Santa Marta, no que se refere ao teor das frações mais grossas, pode ser explicada pela morfologia costeira das duas localidades. A praia de cascalho a sul de Muita Água localiza-se entre dois pontões rochosos, a ponta do Catalão e a ponta do Cravo. Esta morfologia resulta num depósito denominado por Bigarella & Freire (1960) como "tômbolo erosivo". Este tipo de depósito é uma feição resultante de retrabalhamento marinho de depósitos coluviais entre os dois pontões rochosos, de onde o mar retiraria seletivamente os materiais mais finos, preenchendo os interstícios entre o cascalho com areias tipicamente costeiras. Isto explicaria a presença de grânulos e maior quantidade de areia grossa nas amostras de Muita Água.

Esta diferença na granulometria das duas localidades também pode ser explicada pelo fato de que a praia de Muita Água estaria localizada numa zona de divergência de células de deriva litorânea (Giannini, 1993). Isto faz com que a erosão marinha seja muito mais eficaz em Muita Água do que em Santa Marta, onde a deriva litorânea resultante é dirigida para NE, tanto a norte como a sul do cabo. Deste modo, a região de Muita Água representaria uma zona de fornecimento de sedimentos, com tendência ao enriquecimento residual nas granulações mais grossas.

Os sedimentos de Muita Água apresentam maior quantidade de pelíticos que os sedimentos de Santa Marta, provavelmente por terem sofrido maior efeito de diagênese e pedogênese. O contraste entre as duas localidades quanto ao teor de finos pós-depositionais favorece a hipótese de que as paleodunas de Muita Água pertencem à geração mais antiga de paleodunas (geração 1).

4.2.5. Análise morfométrica

Os resultados obtidos através das análises morfométricas a partir do analisador de imagens são de interpretação difícil e discutível, pois a sensibilidade de medição do arredondamento dos grãos revelou-se muito baixa, produzindo valores muito próximos uns dos outros. Isto sugere a necessidade de aprimoramentos no uso da técnica, de modo a torná-la de maior valia. Assim, as interpretações apresentadas a seguir devem ser encaradas como de caráter tentativo.

O grau de arredondamento modal varia de 0,85 a 0,90, intervalo muito restrito para permitir distinção entre as gerações. As amostras-tipo das três gerações estudadas (SM-1, SM-2, SM-3), além das amostras SM-concreção interna, SM-1? e SM-?, possuem moda em

0,85 (valor mediano), enquanto as amostras SM-1A, SM-concreção externa e SM-2? apresentam moda em 0,90 (valor mediano).

O intervalo de freqüência de menor grau de arredondamento (mediana 0,65) encontra-se tipicamente melhor representado nas amostras da geração 1 (SM-1 e SM-1A). Isto pode ser atribuído à possibilidade das gerações mais novas serem provenientes do retrabalhamento da unidade 1, e, por isso, mais arredondadas.

A amostra SM-concreção externa é mais arredondada que SM-concreção interna. Esta diferença pode atribuir-se ao fato de que a concreção externa encontra-se muito cimentada. O cimento teria formado uma fina película envolvente e preenchido microcrateras e reentrâncias originais dos grãos. Aceita esta hipótese, o analisador de imagens não detectaria as irregularidades dos grãos, resultando num “falso” alto grau de arredondamento para esta amostra.

As amostras de Muita Água, de modo semelhante às de Santa Marta, apresentam a moda do grau de arredondamento variando entre as medianas 0,85 e 0,90. Mas seus valores encontram-se mais dispersos em direção aos graus de arredondamento baixos (até 0,5). Como estas amostras são consideradas pertencentes à geração 1, esta dispersão pode estar relacionada ao mesmo fator que fez com que as amostras da geração 1 em Santa Marta apresentassem os menores índices de arredondamento. Ou ainda, estes depósitos, localizados entre dois pontões rochosos, teriam uma contribuição coluvionar que implicaria aporte de sedimentos com baixo grau de arredondamento.

Observa-se que as amostras da matriz do conglomerado e abaixo deste possuem graus de arredondamento mínimo inferiores à amostra acima deste nível. Este fato pode ser relacionado a uma ou mais dentre pelo menos três hipóteses diferentes: mudança de área fonte, mudança do tipo de agentes ou processo deposicional e mudança de distanciamento à área fonte. A partir da adoção da premissa de que as amostras MA-acima e MA-abixo possuem a mesma área fonte (costeira), a diferença de arredondamento destas amostras pode estar relacionada a mudanças no tipo de agente ou processo deposicional ou ao distanciamento da área fonte.

4.2.6. Densimetria

Os resultados da separação densimétrica e magnética na fração pesada, apresentados nas Tabelas 5 e 6, permitem observar que a fração 3,5 - 4,0 Ø (0,088 mm - 0,062 mm) possui proporção em massa de minerais pesados e magnéticos muito maior que a fração 3,0 - 3,5 Ø (0,125 mm - 0,088 mm). Tal fato permite interpretar que a moda dos minerais pesados se encontra na fração mais fina. Os resultados não foram suficientes para

definir gerações eólicas, pois não foi possível observar relações de semelhança entre os valores de amostras de mesma geração.

Nas amostras de Santa Marta, nota-se uma distinção, não entre as gerações, mas, sim entre os locais amostrados. As amostras do flanco sudeste do morro de Santa Marta, assim como as concreções coletadas no flanco noroeste do morro, localizam-se em altitudes menores que as outras amostras, e todas elas exibem as maiores porcentagens de grãos pesados e magnéticos, tanto na fração 3,0 - 3,5 Ø como na fração 3,5 - 4,0 Ø. As amostras duvidosas do topo do flanco noroeste do morro e a amostra SM-1A, que fica alguns metros acima das concreções, aparecem com valores mais baixos, também em ambas as frações (Tabelas 5 e 6, Anexo 3). Como já observado a partir da granulometria, isto ocorre devido ao fato destas estarem no topo do morro, onde a competência do vento não seria tão eficaz para carregar minerais pesados, enquanto que as amostras do sudeste do morro de Santa Marta possuem maior porcentagem de minerais pesados por estarem em altitudes mais baixas, onde a capacidade de transporte do vento é maior.

A amostra SM-concreção interna possui as porcentagens máximas do total de pesados, para ambas as frações. Este fato pode estar relacionado com a cimentação da parte externa da estrutura. Assim, a carapaça cimentada da possível concreção teria "protegido" a parte interna dos processos pós-depositacionais, e impedido ou minimizado a dissolução de seus minerais pesados.

Os resultados dos ensaios de separação de pesados para as amostras de Muita Água também apresentam valores muito próximos uns dos outros. Na fração 3,5 - 4,0 Ø as amostras de Muita Água possuem teores de minerais pesados ligeiramente superiores aos de Santa Marta. A amostra MA-acima aparece com valores menores que os das outras amostras de Muita Água. Destaca-se a amostra MA-matriz, que exibe teores mais elevados tanto na porcentagem de magnéticos como no total de grãos pesados, em ambas as frações ensaiadas (Tabelas 5 e 6, Anexo 3). Levando em consideração que se trata da matriz de um nível rudáceo, considerado como praial, esta diferença pode estar relacionada, como já indicado na análise granulométrica, a um processo de deposição distinto ao da amostra acima do nível rudáceo. A elevada quantidade de minerais pesados refletiria, assim, a deposição em zona de espraimento, onde é comum a concentração de grãos mais densos.

4.2.7. Quantificação de minerais pesados

Foram selecionadas duas classes granulométricas, por amostra, para a quantificação de minerais pesados (item 3.4. Densimetria). Assim, 26 lâminas de grãos pesados foram submetidas à contagem. Os resultados da quantificação encontram-se expressos nas Tabelas 7 a 12, Anexo 3. Comparando-se as duas frações granulométricas estudadas, é

possível observar, tanto nas amostras de Santa Marta quanto nas de Muita Água, que a turmalina é muito mais abundante na fração mais grossa (3,0 - 3,5 Ø) do que na mais fina (3,5 - 4,0 Ø), o mesmo ocorrendo com estaurolita e cianita, ainda que, de modo mais tenuo. Esta diferença pode ser atribuída ao fato destes minerais possuírem baixo equivalente hidráulico (diferença de granulometria modal em relação ao quartzo). Usando raciocínio inverso, os minerais de maior equivalente hidráulico tendem a depositar-se nas frações mais finas, como é o caso de zircão e rutilo. A hornblenda aparece em maior quantidade na fração mais fina, porém, seu equivalente hidráulico é baixo. Neste caso, o que define a concentração da hornblenda não é o equivalente hidráulico, e sim o tamanho do mineral disponibilizado ao transporte eólico, que já deveria encontrar-se previamente reduzido.

4.2.7.1. Santa Marta

Os resultados de quantificação de minerais pesados relativos às paleodunas de Santa Marta, nas duas frações granulométricas estudadas (Tabelas 7 e 8, Anexo 3), não permitiram reconhecer diferenças marcantes entre as três gerações eólicas. Como os contrastes entre as gerações, detectados em estudos anteriores (Giannini, 1993; Giannini & Suguio, 1994; Giannini *et al.*, 1997), referiam-se à fração granulométrica areia muito fina (3,0 a 4,0 Ø), mostrou-se conveniente elaborar uma outra tabela, com resultados ponderados, para esta fração (Tabela 11). Para efeito de simplificação, esta tabela foi construída apenas com os três índices de maturidade e com as razões R1, R2 e R3 entre eles, onde R1 é o quociente iZTR/iMET, R2 é o quociente iZTR/iINS e R3 é o quociente iMET/iINS. Assim, foi possível observar que o índice ZTR médio é de 50%, enquanto que o índice médio de minerais metaestáveis é de 44%. Os minerais metaestáveis mais comuns são o epídoto, em quantidade média de 20%, seguido da estaurolita, com média de 13%. Outros minerais metaestáveis, como cianita, sillimanita e granada, ocorrem em quantidades inferiores a 10%. O único mineral instável que aparece nas amostras é a hornblenda, com 5% em média.

A partir das tabelas 7, 8 e 11 (Anexo 3) reconheceram-se alguns contrastes entre as areias de unidades distintas:

- o índice ZTR na unidade 1 é ligeiramente maior que nas gerações 2 e 3;
- o índice dos minerais instáveis é maior na unidade 3 que nas demais gerações;
- as razões de maturidade R1, R2 e R3 realçam a unidade 1, pois seus valores são maiores que nas outras gerações. Nas unidades 2 e 3 os valores destas razões são muito próximos;
- na amostra SM-2, da unidade 2, a porcentagem de epídoto é bastante elevada, chegando a 30%; em compensação, a quantidade de estaurolita é bem inferior às outras amostras (6%). A porcentagem de zircão também é muito inferior, chegando a apenas 9,2%;

- a amostra SM-concreção externa, suspeita inicialmente como pertencente à geração 2, apresenta assembléia discrepante em relação às demais amostras desta geração. Ela possui o valor de iZTR mais alto de todas as amostras, porcentagens de zircão + turmalina muito elevadas (>50%), os mais baixos valores de iMET, e iINS, além de R1, R2 e R3 parecidos com os da unidade 1.

O comportamento do índice ZTR na unidade 1 pode ser explicado pelo fato de a geração 1, sendo mais antiga, tender a tornar-se residualmente enriquecida nos minerais pesados mais estáveis. Os valores do índice de minerais metaestáveis, para as três gerações, são muito parecidos, não sendo possível a caracterização das gerações com base neste parâmetro. Como os minerais instáveis só estão representados pela hornblenda, o fato da unidade 3 apresentar maior porcentagem deste mineral é normal, pois esta é a mais nova geração estudada, e por isto tende a possuir maior concentração de componentes instáveis.

A abundância do epídoto e escassez de zircão na amostra SM-2, pertencente à geração 2, pode indicar influência relativamente maior das fontes continentais (enxurradas e movimentos de encosta) na deposição das areias desta geração.

O fato dos índices de maturidade química e das razões da amostra SM-concreção externa parecerem-se muito com os da unidade 1 pode decorrer da maior dissolução por processos intempéricos e diagenéticos, evidenciados na intensa cimentação da parte externa da concreção. Assim, em um pequeno intervalo de tempo, uma intensa diagênese teria enriquecido em ultraestáveis esta concreção, ao passo que na unidade 1 foi preciso um longo intervalo de tempo para se atingir o mesmo efeito. Outra hipótese é que a amostra SM-concreção externa não faça parte da geração 2, e sim da geração 1. A Fotografia 22 (Anexo 1), portanto, não ilustraria uma concreção com duas fases, uma mais externa e avermelhada e outra mais esbranquiçada, mas sim uma fina camada da geração 1, sobre uma cavidade erosiva colmatada pela geração 2. Inversões estratigráficas por colmatação de cavidades podem ser observadas atualmente, como a própria Fotografia 21 (Anexo 1) ilustra em relação às gerações 2 e 4.

Pode-se observar que as amostras de gerações duvidosas SM-1? e SM-2? apresentam as menores concentrações de zircão. O rutilo aparece também em concentrações mais baixas nas amostras SM-? e SM-1. Por outro lado, estas amostras duvidosas possuem as maiores concentrações de turmalina, e teores de sillimanita e cianita ligeiramente mais altos que nas demais. Em relação aos índices de maturidade química, a amostra SM-? possui iZTR maior e iINS menor, SM-1? possui o menor iZTR e SM-2? apresenta-se com o maior iINS. As razões R1 e R3 aparecem com altos valores para amostras SM-? e SM-1?, em comparação aos valores da amostra SM-2?. Uma tentativa de agrupamento das amostras duvidosas às unidades conhecidas foi realizada, porém, estes resultados, sugeridos a seguir, não são conclusivos:

- A amostra de geração duvidosa SM? aparece com valores muito próximos aos da unidade 1, quando comparados seus índices ZTR e INS, e as razões R1, R2 e R3;

- A amostra SM-2?, de acordo com o índice de instáveis e com as razões R2 e R3, possui valores comparáveis aos da unidade 2. Por outro lado, SM-1? se parece com a unidade 2 quanto aos resultados de ZTR e R2.

Assim, a distinção das amostras de gerações duvidosas, a partir da quantificação de minerais pesados, torna-se difícil, pois estas apresentam-se sempre com valores intermediários aos característicos de cada unidades.

As baixas concentrações de zircão e rutilo, e as altas concentrações de turmalina, sillimanita e cianita nestas amostras podem evidenciar a influência da topografia no controle da mineralogia. Estas amostras, por se localizarem no topo do morro, seriam enriquecidas por minerais de equivalente hidráulico menor (como é o caso da turmalina, sillimanita e cianita), pois ali a capacidade de transporte do vento não seria mais tão eficiente para carregar minerais de alto equivalente hidráulico (como o zircão e o rutilo).

4.2.7.2. Muita Água

Analizando os resultados de quantificação dos minerais pesados das amostras coletadas nas vizinhanças da praia de Muita Água, foi possível observar variação dos índices de maturidade química, da base da sucessão (sob o nível rudáceo) até o topo (cerca de 4,5 m acima do topo do nível rudáceo) (Tabelas 9, 10 e 12, Anexo 3). A amostra MA-acima, localizada no topo da sucessão, apresenta o índice ZTR mais baixo (54%), e o índice de minerais instáveis mais alto (3%), enquanto a amostra da base da seqüência (MA-abixo) possui o maior índice ZTR e o menor índice de instáveis (Tabela 12).

A amostra MA-acima destaca-se por apresentar sempre resultados discrepantes em relação às outras amostras, quando se trata de minerais ultraestáveis. Possui muito pouco zircão e os maiores valores de turmalina. A quantidade de epidoto também aparece sempre superior. As amostras MA-matriz e MA-abixo possuem valores de IZTR e IMET muito próximos, como evidenciado pela razão R1.

Ao comparar-se as amostras de Santa Marta com as de Muita Água, nota-se que a única amostra que possui valores de IZTR, IMET, IINS, R1, R2 e R3, próximos aos valores da unidade 1 é MA-acima. As demais possuem características de sedimentos mais antigos, com valores de índices ZTR maiores e índices de instáveis menores. Portanto, os sedimentos situados abaixo e na matriz do conglomerado seriam mais velhos, e portanto com mais minerais ultraestáveis, ou teriam sido depositados por processo distinto dos sedimentos acima.

4.2.8. Análise petrográfica

4.2.8.1. Santa Marta

As lâminas de areia eólica de Santa Marta possuem em comum as seguintes características: granulometria modal areia fina a areia muito fina, ausência de matriz, cimento constituído essencialmente por argilominerais, empacotamento aberto, compactação mecânica muito fraca a inexistente e contato pontual entre os grãos.

As lâminas da unidade 1 são compostas principalmente por quartzo, com quantidade de feldspatos (plagioclásio + microclínio) muito baixa (cerca de 2%), e fragmentos líticos variando de 6 a 10%, dos quais 70% são clastos de argila e 30% são clastos de silexito (Fotografia 39, Anexo 1). Os feldspatos são em sua maioria plagioclásio, e este apresenta-se, geralmente, mais alterado que o microclínio (Fotografias 37 e 38, Anexo 1). A maioria dos clastos de argila possui baixa birrefringência (cinza de primeira ordem) com aspecto sugestivo de caulinita, mas alguns clastos de birrefringência ligeiramente mais alta e coloração esverdeada são sugestivos de composição esmectítica ou glauconítica (Fotografia 40 e 41, Anexo 1). A seleção granulométrica é moderada, a esfericidade média a alta, e os grãos são subarredondados a arredondados. É impossível a determinação de qualquer orientação dos grãos. O cimento de argilominerais perfaz de 5 a 10% da amostra, e muitas vezes parece-se com os clastos de argila encontrados na lâmina. Localmente, o cimento aparece com coloração esverdeada no centro e avermelhada nas bordas, o que pode ser atribuído à ligeira impregnação ou transformação em óxidos/hidróxidos de ferro. Se a composição do cimento for glauconítica, esta feição pode ser oriunda da oxidação deste argilomineral. A textura em menisco pode ser observada amplamente no cimento desta unidade (Fotografia 42, Anexo 1). Os poros variam de 7 a 15% nas amostras, evidenciando o empacotamento muito aberto do arcabouço. A porosidade móldica e os poros ampliados com grãos flutuantes podem ser observados em toda a lâmina. A maturidade mineralógica varia de supermatura a matura, e a maturidade textural, de matura a submatura.

Na unidade 2, o arcabouço perfaz 86% da amostra, e o cimento e os poros possuem porcentagens ligeiramente menores que na unidade 1 (com 4% e 10% respectivamente). O quartzo compõe cerca de 82% do arcabouço, seguido pelos fragmentos líticos, com 13%, dos quais 60% são clastos de argila e 30% são fragmentos de silexito. A quantidade de fragmentos de silexito aumenta nesta unidade. Os feldspatos (plagioclásio + microclínio) perfazem apenas 3% do arcabouço, e aparecem mais alterados que na unidade 1, com presença de figuras alveolares de dissolução ("honeycomb"). Os grãos são bem selecionados, a esfericidade é mediana, e é possível observar que os grãos maiores são arredondados e os grãos menores, subarredondados. Observa-se tênué paralelismo de alguns grãos mais alongados, havendo assim quase imperceptível orientação da petrotrama

dos grãos num empacotamento aberto. A composição do cimento é idêntica à da unidade 1, e difere apenas na textura. O cimento desta unidade aparece fragmentado, ou aglutinado (Fotografia 43, Anexo1). A porosidade é do tipo poros ampliados e grãos flutuantes, com tipo móldico em menor quantidade. Mineralogicamente, as areias desta geração são maturas, e texturalmente, supermaturas.

A lâmina SM-concreção externa assemelha-se com ambas as unidades, quanto à porcentagem do arcabouço, cerca de 80%, e quanto a sua mineralogia (quartzo perfazendo 90% dos grãos, fragmentos líticos 8%, e feldspatos, geralmente pouco alterados, 2%). A seleção e arredondamento dos grãos também se assemelham aos das unidades 1 e 2. O que difere esta lâmina das demais é a grande quantidade de cimento, coerente com a possibilidade de se tratar de uma concreção (Fotografia 44, Anexo1). O cimento perfaz cerca de 13% da amostra, sendo constituído por argilominerais (90%) e óxido de ferro (10%). Aparece com textura em menisco, como na unidade 1, mas também ocorre fragmentado como na unidade 2. Sua distribuição e concentração são heterogêneas, com um empacotamento diferencial ao longo da lâmina, associado à produção de porosidade secundária. Tanto a maturidade mineralógica quanto a textural podem ser classificadas como supermatura a matura.

As amostras de gerações eólicas duvidosas possuem arcabouço variando de 88 a 90%. A lâmina SM-? possui 94% de quartzo, 4% de fragmentos líticos, sendo 70% clastos de argila e 30% grãos de silexito, e 2% de feldspatos. Já a lâmina SM-2? contém 88% de quartzo, 8% de fragmentos líticos (60% de clastos de argila e 40% de grãos de silexito), 3% de feldspatos e 1% de minerais pesados. A lâmina SM-1? difere das demais por apresentar quantidades mais baixas de quartzo (77%) e altas porcentagens de fragmentos líticos (18%), sendo 67% de clastos de argila e 33% de silexito. Os feldspatos (plagioclásio + microclínio) aparecem sempre alterados, com abundante presença de textura "honeycomb", e representam 5% dos grãos na lâmina (Fotografia 46, Anexo 1). Os grãos do arcabouço são subarredondados a arredondados, com esfericidade média a alta, e bem selecionados, com exceção da lâmina SM-2?, onde o arcabouço é muito bem selecionado. O cimento destas amostras perfaz de 3 a 4% da lâmina, com exceção da amostra SM-2?, onde praticamente não há cimento (0,5%) (Fotografia 48, Anexo 1). Aparece, na amostra SM-? e SM-1? geralmente com textura em menisco, e subordinadamente, fragmentado, como na unidade 2 (Fotografias 45 e 47, Anexo 1).

As diferenças entre as unidades eólicas conhecidas, segundo critérios petrográficos, são muito ténues, não sendo suficientes, mais uma vez, para permitir a caracterização das gerações eólicas das amostras duvidosas. As amostras de gerações duvidosas, como observado, possuem características que aparecem nas unidades 1 e 2. Porém, com relação à textura do cimento, as amostras SM-? e SM-1? são mais semelhantes à unidade 1.

4.2.8.2. Muita Água

As lâminas das amostras de Muita Água (com exceção da amostra MA-acima) diferem substancialmente das de Santa Marta pela presença localizada de grumos de massa argilosa interpretada como decorrente de uma pedogênese atual (Fotografia 51, Anexo 1). Outro fator diferencial destas amostras, em relação às de Santa Marta, é a escassez de clastos de argila como fragmentos líticos. O cimento presente nestes sedimentos, com exceção da lâmina MA-acima, é constituído por óxidos de ferro e argilominerais. Porém, devido à presença destes grumos argilosos, o reconhecimento e diferenciação do cimento tornam-se difíceis, e, consequentemente, também a sua quantificação. O empacotamento é aberto, em todas as amostras. A massa argilosa encontrada nestes sedimentos revelou-se muito semelhante a fotomicrografias de lâminas de solos quaternários modernos encontradas em Scholle (1979).

A lâmina referente à amostra da matriz do conglomerado (MA-matriz) possui 80% de arcabouço, sendo estes constituído por 89% de quartzo. A quantidade de fragmentos líticos e feldspatos é ligeiramente mais alta que nas demais amostras desta localidade, com 6% de feldspatos e 5% de fragmentos líticos de silexito/quartzito. Esta lâmina apresenta inversão textural, caracterizada pela presença de alguns grãos grossos e muito angulosos, em meio à matriz e à maioria de grãos com granulometria modal areia fina, com forma arredondada a subarredondada. Os grãos mais grossos são compostos principalmente por fragmentos líticos de quartzo policristalino e feldspatos com textura “honeycomb” (Fotografia 52, Anexo 1). O cimento perfaz aproximadamente 6% da lâmina, e é constituído por óxido de ferro e argilominerais. Os poros totalizam 12%, dos tipos heterogeneidade do empacotamento, e poros ampliados. Os sedimentos podem ser classificados como maturos do ponto de vista mineralógico e submaturos do ponto de vista textural. A matriz presente nestes sedimentos aparece em proporções menores (3%). A bimodalidade associada à inversão textural, o baixo arredondamento e a composição imatura dos grãos mais grossos evidenciam que estes sedimentos foram afetados por processos pedogenéticos. A massa argilosa, em presença de grãos de areia bem arredondados e selecionados, aponta para processos de iluviação. Deste modo, a argila teria caráter de matriz infiltrada.

A amostra situada abaixo do nível rudáceo (MA-abixo) não apresenta características muito diferentes das anteriores. Possui 81% de arcabouço, 7% de matriz e 12% de poros. Não foi possível distinguir entre cimento e matriz infiltrada. O arcabouço destes sedimentos é composto por 92% de quartzo, 5% de feldspatos, e 3% de fragmentos líticos de silexito/quartzito. Todos os feldspatos apresentam textura “honeycomb” (Fotografia 53 e 54). A inversão textural observada na matriz e no topo do conglomerado torna-se aqui menos evidente. A granulometria modal é areia fina a muito fina, a seleção é moderada, a esfericidade média, com grãos bem arredondados. Não se encontra aparentemente

qualquer orientação, imbricação ou segregação granular. A maturidade pode ser considerada como supermatura mineralogicamente, e imatura texturalmente.

A amostra MA-acima, situada acima do nível rudáceo, apresenta características muito contrastantes em relação às demais. Esta amostra não apresenta matriz. O arcabouço equivale a 84% da lâmina, e o cimento e a porosidade a 8% cada. Os grãos de quartzo representam 90% do arcabouço, os feldspato 6%, os fragmentos íticos 3% e os minerais pesados 1%. Os feldspatos encontram-se todos alterados, com textura de dissolução "honeycomb". A moda granulométrica fica entre areia fina e areia muito fina, os grãos apresentam-se moderadamente selecionados, com esfericidade mediana, e arredondados. Pode-se observar paralelismo tênue entre os grãos, e segregação granular quanto à forma e ao tamanho. A mineralogia do cimento está em 60% de argilominerais e 40% de óxidos de ferro, com estes últimos formando níveis ferruginosos nos quais os clastos ficam imersos (Fotografias 49 e 50, Anexo 1). Deste modo a porosidade secundária, equivalente a 15% da lâmina, é principalmente atribuída à heterogeneidade do empacotamento e da cimentação, além dos poros ampliados e grãos flutuantes.

Por fim, é importante destacar que as mudanças nas características petrográficas da amostra MA-acima, em relação aos depósitos de posições topográficas inferiores, podem ser atribuídas à sua posição topográfica acima do lençol freático (zona vadoza), ou ainda pelo seu possível caráter eólico.

4.2.9. Análise ao sistema MEV-EDS

Foram realizadas quatro sessões no MEV-EDS, cada qual visando estudar determinadas características das amostras. Nas duas primeiras sessões, foram analisados pequenos torrões, recobertos por ouro, das amostras do flanco sudeste do morro de Santa Marta, correspondentes às unidades 1 e 2 (SM-1 e SM-2). O detector utilizado foi o de elétrons secundários, com a finalidade de caracterizar a morfologia do cimento de ambas as gerações. Na terceira sessão foram utilizados os mesmos torrões das sessões anteriores, além de grãos da amostra da unidade 3 (SM-3) colados a uma fita isolante de carbono. Nesta sessão foram produzidas imagens com detectores de elétrons secundários e retroespelhados nas amostras SM-1 e SM-2 para fins de comparação, assim como o EDS qualitativo do cimento destas amostras. Nos grãos da amostra SM-3 foram geradas imagens com detector de elétrons secundários e EDS qualitativo no cimento. Na última sessão foram analisadas as lâminas delgadas, preparadas sem lamínula, recobertas por ouro, das amostras SM-1 e SM-2. Produziram-se imagens a partir de detector de elétrons retroespelhados, e microanálises semiquantitativa via EDS nos pontos previamente localizados. Os alvos principais foram o cimento e os clastos de argila.

Ao comparar-se as imagens de MEV das unidades 1 e 2, quanto à morfologia do cimento, é possível reconhecer uma nítida diferença textural. O cimento da unidade 1 aparece em maior quantidade, sob forma de massa homogênea de argilominerais muito finos e sem forma definida, recobrindo e ligando os grãos, e preenchendo interstícios (Fotografias 55 a 57, Anexo 1). Na unidade 2, o cimento aparece com aspecto particulado, e não como precipitado coloidal. Recobre parcialmente os grãos, em quantidade muito inferior à da unidade 1, sem chegar a formar meniscos (Fotografias 58 a 60, Anexo 1). Ao comparar-se as imagens de ambas as unidades, aparece de modo claro que a unidade 1 é mais cimentada que a 2. Na unidade 3, o cimento aparece apenas como fina película sobre os grãos de quartzo. Exibe aspecto particulado, conferido pela presença de placas irregulares de argilominerais (Fotografias 61 a 63, Anexo 1). Não foi encontrada nenhuma morfologia típica de argilomineral autógeno. Análises de EDS qualitativas sugeriram uma composição essencialmente caulinítica (Si, Al e O) para o cimento das três unidades (Martinho & Giannini, 2001).

Com as análises semiquantitativas, pode-se observar que o cimento das unidades 1 e 2 é composto por caulinita, com presença eventual de até 18% em massa de Fe_2O_3 (admitindo que todo o Fe da análise é Fe^{3+}), o que permite interpretar que o cimento caulinítico estaria, pelo menos localmente, impregnado por óxidos/hidróxidos deste elemento, ou ainda, que o carbono estaria presente sob a forma de complexos organoferruginosos. A caulinita presente no cimento das duas gerações (1 e 2) apresenta certo teor de K_2O (1,1 a 1,3%). De acordo com Weaver (1989), esta ordem de grandeza de teores de potássio é normalmente admissível na estrutura da caulinita. O cimento da unidade 2 possui teor de sílica ligeiramente mais alto que o da unidade 1. Os clastos de argila exibem composição variada, ora illítica, ora caulinítica, ora glauconítica (Fotografias 64 a 66). As três amostras analisadas ao EDS semiquantitativo (SM-1, SM-2) apresentaram grande quantidade de matéria orgânica, representada pelo carbono sempre em altos teores (12 a 35%) (Martinho & Giannini, 2001).

4.2.10. Modelo de fácies

Os principais critérios utilizados na definição das fácies sedimentares foram litologia, estruturas sedimentares e feições pedogenéticas. Baseando-se nesses critérios foram reconhecidas oito fácies sedimentares. Para cada fácie descrita foi atribuído um processo deposicional. A análise dos processos deposicionais em conjunto permitiu caracterizar as gerações eólicas em termos de sistemas deposicionais. A posição destas fácies na seção estratigráfica colunar de Guaiúba apresenta-se no Anexo 4.

É importante enfatizar que os contatos encontrados são extremamente difíceis de serem delimitados, devido a homogeneidade dos depósitos (compostos praticamente só de areia), sendo sempre aparentemente irregulares e transicionais.

1. AFc (areia fina com estratificação cruzada): Areia fina, bem selecionada com estratificação cruzada em séries métricas e cor esbranquiçada. Apresenta pedogênese incipiente e é recoberta por vegetação. Do ponto de vista morfoestratigráfico esta fácie forma cordões lineares que delimitam a borda interna (continental) do campo de dunas ativo (geração 3).

A fácie representaria a parte interna de um campo de dunas estabilizado pelo crescimento de vegetação. Nesse contexto, as estratificações cruzadas podem ter sido formadas pelo desenvolvimento de dunas de precipitação. A estabilização do campo de dunas pode ser atribuída à diminuição do aporte eólico e/ou a condições que possibilitassem o rápido crescimento da vegetação.

2. AFi (areia fina com estruturas de infiltração): Areia fina, bem selecionada, maciça e de coloração marrom. Os tons de marrom intensificam-se rumo ao topo da fácie. Contém bandas nodulares com ondulações irregulares formadas pela concentração de argilominerais e óxidos e hidróxidos de ferro (bandas ou lamelas de infiltração).

Em vista da elevada maturidade textural, e da cota máxima superior à alcançada pelo máximo NRM do Pleistoceno Superior, também se atribui origem eólica para esta fácie. No entanto, a ausência de estruturas sedimentares sindepositacionais impede a identificação dos tipos de forma de leito. A presença de bandas de infiltração e a intensificação dos tons de marrom rumo ao topo indicam um grau de pedogênese maior que o da fácie AFc. Por estar soterrada por areias eólicas com grau de pedogênese menor, o processo formador desta fácie envolve a formação de paleossolo sobre areias eólicas.

3. AFGm (areia fina com grânulos, maciça): Areia fina, com grânulos angulosos de quartzo dispersos, maciça e de cor esbranquiçada. A fração areia é bem selecionada. Localmente pode apresentar cor laranja sob forma de mosqueamento não figurativo.

A fração areia fina seria de origem eólica e representaria o recobrimento de paleopavimento aluvial ou deflacionar residual, por areias eólicas.

4. AFm (areia fina maciça): Areia fina bem selecionada, maciça. Pode ser esbranquiçada ou marrom e, localmente, apresentar mosqueamento e recobrimento por crosta ferruginosa.

Esta fácie também é atribuída à deposição pelo vento. A ausência de estruturas sedimentares impede a identificação do tipo de forma de leito.

5. AFGi (areia fina com grânulos e intraclastos): areia fina maciça, marrom, com grânulos angulosos de quartzo e intraclastos centimétricos de argila.

A presença de intraclastos de argila indica pequeno retrabalhamento dos sedimentos por agente subaquoso. Neste caso, esta fácie pode representar fluxos de água episódicos, tais como enxurradas provocadas por chuvas torrenciais. Os intraclastos permitem sugerir ainda a erosão de depósito formado em corpo de água estagnado, como por exemplo lagoas formadas em depressões interdunares. Porém a concentração de intraclastos e grânulos pode ter decorrido também da formação de *lag*, via deflação eólica.

6. AFAm (areia fina argilosa maciça): areia fina argilosa maciça de coloração cinza. Apresenta-se mais consolidada que as areias das demais fácies.

Caso a argila presente nesta fácie seja detritica, deve representar sedimentos depositados por agente subaquoso. Assim, esta fácie representaria depósitos lacustres, lagunares ou estuarinos. Considerando uma origem pós-deposicional para a fração argila (argila de infiltração), esta fácie poderia representar depósitos eólicos. A elevada quantidade de argila presente favorece a primeira hipótese.

7. AFAv (areia fina argilosa com fragmentos vegetais): areia fina argilosa maciça com grânulos e seixos angulosos de quartzo e com fragmentos até decimétricos de vegetais carbonizados (madeira). A coloração é preta devido à grande quantidade de matéria orgânica.

As grandes quantidades de argila e de matéria orgânicas permitem interpretar para esta fácie deposição em corpo de água restrito, com baixa circulação. A presença de grânulos e seixos angulosos de quartzo indica um aporte aluvial a este corpo de água. A restrita continuidade lateral poderia indicar para um paleocanal, porém a passagem desta fácie para a fácie subjacente (AFAm) parece gradual. Bigarella & Becker (1975) e Caruso (1995) dataram os fragmentos vegetais desta fácie, pelo método ^{14}C . O resultado extrapolou o alcance do método, evidenciando que estes sedimentos são mais velhos que 47.000 anos.

8. AFb (areia fina bioturbada): areia fina com grãos de areia média a grossa dispersos, maciça, bioturbada (tubos verticais centimétricos) e mosqueada. A cor varia de cinza a marrom na base, escurecendo rumo ao topo, onde atinge coloração preta. A porção superior é mais consolidada e pode conter bandas de infiltração truncando os tubos verticais.

Esta fácie representaria areias eólicas pedogeneizadas. A coloração preta no topo da fácie e a presença de tubos verticais sugerem que a pedogênese dessa fácie ocorreu sob cobertura vegetal. Por estar soterrada por areias com grau de pedogênese menor, esta fácie configura um paleossolo desenvolvido sobre areias eólicas.

4.2.11. Superfícies de truncamento

Kocurek (1988) demonstra que as superfícies de truncamento podem ser construídas em quatro casos diferentes (Figura 01). No primeiro caso, uma única duna em migração, sem estar superposta a *draa* e sem o cavalgamento sobre dunas, seriam formadas somente superfícies de 3^a ordem. Porém, se há o cavalgamento entre dunas, mas ainda sem formação de *draas*, superfícies de 1^a e 3^a podem se desenvolver (caso 2). Quando há somente um *draa* simples migrando com dunas superimpostas sobre ele, como no caso 3, somente se formarão superfícies de 2^a e 3^a ordem. No caso 4, há o cavalgamento entre *draas*, com o desenvolvimento de dunas superimpostas, gerando as três ordens de superfícies de truncamento.

Não foram observadas superfícies de truncamento nem estratificações cruzadas nos depósitos das gerações mais antigas, 1 e 2. O reconhecimento e caracterização destas superfícies, portanto, foram realizados nos depósitos atuais, referentes à geração eólica 4.

Os *draas* costeiros estudados são de caráter simples, ou seja, sem cavalgamento entre eles, devido ao seu tamanho reduzido em comparação com os *draas* de desertos. Portanto, foram encontradas somente superfícies de 2^a e 3^a ordem.

As superfícies de 3^a ordem são freqüentes, possuem geometria acanalada, delimitam séries que variam de 0,3m até 3m de espessura aparente, e ângulos de mergulho variando de 10° a 33°. Truncam as camadas abaixo, e são cobertas por estratos concordantes acima (Fotografias 28 a 36, Anexo 1). Correspondem à face sotavento das dunas, e formam-se em todos os tipos de dunas (transversais, barcanóides e parabólicas).

As superfícies de segunda ordem não são encontradas freqüentemente, elas tendem a aparecer na borda interna dos campos de dunas, próximo às frentes de avanço secundárias. São sub-horizontais, delimitam séries de estratificação cruzada acanalada e possuem mergulho de baixo ângulo com rumo concordante ao mergulho dos estratos cruzados. Truncam camadas ou superfícies de 3^a ordem abaixo, e são cobertas por estratos não concordantes acima (Fotografias 28, 29, 31 e 33, Anexo1). Correspondem à face sotavento do *draa*.

Foram realizadas medidas de frentes de dunas transversais de barcanóides, com o intuito de comparar às estratificações cruzadas destes tipos de dunas e observar quais direções de vento melhor se preservam no registro.

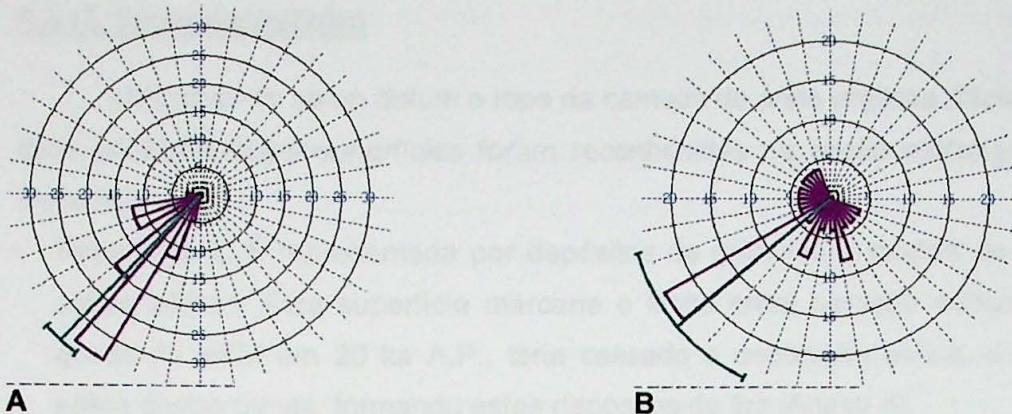


Figura 06- Diagramas circulares de rosa-de-freqüências representando medidas de rumo de mergulho de: A) frente de duna transversal; B) planos de estratificação cruzada.

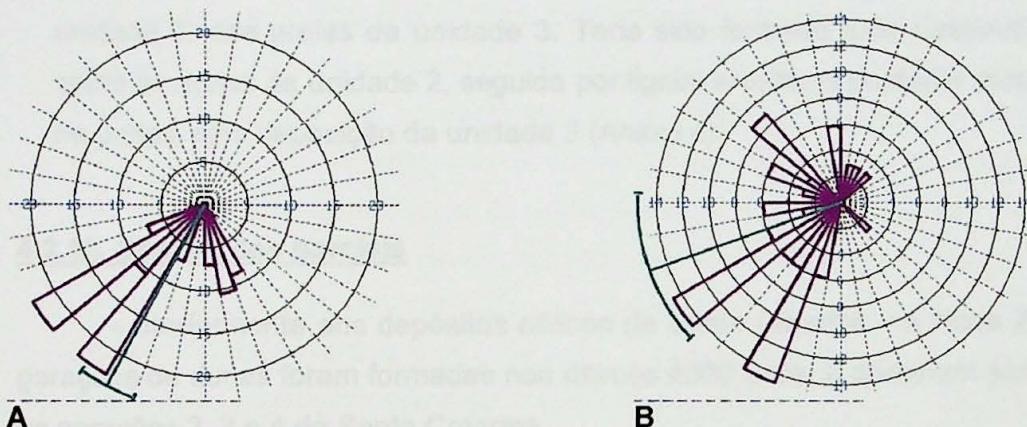


Figura 07- Diagramas circulares de rosa-de-freqüências representando medidas de rumo de mergulho de: A) frente de duna barcanóide; B) planos de estratificação cruzada.

É possível observar que tanto as frentes de dunas transversais e barcanóides, como as suas respectivas estratificações cruzadas possuem rumo do mergulho aproximadamente para SW, refletindo a direção e sentido dos ventos principais (de NE para SW) e da migração da dunas observada nas fotografias aéreas. Nas dunas transversais, a frente da duna (Figura 06A) e as estratificações cruzadas (Figura 06B) possuem o vetor médio e a moda muito similares, apesar da maior dispersão nas estratificações cruzadas.

Nas frentes de dunas barcanóides, a dispersão de aproximadamente 90° e a presença de duas modas já era esperada, uma vez que é característica da morfologia desta duna a sinuosidade da face sotavento. As estratificações cruzadas, analogamente às frentes, apresentam duas modas principais. Porém, observa-se maior dispersão, com pequena moda com rumo do mergulho para NW. Estes planos são possivelmente produzidos pelas frentes secundárias de avanço do draas, que migram rumo ao continente, observadas em fotografias aéreas.

4.2.12. Super-superfícies

Utilizando-se como *datum* o topo da camada de areia argilosa (fácies AFAm e AFAv), duas possíveis super-superfícies foram reconhecidas na seção estratigráfica de Guaiúba (Anexo 4).

- **Superfície 1:** É representada por depósitos de grânulos e torrões de argila em meio a areias eólicas. Esta superfície marcaria o limite entre geração eólica 1 e a 2. Com a queda do NRM em 20 ka A.P., teria cessado a deposição eólica, e iniciado a erosão eólica destas dunas, formando estes depósitos de *lag* (Anexo 4).
- **Superfície 2:** É marcada pela mudança de areias pedogenizados para areia praticamente sem pedogênese alguma. Esta superfície delimita as areias eólicas da unidade 2, das areias da unidade 3. Teria sido formada pelo desenvolvimento de solo sobre as areias da unidade 2, seguida por ligeira erosão, e posterior reativação do campo de dunas, com deposição da unidade 3 (Anexo 4).

4.2.13. Conclusões parciais

- Similarmente aos depósitos eólicos de Santa Catarina, na Nova Zelândia fases ou gerações de dunas foram formadas nos últimos 4000 anos, e poderiam ser correlacionáveis às gerações 2, 3 e 4 de Santa Catarina.

- A seletividade de transporte, imposta pela altitude em que se encontram as paleodunas de Santa Marta, influenciou a distribuição granulométrica e de minerais pesados dos sedimentos. Assim, amostras coletadas no cimo do morro apresentam tendência para enriquecimento em grãos mais leves e finos.

- O fato de a morfologia costeira e os padrões de deriva litorânea da praia de Muita Água serem distintos dos de Santa Marta, aparece como um fator importante na sedimentação, pois explica várias diferenças de granulometria e distribuição de minerais pesados encontradas entre os depósitos destas localidades.

- Os depósitos eólicos presentes sobre os pontões rochosos de Santa Marta podem ser separados em pelo menos três gerações, correlacionáveis às gerações 1, 2 e 3 (da mais antiga para a mais jovem) previamente reconhecidas na literatura. Nos arredores da praia de Muita Água, as paleodunas podem ser correlacionadas à geração 1.

- As características granulométricas, morfométricas, mineralógicas e petrográficas da geração 1 são compatíveis com seu caráter de geração mais antiga, sujeita por menos tempo à seleção por transporte e por mais tempo à dissolução, cimentação e processos pedogenéticos/diagenéticos em geral.

- A geração 2 possui menor quantidade de cimento que a 1. A concentração de ZTR nesta geração aparece sempre com valores intermediários aos das gerações 1 e 3. Pela

quantificação de minerais pesados, há sugestão de que os sedimentos de topo de encosta desta geração em Santa Marta possam ter tido maior influência de áreas fonte continentais, em relação às gerações 1 e 3.

- As areias da geração 3 não aparecem cimentadas e possuem os maiores índices de minerais instáveis, compatível ao seu caráter mais jovem. Sua granulometria mais fina atribui-se ao fato de seus sedimentos terem sido retrabalhados das gerações eólicas mais antigas.

- Ao unir-se os resultados de todas as análises da amostra SM-concreção externa, observa-se que a hipótese de que ela seja a parte externa de uma concreção da geração 2 é mais provável que a hipótese de que ela represente a geração 1 colmatada pela geração 2. A parte interna da concreção pertence, aparentemente, à geração 2.

- Os resultados das análises laboratoriais executadas não foram suficientes para esclarecer as dúvidas concernentes às gerações eólicas das amostras duvidosas do flanco noroeste do morro de Santa Marta. Neste caso, os critérios de campo podem ser considerados como de maior valia na determinação das gerações. Deste modo, as amostras SM-1? e SM-2? fariam parte da unidades 1 e 2 respectivamente. A amostra SM-? apresentou resultados de quantificação de minerais pesados que sugerem sua correlação com a geração 1. A paleoduna de onde foi coletada a amostra apresenta cor e grau de litificação muito parecidos com a geração 1, porém está atípicamente estratificada. Assim, este seria o único lugar onde a geração 1 aparece com estrutura primária preservada.

- Sobre os depósitos de Muita Água permanecem dúvidas. As areias situadas acima do nível rudáceo, segundo resultados de quantificação de minerais pesados e petrografia, pertenceriam à geração eólica 1. Porém, o processo que depositou as areias abaixo deste nível continua indefinido. Há duas hipóteses para estas areias: a primeira seria a deposição eólica. Neste caso existiriam duas sub-gerações de depósitos dentro da geração 1, uma mais velha representada pelas areias abaixo do nível, e uma sub-geração mais nova, representada pelas areias situadas topograficamente acima do cascalho. A segunda hipótese seria a deposição destas areias por agentes marinhos. Neste caso, quando o nível do mar subiu 8m, teria erodido as dunas da geração 1 que cavalgavam o pontão e depositado o nível de cascalho sobre a laje de granito e as areias nas partes mais profundas da paleocosta.

- Os depósitos da matriz do conglomerado sofreram processos de deposição distintos, já que constituem a matriz de um nível rudáceo, considerado como praial. Resultados analíticos, como o teor mais elevado de pesados, reforçam esta interpretação.

- Foram reconhecidas e descritas oito fácies na escarpa de Guaiúba. A fácie AFc representaria os depósitos da unidade 3; as fácies AFi e AFm, representariam a unidade 2; e as fácies, AFm, AFGm, AFGi, AFb AFAm e AFAv, e corresponderiam a depósitos eólicos da geração 1 e a depósitos lagunares do Pleistoceno Superior.

5. CONCLUSÕES FINAIS

5.1. Evolução dos sistemas eólicos da região

Ao integrar os resultados adquiridos e seguindo o modelo proposto por Giannini *et al.* (2001 a e b), é possível sugerir uma hipótese para a evolução dos sistemas eólicos da região:

A elevação eustática global do NRM a cerca de 120 ka A.P. teria desencadeado a formação de campos de dunas transgressivos correspondentes à geração eólica 1. A atividade deste sistema eólico teria construído rampas eólicas e dunas empoleiradas sobre porções emersas do embasamento cristalino, a cotas muito acima do máximo NRM da época. O pronunciado abaixamento do NRM no período de 120ka a 15ka A.P., provocou a queda do nível de base. Com isto, teria se iniciado a erosão da planície costeira, e consequentemente, da geração eólica 1, através da incisão fluvial. Durante este intervalo de tempo, a erosão eólica atuante sobre a geração 1 teria formado depósitos residuais de deflação, porém ainda com algum aporte eólico, formando as fácies AFGm e AFGi e a superfície 1.

A rápida elevação do NRM iniciada após 15ka A.P. teria favorecido o acúmulo de sedimentos na face litorânea, com consequente desenvolvimento de nova fase de campos de dunas transgressivos, correlatos à geração 2. No final desta fase, culminando na máxima inundação do NRM, parte das dunas eólicas da geração 2 seria afogada e truncada pelo sistema lagunar (Fotografia 16, Anexo 1).

Após a máxima inundação, com o término da subida do NRM, o aporte torna-se maior que a taxa de criação de espaço na bacia, fazendo com que ocorra regressão. Nas áreas com maior aporte sedimentar, o desenvolvimento das gerações 2, 3 e 4 teria sido contínuo no tempo. Em áreas de menor aporte teriam-se novos pulsos de sedimentação eólica correspondentes às gerações 3 e 4.

5.2. Morfodinâmica das draas costeiros

Analisando-se a morfodinâmica das duas associações de fácies, ou *draas costeiros* presentes na região, pode-se observar que as mudanças no aporte, largura da plataforma interna e orientação dos ventos prevalecentes em relação à linha de costa, a partir do cabo de Santa Marta, marcam a mudança do tipo de associação de fácies. A sul do cabo, onde predomina a associação de fácies proximal, o aporte é maior, a plataforma interna é mais larga e a orientação da linha de costa é paralela aos ventos vindos de NE.

5.3. Relação entre ss gerações eólicas e a morfodinâmica dos drras costeiros

A sul do cabo de Santa Marta as paleodunas atingem as cotas máximas da região, aparentemente sem estarem cavalgadas sobre morros testemunhos do embasamento. Além disso, não é possível distinguir claramente feições geomorfológicas das paleodunas. A norte, as paleodunas não se apresentam tão altas, e possuem morfologia parabólica bem definida.

Ao comparar-se os tipo de *draas* atuais com a morfologia das paleodunas, pode-se sugerir que a mudança na morfologia do litoral, marcada pelo cabo, possivelmente já existia, e assim como hoje, as duas associações de fácies estariam se desenvolvendo. Deste modo, a 5100 anos A.P., a sul, ocorreria a associação proximal, com campo de dunas maciços, sem fácies deflacionares. Nesta área o desenvolvimento das gerações 2, 3 e 4 foi, possivelmente, contínuo, considerando que o aporte neste tipo de *draa* é maior. Já ao norte, os campos de dunas corresponderiam à associação distal, com planícies de deflação que preservam formas parabólicas bem definidas.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- 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.; PESSENCIA, L.C.R. 1999. Relative sea-level changes in the last 5500 years in the southern Brazil (Laguna-Imbituba region, Santa Catarina State) based on vermetid ^{14}C ages. *Marine Geology*, **159**: 323-339.
- BARRETO, A.M.F. 1997. *Interpretação Paleoambiental do Sistema de Dunas Fixadas no Médio Rio São Francisco, Bahia*. São Paulo, Inst. Geoc. Univ. S.Paulo. Tese de Doutoramento, 174 p., 1 mapa.
- BARRETO, A.M.F.; SUGUIO, K.; BEZERRA, F.H.R.; TATUMI, S.H.; GIANNINI, P.C.F. 2001. Geologia e geomorfologia do Quaternário costeiro do Estado do Rio Grande do Norte. In: VIII CONGRESSO ABEQUA, Imbé, RS. *Boletim de resumos*, ABEQUA. p. 177-178.
- BIGARELLA, J.J. & FREIRE, S.S. 1960. Nota sobre a ocorrência de cascalheiros marinhos no litoral do Paraná. *Bol. Univ. Paraná, Geologia*, **3**: 1-22.
- BIGARELLA, J.J. & BECKER, R.D. 1975. Correlative deposits. In: INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON THE QUATERNARY, Curitiba. *Topics for discussion*, X...*Bol. Paranaense Geoc.*, (33): 225-230.

- BROOKFIELD, M.E., 1977. The origin of bounding surfaces in ancient aeolian sandstones. *Sedimentology* **24**: 303-332.
- CARTER, R.W.G., 1988. *Coastal Environments*. Academic Press, London, 617 pp.
- CARTER, R.W.G., 1990. The geomorphology of coastal dunes in Ireland. *Catena Suppl.* **18**: 31-40.
- CARTER, R.W.G. & CHANCE, S., 1997. Integrated management of coastal dunes in Ireland: Assessment and example. In: NOVO, F.G.; CRAWFORD, R.M.M.; BARRADAS, M.C.D. eds. *The ecology and conservation of european dunes*. Universidad de Sevilla, Secretariado de Publicaciones, p.301-314.
- CARUSO, F.Jr. 1995. *Mapa Geológico e de recursos minerais do Sudeste de Santa Catarina*, Brasília, DNPM, 52p.mapa. (Programas cartas de síntese e estudos de interpretação geológica 1).
- CARVALHO, C.H.G. & GIANNINI, P.C.F., 1998. Morfodinâmica de dunes costeiros e superfícies de truncamento na região de Imbituba-Jaguaruna, SC. In: CONGR. BRAS. GEOL., 40, Belo Horizonte, MG. *Anais...* Belo Horizonte, SBG. P.258.
- CHRISTIANSEN, C. & BOWMAN, D., 1986. Sea-level changes, coastal dune building and sand drift, North-Western Jutland, Denmark. *Geografisk Tidsskrift* **86**: 28-31.
- CHRISTIANSEN C.; DALSGAARD, K.; MOLLER, J.T., BOWMAN, D., 1990. Coastal dunes in Denmark. Chronology in relation to sea-level. *Catena Suppl.* **18**: 61-70.
- DAVIES, J.L., 1980. *Geographical variation in coastal development*. London, Longmans, 2nd ed. 212 pp.
- 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.
- DICKINSON, W.R. 1970. Interpreting detrital modes of graywacke and arkose. *Jour. Sedim. Petrol.*, **40**(1/2): 695-707.
- DILLEMBURG, S.R.; ROY, P.S.; COWELL, P.J.; TOMAZELLI, L.J., 2000. Influence of antecedent topography on coastal evolution as tested by shoreface translation-barrier model (STM). *Journal of coastal research* **16**(1): 71-81.
- DOTT, R.H., Jr. 1964. Wacke, graywacke and matrix - what approach to immature sandstone classification? *J. Sediment. Petrol.*, **34**(3):625-632.
- ENDO, K. 1986. coastal and dunes in Japan. *Proc. Inst. Natural Sci.*, (21): 37-54.
- FOLK, R.L. 1968. *Petrology of Sedimentary Rocks*. Texas, Hemphill's Publish.Co.,1980. 185p.
- FOLK, R.L. & WARD, W.C. 1957. Brazos River bar, a study in the significance of grain-size parameters. *J. Sediment. Petrol.*, **27** (1): 2-26.

- GALEHOUSE, J.S. 1971a. Point-counting. In: CARVER, R.E. ed. *Procedures in Sedimentary Petrology*. New York, Wiley- Interscience. p.385-407.
- GARDNER, D.E., 1955. Beach-sand heavy-mineral deposits of Eastern Austrália. *BMR Bull.* No. 28, 103 pp.
- GIANNINI, P.C.F. 1993. *Sistemas Deposicionais no Quaternário Costeiro entre Jaguaruna e Imbituba, SC*. São Paulo, Inst. Geoc. Univ. S.Paulo. Tese de Doutoramento (ined.). 2v, 439 p., 2 mapas.
- GIANNINI, P.C.F., 1998. Associações de fácies eólicas ativas na costa centro-sul de Santa Catarina. *Anais da Acad. Bras. Ciências*, 70(3): 696.
- GIANNINI, P.C.F., 2001. Complexo lagunar centro-sul catarinense. In: SCHOBENHAUS, C. ed. *Sítios Geológicos e Paleontológicos do Brasil*. Brasília, DNPM, SIGEP – Comissão Brasileira de Sítios Geológicos e Paleontológicos (também na versão em inglês) (no prelo)
- GIANNINI, P.C.F. & SANTOS, E.R. 1994. Padrões de variação espacial e temporal na morfologia de dunas de orla costeira no Centro-Sul catarinense. *Bol. Paranaense de Geociências*, 42: 73-96.
- GIANNINI, P.C.F. & SUGUIO, K. 1994. Diferenciação entre gerações de depósitos eólicos quaternários na costa centro-sul de Santa Catarina. In: CONGR. BRAS. GEOL., 38, Balneário Camboriú, SC. *Resumos Expandidos...* Balneário Camboriú, SBG. p.402-403.
- GIANNINI, P.C.F.; SUGUIO, K.; SANTOS-GIANNINI, E.R.; KOGUT, J.S. 1997. Gerações de areias eólicas na escarpa de Guaiúba, Imbituba, SC. In: CONGR. ASSOC. BRASIL. DE ESTUDOS DO QUATERNÁRIO, 6, Curitiba. *Resumos Expandidos...* Curitiba, Abequa. p.63-67.
- GIANNINI, P.C.F.; SAWAKUCHI, A.O.; MARTINHO, C.T. 2001a. A estratigrafia de seqüências na evolução das dunas costeiras de Santa Catarina, Sul do Brasil. In: I CONGRESSO DO QUATERNÁRIO DOS PAÍSES DE LÍNGUA IBÉRICA, Lisboa. *Actas*, GTPEQ., AEQUA, SGP. p. 117-120.
- GIANNINI, P.C.F.; SAWAKUCHI, A.O.; MARTINHO, C.T. 2001b. O nível do mar e as dunas eólicas no litoral centro-sul catarinense: um modelo de estratigrafia de seqüências no Quaternário. In: VIII CONGRESSO ABEQUA, Imbé, RS. *Boletim de resumos*, ABEQUA. p. 45-46.
- GUERRA, A.T. 1950. Contribuição ao estudo da geomorfologia e do Quaternário do litoral de Laguna (Santa Catarina). *Rev. Bras. Geog.*, 12(4):535-564.
- HANSON, J.D., 2001. Coastal sensitivity to environmental change: a view from beach. *Catena* 42: 291-305

- HESP, P.A. 1983. Morphodynamics of incipient foredunes in New South Wales, Austrália. In: BROOKFIELD, M.E. & AHLBRANDT, T.S. eds. *Eolian Sediments and Processes*. Amsterdam, Elsevier. p. 325-342 (Developments in Sedimentology, 38).
- HESP, P. A., 1989. A review of biological and geomorphological processes involved in the initiation and development of incipient foredunes. *Proceedings of the Royal Society of Edinburgh* **96B**: 181-201.
- HESP, P.A., 1999. The beach backshore and beyond. In: SHORT, A.D. ed. *Handbook of Beach and Shoreface Morphodynamics*. Chichester, John Wiley & Sons Ltd, p. 145-270.
- HESP, P.A. 2000a. *Coastal sand dunes. Form and Function*. CDNV Technical Bulletin No. 4. Massey University, 28 pp.
- HESP, P.A. 2000b. Blowouts and parabolic dunes. Evolution and Dynamics. In: SAUNDERS, B.G.R. ed. *The South of the North. Manawatu and Its Neighbours*. Palmerston North, Massey University, p. 40-41.
- HESP, P.A., 2001. Environmental change and human impacts in the Manawatu dunefield. (*Draft for New Zealand Geographer*)
- HESP, P.A. & THOM, B.G., 1990. Geomophology and evolution of active transgressive dunefields. In: NORDSTROM, K.F.; PSUTY, N.P.; CARTER, R.W.G. eds. *Coastal Dunes: Form and Process*. Chichester, John Wiley & Sons Ltd.
- HESP, P.A. & SHORT, A.D., 1999. Barrier Morphodynamics. In: SHORT, A.D. ed. *Handbook of Beach and Shoreface Morphodynamics*. Chichester, John Wiley & Sons Ltd, p. 307-333.
- HESP, P.A.; ILLENBERGER, W; RUST, I.; McLACHLAN, A.; HYDE, R., 1989. Some aspects of transgressive dunefield and transverse dune geomorphology and dynamics, south coast, South Africa. *Z. Geomorph. N.F. Suppl.-Bd* **73**: 111-123.
- ISLA, F.I., 1989. Holocene sea-level fluctuation in the southern hemisphere. *Quaternary Science Reviews* **8**: 359-368.
- KOCUREK, G. 1988. First-order and super bounding surfaces in eolian sequences – Bounding surfaces revisited. *Sediment. Geol.*, **56** (1/4): 193-206.
- KOCUREK, G. & HAVHOLM, K.G. 1993. Eolian Sequence Stratigraphy – A Conceptual Framework. In: *Siliciclastic Sequence Stratigraphy*. AAPG Memoir 58, cap. 16, p. 393-409.
- 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.
- MARTIN, L.; SUGUIO, K.; FLEXOR, J.M.; AZEVEDO, A.E.G. 1988. *Mapa Geológico do Quatemário Costeiro dos Estados do Paraná e Santa Catarina*. Brasília, DNPM, 40p., 2 mapas. Série Geologia (28), Secção Geologia Básica (18).

- MARTINHO, C.T. & GIANNINI, P.C.F. 2001. Diferenças texturais entre os cimentos das paleodunas eólicas de Imbituba-Laguna, SC. In: VIII CONGRESSO ABEQUA, Imbé, RS. *Boletim de resumos*, ABEQUA. p. 136-138.
- MOREIRA, M.E.S.A. 1988. Seasonal processes of the beach-dune system on the Western Coast of Portugal. *Journal of Coastal Research*, Special Issue No.3, p. 47-51.
- OHMORI, I.H.; ENDO, K.; UESUGI, Y.; HORIKOSHI, M. 1987. Stratigraphy and geomorphologic history of Holocene dunefield near Millicent along the southeastern coast of South Australia, **96** 1: 1-22.
- PETTIJOHN, F.J. 1957. *Sedimentary Rocks*. New York, Harper & Row, Publ. 3ed., 1975. 628p.
- PETTIJOHN, F.J.; POTTER, P.E.; SIEVER, R. 1972. *Sand and Sandstone*. Heidelberg, Springer-Verlag. 618p
- PIMIENTA, J. 1958. *A Faixa Costeira Meridional de Santa Catarina*. Rio de Janeiro, DNPM/DGM. 104p. (Bol. 176).
- POWERS, M.C. 1953. A new roundness scale for sedimentary particles. *Jour. Sedim. Petrol.*, **23**:117-119.
- PYE, K., 1982. Morphological development of coastal dunes in a humid tropical environment, Cape Bedford and Cape Flattery, North Queensland. *Geografiska Annaler* **64A** (3-4): 213-227.
- PYE, K., 1983. Formation and history of Queensland coastal dunes. *Z.Geomorph. N.F.* Suppl.-Bd **45**: 175-204.
- ROY, P.S.; COWELL, P.J.; FERLAND, M.A.; THOM, B.G., 1994. Wave-dominated coasts. In: CARTER, R.W.G. & WOODROFFE, C.D. eds., *Coastal evolution, Late Quaternary Shoreline Morphodynamics*. Cambridge, Cambridge University Press, p.121-186.
- SAWAKUCHI, A.O. 2000. *Dinâmica e contexto paleogeográfico do sistema deposicional eólico Pirambóia no Estado de São Paulo*. São Paulo, Inst. Geoc. Univ. S. Paulo. Trabalho de Formatura, 38p., 11 anexos, 14 fotos.
- SCHOLLE, P.A. 1979- A colour illustrated guide to constituents, textures, cements and porosities of sandstones and associated rocks. Tulsa, AAPG, 201p. (Memoir n-28)
- SHEPARD, M., 2000. Coasts, the edge of the land. In: SAUNDERS, B.G.R. ed. *The South of the North. Manawatu and Its Neighbours*. Palmerston North, Massey University, p. 34-39.
- SHORT, A.D., 1988a. Holocene coastal dune formation in Southern Australia: a case of study. *Sedimentary Geology* **55**: 121-142.
- SHORT, A.D., 1988b. Wave, beach, foredune, and mobile dune interactions in the Southern Australia. *Journal of Coastal Research*, Special Issue No.3, p. 05-09.
- TRENHAILE, A.S., 1997. Sand Dunes. In: *Coastal Dynamics and Landforms*. Oxford, Clarendon Press, p.144-169.

- WASSON, R.J. 1983. Dune sediment types sand colour, sediment provenance and hydrology in the Strzelecki – Simpson dunefield, Austrália. In: BROOKFIELD, M.E. & AHLBRANDT, T.S. eds. *Eolian Sediments and Process*. Elsevier. p. 165-195 (Developments in Sedimentology, 38).
- WEAVER, C.E. 1989. *Clays, Muds, and Shales*. Amsterdam, Elsevier. 819 p. (Developments in Sedimentology, 44).
- WILSON, I.G., 1972. Aeolian bedforms – Their development and origins. *Sedimentology* **19**: 173-210.

ANEXOS

ANEXO 1: Fotografias

ANEXO 2: Mapas Geomorfológicos

ANEXO 3: Tablas

ANEXO 4: Seções colunares

044-500 Trabalho de Formatura – 2001/09

ANEXOS

ANEXO 1

ANEXO 1: Fotografias

ANEXO 2: Mapas Geomorfológicos

ANEXO 3: Tabelas

ANEXO 4: Seções colunares

044-500 Trabalho de Formatura – 2001/09

ANEXO 1

Fotografias

- Fotografias de dunas e paleodunas
- Fotointerpretação de estruturas sedimentares
- Fotomicrografias
- Imagens de MEV

Fotografias de dunas e paleodunas

Fotografia 01: Campo de dunas parabólicas antigo, vegetado, da região de Manawatu, Nova Zelândia. Extraído de Hesp (2000a), sem escala no original.

Fotografia 02: Cordões litorâneos com dunas frontais, região de Otaki, distrito Manawatu, Nova Zelândia. Extraído de Shepard (2000), sem escala no original.

Fotografia 03: Depósito residual bioclástico (*lag deposits*), na planície de deflação. Praia Himatangi, distrito de Manawatu, Nova Zelândia.

Fotografia 04: Planície de deflação com *gegenwalle ridges*. Praia Himatangi, distrito de Manawatu, Nova Zelândia.

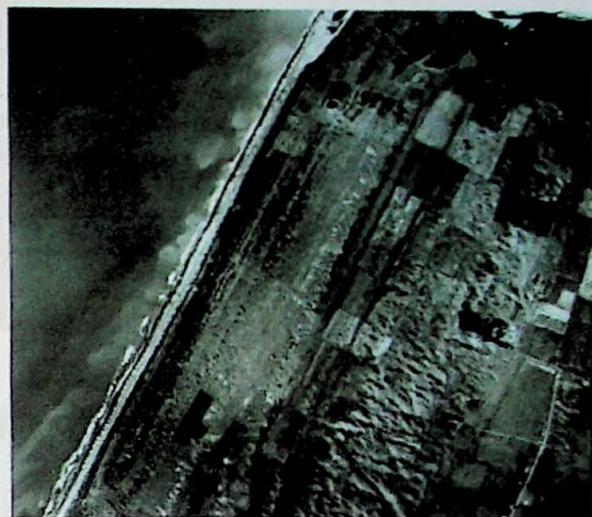
Fotografia 05: Duna parabólica apresentando planície de deflação vegetada, rastros lineares contidos pela vegetação e lobo deposicional. Praia Himatangi, distrito de Manawatu, Nova Zelândia.

01 - Imagem de satélite mostrando dunas ativas e paleodunas em um deserto com dunas móveis (verde) e dunas fixas (azul). As dunas móveis são mais altas (cerca de 30m) que as obstruindo (menos de 10m).

Fotografias de dunas e paleodunas



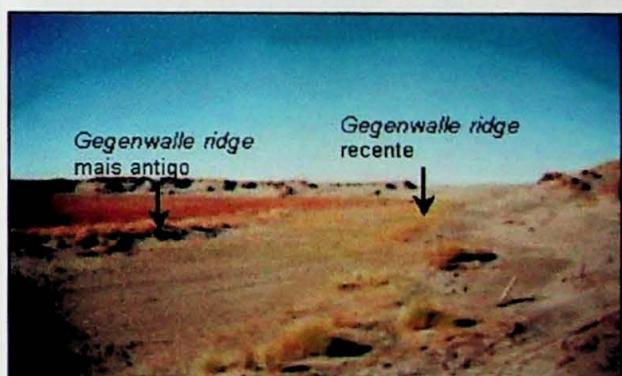
01



02



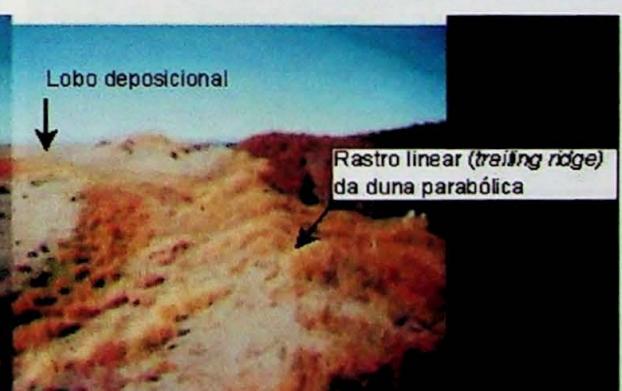
03



04



05



Fotografia 06: Fotografia aérea oblíqua de dunas parabólicas ativas na costa de Manawatu-Wanganui. Extraído de Hesp (2000a). Sem escala no original. (A): lobo deposicional; (B): rastros lineares (*trailing ridges*); (C): planície de deflação; (D): *gegenwalle ridge*; (E): cava de deflação (*blowout*); (F): duna frontal.

Fotografia 07: Cava de deflação (*blowout*) produzido a partir da erosão de dunas frontais. Praia Himatangi, distrito de Manawatu, Nova Zelândia. (foto de J. Barran).

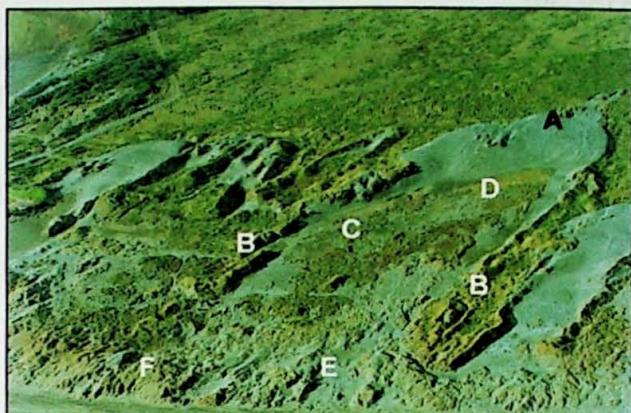
Fotografia 08: Pequenas dunas transversais à frente de dunas frontais mal formadas e lençóis de areia produzidos por carpete de tração. Ponte Norte da praia de Ibiraquera.

Fotografia 09: Lençóis de areia produzidos por carpete de tração, e protodunas em meio à dunas frontais mal formadas. Praia do Ji.

Fotografia 10: Rastros lineares (*trailing ridges*) na planície de deflação do campo de dunas de Ibiraquera.

Fotografia 11: Dunas de precipitação (*precipitation ridges*) no campo de dunas de Ibiraquera.

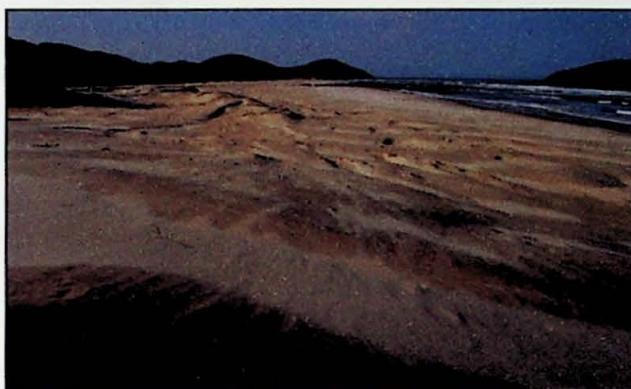




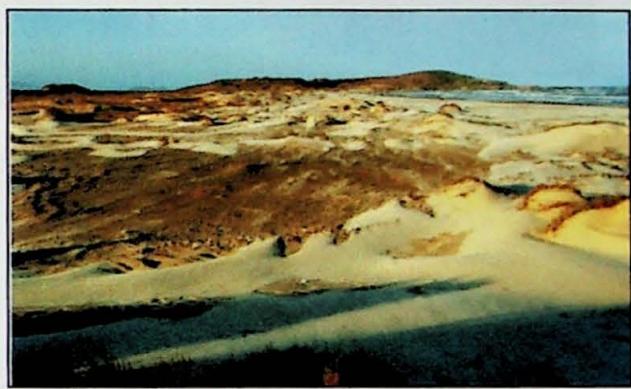
06



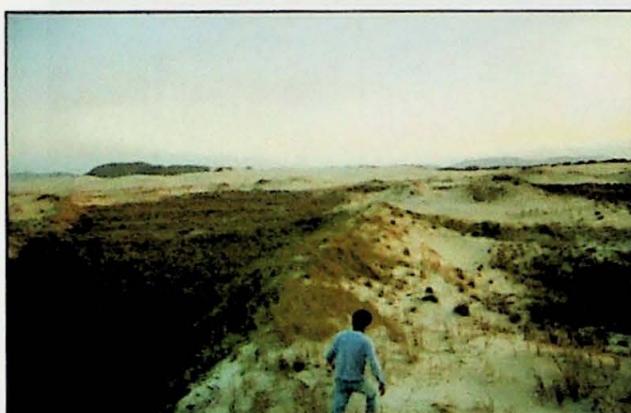
07



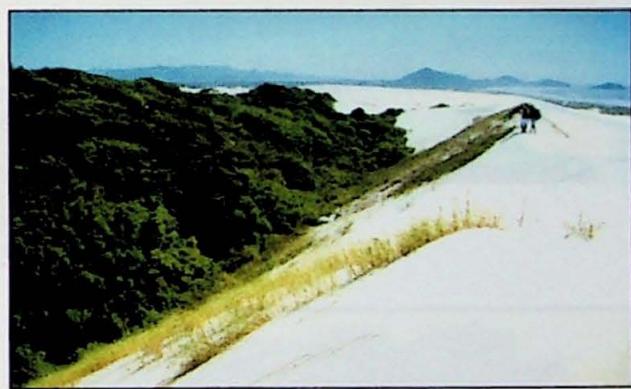
08



09



10



11

Fotografia 12: Cadeia barcanóide do campo de dunas de Ibiraquera.

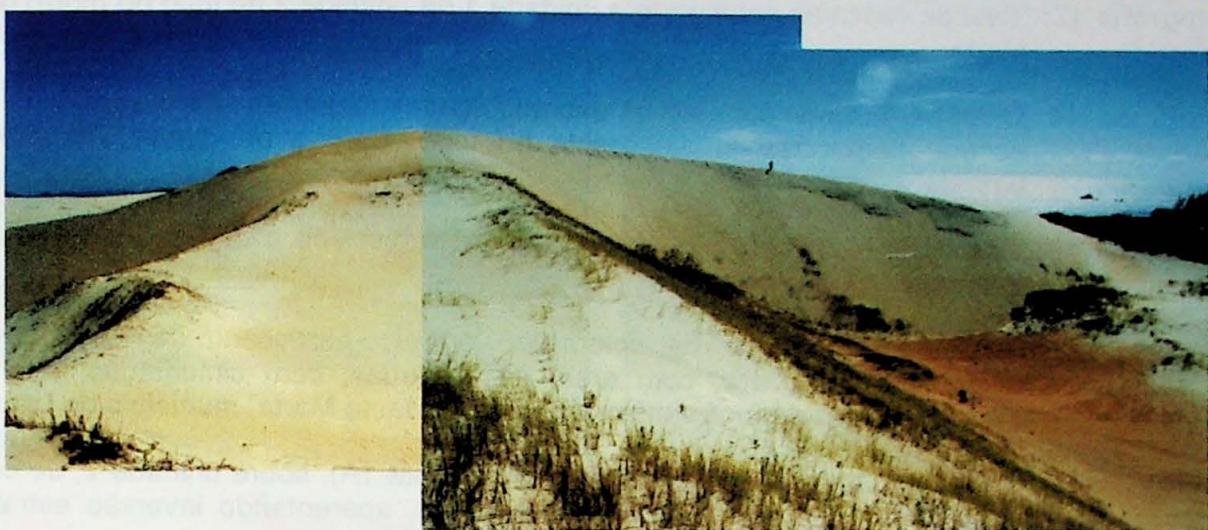
Fotografia 13: Campo de dunas da praia Grande do Sul.

Fotografia 14: Areias da unidade 1, sem estruturas aparentes e de coloração vermelho pardacento, recobertas por areias mais claras, com bandas nodulares, correspondentes à unidade 2. Morro da Ribanceira, município de Imbituba

Fotografia 15: Unidade 2, com estratificação ressaltada por bandas nodulares, sobre a unidade 1, maciça. Porção sudeste do morro de Santa Marta.



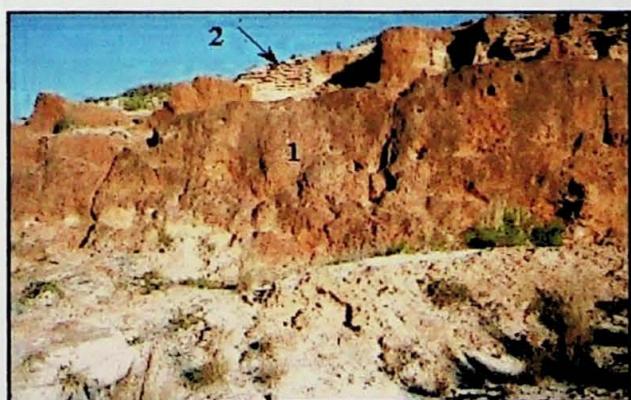
сары салғындың бір түрінде көбіншыл жағдайда 5-6 м көлемдегі 1-61 штампатор
жүйесінде орналасқан. Оның да зертталғанынан кейнінде



12



13



14



15

Fotografia 16: Geração eólica 2 com formato parabólico. Os braços da parábola estão sendo cortados pela laguna ao fundo. Garopaba do Sul.

Fotografia 17: Nível de cascalho separando a unidade 1 da unidade 2 no topo do morro de Santa Marta.

Fotografia 18: Unidade 4, ativa, com areias esbranquiçadas migrando sobre a unidade 2, mais escura, com possível paleossolo no topo. Campo de dunas Vila Nova-Roça Grande.

Fotografia 19: Unidades 1, 2 e 3, em escarpa na paleorampa eólica de Guaiúba, município de Imbituba.

Fotografia 20: Unidade 1, maciça, de coloração vermelho-pardacento, sob unidade 2, de coloração mais clara, com areia estratificadas, com cimentação heterogênea. Flanco sudeste do morro maior do cabo de Santa Marta, município de Laguna.

Fotografia 21: Unidade 1, maciça avermelhada (amostra SM-1A), sobre unidade 2, de coloração mais clara e com estratificações cruzadas, aparentando inversão estratigráfica. Flanco noroeste do morro de Santa Marta.

Fotografia 22: Areias atribuídas à unidade 2, com possível concreção bifásica. (A) é a parte coesa e (B) é a parte friável. Notar areias mais claras, da unidade 4, em relação de inversão estratigráfica aparente com a unidade 2, devido à colmatação de cavidades erosivas.

Fotografia 23: Em primeiro plano, areias estratificadas, identificadas como possível unidade 2. Ao fundo, areia vermelha, sem estruturas, identificada como possível unidade 1. Cimo do morro de Santa Marta, Laguna.





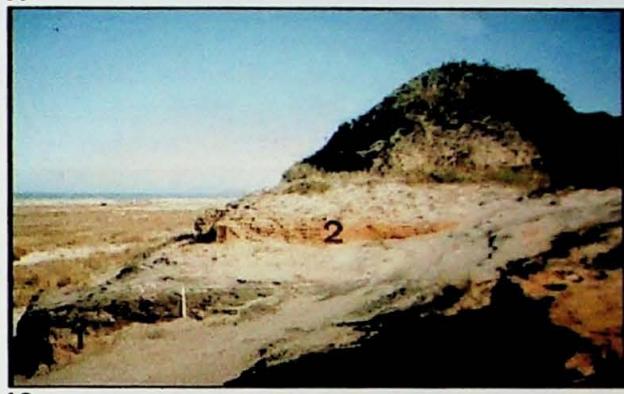
16



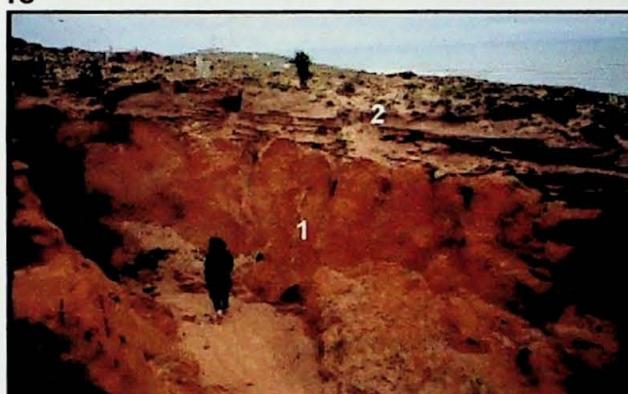
17



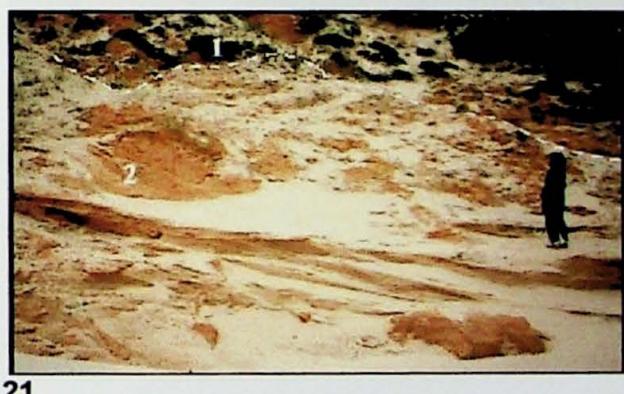
18



19



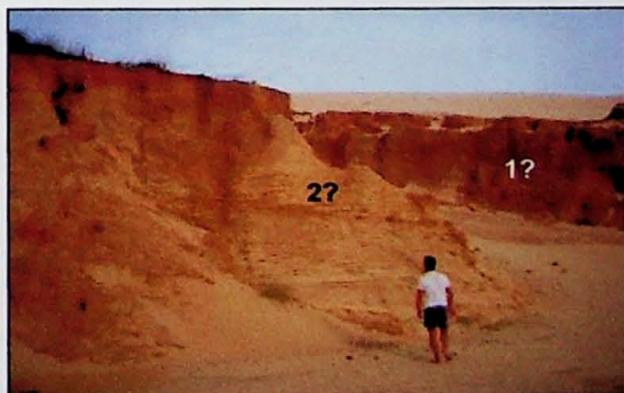
20



21



22



23

Figura 24: Paleoduna com cor e grau de litificação típicos da unidade 1 e com presença de estratificação, mais característica da unidade 2 (amostra SM-?). Cimo do morro maior do cabo de Santa Marta, município de Laguna.

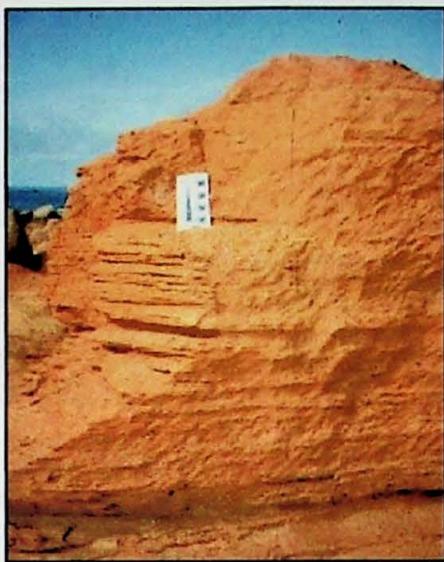
Figura 25: Unidades 1 e 2 indiferenciadas, de coloração avermelhada e apresentando ravinas de profundidade métrica a decamétrica.

Figura 26: Praia de cascalho, nos arredores da Ponta do Catalão a sul da praia de Muita Água apresentando Níveis de cascalho suspensos. (A): Ravina onde se pode observar depósito de cascalho 8 metros acima do nível da praia. (B): Quebra do relevo associada ao mesmo depósito de cascalho. (C): Nível de cascalho 2 metros acima do nível da praia, vegetado, atribuído ao NRM alto de aproximadamente 5 mil anos A.P

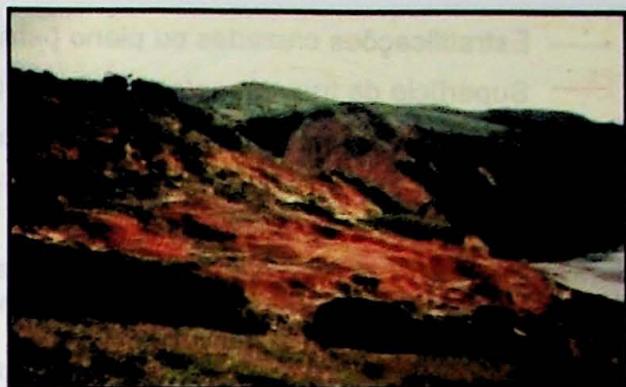
Figura 27: Geração 4, formada por dunas esbranquiçadas atuais, cavalgando as três gerações mais antigas, na escarpa de Guaiúba, Imbituba.



geomorphic evolution of coastal areas

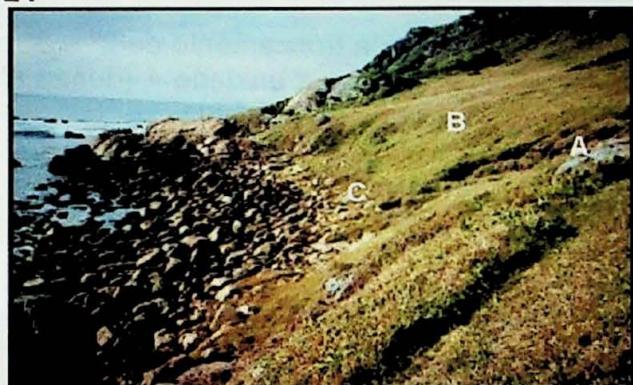


24

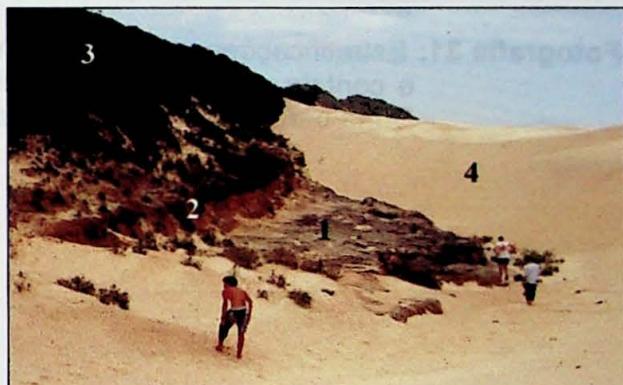


25

26



27



Fotointerpretação de estruturas sedimentares

- Estratificações cruzadas ou plano paralelas
- Superfície de truncamento de terceira ordem
- Superfície de truncamento de segunda ordem
- Contato entre unidade 2 e unidade 3 ou 4

Fotografia 28: Estratificações cruzadas acanaladas e superfícies de truncamento de 2^a e 3^a ordem em duna barcanóide do campo de dunas Vila Nova-Roça Grande, Imbituba.

Fotografia 29: Estratificações cruzadas tabulares, plano-paralelas e superfícies de truncamento de 2^a e 3^a ordem em duna barcanóide do campo de dunas Vila Nova-Roça Grande, Imbituba.

Fotografia 30: Visão lateral de duna barcanóide do campo de dunas de Vila Nova-Roça Grande. Observar estratificações cruzadas acanaladas, plano paralelas e superfícies de truncamento de 3^a ordem.

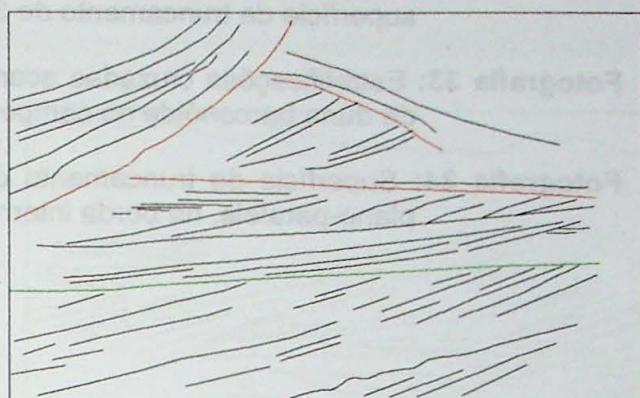
Fotografia 31: Estratificações cruzadas acanaladas, superfícies de truncamento de 2^a e 3^a ordem e contato na base entre a unidade 2 (mais escura) e a unidade 4 (dunas ativas). Duna barcanóide do campo de dunas de Vila Nova-Roça Grande

Fotografia

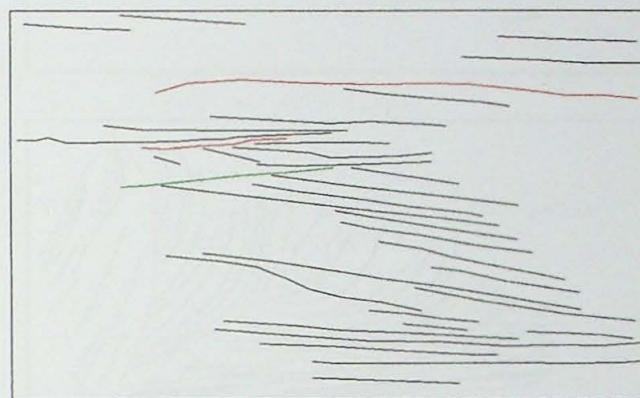
Fotointerpretaco das estruturas



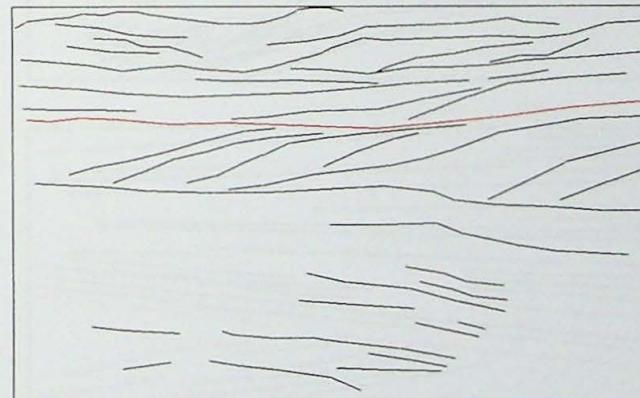
28



29



30

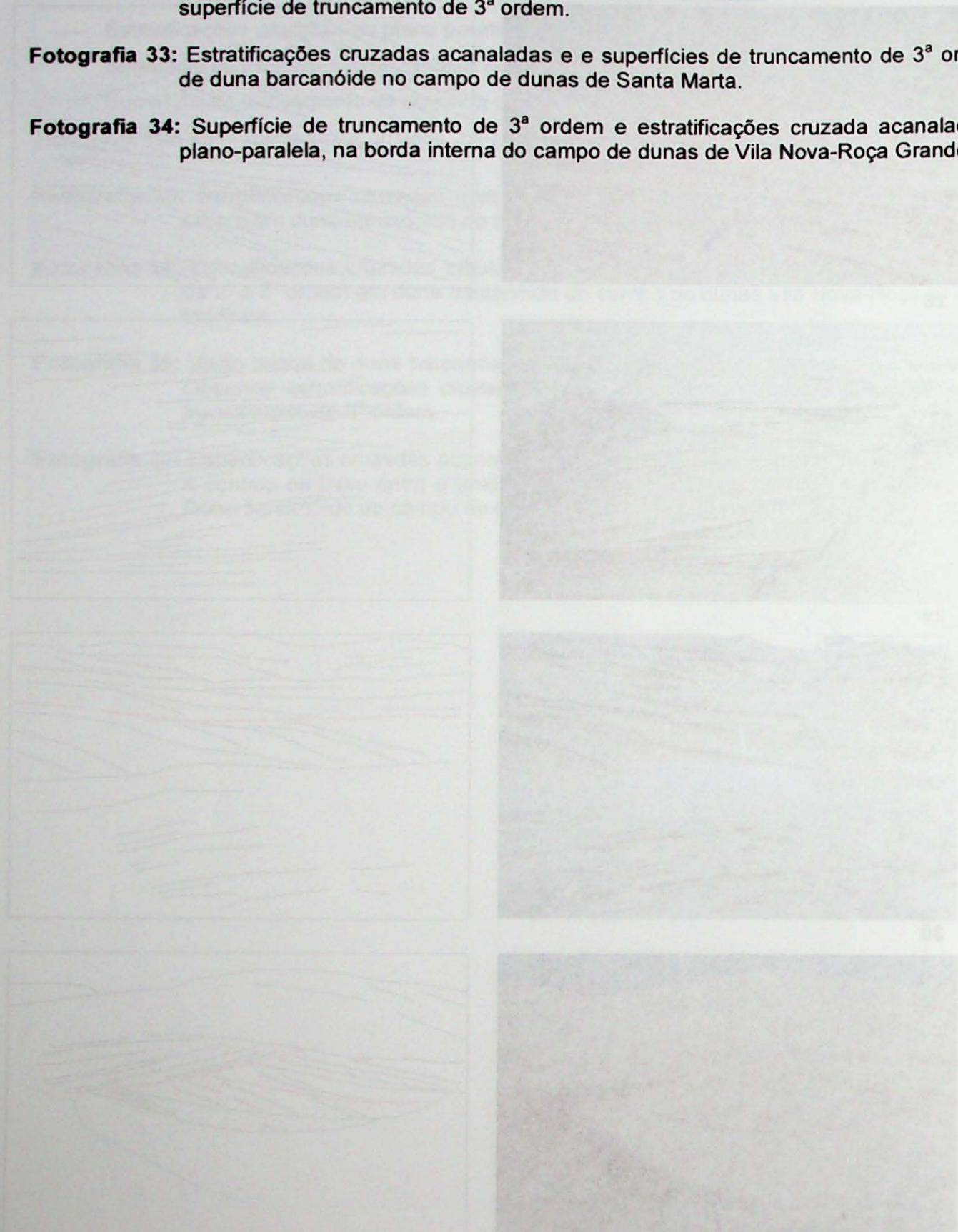


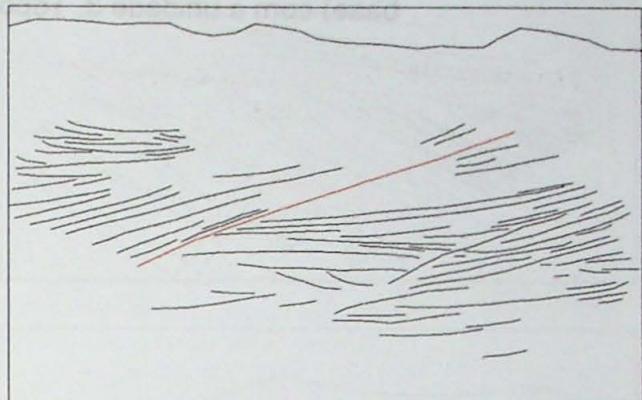
31

Fotografia 32: Flanco barlavento de um braço de duna parabólica, no campo de duna de Guaiúba. Observar as estratificações plano-paralelas, cruzadas tabulares e superfície de truncamento de 3^a ordem.

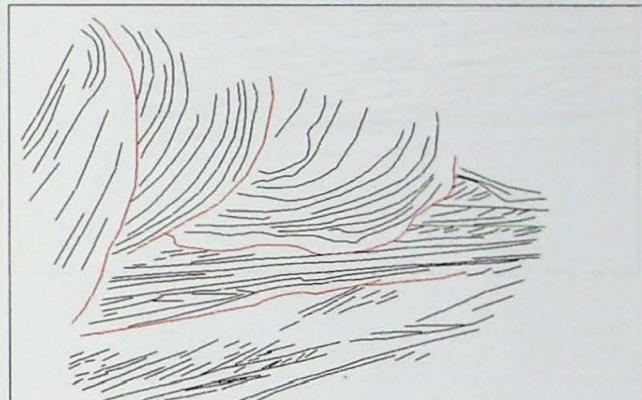
Fotografia 33: Estratificações cruzadas acanaladas e superfícies de truncamento de 3^a ordem de duna barcanóide no campo de dunas de Santa Marta.

Fotografia 34: Superfície de truncamento de 3^a ordem e estratificações cruzada acanalada e plano-paralela, na borda interna do campo de dunas de Vila Nova-Roça Grande.

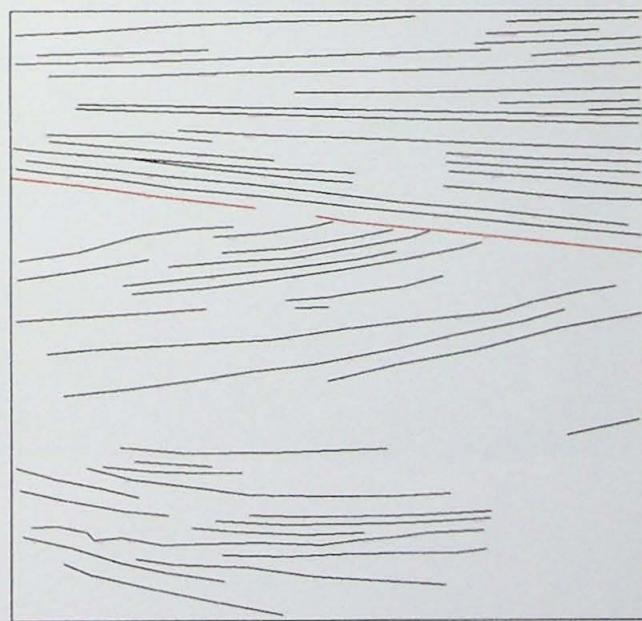




32



33



34

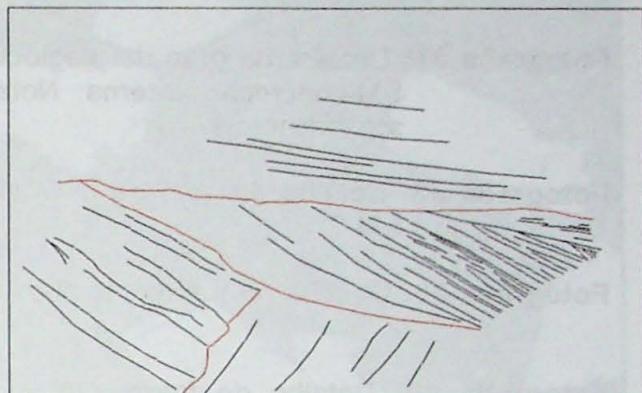
Fotografia 35: Estratificações cruzadas tabulares e acanaladas, e superfícies de truncamento de 3^a ordem em duna barcanóide do campo de dunas de Santa Marta.

Fotografia 36: Estratificações plano-paralelas, cruzadas acanaladas e tabulares, superfícies de truncamento de 3^a e possível 2^a ordem e contato da unidade 2 (camada escura na base) com a unidade 3. Topo do morro de Santa Marta.

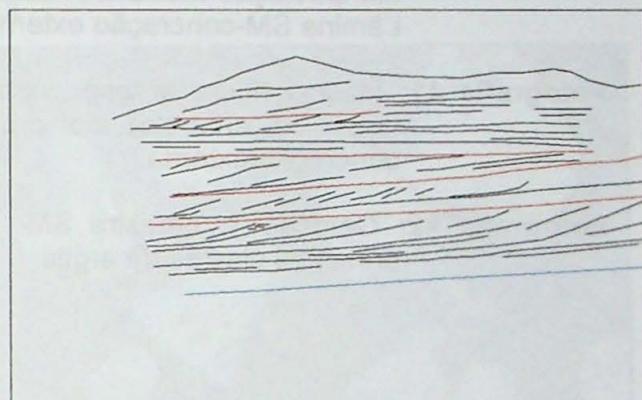




35



36



Fotomicrografias

Fotografia 37: Detalhe de grão de plagioclásio inalterado observado a nicóis cruzados. Lâmina SM-concreção externa. Notar a baixa birrefringência do cimento composto por argilominerais.

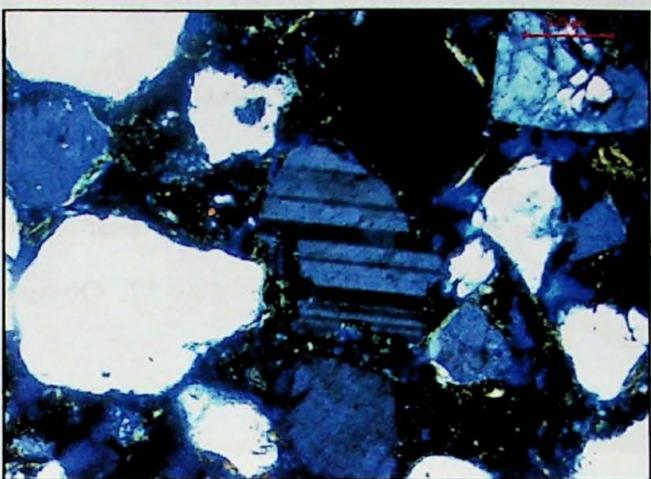
Fotografia 38: Detalhe de grão de microclínio inalterado observado a nicóis cruzados. Lâmina SM-?.

Fotografia 39: Detalhe de fragmento lítico de silexito observado a nicóis cruzados. Lâmina SM-2?.

Fotografia 40: Detalhe de fragmento lítico, clasto de argila deformado evidenciando baixa compactação mecânica. Observar sua coloração esverdeada, possível glauconita. Lâmina SM-concreção externa.

Fotografia 41: Mesma figura anterior, com nicóis cruzados. Observar a cor de birrefringência (tons de amarelo) do argilomineral. Possivelmente glauconita. Lâmina SM-concreção externa.

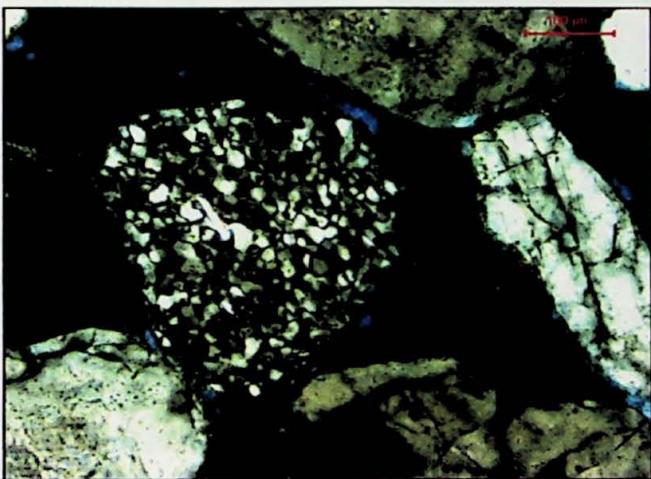
Fotografia 42: Geração 1, amostra SM-1. Observar a textura em menisco do cimento, e a presença clastos de argila.



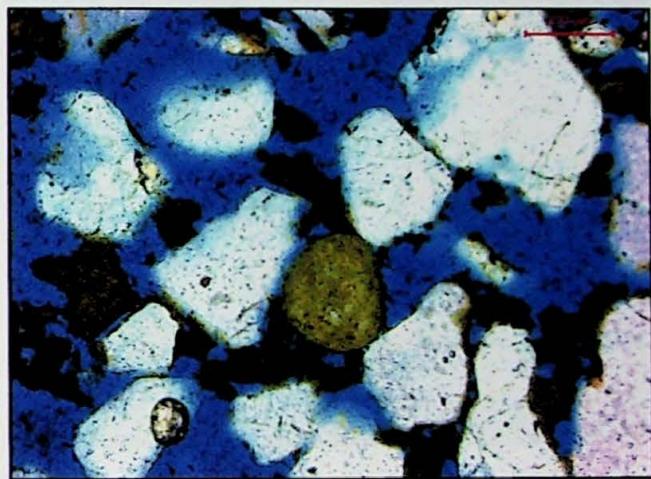
37



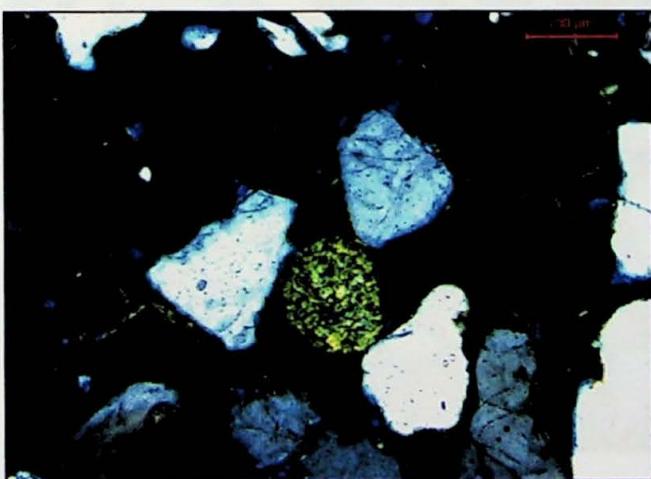
38



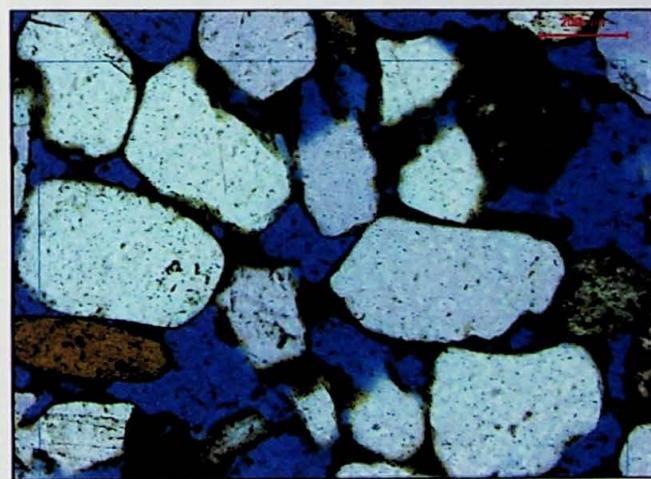
39



40



41



42

Fotografia 43: Amostra SM-2, geração 2. Observar o aspecto fragmentado do cimento desta. Não forma menisco.

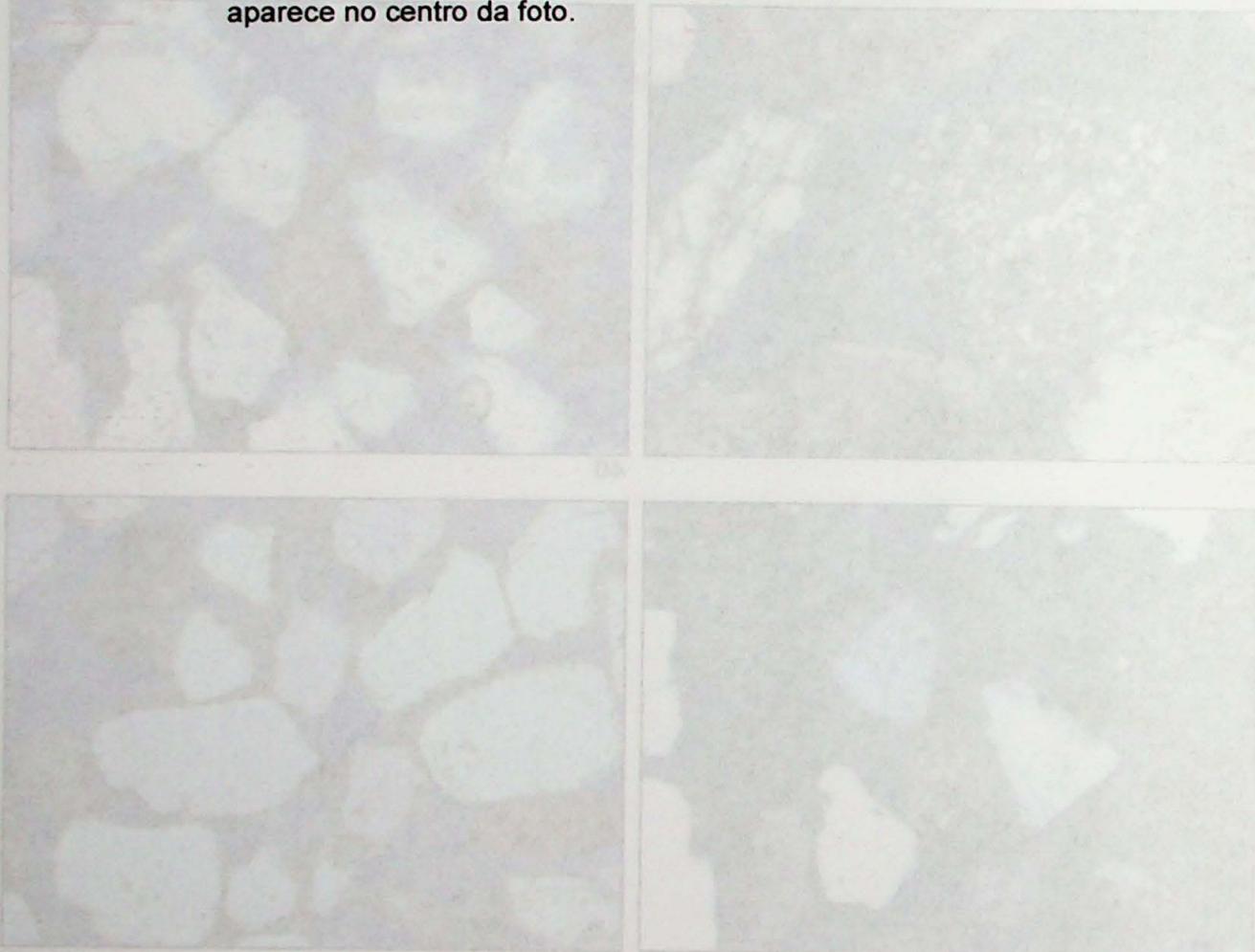
Fotografia 44: Notar a quantidade muito maior de cimento na amostra SM-concreção externa, coerente com a hipótese de tratar-se de concreção.

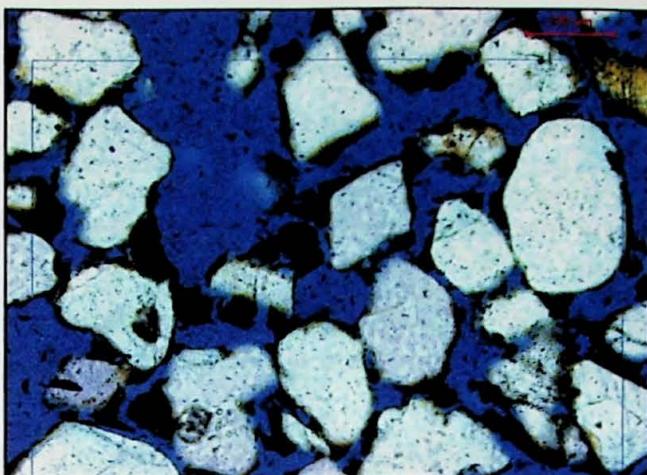
Fotografia 45: Aspecto geral da lâmina SM-?, exibindo cimento com textura em menisco, e contato pontual entre os grãos. Clastos de argila ocorrem em menor quantidade.

Fotografia 46: Textura alveolar de dissolução (“honeycomb”) na amostra SM-1?. Observar a menor quantidade de cimento.

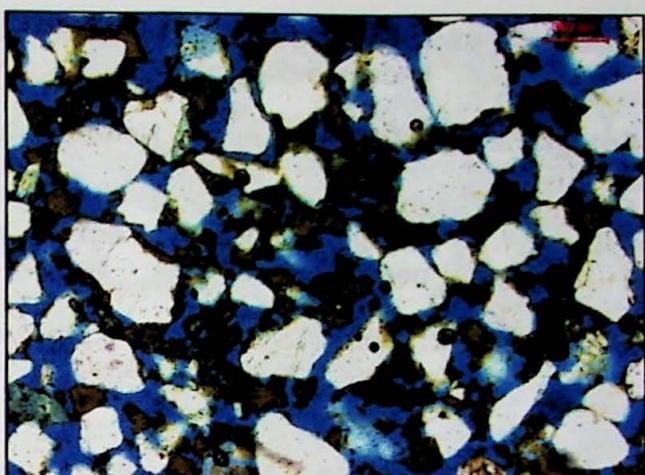
Fotografia 47: Aspecto geral da lâmina SM-1?. Observar a grande quantidade de clastos de argila.

Fotografia 48: Aspecto geral da lâmina SM-2?. Observar a escassez de cimento. Clasto de argila aparece no centro da foto.

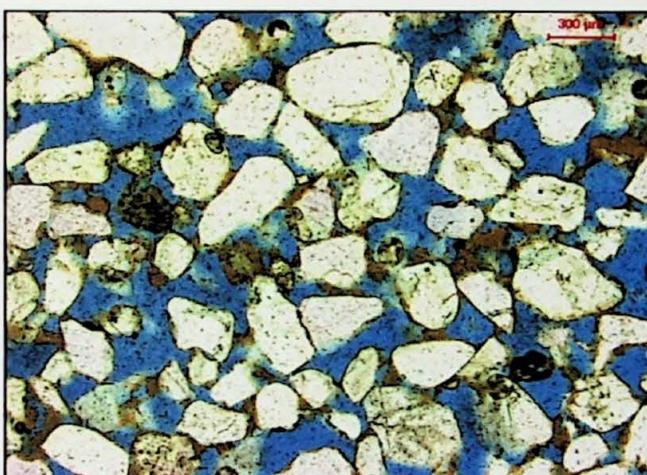




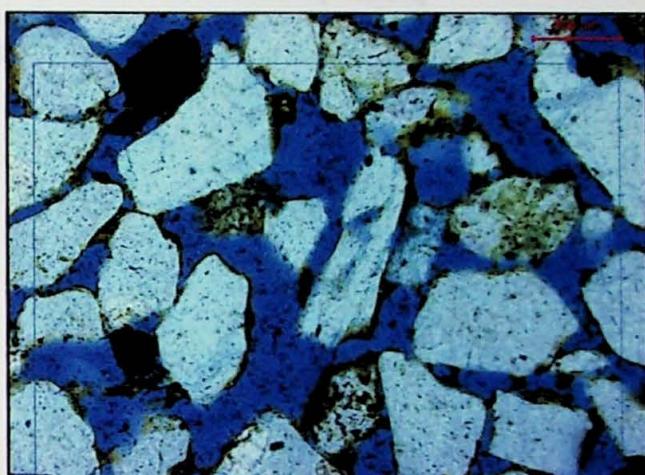
43



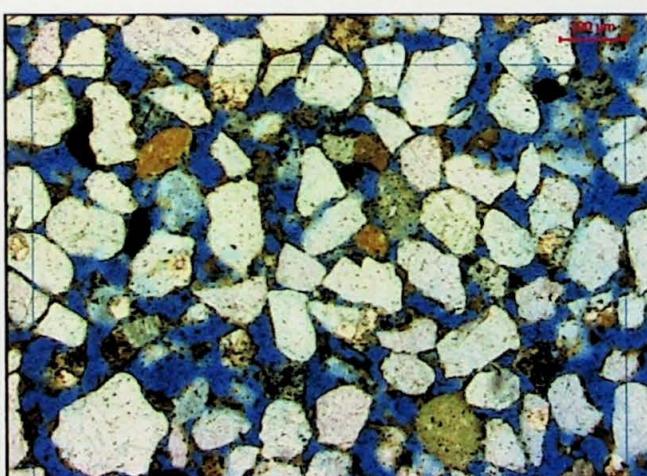
44



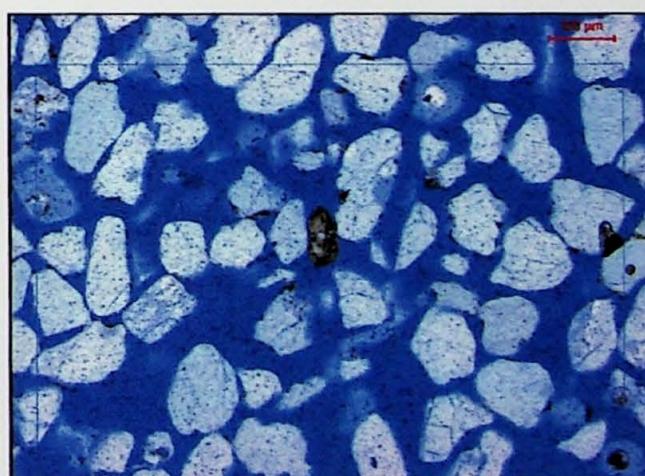
45



46



47



48

Fotografia 49: Aspecto geral de lâmina MA-acima, observar o paralelismo tênue entre os grãos, e feldspato com textura *honey comb*

Fotografia 50: Lâmina MA-acima. Notar a forte cimentação ferruginosa

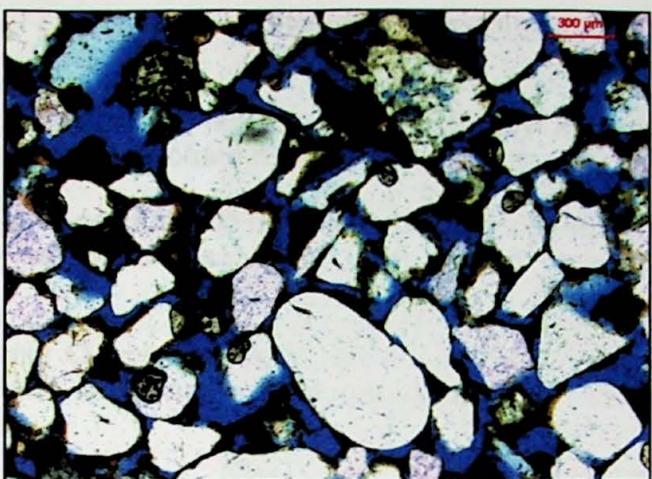
Fotografia 51: Lâmina MA-matriz. Notar grumos de massa argilosa, com pequenos clastos angulosos de quartzo em seu interior, interpretado como matriz infiltrada de origem pedogenética atual.

Fotografia 52: Lâmina MA-matriz. Observar a nítida inversão textural. Caracteriza-se por apresentar alguns grãos grandes e angulosos em meio a maioria de grãos finos e arredondados.

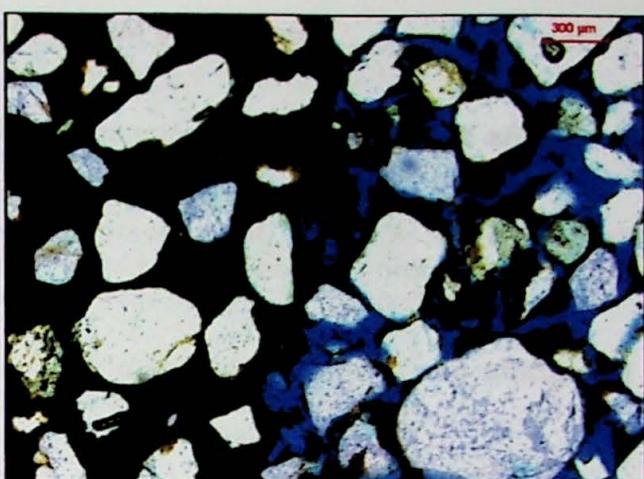
Fotografia 53: Lâmina MA-abaixo. Notar que a quantidade de matriz infiltrada é bem menor, e a presença de um cimento argiloso esverdeado.

Fotografia 54: Observar a inversão textural presente, e o grande clasto de feldspato com textura alveolar de dissolução, "*honey comb*".

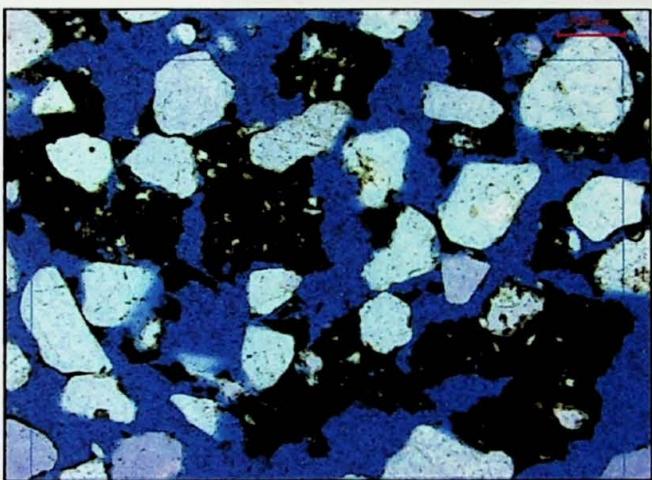




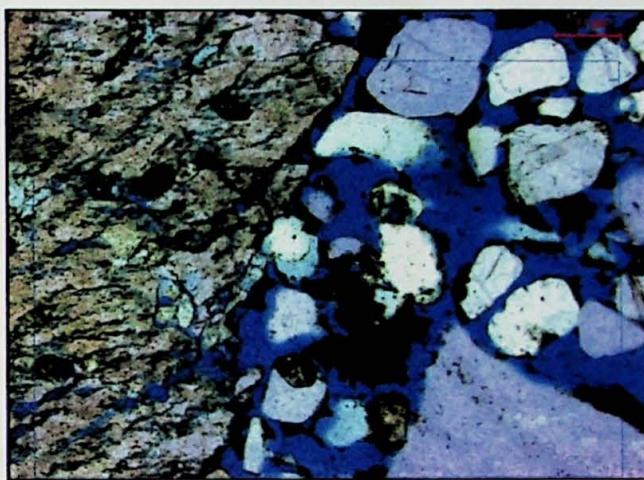
49



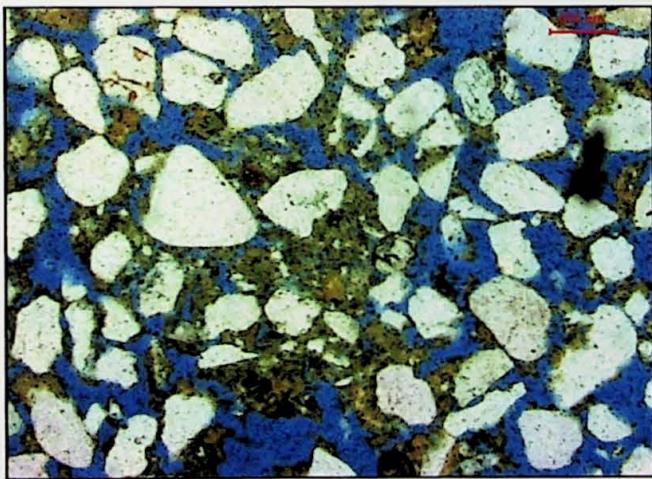
50



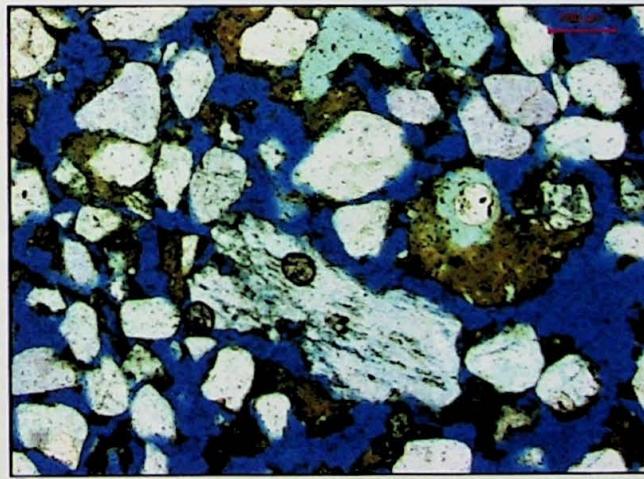
51



52



53



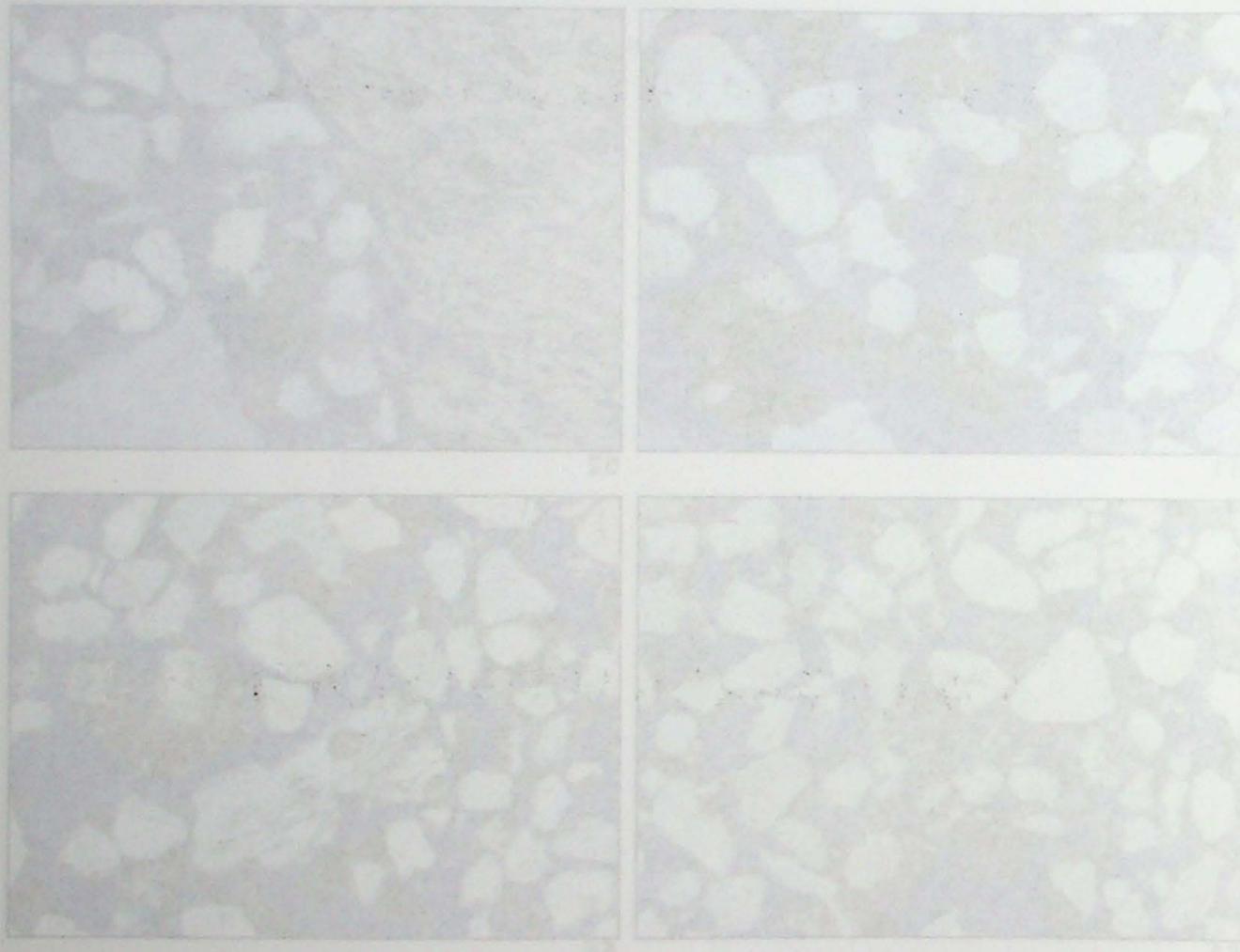
54

Imagens de Microscópio Eletrônico de Varredura

Fotografia 55: Amostra SM-1, geração 1. Detalhe da figura anterior. Observar grão flutuando na massa de cimento. Aumento 500 x, detector de elétrons secundários.

Fotografia 56: Amostra SM-1, geração 1. Detalhe do cimento em menisco. Observar a má formação dos argilominerais do cimento, com aspecto de massa coloidal. Aumento 2000 x, detector de elétrons secundários.

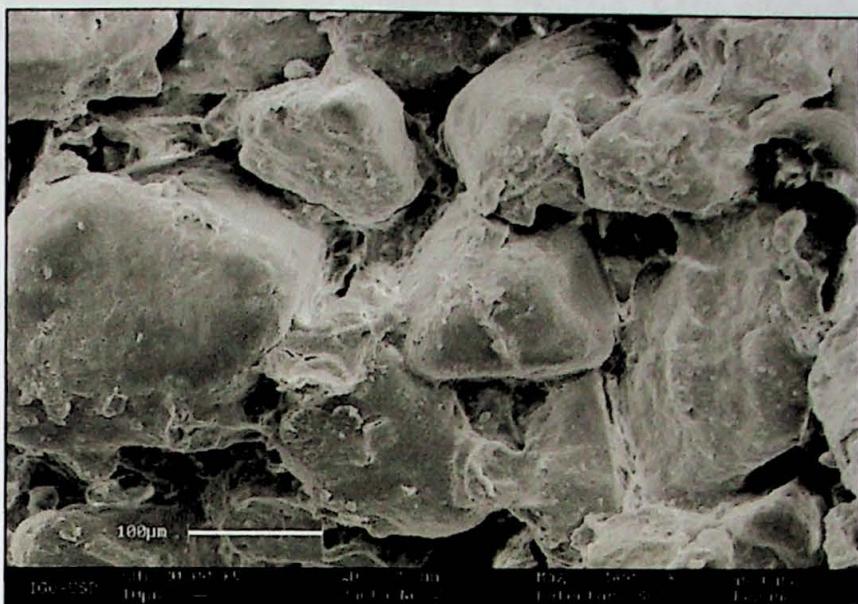
Fotografia 57: Amostra SM-1, geração 1. Imagem aproximada da figura anterior. O cimento aparece como um agregado de pequenas placas irregulares e anédricas. Aumento 10.000 x, detector de elétrons secundários.



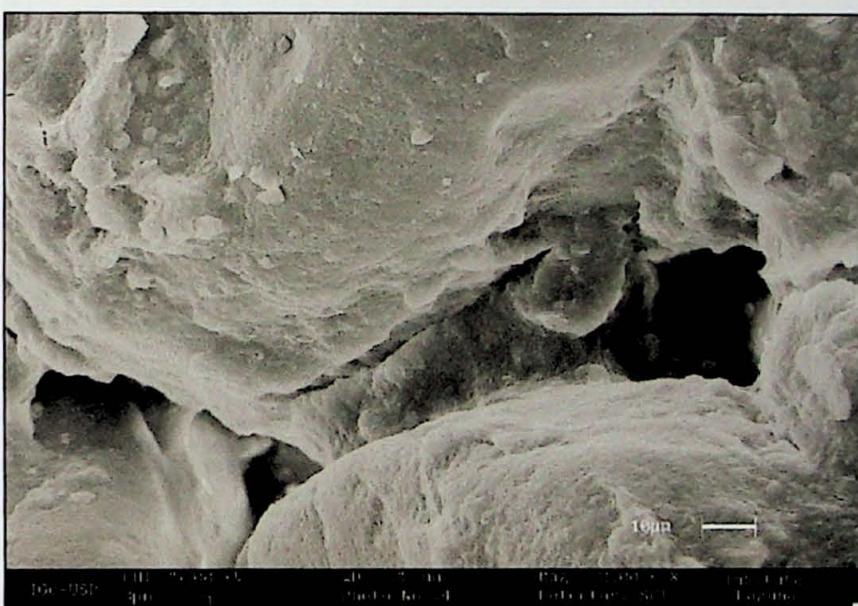
soil to sup. nov.
encrusted ab. viva

ab. soil to either
elem. or circum-

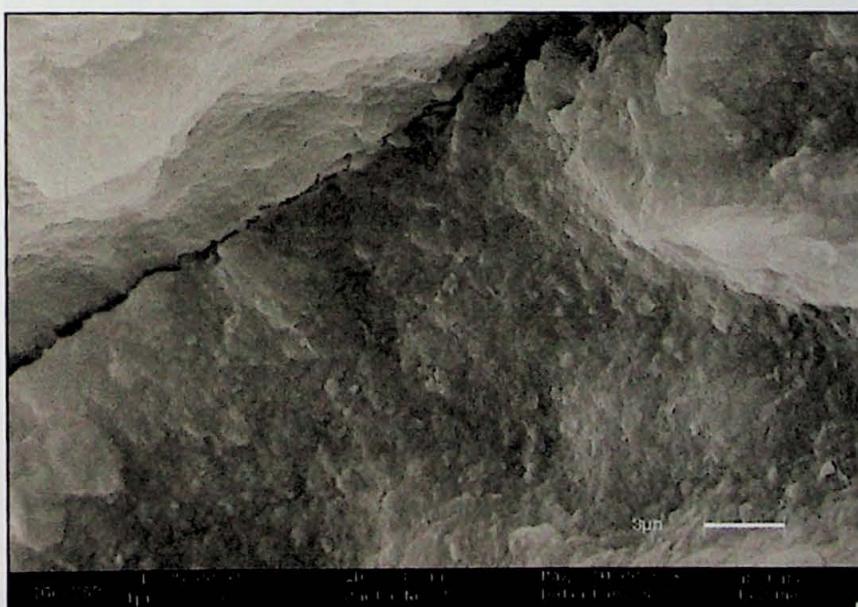
mos. cinereo. O. ab.
viva & elongata



55



56

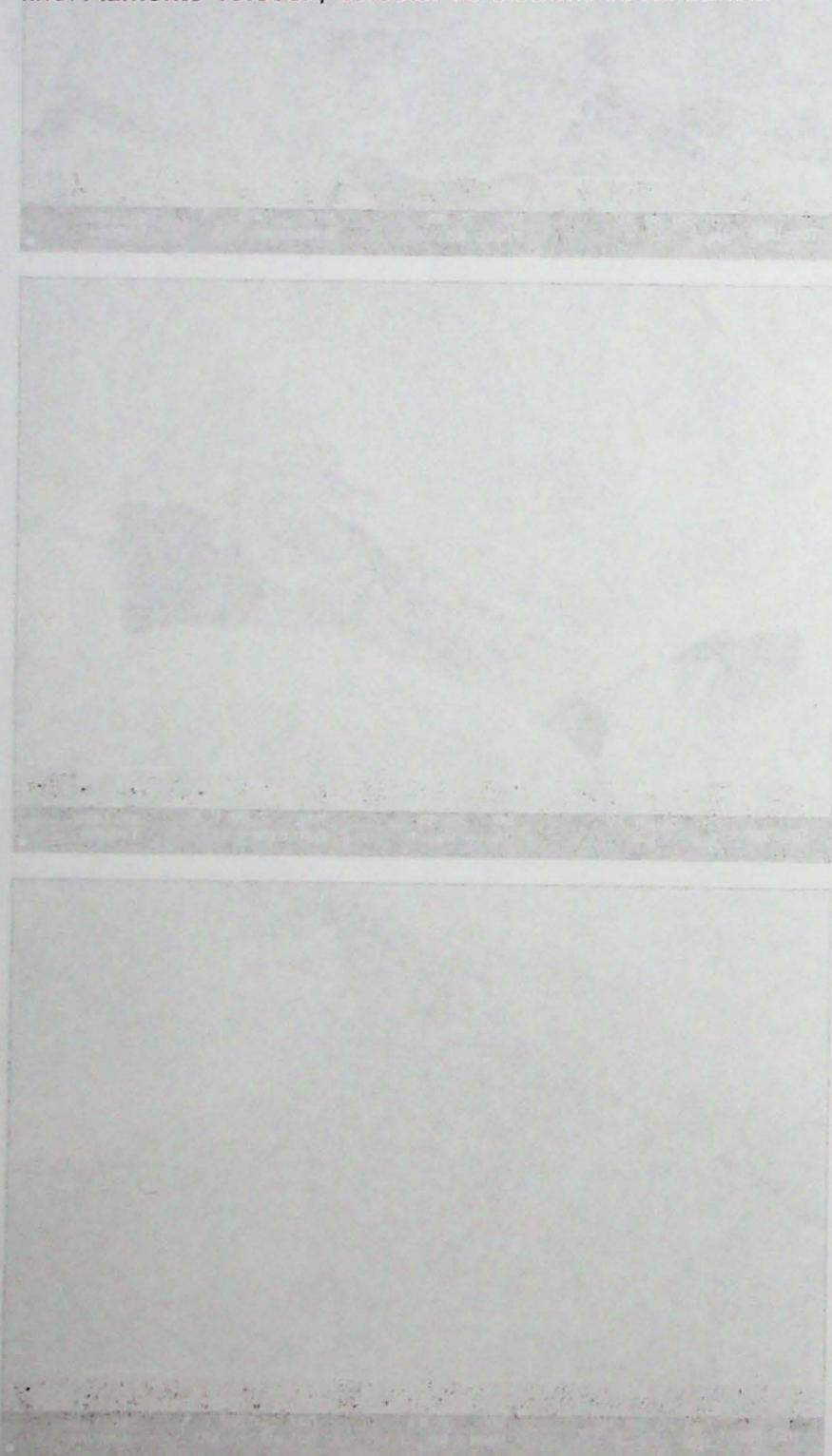


57

Fotografia 58: Amostra SM-2, geração 2. Detalhe da figura anterior. Observar que os grãos aparecem soltos, pouco cimentados. Aumento 500 x, detector de elétrons secundários.

Fotografia 59: Amostra SM-2, geração 2. Observar aspecto do cimento entre os grãos de quartzo. Quando comparado ao cimento da geração 1, este apresenta-se mais grosso. Aumento 2.000x, detector de elétrons secundários.

Fotografia 60: Amostra SM-2, geração 2. Imagem aproximada da anterior. O cimento com aspecto particulado, com placas de argilominerais de granulometria argila a silte fino. Aumento 10.000x, detector de elétrons secundários.



Đo lỗ hổng và trọng lượng
để xác định chất lượng

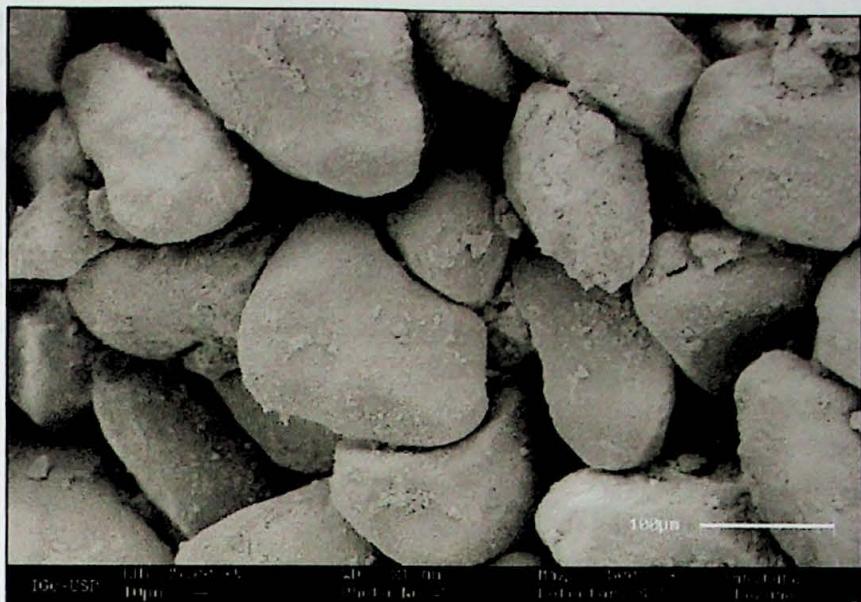
Có thể áp dụng cho

nhà máy sản xuất
công nghiệp chém

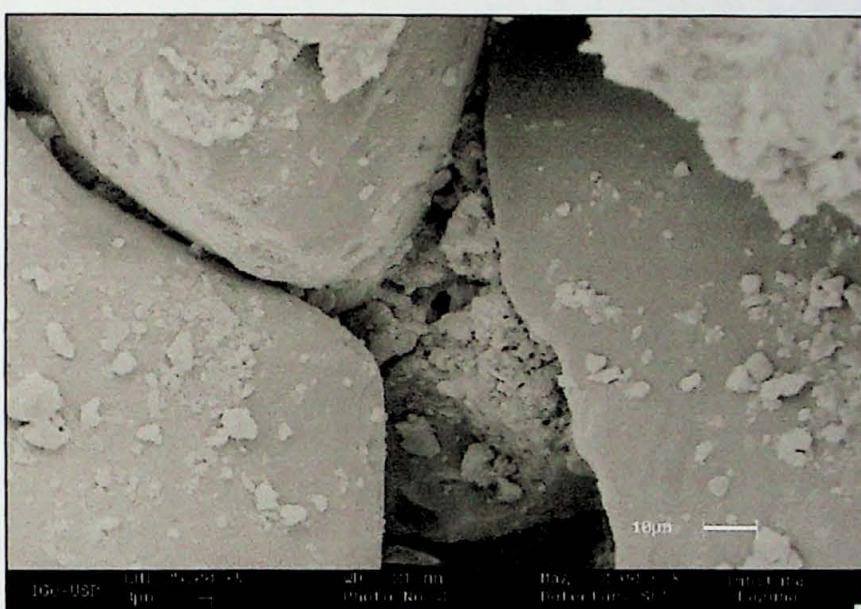
để kiểm tra chất lượng

các sản phẩm

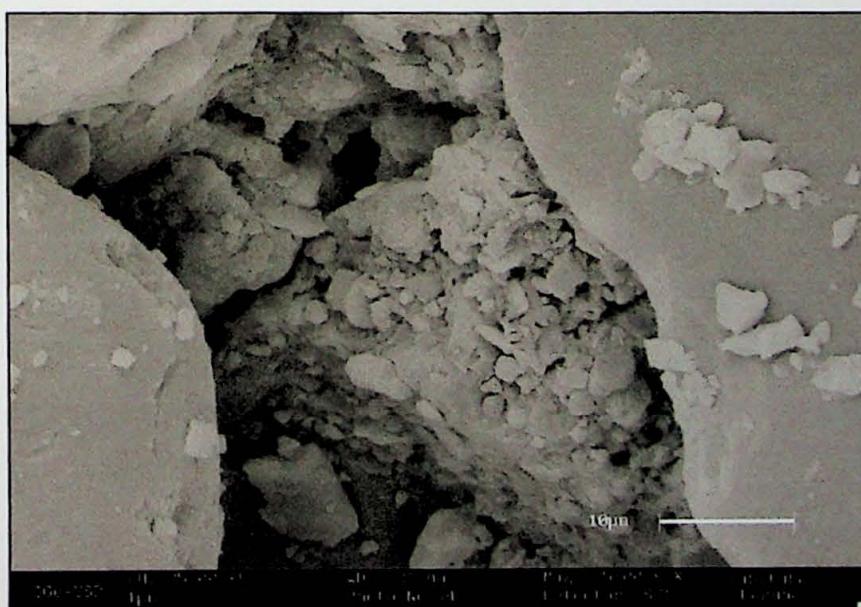
của công ty



58



59

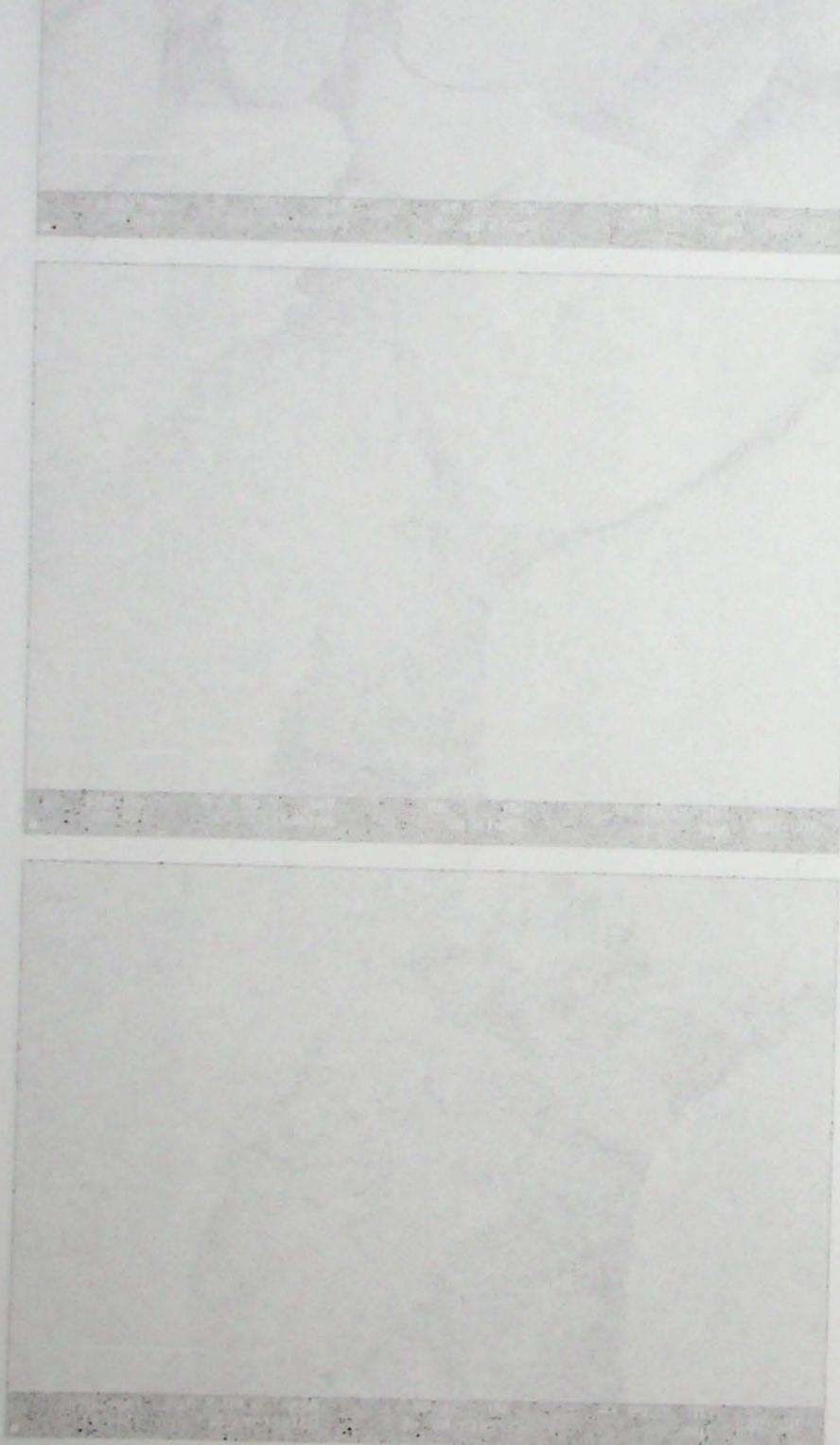


60

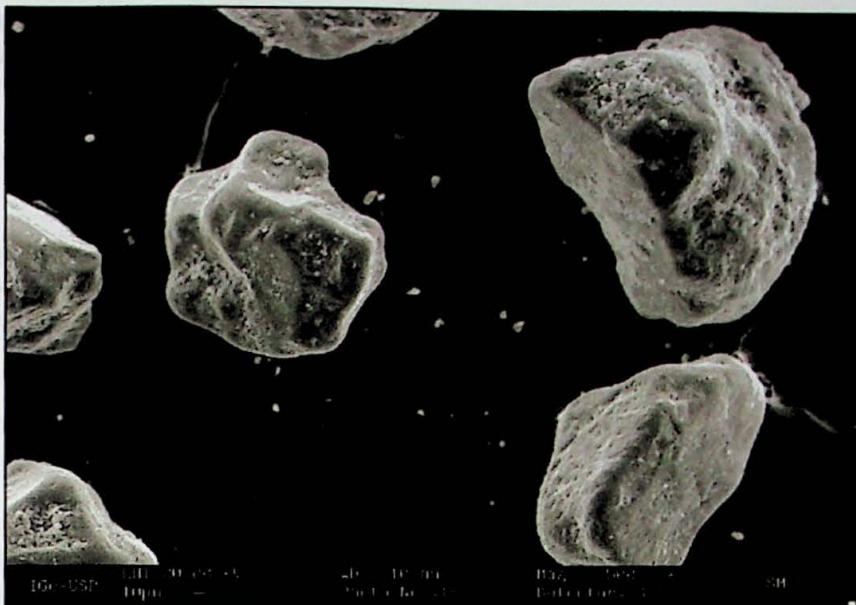
Fotografia 61: Amostra SM-3, geração 3. O cimento é tão escasso que não chega a unir os grãos, aparecendo como uma fina película sobre estes. Aumento 500x, detector de elétrons secundários.

Fotografia 62: Amostra SM-3, geração 3. Pequena quantidade de cimento sobre o grão de quatzo . Aumento 2.000 x, detector de elétrons secundários.

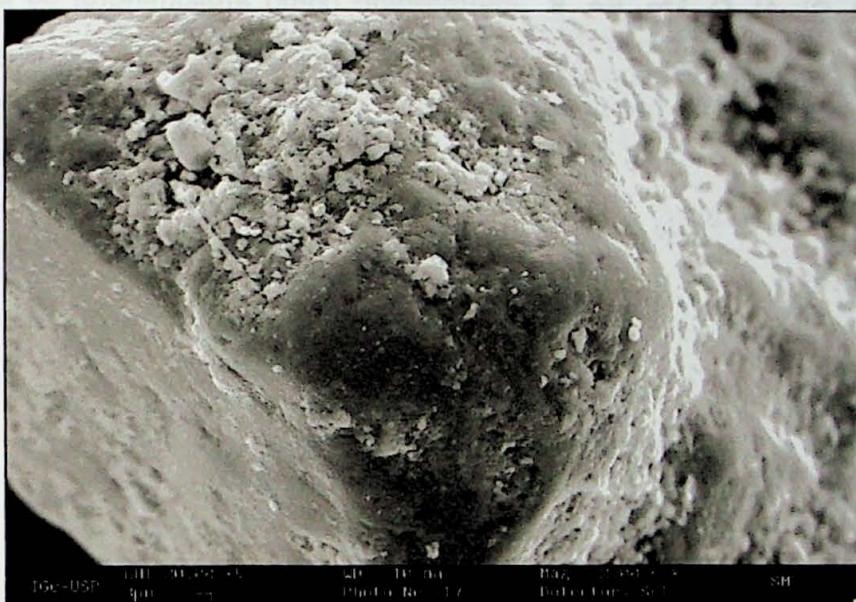
Fotografia 63: Amostra SM-3, geração 3. Imagem aproximada da figura anterior. Cimento em placas irregulares de argilominerais. Pequena quantidade de cimento sobre o grão de quatzo . Aumento 10.000 x, detector de elétrons secundários.



60
IGe-USP
top



61



62



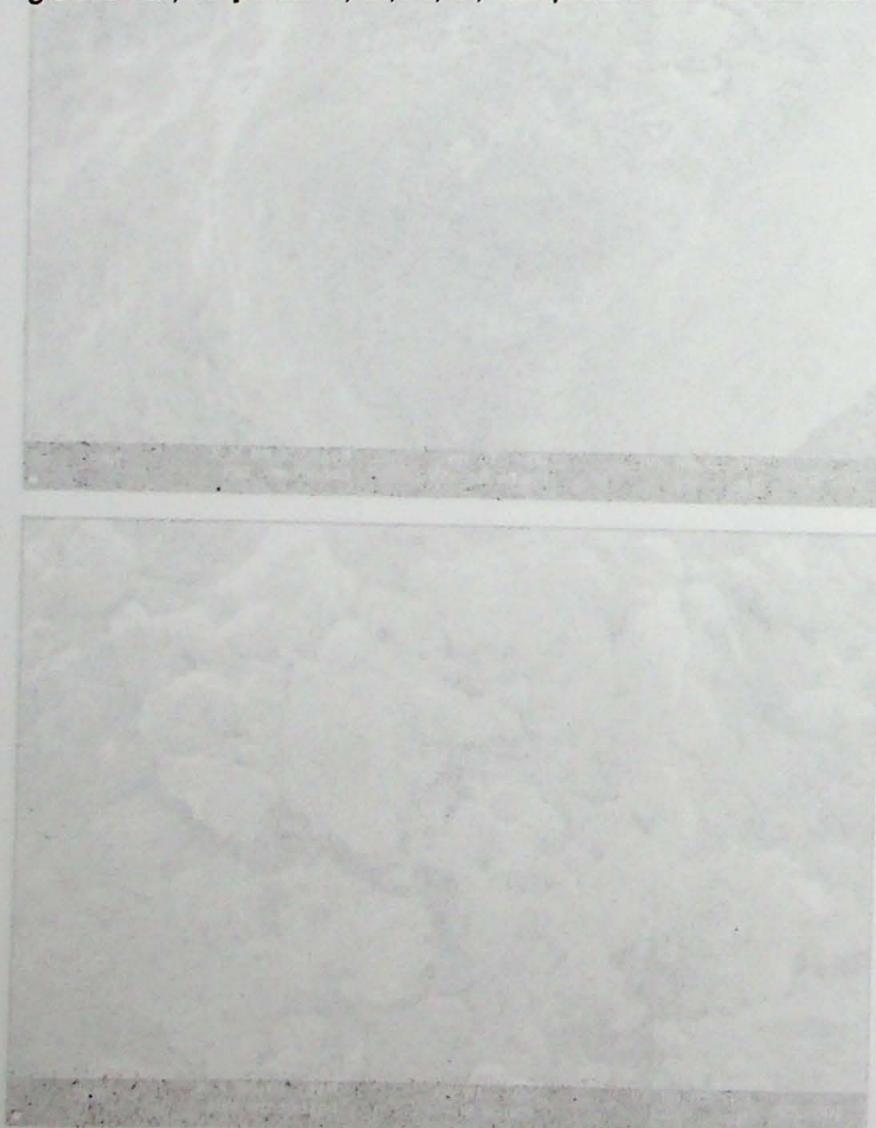
63

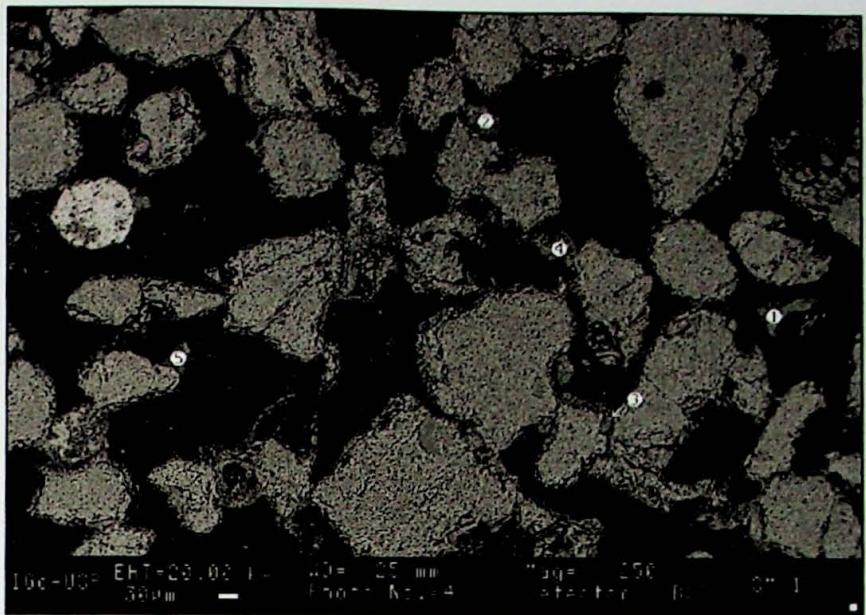
Fotografia 64: Lâmina da amostra SM-1, geração 1. Aumento 250 x, detector de elétrons retroespalhados. No **ponto 1** o EDS indicou a presença de essencial de Si, Al, O, interpretado como caulinita; no **ponto 2**, Si, Al, O, K, interpretado como ilita; no **ponto 3**, Si, Al, O, interpretado como caulinita; no **ponto 4**, Si, Al, O, Fe, interpretado como caulinita impregnada por óxido de ferro; no **ponto 5**, Si, Al,O, interpretado como caulinita.

Fotografia 65: Lâmina da amostra SM-1, geração 1. Aumento 250 x, detector de elétrons retroespalhados. No **ponto 1** o EDS indicou a presença de essencial de Si, O, K, Al, interpretado como feldspato potássico; no **ponto 2**, Si, Al, O, interpretado como caulinita.

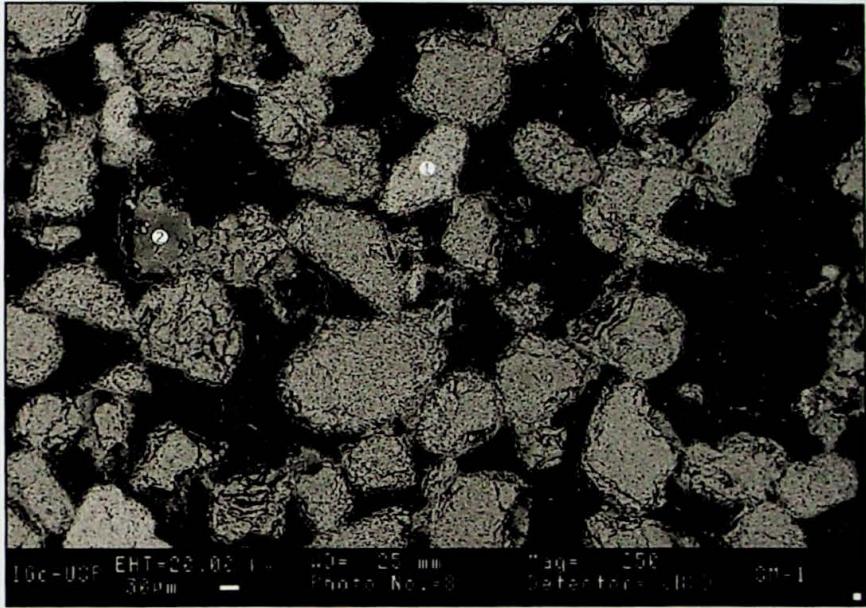
Fotografia 66: A) Fotomicrografia da lâmina da amostra SM-2, geração 2, utilizada para reconhecimento no MEV-EDS. Os pontos 1, 2, 3, 4 e 5 são os pontos onde foram realizadas análises EDS semiquantitativas.

B) Imagem de detector de elétrons retroespalhados do mesmo local da Fotografia 66A. Lâmina da amostra SM-2, geração 2, aumento 250 x. No **ponto 1** o EDS indicou a presença de essencial de Fe, Ti, O, interpretado como ilmenita; no **ponto 2**, Si, Al, O, Mg, Fe, K interpretado como argilomineral do grupo da glauconita-celadonita; no **ponto 3**, Si, O, Fe, interpretado como um grão de quartzo impregnado por óxido de ferro; no **ponto 4**, Si, O, Al, Fe, K, Mg, interpretado mo glauconita; no **ponto 5**, Si, Al, O, interpretado como caulinita.

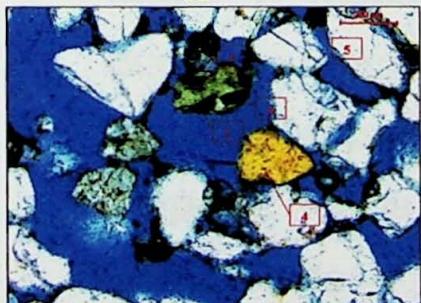




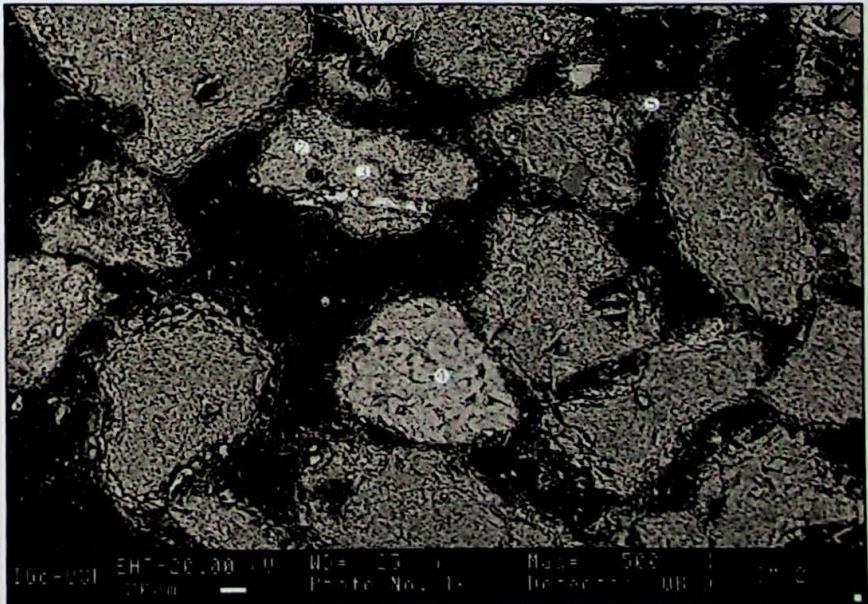
64



65



66 A



66 B

Mapa 1: Mapa esquemático da variação morfológica das dunas ao longo da praia do Ji

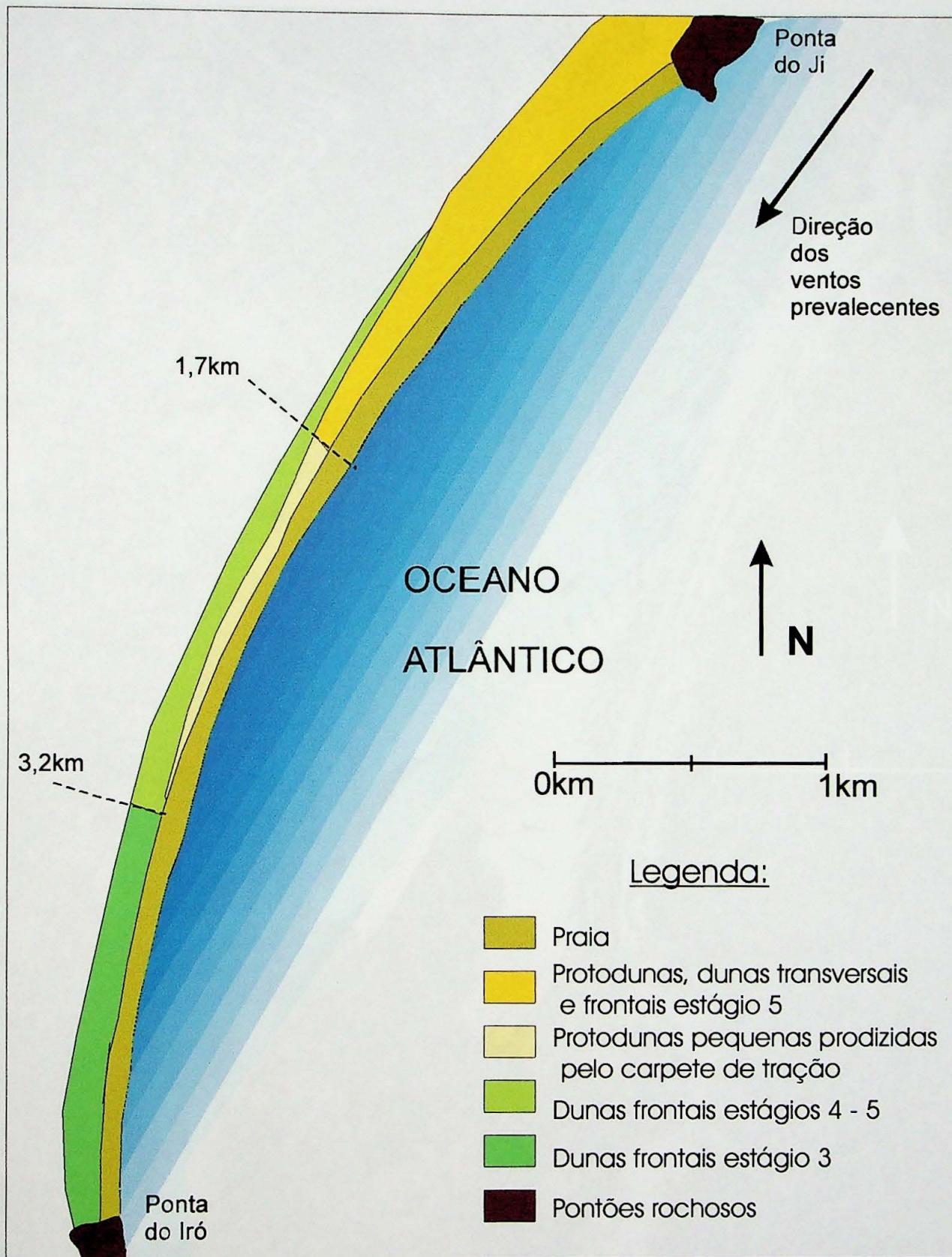
044-500 Trabalho de Formatura – 2001/09

ANEXO 2

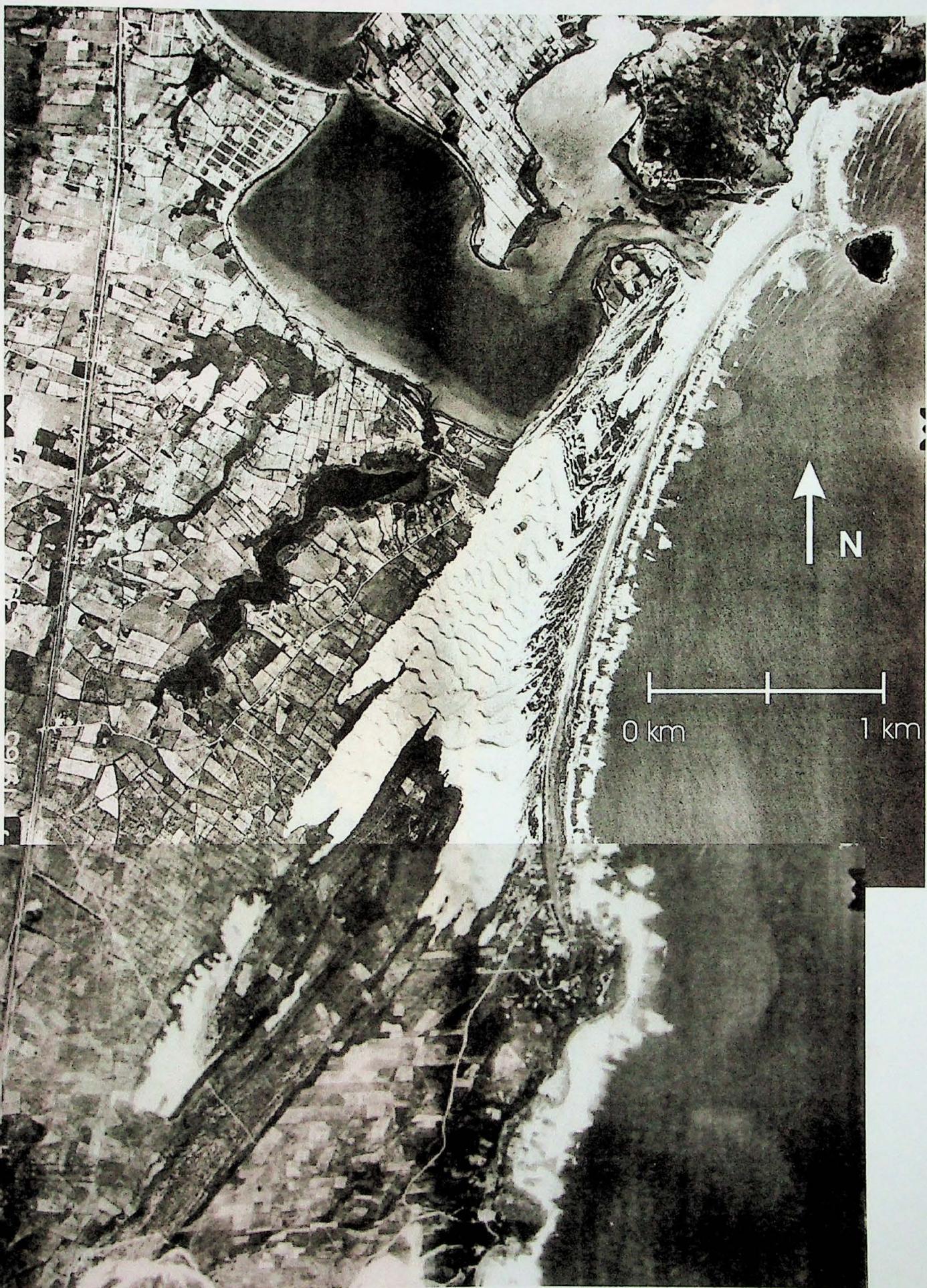
Mapas Geomorfológicos

- **Mapa 1:** Mapa esquemático de variação morfológica das dunas ao longo da praia do Ji
- **Mapa 2:** Mapa geomorfológico da praia de Ibiraquera
- **Mapa 3:** Mapa geomorfológico da praia Grande do Norte, Santa Marta

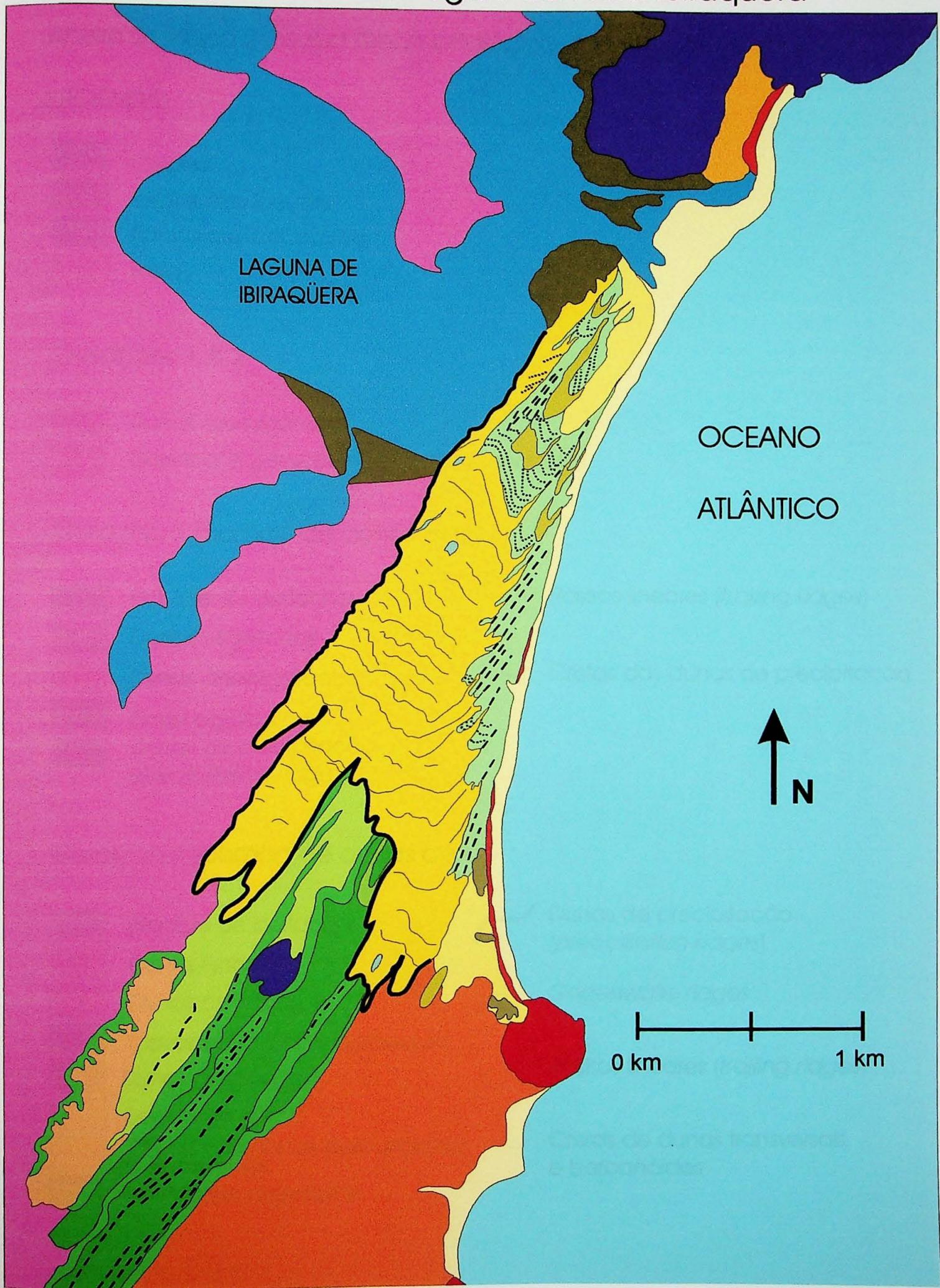
Mapa 1: Mapa esquemático da variação morfológica das dunas ao longo da praia do Ji



Mapa 2: Foto aérea da praia de Ibiraquera



Mapa 2: Mapa Geomorfológico da Praia Ibiraquera



Anexo 2: Mapa 2: Mapa Geomorfológico da praia de Ibiraquera

LEGENDA:

	Laguna
	Sedimento lacustre
	Rocha pré-Cenozóica
	Praia

Gerações 1 e 2

	Dunas cavalgantes
	Dunas das gerações 1 e 2 indiferenciadas

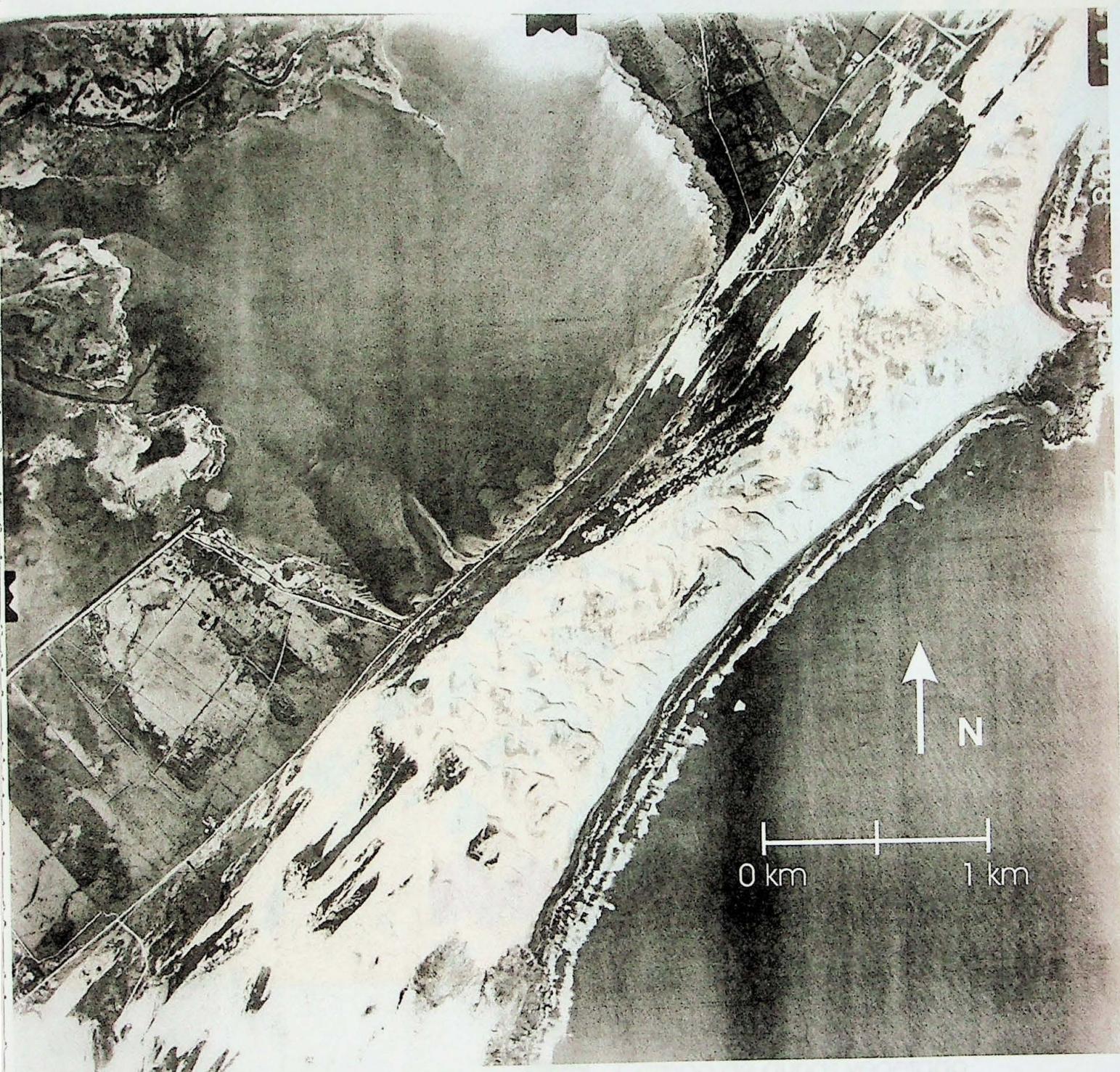
Geração 3 (campo de dunas inativo)

	Planície de deflação	Rastros lineares (<i>trailing ridges</i>)
	Dunas vegetadas	Cristas das dunas de precipitação
	Dunas desvegetadas	
	Duna parabólica	
	Dunas de precipitação (<i>precipitation ridges</i>)	

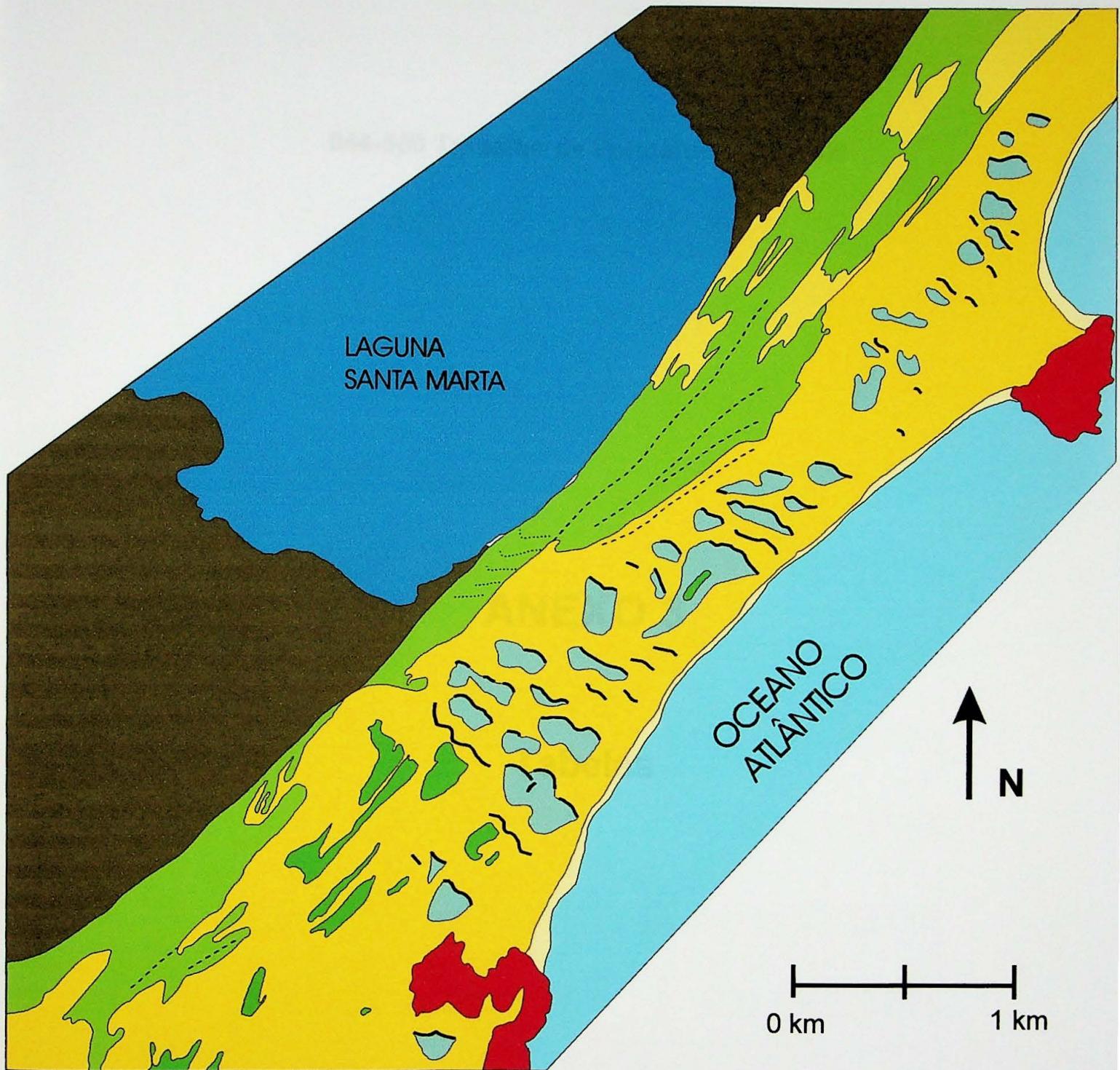
Geração 4 (campo de dunas ativo)

	Planície de deflação	Dunas de precipitação (<i>precipitation ridges</i>)
	Dunas Frontais	Gegenwalle ridges
	Dunas cavalgantes	
	Cavas de deflação (<i>blowouts</i>)	
	Dunas parabólicas	Rastros lineares (<i>trailing ridges</i>)
	Lençol de areia	
	Cadeia de dunas barcanoides e transversais	Cristas de dunas transversais e barcanoides
	Interdunas vegetadas	

Mapa 3: Foto aérea da praia Grande do Norte,
Santa Marta



Mapa 3: Mapa Geomorfológico da praia Grande do Norte- S. Marta



LEGENDA:

- Praia (Yellow)
- Laguna (Blue)
- Sedimento lacustre (Black)

Geração 2

- Dunas cavalgantes (Red)

Geração 3

- Campo de dunas vegetado (Green)
- Rastros de antigas dunas de precipitação (Dashed line)

Geração 4

- Campo de dunas ativo (Yellow)
- Interdunas (Light Blue)
- Interdunas vegetadas (bush pockets) (Dark Green)
- Cristas de dunas (Wavy line)

044-500 Trabalho de Formatura – 2001/09

ANEXO 3

Tabelas

Tabela 1: Resultados de análise granulométrica para distribuição total das amostras de Santa Marta

CÓDIGO DA AMOSTRA	PARAMETROS ESTATÍSTICOS DA DISTRIBUIÇÃO GRANULOMÉTRICA (phi)				FAIXA GRANULOMETRICA (%)										RELAÇÃO FINO/GROSSO	
	DIÂMETRO MÉDIO	DESVIO PADRÃO	ASSIMETRIA	CURTOSE	CASCALHO			AREIA				PELÍTICOS				
					SEIXOS	GRÂNULOS	TOTAL	MUITO GROSSA	GROSSA	MÉDIA	FINA	MUITO FINA	TOTAL	ARGILA	TOTAL	
SM1	3,30	2,07	2,16	6,28	0,00	0,00	0,00	0,07	0,27	10,65	58,66	18,42	88,07	10,58	11,93	0,1355
SM2	2,91	0,79	4,49	32,64	0,00	0,00	0,00	0,03	0,12	2,39	66,57	28,05	97,15	0,72	2,85	0,0293
SM c.ext.	3,33	1,83	2,60	8,25	0,00	0,00	0,00	0,03	0,07	1,59	70,15	18,36	90,20	8,79	9,80	0,1086
SM c.int.	2,79	0,63	6,04	59,29	0,00	0,00	0,00	0,00	0,05	1,27	76,51	21,29	99,12	0,60	0,88	0,0089
SM3	3,05	0,66	5,23	41,48	0,00	0,00	0,00	0,02	0,02	0,07	56,04	40,79	96,93	0,50	3,07	0,0317
SM1A	3,86	2,47	1,51	3,47	0,00	0,00	0,00	0,05	0,05	3,32	62,29	14,90	80,62	17,75	19,38	0,2404
SM?	3,17	1,69	2,92	10,25	0,00	0,00	0,00	0,01	0,08	2,62	72,67	16,53	91,91	7,22	8,09	0,0880
SM1?	3,34	1,53	3,13	11,69	0,00	0,00	0,00	0,02	0,02	0,61	52,87	39,02	92,53	6,04	7,47	0,0808
SM2?	2,84	0,77	6,47	52,18	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,42	78,92	19,26	98,62	1,27	1,38	0,0140
MÁXIMO	3,86	2,47	6,47	59,29	0,00	0,00	0,00	0,07	0,27	10,65	78,92	40,79	99,12	17,75	19,38	0,24
MÍNIMO	2,79	0,63	1,51	3,47	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,07	52,87	14,90	80,62	0,50	0,88	0,01
MÉDIA	3,18	1,38	3,84	25,06	0,00	0,00	0,00	0,03	0,08	2,55	66,08	24,07	92,79	5,94	7,21	0,08
DESVIO PADRÃO	0,31	0,65	1,68	20,37	0,00	0,00	0,00	0,02	0,08	3,04	8,68	9,16	5,66	5,56	5,66	0,07

Tabela 2: Resultados de análise granulométrica para distribuição areia das amostras de Santa Marta

CÓDIGO DA AMOSTRA	PARAMETROS ESTATÍSTICOS DA DISTRIBUIÇÃO GRANULOMÉTRICA (phi)				FAIXA GRANULOMETRICA (%)										RELAÇÃO FINO/GROSSO	
	DIÂMETRO MÉDIO	DESVIO PADRÃO	ASSIMETRIA	CURTOSE	CASCALHO			AREIA				PELÍTICOS				
					SEIXOS	GRÂNULOS	TOTAL	MUITO GROSSA	GROSSA	MÉDIA	FINA	MUITO FINA	TOTAL	ARGILA	TOTAL	
SM1	2,57	0,52	-0,50	3,68	0,00	0,00	0,00	0,07	0,27	10,65	58,66	18,42	88,07	10,58	11,93	0,1355
SM2	2,80	0,40	-0,77	6,46	0,00	0,00	0,00	0,03	0,12	2,39	66,57	28,05	97,15	0,72	2,85	0,0293
SM c.ext.	2,75	0,37	-0,48	6,15	0,00	0,00	0,00	0,03	0,07	1,59	70,15	18,36	90,20	8,79	9,80	0,1086
SM c.int.	2,75	0,37	-0,03	3,93	0,00	0,00	0,00	0,00	0,05	1,27	76,51	21,29	99,12	0,60	0,88	0,0089
SM3	2,96	0,32	0,06	5,38	0,00	0,00	0,00	0,02	0,02	0,07	56,04	40,79	96,93	0,50	3,07	0,0317
SM1A	2,67	0,42	-0,66	5,93	0,00	0,00	0,00	0,05	0,05	3,32	62,29	14,90	80,62	17,75	19,38	0,2404
SM?	2,69	0,39	-0,42	4,56	0,00	0,00	0,00	0,01	0,08	2,62	72,67	16,53	91,91	7,22	8,09	0,0880
SM1?	2,92	0,35	-0,53	4,89	0,00	0,00	0,00	0,02	0,02	0,61	52,87	39,02	92,53	6,04	7,47	0,0808
SM2?	2,76	0,32	-0,09	3,49	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,42	78,92	19,26	98,62	1,27	1,38	0,0140
MÁXIMO	2,96	0,52	0,06	6,46	0,00	0,00	0,00	0,07	0,27	10,65	78,92	40,79	99,12	17,75	19,38	0,24
MÍNIMO	2,57	0,32	-0,77	3,49	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,07	52,87	14,90	80,62	0,50	0,88	0,01
MÉDIA	2,76	0,38	-0,38	4,94	0,00	0,00	0,00	0,03	0,08	2,55	66,08	24,07	92,79	5,94	7,21	0,08
DESVIO PADRÃO	0,12	0,06	0,27	1,04	0,00	0,00	0,00	0,02	0,08	3,04	8,68	9,16	5,66	5,56	5,66	0,07

Tabela 3: Resultados de análise granulométrica para distribuição total das amostras de Muita Água

CÓDIGO DA AMOSTRA	PARAMETROS ESTATÍSTICOS DA DISTRIBUIÇÃO GRANULOMÉTRICA (phi)				FAIXA GRANULOMÉTRICA (%)												RELAÇÃO FINO/GROSSO
	DIÂMETRO MÉDIO	DESVIO PADRÃO	ASSIMETRIA	CURTOSE	CASCALHO			AREIA					PELÍTICOS				
					SEIXOS	GRÂNULOS	TOTAL	MUITO GROSSA	GROSSA	MÉDIA	FINA	MUITO FINA	TOTAL	ARGILA	TOTAL		
MA acima	2,96	1,80	2,32	8,35	0,00	0,15	0,15	0,96	1,49	12,82	62,65	11,36	89,27	5,79	10,58	0,1183	
MA topo	2,98	1,69	2,26	8,64	0,00	0,09	0,09	0,85	1,99	11,50	59,95	13,61	87,90	4,65	12,02	0,1366	
MA matriz	2,61	1,28	1,52	11,11	0,00	0,74	0,74	2,31	3,01	12,35	60,36	14,15	92,17	1,19	7,08	0,0762	
MA abaixo	2,92	1,65	1,82	8,10	0,00	0,97	0,97	0,94	2,85	10,89	56,35	15,26	86,29	3,31	12,73	0,1459	
MÁXIMO	2,98	1,80	2,32	11,11	0,00	0,97	0,97	2,31	3,01	12,82	62,65	15,26	92,17	5,79	12,73	0,15	
MÍNIMO	2,61	1,28	1,52	8,10	0,00	0,09	0,09	0,85	1,49	10,89	56,35	11,36	86,29	1,19	7,08	0,08	
MÉDIA	2,86	1,60	1,98	9,05	0,00	0,49	0,49	1,26	2,34	11,89	59,83	13,59	88,91	3,73	10,60	0,12	
DESVIO PADRÃO	0,15	0,19	0,33	1,20	0,00	0,38	0,38	0,61	0,62	0,75	2,25	1,42	2,16	1,71	2,18	0,03	

Tabela 4: Resultados de análise granulométrica para distribuição areia das amostras de Muita Água

CÓDIGO DA AMOSTRA	PARAMETROS ESTATÍSTICOS DA DISTRIBUIÇÃO GRANULOMÉTRICA (phi)				FAIXA GRANULOMÉTRICA (%)												RELAÇÃO FINO/GROSSO
	DIÂMETRO MÉDIO	DESVIO PADRÃO	ASSIMETRIA	CURTOSE	CASCALHO			AREIA					PELÍTICOS				
					SEIXOS	GRÂNULOS	TOTAL	MUITO GROSSA	GROSSA	MÉDIA	FINA	MUITO FINA	TOTAL	ARGILA	TOTAL		
MA acima	2,41	0,64	-1,52	8,00	0,00	0,15	0,15	0,96	1,49	12,82	62,65	11,36	89,27	5,79	10,58	0,1183	
MA topo	2,45	0,65	-1,41	7,10	0,00	0,09	0,09	0,85	1,99	11,50	59,95	13,61	87,90	4,65	12,02	0,1366	
MA matriz	2,36	0,83	-1,75	7,32	0,00	0,74	0,74	2,31	3,01	12,35	60,36	14,15	92,17	1,19	7,08	0,0762	
MA abaixo	2,41	0,79	-1,82	8,30	0,00	0,97	0,97	0,94	2,85	10,89	56,35	15,26	86,29	3,31	12,73	0,1459	
MÁXIMO	2,45	0,83	-1,41	8,30	0,00	0,97	0,97	2,31	3,01	12,82	62,65	15,26	92,17	5,79	12,73	0,15	
MÍNIMO	2,36	0,64	-1,82	7,10	0,00	0,09	0,09	0,85	1,49	10,89	56,35	11,36	86,29	1,19	7,08	0,08	
MÉDIA	2,41	0,73	-1,62	7,68	0,00	0,49	0,49	1,26	2,34	11,89	59,83	13,59	88,91	3,73	10,60	0,12	
DESVIO PADRÃO	0,03	0,08	0,17	0,49	0,00	0,38	0,38	0,61	0,62	0,75	2,25	1,42	2,16	1,71	2,18	0,03	

Tabela 5: Resultados de ensaio de separação densimétrica na fração 3,0-3,5 phi (0,125 - 0,088 mm) e de separação magnética na fração pesada

CÓDIGO DA AMOSTRA	PROPORÇÃO EM MASSA NA FRACÃO (%)					
	L E V E S		P E S A D O S			
	TOTAL	MAGNÉT.	N.MAGNÉT.	TOTAL		
MA acima	98,95	0,16	0,89	1,05		
MA topo	97,64	0,87	1,50	2,36		
MA matriz	95,71	2,10	2,19	4,29		
MA abaixo	97,63	1,25	1,12	2,37		
SM1	98,43	0,83	0,74	1,57		
SM1A	99,56	0,07	0,37	0,44		
SM2	98,75	0,45	0,80	1,25		
SM c.ext.	98,44	0,68	0,88	1,56		
SM c.int.	97,12	0,57	2,31	2,88		
SM3	98,55	0,19	1,27	1,45		
SM1?	99,51	0,04	0,45	0,49		
SM2?	99,54	0,01	0,45	0,46		
SM?	99,12	0,16	0,71	0,88		
<hr/>						
Máximo	99,56	2,10	2,31	4,29		
Mínimo	95,71	0,01	0,37	0,44		
Média	98,32	0,60	1,08	1,68		
Dv.padrão	1,09	0,59	0,61	1,09		

Tabela 6: Resultados de ensaio de separação densimétrica na fração 3,5-4,0 phi (0,088-0,062 mm) e de separação magnética na fração pesada

CÓDIGO DA AMOSTRA	PROPORÇÃO EM MASSA NA FRACÃO (%)					
	L E V E S		P E S A D O S			
	TOTAL	MAGNÉT.	N.MAGNÉT.	TOTAL		
MA acima	88,82	5,25	5,93	11,18		
MA topo	62,83	24,55	12,63	37,17		
MA matriz	59,62	28,48	11,90	40,38		
MA abaixo	73,27	17,55	9,18	26,73		
SM1	63,45	22,85	13,70	36,55		
SM1A	85,88	5,49	8,63	14,12		
SM2	64,58	21,67	13,75	35,42		
SM c.ext.	64,11	26,80	9,09	35,89		
SM c.int.	48,84	22,71	28,45	51,16		
SM3	72,09	14,72	13,19	27,91		
SM1?	75,81	7,94	16,25	24,19		
SM2?	96,54	0,83	2,64	3,46		
SM?	74,10	14,07	11,83	25,90		
<hr/>						
Máximo	96,54	28,48	28,45	51,16		
Mínimo	48,84	0,83	2,64	3,46		
Média	71,53	16,38	12,09	28,47		
Dv.padrão	12,59	8,76	5,87	12,59		

**Tabela 7: Resultados de quantificação de minerais pesados ($d>2,85$) ao microscópio petrográfico
(fração 3,0-3,5 phi)**

CÓDIGO DA AMOSTRA ↓ Eq.hidráulico	GRUPO DOS MINERAIS OPACOS, MICÁCEOS OU BIOCLÁSTICOS: FREQÜÊNCIAS DE CONTAGEM NO ENSAIO (%)				GRUPO DOS MINERAIS TRANSPARENTES NÃO MICÁCEOS: FREQÜÊNCIAS DE CONTAGEM NO GRUPO (%)										ÍNDICES DE MATURIDADE QUÍMICA				
	OPAC	LEUC	LIMO	TOTAL	ZIRC	TURM	RUTI	ANAT	ESTA	EPID	SILL	CIAN	GRANHORN	TOTAL	ENSAIO	iZTR	iMET	iINS	
	1,00	0,01	0,05		0,90	0,10	0,60	0,50	0,50	0,50	0,25	0,25	0,60	0,20					
SM1	5	10	3	18	22,0	26,8	6,0	0,0	17,3	14,9	1,8	8,3	0,6	2,4	100	88	54,8	42,9	2,4
SM1A	19	10	3	32	16,2	33,3	3,6	0,0	18,0	14,4	0,9	11,7	0,0	1,8	100	73	53,2	45,0	1,8
SM2	4	7	2	13,0	7,2	35,5	3,6	0,0	6,5	32,6	0,7	7,2	0,0	6,5	100,0	90	46,4	47,1	6,5
SMconc.ext.	8	11	2	21,0	18,6	34,5	6,2	0,0	12,4	18,6	0,5	6,7	0,5	2,1	100,0	86	59,3	38,7	2,1
SMconc.int.	25	9	2	36,0	13,9	21,2	4,0	0,0	19,9	19,2	2,6	9,3	1,3	8,6	100,0	70	39,1	52,3	8,6
SM3	23	7	0	30,0	12,0	27,5	5,6	0,0	10,6	21,1	2,8	8,5	0,7	11,3	100,0	73	45,1	43,7	11,3
SM1?	15	15	10	40,0	3,6	40,8	2,6	0,0	12,8	27,0	1,0	8,7	0,5	3,1	100,0	75	46,9	50,0	3,1
SM2?	9	10	5	24,0	2,6	47,8	0,9	0,0	14,8	17,4	3,5	5,2	0,9	7,0	100,0	81	51,3	41,7	7,0
SM?	10	11	4	25,0	13,3	39,9	1,3	0,0	14,6	18,4	1,3	7,6	1,3	2,5	100,0	82	54,4	43,0	2,5
MÁXIMO	25,0	15,0	10,0	40,0	22,0	47,8	6,2	0,0	19,9	32,6	3,5	11,7	1,3	11,3	100,0	90,1	59,3	52,3	11,3
MÍNIMO	4,0	7,0	0,0	13,0	2,6	21,2	0,9	0,0	6,5	14,4	0,5	5,2	0,0	1,8	100,0	69,9	39,1	38,7	1,8
MÉDIA	13,1	10,0	3,4	26,6	12,2	34,1	3,7	0,0	14,1	20,4	1,7	8,1	0,6	5,0	100,0	79,8	50,0	44,9	5,0
DESV.PADRÃO	7,8	2,6	3,2	8,8	6,6	8,4	1,9	0,0	4,1	6,4	1,1	1,9	0,5	3,6	0,0	7,3	6,2	4,4	3,6

**Tabela 8: Resultados de quantificação de minerais pesados ($d>2,85$) ao microscópio petrográfico
(fração 3,5-4,0 phi)**

CÓDIGO DA AMOSTRA ↓ Eq.hidráulico	GRUPO DOS MINERAIS OPACOS, MICÁCEOS OU BIOCLÁSTICOS: FREQÜÊNCIAS DE CONTAGEM NO ENSAIO (%)				GRUPO DOS MINERAIS TRANSPARENTES NÃO MICÁCEOS: FREQÜÊNCIAS DE CONTAGEM NO GRUPO (%)										ÍNDICES DE MATURIDADE QUÍMICA				
	OPAC	LEUC	LIMO	TOTAL	ZIRC	TURM	RUTI	ANAT	ESTA	EPID	SILL	CIAN	GRAN HORN	TOTAL	ENSAIO	iZTR	iMET	iINS	
	1,00	0,01	0,05		0,90	0,10	1	1	1	1	0,25	0,25	1	0					
SM1	14	6	1	21	35,6	7,6	12	0	2	30	0,8	2,3	0	9	100	82	55,3	35,6	9,1
SM1A	33	4	3	40	31,1	6,7	22	0	4	24	0,0	5,0	0	7	100	64	59,4	33,3	7,2
SM2	17	2	4	23,0	35,2	2,8	13	0	3	19	1,2	4,0	0	23	100,0	81	50,6	26,9	22,5
SMconc.ext.	3	5	0	8,0	61,3	5,0	15	0	4	9	1,1	1,1	0	3	100,0	94	81,8	15,5	2,8
SMconc.int.	34	1	4	39,0	55,2	3,5	17	0	2	17	0,6	1,7	0	3	100,0	64	75,6	21,5	2,9
SM3	43	2	1	46,0	53,6	3,9	15	0	4	10	1,1	4,4	0	8	100,0	56	72,4	19,9	7,7
SM1?	26	12	7	45,0	10,6	14,8	13	0	7	30	0,9	4,2	0	19	100,0	68	38,9	42,1	19,0
SM2?	26	10	10	46,0	10,1	11,0	5	0	11	27	1,8	17,4	0	17	100,0	63	25,7	56,9	17,4
SM?	28	6	2	36,0	39,6	7,9	15	0	6	15	1,4	6,5	0	8	100,0	68	62,6	29,5	7,9
MÁXIMO	43,0	12,0	10,0	46,0	61,3	14,8	22	0	11	30	1,8	17,4	0	23	100,0	94,4	81,8	56,9	22,5
MÍNIMO	3,0	1,0	0,0	8,0	10,1	2,8	5	0	2	9	0,0	1,1	0	3	100,0	56,1	25,7	15,5	2,8
MÉDIA	24,9	5,3	3,6	33,8	36,9	7,0	14	0	5	20	1,0	5,2	0	11	100,0	71,2	58,0	31,2	10,7
DESV.PADRÃO	12,0	3,9	3,5	12,5	17,9	4,2	5	0	3	8	0,5	5,7	0	7	0,0	12,8	17,6	13,7	7,3

Tabela 9: Resultados de quantificação de minerais pesados ($d>2,85$) ao microscópio petrográfico (fração 3,0-3,5 phi)

CÓDIGO DA AMOSTRA ↓ Eq.hidráulico	GRUPO DOS MINERAIS OPACOS, MICÁCEOS OU BIOCLÁSTICOS: FREQÜÊNCIAS DE CONTAGEM NO ENSAIO (%)				GRUPO DOS MINERAIS TRANSPARENTES NÃO MICÁCEOS: FREQÜÊNCIAS DE CONTAGEM NO GRUPO (%)												ÍNDICES DE MATURIDADE QUÍMICA		
	OPAC	BIOT	CARB	TOTAL	ZIRC	TURM	RUTI	ANAT	ESTA	EPÍD	SILL	CIAN	GRAN	HORN	TOTAL	TOTAL NO ENSAIO	iZTR iMET iINS		
MA acima	14	10	1	25	4,7	48,1	1,9	0,0	14,2	17,0	2,8	6,6	0,9	3,8	100	78	54,7	41,5	3,8
MA topo	19	10	1	30	21,9	38,5	3,6	0,0	14,2	13,0	1,8	6,5	0,0	0,6	100	76	63,9	35,5	0,6
MA matriz	16	9	0	25,0	31,7	33,1	3,6	0,0	15,1	9,4	2,9	3,6	0,0	0,7	100,0	79	68,3	30,9	0,7
MA abaixo	13	9	3	25,0	38,1	30,2	4,0	0,0	11,1	11,1	1,6	4,0	0,0	0,0	100,0	79	72,2	27,8	0,0
MÁXIMO	19,0	10,0	3,0	30,0	38,1	48,1	4,0	0,0	15,1	17,0	2,9	6,6	0,9	3,8	100,0	79,4	72,2	41,5	3,8
MÍNIMO	13,0	9,0	0,0	25,0	4,7	30,2	1,9	0,0	11,1	9,4	1,6	3,6	0,0	0,0	100,0	76,1	54,7	27,8	0,0
MÉDIA	15,5	9,5	1,3	26,3	24,1	37,5	3,3	0,0	13,6	12,6	2,3	5,2	0,2	1,3	100,0	78,1	64,8	33,9	1,3
DESV.PADRÃO	2,5	0,5	1,2	2,4	12,6	7,5	0,8	0,0	1,5	3,1	0,6	1,4	0,5	1,7	0,0	1,3	6,5	5,5	1,7

Tabela 10: Resultados de quantificação de minerais pesados ($d>2,85$) ao microscópio petrográfico (fração 3,5-4,0 phi)

CÓDIGO DA AMOSTRA ↓ Eq.hidráulico	GRUPO DOS MINERAIS OPACOS, MICÁCEOS OU BIOCLÁSTICOS: FREQÜÊNCIAS DE CONTAGEM NO ENSAIO (%)				GRUPO DOS MINERAIS TRANSPARENTES NÃO MICÁCEOS: FREQÜÊNCIAS DE CONTAGEM NO GRUPO (%)												ÍNDICES DE MATURIDADE QUÍMICA		
	OPAC	BIOT	CARB	TOTAL	ZIRC	TURM	RUTI	ANAT	ESTA	EPÍD	SILL	CIAN	GRAN	HORN	TOTAL	TOTAL NO ENSAIO	iZTR iMET iINS		
MA acima	32	5	4	41	27,0	6,6	19	0	5	30	2,2	7,3	0	3	100	64	52,6	44,5	2,9
MA topo	41	3	2	46	64,2	3,7	12,8	0,0	3,7	11,8	0,5	1,1	0,0	2,1	100	57	80,7	17,1	2,1
MA matriz	26	4	1	31,0	61,4	2,4	16,3	0,0	4,8	9,2	1,2	3,6	0,0	1,2	100,0	73	80,1	18,7	1,2
MA abaixo	37	2	0	39,0	57,1	4,5	12,8	0,0	7,1	9,6	0,0	6,4	0,0	2,6	100,0	62	74,4	23,1	2,6
MÁXIMO	41,0	5,0	4,0	46,0	64,2	6,6	19,0	0,0	7,1	29,9	2,2	7,3	0,0	2,9	100,0	72,6	80,7	44,5	2,9
MÍNIMO	26,0	2,0	0,0	31,0	27,0	2,4	12,8	0,0	3,7	9,2	0,0	1,1	0,0	1,2	100,0	57,5	52,6	17,1	1,2
MÉDIA	34,0	3,5	1,8	39,3	52,4	4,3	15,2	0,0	5,2	15,1	1,0	4,6	0,0	2,2	100,0	64,0	71,9	25,9	2,2
DESV.PADRÃO	5,7	1,2	1,6	5,5	14,1	1,6	2,8	0,0	1,3	9,7	0,9	2,4	0,0	0,6	0,0	6,0	10,8	12,3	0,6

Tabela 11: Resultados de quantificação de minerais pesados ponderados para o intervalo 3 - 4 phi

	iZTR	iMET	iINS	R2ztr/met	R3met/ins	R1ztr/ins
SM1	54,79	42,51	2,71	1,3	15,7	20,3
SM1A	53,55	44,31	2,14	1,2	20,7	25,0
SM2	46,70	45,67	7,64	1,0	6,0	6,1
SMconc.ext.	60,96	36,93	2,11	1,7	17,5	28,8
SMconc.int	42,57	49,37	8,06	0,9	6,1	5,3
SM3	47,60	41,46	10,94	1,1	3,8	4,4
SM1?	46,54	49,61	3,85	0,9	12,9	12,1
SM2?	50,20	42,39	7,41	1,2	5,7	6,8
SM?	54,85	42,33	2,81	1,3	15,1	19,5
Máx	60,96	49,61	10,94	1,7	20,7	28,8
Mín	42,57	36,93	2,11	0,9	3,8	4,4
Média	50,86	43,84	5,30	1,2	11,5	14,2
Desv.Padr.	5,34	3,76	3,06	0,2	5,8	8,8

Tabela 12: Resultados de quantificação de minerais pesados ponderados para o intervalo 3 - 4 phi

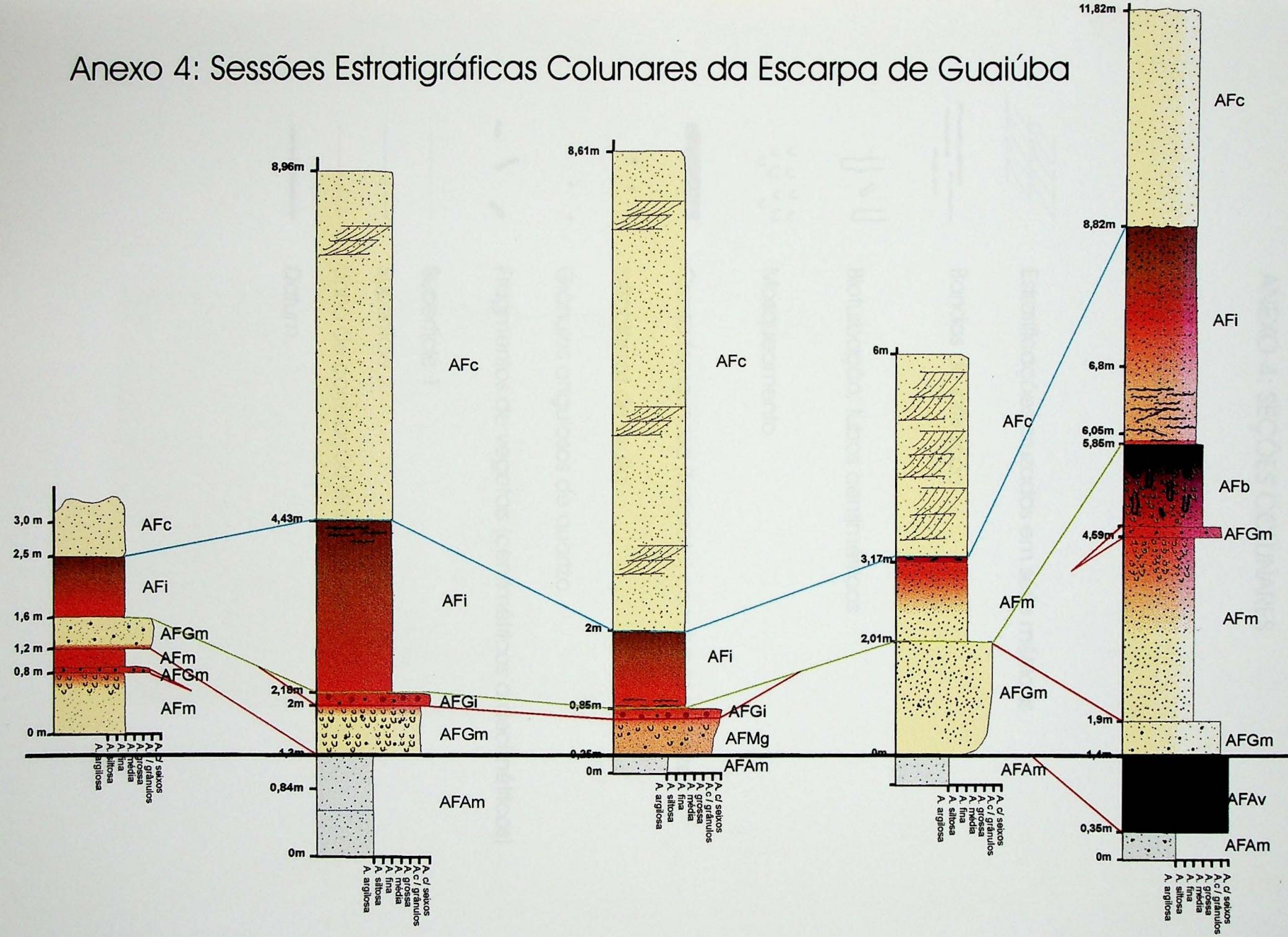
	iZTR	iMET	iINS	R2ztr/met	R3met/ins	R1ztr/ins
MA acima	54,54	41,75	3,70	1,31	11,27	14,72
MA topo	65,75	33,49	0,76	1,96	44,00	86,39
MA matriz	70,30	28,90	0,80	2,43	36,17	88,01
MA abaixo	72,51	27,15	0,34	2,67	79,60	212,57
Máx	72,51	41,75	3,70	2,67	79,60	212,57
Mín	54,54	27,15	0,34	1,31	11,27	14,72
Média	65,78	32,82	1,40	2,09	42,76	100,42
Desv.Padr.	6,93	5,65	1,34	0,52	24,46	71,19

044-500 Trabalho de Formatura – 2001/09

ANEXO 4

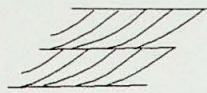
Seções Colunares

Anexo 4: Sessões Estratigráficas Colunares da Escarpa de Guaiúba

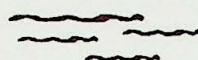


ANEXO 4: SEÇÕES COLUNARES

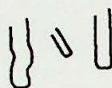
LEGENDA



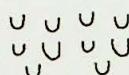
Estratificações cruzadas em série métricas



Bandas de infiltração



Bioturbação, tubos centimétricos



Mosqueamento



Crosta ferugunosa (ferricrete) com tubos de raízes



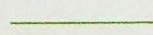
Intraclastos de argila



Grânulos angulosos de quartzo



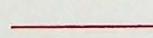
Fragmentos de vegetais (centimétricos a decimétricos)



Superfície 1



Superfície 2



Linha de correlação entre fácies



Datum