UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**SISTEMAS DEPOSICIONAIS EÓLICOS
QUATERNÁRIOS NA COSTA CENTRO-SUL
CATARINENSE: RELAÇÕES COM O NÍVEL DO MAR**

André Oliveira Sawakuchi

Orientador: Prof. Dr. Paulo César Fonseca Giannini

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

Programa de Pós-Graduação em Geologia Sedimentar

SÃO PAULO
2003

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**SISTEMAS DEPOSICIONAIS EÓLICOS QUATERNÁRIOS NA
COSTA CENTRO-SUL CATARINENSE: RELAÇÕES COM O NÍVEL
DO MAR**

ANDRÉ OLIVEIRA SAWAKUCHI

Orientador: Prof. Dr. Paulo César Fonseca Giannini

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

COMISSÃO JULGADORA

Nome

Assinatura

Presidente: Prof. Dr. Paulo César Fonseca Giannini

Examinadores: Prof. Dr. Mario Luis Assine

Prof. Dr. Setembrino Petri

Three horizontal lines with handwritten signatures above them, corresponding to the examiners listed on the left.

SÃO PAULO
2003

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

DEDALUS - Acervo - IGC

30900012035

**SISTEMAS DEPOSICIONAIS EÓLICOS QUATERNÁRIOS NA
COSTA CENTRO-SUL CATARINENSE: RELAÇÕES COM O NÍVEL
DO MAR**

André Oliveira Sawakuchi

Orientador: Prof. Dr. Paulo César Fonseca Giannini

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

Programa de Pós-Graduação em Geologia Sedimentar

SÃO PAULO
2003

Agradecimentos

Este trabalho reflete meus conhecimentos adquiridos ao longo dos anos de estudo e convívio no Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo. Creio que o percurso pela ciência não tem fim e que pode ser feito por mais de um caminho. No entanto, estou certo de que há um caminho mais seguro e instigante (que incentiva a descobrir o que há adiante). Agradeço ao Prof. Dr. Paulo César Fonseca Giannini por me mostrar que este caminho existe e por me ensinar a percorrê-lo com as próprias pernas. A segurança e o incentivo ficaram a cargo da amável Pi, companheira de todos os momentos.

O resultado final desta pesquisa de mestrado é produto da colaboração de inúmeros colegas (alunos, funcionários e professores) e não se resume ao texto apresentado a seguir. O companherismo dos colegas de pós-graduação é motivo de grande satisfação e um incentivo a estudar neste instituto. A atenção e o bom humor dos funcionários do IG-USP proporcionaram um dia-a-dia agradável e mantiveram viva a vontade de retornar no dia seguinte. A vontade de continuar com a pesquisa científica é garantida pelo prazer e contentamento dos professores em analisar as indagações que a natureza nos apresenta.

As etapas de campo contaram com o inestimável apoio da Geóloga Caroline Thaís Martinho Bráulio. As análises laboratoriais foram realizadas no Laboratório de Sedimentologia do IG-USP e foram supervisionadas pela prestativa e paciente Técnica Elaine Aparecida da Silva Sinfrônio. Também expresso sinceros agradecimentos à Profª. Dra. Sônia Hatsui Tatumi e à sua equipe pela determinação das idades TL/LOE no Laboratório de Vidros e Datação (FATEC-SP).

Apoio financeiro

O apoio financeiro da Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo (FAPESP) possibilitou a dedicação exclusiva à esta pesquisa científica, assim como a obtenção dos materiais e meios necessários para sua realização.

ÍNDICE

Resumo	1
Abstract	4
Capítulo 1	
1.1 Introdução	6
1.2 Objetivos.....	9
1.3 Métodos	10
1.3.1 <i>Análise crítica da bibliografia sobre sistemas eólicos costeiros</i> <i>quaternários</i>	10
1.3.2 <i>Elaboração de modelo para descrever a influência do nível do mar nos sistemas</i> <i>eólicos costeiros</i>	10
1.3.3 <i>Correspondência entre o modelo elaborado e a estratigrafia</i> <i>de seqüências</i>	11
1.3.4 <i>Estratigrafia e análise de fácies</i>	11
1.3.5 <i>Datações por termoluminescência (TL) e luminescência opticamente</i> <i>estimulada (LOE) e análises sedimentológicas</i>	12
1.3.5.1 <i>Amostragem</i>	12
1.3.5.2 <i>Determinação de idades TL/LOE</i>	13
1.3.5.3 <i>Análise granulométrica</i>	17
1.2.5.4 <i>Quantificação de minerais pesados</i>	18
1.2.5.5 <i>Análise dos resultados de granulometria e quantificação de minerais</i> <i>pesados</i>	19
Capítulo 2	
2.1 O nível do mar	20
Capítulo 3	
3.1 <i>Variações do nível do mar e desenvolvimento de sistemas eólicos costeiros durante o</i> <i>Quaternário</i>	27
3.2 <i>Períodos de atividade de sistemas eólicos costeiros durante o Quaternário</i>	31
3.3 <i>O princípio de Bruun como mecanismo controlador do volume de sedimentos</i> <i>disponível ao aporte eólico costeiro</i>	34
3.4 <i>Estratigrafia de depósitos eólicos costeiros</i>	39
Capítulo 4	
4.1 <i>A influência do aporte sedimentar eólico nas propriedades sedimentológicas</i> <i>do depósito</i>	43

Capítulo 5

5.1 Depósitos eólicos costeiros quaternários do litoral centro-sul catarinense	49
--	----

Capítulo 6

6.1 Estratigrafia e fácies sedimentares dos depósitos eólicos do litoral centro-sul catarinense	54
6.1.1 <i>Análise de fácies sedimentares</i>	54
6.1.2 <i>Estratigrafia</i>	57
6.1.3 <i>Correlação entre as seqüências deposicionais eólicas 1 e 2 e a curva de variação do nível do mar</i>	63

Capítulo 7

7.1 Inferência do aporte eólico das seqüências eólica 1 e 2 através da análise de propriedades sedimentológicas	70
--	----

Conclusões	78
------------------	----

Referências bibliográficas	80
----------------------------------	----

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1 - Método das doses adicionais para determinação da paleodose.....	16
Figura 2 - Determinação da paleodose pelo método da regeneração total.....	16
Figura 3 - Curva de variação do nível do mar, determinada a partir de corais emersos na península Huon (Nova Guiné), curva de variação de $\delta^{18}\text{O}$, elaborada com medidas realizadas em carapaças de foraminíferos bentônicos do oceano Pacífico (testemunho V19-30) e curva de variação do nível do mar na península Huon recalculada após a correlação com a curva de $\delta^{18}\text{O}$	22
Figura 4 - Paleoníveis relativos do mar inferidos a partir de tubos de vermitídeos coletados no litoral brasileiro.....	25
Figura 5 - Variação do nível relativo do mar na costa brasileira durante os últimos 120 ka.....	26
Figura 6 - Períodos de atividade dos sistemas eólicos quaternários.....	33
Figura 7 - Modificação do perfil de equilíbrio da profundidade provocada pela subida do nível relativo do mar (NRM).....	35
Figura 8 - Oscilação do aporte eólico, com defasagem em relação à taxa de variação do nível relativo do mar.....	38
Figura 9 - Relação entre um sistema eólico costeiro defasado e os tratos de sistemas, que se desenvolvem na borda de uma bacia, do modelo da estratigrafia de seqüências.....	42
Figura 10 - Sedimentos acumulados (SA), incorporados ao registro "definitivo" e sedimentos em trânsito (ST), com deposição momentânea.....	43
Figura 11 - Velocidade de arrasto limiar (V_{*t}) para grãos com diferentes diâmetros.....	44
Figura 12 - Variação da velocidade do vento (v) em função do logaritmo da altura (z), com diferentes gradientes de velocidade (V_*).....	45
Figura 13 - Frequência percentual das velocidades dos ventos registrados em Torres (RS) entre 1970 e 1982.....	46
Figura 14 - Localização da área estudada.....	49
Figura 15 - Mapa destacando os sistemas deposicionais descritos por Giannini (1993) no litoral centro-sul catarinense.....	50
Figura 16 - Representação esquemática das associações de fácies proximal e distal do sistema eólico ativo do litoral centro-sul catarinense, entre Jaguaruna e Imbituba.....	51

Figura 17 - Sequências eólicas 1 e 2 na escarpa de abrasão marinha de Guaiúba (Imbituba, SC).....	60
Figura 18 – Seção estratigráfica esquemática transversal à escarpa de Guaiúba (Imbituba, SC).....	61
Figura 19 - Sequência eólica 1 e 2 no morro de Santa Marta (Laguna, SC).....	62
Figura 20 - Representação esquemática do modo de ocorrência das sequências eólicas 1 e 2 na ponta da Ilhota.....	63
Figura 21 - Geração de depósitos de flanco de elevações com idades de deposição mais jovens que as dos depósitos de topo.....	65
Figura 22 – Correlação entre seções colunares levantadas na escarpa de Guaiúba (Imbituba, SC).....	66
Figura 23 - Estratigrafia observada nos depósitos eólicos encontrados sobre o morro de Santa Marta (Laguna, SC).....	67
Figura 24 - Representação esquemática do modo de ocorrência das sequências eólicas 1 e 2 em Ribanceira do sul (Imbituba, SC).....	67
Figura 25 - Diagrama de Wheeler elaborado a partir das seções levantadas na escarpa de Guaiuba (Imbituba, SC).....	68
Figura 26 - Evolução do episódio de deposição eólica representado pela sequência eólica 1.....	69
Figura 27 - Variação dos parâmetros sedimentológicos na seção B da escarpa de Guaiúba.....	71
Figura 28 - Variação dos parâmetros sedimentológicos na seção D da escarpa de Guaiúba.....	72
Figura 29 - Variação dos parâmetros sedimentológicos na seção E da escarpa de Guaiúba.....	73
Figura 30 - Variação dos parâmetros sedimentológicos na seção do morro de Santa Marta.....	74
Figura 31 - Variação dos parâmetros sedimentológicos na seção de Ribanceira do Sul.....	75

ÍNDICE DE TABELAS

Tabela 1 - Doses de radiação anual (Gray por 1000 anos) para solos e fragmento cerâmicos de composição típica (1% de potássio, 0,005% de rubídio, 10 ppm de tório e 3 ppm de urânio).....	15
Tabela 2 - Estabilidade química e física dos principais minerais pesados detríticos.....	19
Tabela 3 - Alguns fenômenos responsáveis por variações do nível eustático e suas escalas de tempo de recorrência.....	20
Tabela 4 - Relação de amostras de corais que concordam com a existência de período global com nível relativo do mar acima do nível atual por volta de 124 ka AP.....	23
Tabela 5 – Idades de diferentes tipos de depósitos eólicos compiladas da literatura.....	32
Tabela 6 - Sumário das fácies sedimentares descritas na escarpa de Guaiúba (Imbituba, SC).....	56

Resumo

O controle exercido pelo nível relativo do mar (NRM) na construção do registro estratigráfico tornou-se um paradigma da geologia sedimentar. Sob este paradigma, foi elaborado o modelo da estratigrafia de seqüências, que divide os depósitos sedimentares em unidades estratigráficas (seqüências deposicionais) separadas entre si por inconformidades (limite de seqüências) ou conformidades correlativas geradas durante fases com NRM em declínio. O caráter cíclico e global das variações do NRM confere elevada capacidade de correlação e previsão a este modelo. Concebido de início para interpretar o registro estratigráfico observado em seções sísmicas, ele foi depois aplicado, com adaptações, a afloramentos, testemunhos de sondagem e perfis de sondagens geofísicas. As parasseqüências, unidades básicas das seqüências deposicionais, variam conforme o sistema deposicional. Sua definição pressupõe o conhecimento de como as fácies sedimentares do sistema em questão se relacionam ao NRM. Neste contexto, insere-se o problema motivador deste estudo: a análise da correlação entre sistemas deposicionais eólicos costeiros e as variações do NRM durante o Quaternário.

Se associados à queda de NRM, os sistemas eólicos costeiros quaternários seriam originados pelo retrabalhamento de sedimentos da plataforma expostos durante a regressão forçada. Se associados à elevação de NRM, resultariam da erosão costeira provocada pela transgressão. Na hipótese de NRM em declínio, a manutenção de sistemas eólicos por longo tempo é improvável, pois a exposição dos sedimentos da plataforma acima do nível de maré alta favorece sua estabilização por cimentação precoce ou pela vegetação. Há trabalhos que sugerem que o avanço de campos de dunas transgressivos em diversas partes do mundo é resultado da erosão costeira provocada pela subida de NRM ocorrida após a última glaciação (*Würm*). Uma compilação de idades de deposição de sedimentos eólicos costeiros de diferentes continentes corrobora esta suposição. Com base nisso, elegeu-se o aporte eólico induzido pela erosão costeira como hipótese fundamental deste estudo.

A ascensão de NRM induz erosão costeira para restabelecer o perfil de equilíbrio da superfície deposicional. Para alguns autores, caso haja regime de ventos adequado, os sedimentos em desequilíbrio na antepraia são transportados também para o continente, podendo formar campos de dunas. Um novo equilíbrio é atingido com o término da fase de NRM ascendente e o esgotamento da fonte sedimentar eólica, o que favorece a estabilização do campo de dunas. Durante a queda de NRM, os depósitos eólicos são intemperizados e erodidos. Logo, episódios de acumulação eólica costeira induzidos por oscilações glacioeustáticas quaternárias equivalem, em termos genéticos, a seqüências deposicionais de quarta ordem (ciclicidade de milhares de anos). As seqüências eólicas seriam caracterizadas

por uma fase inicial com aporte crescente e por uma fase final com aporte decrescente. Com o término da subida do NRM, ocorre esgotamento gradual da fonte de sedimentos eólicos. Desse modo, tem-se diminuição de aporte eólico e queda da taxa de acumulação. Conseqüentemente, verifica-se uma elevação do tempo de permanência dos sedimentos sob a ação dos processos deposicionais, o que favorece a ação e o registro de eventos com baixa frequência de ocorrência.

Os depósitos eólicos do litoral centro-sul catarinense foram subdivididos em duas "seqüências deposicionais eólicas" (seqüências eólicas 1 e 2), separadas entre si por uma inconformidade. A seqüência eólica 1, mais antiga, associa-se à elevação eustática do interglacial *Riss-Würm* e a seqüência eólica 2, mais jovem e ainda em atividade, à ascensão eustática posterior à glaciação *Würm*. Utilizaram-se idades TL/LOE para checar a cronologia das duas seqüências eólicas estabelecida pelo modelo teórico. Confirmou-se a existência de hiato deposicional entre elas e sua correspondência com as fases de NRM ascendente. Como decorrência do modelo apresentado, devem existir, no Brasil e em outras partes do mundo, depósitos eólicos correlatos às duas seqüências eólicas do litoral centro-sul catarinense. A relação entre aporte eólico e NRM serve de guia para a elaboração de modelos de fácies capazes de integrar os sistemas eólicos costeiros à estratigrafia de seqüências.

A diminuição do aporte eólico favorece o registro de processos sedimentares com baixa frequência de ocorrência. Uma das características do regime de ventos atuante no litoral centro-sul catarinense é a baixa frequência de ocorrência de ventos com velocidades elevadas (acima de 10 m/s a 10 m de altura). Desta forma, a diminuição do aporte eólico seria representada, no registro sedimentar, pela presença de depósitos eólicos gerados por ventos com velocidades mais elevadas. Estes depósitos seriam caracterizados pelo aumento da concentração de minerais pesados e de grãos com diâmetro médio mais grosso que a média e pela diminuição da seleção granulométrica. Com base nessa premissa, a análise da variação das propriedades sedimentológicas ao longo da seqüência eólica 1 revelou tendência de diminuição do aporte para o topo. Nesta seqüência, não foram observadas tendências indicativas de aumento do aporte durante a fase inicial de desenvolvimento do sistema eólico. Isto pode ser explicado pela ausência de subsidência, o que teria desfavorecido a preservação dos depósitos gerados na fase inicial. De maneira inversa, a seqüência eólica 2 apresentou uma tendência de aumento de aporte rumo ao topo. A ausência de registro da fase final de evolução do sistema eólico, caracterizada por declínio de aporte, estaria ligada ao fato de esta seqüência encontrar-se atualmente ainda em atividade, devido à defasagem entre a elevação do NRM e o restabelecimento do perfil de equilíbrio da superfície deposicional. A análise da variação das propriedades sedimentológicas, medidas ao longo de seções verticais pode ser

utilizada como instrumento de correlação entre sucessões eólicas, as quais muitas vezes mostram-se faciologicamente homogêneas.

Abstract

The control exercised by relative sea level (RSL) on the filling of sedimentary basins became a sedimentary geology paradigm. This paradigm is the fundamental principle of the sequence stratigraphy model which is characterized by the subdivision of sedimentary deposits in stratigraphical units (depositional sequences) separated by unconformities (sequence limits) or correlative conformities developed during RSL fall. The cyclic and global character of RSL (considering that RSL reflects eustasy) explains the high capacity of prediction and correlation of the model. The sequence stratigraphy model was originally developed to interpret and subdivide sedimentary deposits in seismic sections. Later, it was adapted to outcrops, cores and well log data. The parasequences are the building units of the depositional sequences. They change according to the depositional systems. Therefore, parasequences definition depends of the knowledge of how facies of a specific depositional system change in response to RSL variation. This context characterizes the problem that justify this dissertation: to analyze the correspondence between Quaternary coastal eolian depositional systems and RSL changes.

When associated to RSL fall, the Quaternary coastal eolian systems would be originated by reworking of sediments exposed on the shelf during a forced regression. When associated to RSL rise, coastal eolian systems would be fed by sediments derived from the coastal erosion occurred during transgression. In the RSL fall hypothesis, the maintenance of eolian systems is not likely, because the exposition of sediments above the high tide level favors its stabilization by vegetation or early cementation. There are studies that suggest the global formation of transgressive dunefields as a result of coastal erosion caused by RSL rise subsequent to the last glaciation (*Würm*). This supposition is confirmed by the depositional ages of dunefields in different parts of the world. Thus, the eolian supply induced by RSL rise was choosed as the fundamental principle of this dissertation.

The RSL rise induces coastal erosion to restore the depositional surface equilibrium profile. In the presence of an adequate wind pattern, the sediments in disequilibrium in the foreshore are transported to the continent and can generate a dunefield. A new equilibrium is reached with the end of RSL rise and the exhaustion of the eolian sedimentary source. This fact favors dunefield stabilization. During RSL fall there are wheathering and erosion of the eolian deposits. Therefore, in a genetic sense, episodes of coastal eolian accumulation induced by Quaternary glacioeustatic oscilations correspond to the fourth order depositional sequences (periodicity of a hundred thousand years). The "eolian sequences" would be characterized by an initial phase with crescent eolian sedimentary supply and a final phase with decreasing supply. When the RSL rise cease, there is gradual exhaustion of the eolian

sedimentary source. In this way, the eolian supply and the eolian accumulation rate decrease. Consequently, the reworking of the eolian sediments increase. This favors the action and recording of less frequent sedimentary process because the sediments stay during a more long time on surface.

The Quaternary coastal eolian deposits of southern Brazil (Laguna and Imbituba, Santa Catarina) were divided in two "depositional eolian sequences" (eolian sequences 1 and 2). These sequences are separated by an unconformity. The eolian sequence 1 (older) was associated to the eustatic rise of the *Riss-Würm* interglacial period. The eolian sequence 2 (younger) is active nowadays and it was related to the eustatic rise occurred after the *Würm* glaciation.

Thermoluminescence (TL) and optical stimulated luminescence (OSL) ages were utilized to check the cronology of the eolian sequences 1 and 2. The existence of a depositional hiatuses between the two eolian sequences and the correspondence between eolian accumulation and periods of RSL rise was confirmed by the obtained TL and OSL ages. Eolian units equivalent to the eolian sequences described in Santa Catarina should exist in Brazil and in other parts of the world. This is a consequence of the presented model. The supposed relation between coastal eolian supply and RSL can be used as a guide for elaboration of a coastal eolian facies model coherent with the sequence stratigraphy.

The decrease of eolian supply favors the recording of less frequent sedimentary process. The low frequency of occurrence of winds with high velocity (up to 10 m/s at the height of 10 m) is a characteristic of the wind climate in Santa Catarina coast. Thus, the decrease of eolian supply would be showed, in the sedimentary recording, by the presence of eolian deposits generated by winds with a relative high velocity. This deposits would be characterized by increase of heavy mineral concentration and grain size and by decrease of sorting. Considering these hypothesis, the analysis of the sedimentological properties variation shows a tendency of upward decreasing eolian supply in the eolian sequence 1. The initial tendency of upward increasing eolian supply was not observed in this sequence. This can be explained by the absence of subsidence which is necessary for the preservation of the initial phase deposits. Otherwise, the eolian sequence 2 showed a tendency of eolian supply increasing to the top. This indicates that the final phase (eolian supply decreasing) of eolian sequence 2 was not started yet. The analysis of sedimentological properties variation, measured along vertical succession, can be utilized as a correlation criterion between eolian units.

Capítulo 1

1.1 Introdução

Os depósitos que constituem uma bacia sedimentar têm sido descritos em termos de sistemas deposicionais (arranjo tridimensional de fácies cogenéticas e contemporâneas: Fisher & McGowen, 1967). Os diversos tipos de sistemas deposicionais seriam identificados, no registro geológico, a partir de modelos de fácies. A elaboração dos modelos de fácies e sua utilização na reconstrução de ambientes de sedimentação a partir de depósitos sedimentares baseiam-se em um raciocínio atualístico. Este método é chamado de análise de fácies e caracteriza-se pela inferência de processos naturais a partir de produtos sedimentares (sedimentos e rochas). A relação processo-produto, que permite tal inferência, é obtida através de observações realizadas em sistemas deposicionais recentes (Reading, 1996). Os modelos de fácies apresentariam caráter preditivo, pois a adequação de um depósito sedimentar a um determinado modelo dependeria do conhecimento de uma pequena parcela (amostra) do depósito em questão (Walker, 1992). Ou seja, os modelos abrangeriam uma quantidade de informações maior que a quantidade utilizada para o seu reconhecimento.

O nível do mar como agente de transformação da superfície terrestre tem atraído a atenção da humanidade há centenas de anos. A presença de fósseis de organismos marinhos em rochas a grandes altitudes e a emersão de terrenos marinhos foram objeto de especulação de diversos estudiosos. Estes fatos levaram à idéia de que o nível do mar varia. Durante os últimos séculos, inúmeras teorias foram formuladas para explicar as causas destas variações e as transformações que elas provocariam na superfície da Terra. Estas teorias dividiam-se entre aquelas que acreditavam na subida ou descida do nível do mar, provocadas pela variação do volume da água nos oceanos, e aquelas que acreditavam no soerguimento ou abatimento dos continentes. A lenda do “Dilúvio de Noé” é uma idéia precursora destas teorias. O dilúvio bíblico serviu de base para a teoria do “diluvianismo”, que atingiu grande popularidade durante o início do século dezanove (Dott Jr., 1992). De acordo com esta teoria, terraços de cascalho marinho emersos e ossadas de animais encontradas em cavernas seriam produto da inundação da terra pelo mar. Este conjunto de evidências representaria o *dilúvio* e foram nomeadas diluviais. O estado de coisas anteriores ao dilúvio recebeu o nome de antediluvial enquanto que o período imediatamente posterior, que persiste até o presente, corresponderia à fase pós-diluvial ou aluvial (Buckland, 1823 *apud* Dott Jr., 1992).

Atualmente, a relação entre nível do mar e sedimentação constitui um paradigma da geologia sedimentar. Neste contexto, a estratigrafia de seqüências apresenta-se como o primeiro modelo empírico e bem formalizado para explicar a construção do registro

estratigráfico a partir de variações do nível do mar. O interesse de um modelo deste tipo, que relaciona o preenchimento de bacias a variações do nível do mar, encontra-se sobretudo no seu potencial de previsão. O caráter cíclico e global das variações eustáticas permitiria, respectivamente, realizar predições acerca do registro estratigráfico e correlacionar bacias de diferentes partes do globo terrestre. Isto abriria a possibilidade para o estudo de variações globais na sedimentação.

Originalmente, a estratigrafia de seqüências foi definida como um modelo de subdivisão do registro estratigráfico pela geometria dos estratos sedimentares, observada em seções sísmicas. Este modelo, elaborado por Vail *et al.* (1977), subdivide o registro estratigráfico com base em descontinuidades físicas ou suas conformidades correlativas (limites de seqüências). Os depósitos sedimentares seriam constituídos por seqüências deposicionais, as quais seriam compostas por tratos de sistemas deposicionais. Uma seqüência deposicional corresponderia a uma sucessão de estratos concordantes e geneticamente relacionados, delimitada no topo e na base por inconformidades ou suas conformidades correlativas. Um trato de sistemas seria um conjunto de sistemas deposicionais geneticamente relacionados. A geração dos limites de seqüências, assim como a geometria e distribuição dos tratos de sistemas, seriam função do nível do mar. Os tratos de sistemas deposicionais seriam classificados de acordo com a tendência (ascendente ou descendente), taxa e amplitude das variações do nível do mar. Assim, existiriam os tratos de mar baixo, de margem de plataforma, transgressivo e de mar alto (Vail *et al.*, 1977; Posamentier & Vail, 1988).

Posteriormente, procurou-se aplicar o modelo da estratigrafia de seqüências na escala de informações obtidas em afloramentos e testemunhos de sondagem (ou *high resolution sequence stratigraphy*, nos termos de Van Wagoner *et al.*, 1990). A parte elementar de uma seqüência deposicional observável nesta escala foi denominada parasseqüência. Uma parasseqüência constituiria uma sucessão de estratos concordantes e geneticamente relacionados. Seria limitada no topo por uma superfície de inundação e representaria o preenchimento sedimentar de espaço gerado pela subida no nível do mar. O tipo de empilhamento e a variação de espessura das parasseqüências definiriam os tratos de sistemas de uma seqüência deposicional. Além disto, as superfícies de descontinuidade física (limites de seqüência, superfícies de máxima inundação ou ravinamento) seriam observáveis em escala de afloramentos ou testemunhos de sondagem. Isto as tornariam elementos importantes neste tipo de análise de seqüências deposicionais.

As parasseqüências são essencialmente definidas com base em fácies sedimentares. Da mesma forma, o reconhecimento (em afloramentos ou testemunhos de sondagem) e significado de parasseqüências e superfícies de descontinuidade física que formam o

arcabouço das seqüências deposicionais dependem do tipo de sistema deposicional, inferido através de modelos de fácies, e da relação deste sistema com as variáveis que controlam a geração de tais superfícies dentro do modelo da estratigrafia de seqüências. Portanto, tem-se a aplicação do modelo da estratigrafia de seqüências na escala da análise de fácies. Este fato deu origem a uma nova abordagem no estudo e elaboração de modelos de fácies e sistemas deposicionais. Procurou-se relacionar os modelos de fácies ou sistemas deposicionais a variações do nível do mar. Sob este aspecto, destacam-se os modelos de fácies apresentados por Walker (1992).

Alguns modelos de fácies que levam em consideração variações faciológicas relacionadas ao nível do mar têm sido utilizados com êxito na análise de seqüências deposicionais em escala de afloramentos e testemunhos de sondagem. Dentre estes, destacam-se os modelos de fácies de sistemas marinhos. Outros sistemas deposicionais não possuem modelos de fácies bem estabelecidos ou formalizados. Neles, não é clara a relação entre mudanças faciológicas e variação do nível do mar. Nesta situação, encontram-se os sistemas eólicos costeiros.

Os modelos de fácies de sistemas eólicos costeiros apresentados na literatura podem ser subdivididos entre aqueles que relacionam o desenvolvimento de sistemas eólicos costeiros à subida ou à descida do nível do mar. No entanto, estes modelos não enfatizam a maneira como o nível do mar influencia as características dos depósitos eólicos, observáveis no registro estratigráfico. A proposta central deste estudo foi analisar os modelos conceituais presentes na literatura, que descrevem a geração, manutenção e preservação de sistemas eólicos costeiros em função de variações do nível do mar, tendo em vista a definição de pressupostos que fundamentassem a elaboração de um modelo capaz de relacionar as características sedimentológicas e estratigráficas dos depósitos eólicos costeiros às variações do nível do mar. A análise dos modelos da literatura baseou-se na comparação entre períodos de desenvolvimento de depósitos eólicos costeiros quaternários e a curva de variação do nível do mar durante um intervalo de tempo correspondente. As proposições decorrentes deste estudo dizem respeito aos efeitos das oscilações glacioeustáticas (frequência de dezenas a centenas de milhares de anos e amplitude de dezenas a centenas de metros) na sedimentação eólica costeira.

Os depósitos eólicos quaternários do litoral centro-sul catarinense (entre os municípios de Imbituba e Jaguaruna) foram a principal fonte de observações para elaboração e teste do modelo proposto. As idades obtidas nestes depósitos permitiram definir um arcabouço cronológico detalhado da estratigrafia observada. Isto possibilitou a avaliação dos elementos que constituem a estratigrafia dos depósitos eólicos (superfícies de descontinuidade física e fácies) perante as oscilações do nível do mar. O resultado desta

avaliação serviu de base para elaboração de um modelo de fácies conceitual de sistemas deposicionais eólicos costeiros. Também se tentou explicar o comportamento de atributos sedimentológicos (taxas de acumulação e índices de maturidade textural e mineralógica) a partir do modelo proposto.

1.2 Objetivos

Segundo Popper (1973), "*... a meta da ciência é encontrar explicações satisfatórias de qualquer coisa que nos impressione como necessitando de explicação.*". Para a explicação ser satisfatória ela deve *acarretar logicamente* a coisa a ser explicada e deve permitir testes independentes. Quanto maior a severidade dos testes a que sobreviveu, mais satisfatória será a explicação.

O **objetivo fundamental** desta pesquisa é encontrar uma **explicação satisfatória** sobre como o nível do mar afeta um sistema eólico costeiro. Os **objetivos específicos**, em relação ao problema analisado, estão ordenados de acordo com a lógica do desenvolvimento da pesquisa. Os itens **a, b, c, d** referem-se ao desenvolvimento da explicação. O item **e**, ao teste das derivações lógicas da explicação.

a) Definição de um princípio fundamental (hipótese inicial de trabalho) que relaciona o nível do mar à dinâmica de sistemas deposicionais eólicos costeiros.

b) Elaboração e apresentação de um modelo formal para descrever a construção de depósitos eólicos costeiros em função do nível do mar, tendo por base a hipótese inicial de trabalho, previamente definida.

c) Comparação entre o modelo elaborado e o modelo da estratigrafia de seqüências.

d) Descrição e interpretação da estratigrafia dos depósitos eólicos quaternários do litoral centro-sul catarinense (entre Imbituba e Jaguaruna), segundo o modelo elaborado.

e) Teste do modelo elaborado por comparação da idade e características sedimentológicas dos elementos definidores da estratigrafia dos depósitos eólicos do litoral centro-sul catarinense com a curva de variação do nível do mar. A análise crítica dos resultados do teste definirá a validade das implicações do modelo elaborado em outras áreas com sedimentação eólica quaternária.

1.3 Métodos

O **método científico** caracteriza-se pela formulação e teste das hipóteses ou teorias empíricas (testáveis via observação ou experimentação) colocadas como explicação a um determinado problema (no caso, o modo como o nível do mar afeta um sistema eólico costeiro). A ordenação lógica dos objetivos específicos colocados no item anterior configura o método no seu sentido mais básico, ou seja, o de descrever o caminho para se chegar a um fim. Entenda-se como "fim" a apresentação de uma explicação para o problema que justifica a realização desta pesquisa.

No entanto, cada um dos objetivos específicos constitui uma etapa da pesquisa, a ser superada. A maneira como se pretende superar cada etapa varia conforme os princípios e técnicas empregados. Assim, cada objetivo específico (ou etapa) possui um método de superação particular. Os **métodos particulares** dos objetivos específicos desta Dissertação são descritos a seguir.

1.3.1 Análise crítica da bibliografia sobre sistemas eólicos costeiros quaternários

A pesquisa bibliográfica visou ao levantamento das idéias que procuram relacionar a deposição eólica costeira a variações do nível do mar ocorridas durante o Quaternário. Foi feita uma análise crítica destas idéias, caracterizada pela comparação das predições delas derivadas com evidências ou teorias independentes. A partir desta análise definiu-se um princípio fundamental, equivalente a uma hipótese inicial de trabalho, que relaciona a deposição eólica costeira ao nível do mar.

1.3.2 Elaboração de modelo para descrever a influência do nível do mar nos sistemas eólicos costeiros

A hipótese inicial de trabalho (princípio fundamental) serviu de base para a elaboração de um modelo para descrever as características estratigráficas e sedimentológicas dos depósitos eólicos costeiros em função do nível do mar. O modelo elaborado configura a adequação da hipótese inicial de trabalho, por suas conseqüências lógicas, a uma linguagem que permitisse seu julgamento por observações. Logo, o modelo caracteriza-se pela atribuição de significado genético, em termos do nível do mar, aos elementos estratigráficos e à variação da faciologia e de atributos sedimentológicos.

1.3.3 Correspondência entre o modelo elaborado e a estratigrafia de seqüências

A análise da correspondência entre o modelo elaborado e o da estratigrafia de seqüências teve como base a variável comum aos dois modelos: o nível do mar.

1.3.4 Estratigrafia e análise de fácies

Foram utilizados métodos clássicos de descrição de fácies sedimentares e horizontes estratigráficos em afloramentos e poços abertos manualmente nos depósitos eólicos do litoral centro-sul catarinense. Estas observações visaram a construção de seções colunares para correlação estratigráfica. O posicionamento e nivelamento das seções colunares foram feitos com auxílio de aparelho GPS, trena, nível e altímetro. Foi realizada a análise de fácies para interpretação dos processos geradores das fácies descritas. A análise de fácies serviu de ferramenta auxiliar na correlação estratigráfica e seguiu as etapas propostas por Anderton (1985):

- 1) Descrição detalhada de cada afloramento.
- 2) Subdivisão de cada afloramento em fácies descritivas.
- 3) Compilação das características de cada fácies.
- 4) Dedução dos processos deposicionais de cada fácies.
- 5) Exame das relações espaciais entre fácies e reconhecimento de associações faciológicas.
- 6) Interpretação do ambiente da associação.
- 7) Modelagem final das fácies individuais.
- 8) Teste de consistência via predição: retorno à fase 1 ou à fase 5, e assim sucessivamente.

Os critérios utilizados na correlação estratigráfica e na definição das respectivas unidades estratigráficas foram definidos sob o ponto de vista do modelo elaborado, já integrado à estratigrafia de seqüências. Assim, definiu-se um arcabouço estratigráfico, cujas propriedades sedimentológicas, significado genético e cronologia de elementos constituintes seriam previstos pelo modelo em questão, tendo por base a curva de variação do nível do mar correspondente ao período de construção dos depósitos.

1.3.5 Datações por termoluminescência (TL) e luminescência opticamente estimulada (LOE) e análises sedimentológicas

As datações de sedimentos eólicos pelas técnicas da TL e da LOE tiveram como objetivo a definição de um arcabouço cronológico para a estratigrafia dos depósitos em questão. Assim, foi possível comparar os elementos que definem o arcabouço estratigráfico dos depósitos eólicos com a curva de variação do nível do mar para o respectivo período e checar a correspondência prevista pelo modelo elaborado. Portanto, as idades TL/LOE constituem o elo de ligação entre a estratigrafia definida pelo modelo proposto e a curva de variação do nível do mar. Estas idades também foram utilizadas para cálculo de taxas de sedimentação, cujo intuito foi avaliar variações no aporte eólico ao longo da sucessão estudada.

Também foram coletadas amostras para análise da variação de atributos sedimentológicos (índices de maturidade textural e mineralógica) ao longo dos depósitos eólicos. Estes atributos foram medidos através de análises granulométricas e mineralógicas (granulometria e separação e quantificação de minerais pesados). O objetivo destas análises foi testar previsões acerca da variação do aporte eólico, derivadas do modelo proposto. Tentou-se utilizar atributos sedimentológicos como indicativos do aporte eólico.

1.3.5.1 Amostragem

É importante salientar que a coleta das amostras para datação e análises sedimentológicas foi **orientada** pela faciologia e estratigrafia. Nem as datações, nem as análises sedimentológicas foram utilizadas como critério de definição das fácies e unidades estratigráficas. **Portanto, os modelos de faciologia e estratigrafia são independentes dos resultados derivados das análises destas amostras.** Esta é uma exigência lógica necessária para utilizar estes dados no teste do modelo estratigráfico proposto.

Foram realizados cinco perfis verticais de amostragem nos depósitos eólicos quaternários do litoral centro-sul catarinense, nos quais se coletaram 33 amostras para datação pela técnica TL/LOE e 58 amostras para análises sedimentológicas.

Na escarpa de Guaiúba (Imbituba, SC) foram amostradas três das cinco seções descritas. Também foram realizados perfis de amostragem em depósitos situados no morro de Santa Marta (Laguna, SC) e em Ribanceira do Sul (Imbituba, SC). O posicionamento das amostras nos perfis foi determinado com a utilização de trena e nível. A localização dos perfis de amostragem pode ser observada na Figura 5.

1.3.5.2 Determinação de idades TL/LOE

Uma apresentação mais detalhada sobre a técnica de datação por termoluminescência e luminescência opticamente estimulada pode ser obtida em Aitken (1985). Serão descritos a seguir apenas os conceitos básicos da técnica.

Um cristal perfeito possui uma estrutura iônica caracterizada pela distribuição regular equilibrada de íons positivos e negativos. No entanto, cristais naturais (minerais) em geral possuem estrutura iônica defeituosa devido à presença de impurezas (átomos não característicos do mineral). Um destes defeitos caracteriza-se pela ausência de íons negativos. Este tipo de defeito produz sítios com déficit iônico negativo no retículo cristalino, que podem ser ocupados por elétrons desprendidos do seu núcleo parental pelo efeito de radiação ionizante. Portanto, estes defeitos são armadilhas eletrônicas. Ao serem submetidas à radiação ionizante, as armadilhas eletrônicas presentes no retículo de um mineral são progressivamente ocupadas por elétrons. A quantidade de elétrons presos nas armadilhas é proporcional à quantidade de radiação recebida pelo mineral. A exposição do mineral a um agente excitante, capaz de produzir vibrações no retículo cristalino, faz com que os elétrons aprisionados sejam ejetados das suas respectivas armadilhas. Os elétrons ejetados liberam energia sob a forma de luz, que é proporcional à radiação ionizante recebida, ao se recombinarem com outros íons. Quando o agente excitante é o calor, este fenômeno recebe o nome de termoluminescência (TL) e quando é a luz, luminescência opticamente estimulada (LOE). Deve-se destacar que as armadilhas possuem um tempo de vida variável, porém finito. Existe a probabilidade de um elétron ser ejetado espontaneamente, que é dependente do tipo de armadilha e proporcional à temperatura de acondicionamento. O tempo de vida de uma armadilha pode variar de algumas horas até milhões de anos.

O uso destes fenômenos para obter-se a idade de deposição de sedimentos tornou-se possível com a descoberta de que a radiação ultravioleta também provoca a fuga de elétrons das armadilhas. Assim, o mecanismo sob o qual se baseia a técnica para determinação da idade de soterramento dos sedimentos compreende: i) exposição do sedimento à radiação ultravioleta natural, com esvaziamento das armadilhas iônicas; ii) soterramento do sedimento com as armadilhas vazias, impedindo a ação da radiação ultravioleta; iii) preenchimento das armadilhas vazias devido à ação da radiação ionizante derivada dos minerais com isótopos radioativos do sedimento ao redor e da radiação cósmica; iv) coleta do sedimento, utilizando recipiente que bloqueia a luz solar; v) determinação da radiação acumulada por termoluminescência ou luminescência opticamente estimulada; vi) determinação da taxa anual de radiação ionizante no local de coleta; vii) cálculo do tempo decorrido do soterramento até a coleta, com base nos valores da dose de radiação acumulada após o último

soterramento (paleodose) e da taxa anual de radiação no local (dose anual). A idade de soterramento do sedimento pode ser expressa por:

$$\text{Idade} = \text{paleodose} / \text{dose anual} \quad (1)$$

O tempo necessário para ocorrer o esvaziamento dos centros TL pela ação da radiação ultravioleta é cerca de 16 horas. Já os centros LOE são esvaziados em alguns minutos (Aitken, 1985). A TL de cristais de quartzo apresenta boa reprodutibilidade enquanto que a LOE freqüentemente comporta-se de forma irregular, podendo não ser reprodutível. Em cristais de feldspato, a LOE apresenta comportamento regular. Assim, a TL em cristais de quartzo é o método mais indicado para a determinação da idade de soterramento de sedimentos com deposição lenta, ou seja, com tempo de exposição elevado. Nesta categoria encontram-se os sedimentos eólicos. Para sedimentos depositados rapidamente, tais como os depositados por leques aluviais, é mais indicado o uso de LOE em feldspato. A determinação das idades TL/LOE foi feita pelo Laboratório de Vidros e Datação (Fatec/Unesp-SP), sob responsabilidade da Prof. Dra. Sônia Tatum.

As amostras foram coletadas com auxílio de tubos de PVC opacos, com cerca de 7 cm de diâmetro e 30 cm de comprimento. Para a coleta, retirou-se a camada superficial de sedimentos (mínimo de 30 cm) e procurou-se posicionar a amostra no centro de zona circular, com cerca de 30 cm de diâmetro, definida pela homogeneidade de características sedimentológicas.

O procedimento analítico foi realizado sob luz vermelha e iniciou-se pela separação de grãos de quartzo e feldspato, com granulação entre 88 e 180 μm . A separação começou com tratamento químico em HCl (20%) durante 20 minutos e em HF (20%) durante duas horas, seguida de separação por densidade em líquido denso (politungstato de sódio) e peneiramento.

A dose anual foi calculada através da radiação ionizante (α , β e γ) emitida pelos isótopos ^{235}U , ^{238}U , ^{232}Th e ^{40}K medida por espectrometria γ . Estes isótopos são responsáveis pela quase totalidade da radiação ionizante emitida pelos minerais presentes em rochas, sedimentos e solos. Devido à meia vida longa (bilhões de anos), a concentração destes isótopos pode ser considerada praticamente constante ao longo do intervalo de tempo alcançado pela datação TL ou LOE (máximo de centenas de milhares de anos). Apesar de contribuir com uma pequena parcela, também deve ser computada a radiação cósmica. O cálculo da dose anual envolve a suposição de que toda energia emitida, sob a forma de radiação ionizante, é absorvida pelos minerais. Assim, a dose anual equivale à soma das doses de radiação α , β , γ e cósmica (c):

$$\text{Dose anual} = kD_{\alpha} + D_{\beta} + D_{\gamma} + D_c \quad (2)$$

kD_{α} equivale à dose efetiva de radiação α . Parte significativa deste tipo de radiação é desperdiçada, de modo que a termoluminescência por dose de radiação α é menor do que a termoluminescência por dose de radiação β e γ . O valor usual de k é 0.15 (Aitken, 1985). A tabela 1 apresenta as contribuições dos isótopos radioativos de potássio, rubídio, tório e urânio, assim como da radiação cósmica, para a dose de radiação anual de solos e fragmentos cerâmicos de composição mais comum.

	Alfa (D_{α})	Alfa efetiva (kD_{α})	Beta (D_{β})	Gama (D_{γ})	Total efetivo
Potássio	--	--	0,83	0,24	1,07
Rubídio	--	--	0,02	--	0,02
Tório	7,39	1,11	0,29	0,51	1,91
Urânio	8,34	1,25	0,44	0,34	2,03
Cósmica	--	--	--	0,15	0,15
	15,73	2,36	1,58	1,24	5,18

Tabela 1 - Doses de radiação anual (Gray por 1000 anos) para solos e fragmento cerâmicos de composição típica (1% de potássio, 0,005% de rubídio, 10 ppm de tório e 3 ppm de urânio). O valor de k , que determina a efetividade da radiação α , é igual a 0,15. Extraído de Aitkens (1985).

A paleodose pode ser obtida pelos métodos das doses adicionais e da regeneração total. Para obtenção das idades apresentadas neste estudo utilizou-se o método da regeneração total. No método das doses adicionais, uma parcela da amostra é exposta à radiação ultravioleta por um período suficiente para que ocorra seu esvaziamento. Adotou-se um período de exposição de uma semana. Posteriormente, realizam-se medidas do sinal TL/LOE da amostra esvaziada, para determinação da dose residual insensível à radiação ultravioleta de uma parcela da amostra que não foi exposta à luz e de outras parcelas não expostas e com doses adicionais progressivas de radiação ionizante. Com estas medidas, elabora-se um gráfico das doses adicionais em função do sinal TL/LOE para um determinado pico de emissão. A dose acumulada equivale ao segmento horizontal formado pela intersecção do prolongamento da reta ajustada aos pontos de medida, das amostras que não foram expostas à luz, com uma reta horizontal que passa pelo ponto da amostra esvaziada (Figura 1).

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

No método da regeneração total, apenas a parcela da amostra utilizada para medir a TL/LOE natural não é exposta à luz para esvaziamento. As demais parcelas são esvaziadas por exposição à luz e irradiadas artificialmente, com doses progressivas conhecidas. Os resultados da medição da TL/LOE de cada parcela da amostra em função das doses de radiação administradas são representados em um gráfico. Ajusta-se uma curva aos dados, excluindo-se o ponto da TL/LOE natural. Assim, descreve-se o crescimento da intensidade da TL/LOE em função das doses de radiação. A paleodose equivale à dose do ponto da TL/LOE natural lida no gráfico (Figura 2). Tanto no método das doses adicionais quanto no método da regeneração, o crescimento da intensidade da TL/LOE em função das doses de radiação, deve apresentar um comportamento aproximadamente linear.

Figura 2 - Determinação da paleodose pelo método da regeneração total. G_0 é a TL/LOE residual, remanescente após a exposição à luz; G_N é a termoluminescência natural; os demais pontos são de parcelas da amostra irradiadas artificialmente (Adaptado de Aitken, 1985).

As medidas de TL/LOE foram realizadas em aparelho *TL/OSL Automated Systems, model 1100-series Daybreak Nuclear Instruments Inc*, com filtro óptico *Schott-GB-39* e atmosfera de N_2 gasoso. A irradiação das amostras para determinação da paleodose foi feita com o uso de uma fonte de ^{60}Co , no Instituto de Pesquisas Energéticas e Nucleares (IPEN).

1.3.5.3 Análise granulométrica

A distribuição granulométrica dos sedimentos amostrados foi obtida pelas técnicas da pipetagem e do peneiramento. Foi utilizado o procedimento padrão do Laboratório de Sedimentologia do Instituto de Geociências da USP. Este procedimento envolve as seguintes etapas:

- 1) Secagem, em estufa, de massa de amostra suficiente para perfazer aproximadamente 60 g sem a umidade.
- 2) Pesagem.
- 3) Desagregação da amostra em almofariz e adição de dispersante (pirofosfato de sódio).
- 4) Pipetagem em proveta de 1 litro para determinação da porcentagem de silte e argila (classe 1ϕ).
- 5) Elutriação para eliminação de sedimentos pelíticos.
- 6) Secagem em estufa.
- 7) Peneiramento, em agitador mecânico, em intervalos de 0.5ϕ .
- 8) Pesagem das frações separadas pelo peneiramento e pela pipetagem.
- 9) Balanço de massa e cálculo das porcentagens das frações granulométricas.

Com a distribuição das porcentagens em massa das frações granulométricas foram calculados, para cada uma das amostras analisadas, os parâmetros analíticos relacionados aos quatro momentos estatísticos: diâmetro médio ($\bar{x}$), desvio padrão (σ), assimetria (α) e curtose (κ). Este método de cálculo destaca-se, em relação aos métodos gráficos usuais em sedimentologia (por exemplo, o de Folk & Ward 1957) por considerar todas as classes presentes na distribuição granulométrica da amostra. As fórmulas de calcula utilizadas são as encontradas em McManus 1988 (equações 3 a 6).

$$\bar{x} = (\sum f m_p) / 100 \quad (3)$$

$$\sigma = [(\sum f (m_p - \bar{x})^2) / 100]^{1/2} \quad (4)$$

$$\alpha = [(\sum f(m_{\phi} - \bar{x})^3)/100]^{1/3} \quad (5)$$

$$\kappa = [(\sum f(m_{\phi} - \bar{x})^4)/100]^{1/4} \quad (6)$$

onde f é a frequência em peso percentual e m_{ϕ} é o ponto médio de cada intervalo de classe.

1.2.5.4 Quantificação de minerais pesados

Para a separação de minerais pesados ($d > 2.83 \text{ g/cm}^3$) seguiu-se a proposta de Giannini (1993), que recomenda o uso da classe areia, em intervalos de 1 *phi*, imediatamente mais fina que a classe modal. Exceção ocorre apenas quando a moda coincide com a classe areia muito fina. Neste caso, utiliza-se a classe modal. A separação foi feita com a utilização de líquido denso (bromofórmio, CHBr_3 , $d \approx 2.85 \text{ g/cm}^3$) e funis em capela. O procedimento de separação envolveu as seguintes etapas:

- 1) Colocação da amostra em funil preenchido por bromofórmio, para decantação dos minerais com densidade maior que 2.83 g/cm^3 .
- 2) Retirada das frações leve e pesada, com auxílio de papéis de filtro.
- 3) Lavagem das frações separadas, com álcool etílico.
- 4) Secagem das amostras na capela.
- 5) Pesagem das frações leve e pesada.
- 6) Separação da fração pesada magnética, com a utilização de imã de mão.
- 7) Pesagem das frações pesada magnética e não magnética.
- 8) Balanço de massa para cálculo das porcentagens de minerais pesados magnéticos e não magnéticos.
- 9) Confecção de lâminas de grãos de minerais pesados não magnéticos, utilizando bálsamo do Canadá.
- 10) Quantificação dos tipos de minerais pesados, com a utilização de microscópio óptico de luz transmitida.

A identificação e contagem dos tipos minerais ao microscópio óptico foram feitas ao longo de faixas traçadas ao acaso nas lâminas. Foi confeccionada uma lâmina por amostra. O número total de grãos computados foi definido pela contagem mínima de cem grãos de minerais pesados transparentes não micáceos. Quando este mínimo foi atingido antes do término de uma faixa, prosseguiu-se a contagem até o fechamento da faixa.

Com os resultados da quantificação ao microscópio óptico, obteve-se a distribuição de frequência dos minerais encontrados, a qual serviu de base para o cálculo dos índices de maturidade mineralógica ZTR, MET e INS. Estes índices constituem somatórios das porcentagens dos minerais ultraestáveis (ZTR), moderadamente estáveis (MET) e instáveis (INS). A Tabela 2 apresenta a classificação, baseada na estabilidade química e física, dos principais minerais pesados (Pettijohn *et al.*, 1973).

Classe	Tipos minerais
Ultraestável	rutilo, zircão, turmalina, anatásio
Estável	apatita, granada (pobre em ferro), estaurolita, monazita, biotita, ilmenita, magnetita
Moderadamente estável	epídoto, cianita, granada (rica em ferro), sillimanita, titanita, zoisita
Instável	hornblenda, actinolita, augita, diopsídio, hiperstênio, andalusita
Muito instável	olivina

Tabela 2 - Estabilidade química e física dos principais minerais pesados detríticos (Pettijohn *et al.*, 1973).

1.2.5.5 Análise dos resultados de granulometria e quantificação de minerais pesados

As estatísticas calculadas a partir dos resultados de análise granulométrica (diâmetro médio, desvio padrão, assimetria e curtose da classe areia), as porcentagens de areia média, de pelíticos e de minerais pesados, assim como os índices de maturidade mineralógica (ZTR, MET e INS), foram representados em função da altura em relação à base das seções colunares amostradas, através de gráficos de dispersão. As amostras foram agrupadas por unidades estratigráficas e calculou-se o coeficiente de correlação linear (R) entre os valores de cada uma das propriedades sedimentológicas listadas acima e a altura à base da seção. O coeficiente de correlação, o qual mede o grau de dependência linear entre duas variáveis, foi utilizado para análise das tendências de variação das propriedades sedimentológicas ao longo das unidades definidas. Dado um conjunto de N pares de duas variáveis aleatórias x e y , o coeficiente de correlação (R) é definido como:

$$R = \sum_{i=1}^N (x_i - x_m)(y_i - y_m) / (N - 1) \sigma_x \sigma_y$$

onde σ_x é o desvio padrão de x e σ_y o de y . Neste estudo, a variável x corresponde a determinada propriedade sedimentológica e a variável y a altura em relação à base da seção. O valor de R varia entre -1 e +1, sendo que é igual a -1 quando há uma correlação linear negativa perfeita e igual a +1 quando há uma correlação linear positiva perfeita. Se R for igual a zero, não há dependência linear entre as duas variáveis aleatórias.

Capítulo 2

2.1 O nível do mar

A designação "nível do mar" tem sido utilizada na geologia sedimentar para referir-se ao nível eustático e ao nível relativo do mar. O nível eustático posiciona a superfície dos oceanos em relação a um ponto fixo como, por exemplo, o centro da Terra. Assim, a eustasia é o movimento da superfície marinha em relação a um referencial imóvel. O nível relativo do mar tem como referência um ponto na superfície terrestre. Logo, sua variação decorre da composição da eustasia com o movimento do ponto de referência devido ao tectonismo. O ponto de referência na superfície terrestre pode ser estável ou movimentar-se de forma ascendente (soerguimento) ou descendente (subsidência).

O nível eustático depende do volume de água nos oceanos e do volume das bacias oceânicas. Estes dois fatores são função de fenômenos recorrentes em diversas escalas de tempo (Tabela 3).

Mecanismo	Escala de tempo (anos)	Ordem de magnitude da variação (mm)
<i>Mudanças de volume por variação de salinidade e temperatura</i>		
Águas rasas (0 a 500 m)	10^{-1} a 10^2	10^0 a 10^3
Águas profundas (500 a 4000 m)	10^1 a 10^4	10^0 a 10^4
<i>Glaciações e deglaciações</i>		
Gelo em montanhas	10^1 a 10^2	10^1 a 10^3
Geleiras da Groelândia	10^2 a 10^5	10^1 a 10^4
Geleiras do leste da Antártica	10^3 a 10^5	10^4 a 10^5
Geleiras do oeste da Antártica	10^2 a 10^4	10^3 a 10^4
<i>Água líquida sobre os continentes</i>		
Água subterrânea	10^2 a 10^5	10^2 a 10^4
Lagos e reservatórios	10^2 a 10^5	10^0 a 10^2
<i>Deformação crustal</i>		
Subducção e formação de litosfera	10^5 a 10^8	10^3 a 10^5
Reajuste isostático por variação do volume de gelo	10^2 a 10^4	10^2 a 10^4
Colisão continental	10^5 a 10^8	10^4 a 10^5
Epeirogênese continental e oceânica	10^5 a 10^8	10^4 a 10^5
Sedimentação	10^4 a 10^8	10^3 a 10^5

Tabela 3 - Alguns fenômenos responsáveis por variações do nível eustático e suas escalas de tempo de recorrência (National Research Council, 1990).

As variações do nível eustático observadas no registro sedimentar do Quaternário têm sido atribuídas a mudanças do volume das geleiras, induzidas pela alternância entre fases climáticas mais frias (períodos glaciais) e mais quentes (períodos interglaciais). A periodicidade dos eventos glaciais (glaciações) é da ordem de dezenas a centenas de milhares de anos e estariam associadas a movimentos astronômicos cíclicos da órbita da Terra (ciclos de Milankovitch), que provocam variação da taxa de radiação solar recebida pelo planeta (Broecker *et al.*, 1968; Broecker & van Donk, 1970; Imbrie & Imbrie, 2000). A variação do nível eustático induzida por eventos glaciais é denominada glacioeustasia e pode apresentar amplitude de dezenas a centenas de metros.

A hipótese que relaciona as variações eustáticas do Quaternário às variações do volume das geleiras é corroborada pela proporção de isótopos de oxigênio leve e pesado (^{16}O e ^{18}O) nas águas oceânicas. A variação da proporção destes isótopos ($\delta^{18}\text{O} = \{[^{18}\text{O}/^{16}\text{O} \text{ da amostra}]/[^{18}\text{O}/^{16}\text{O} \text{ do padrão}] - 1\} \times 1000$) no decorrer do tempo é obtida em carapaças de foraminíferos encontradas ao longo de sucessões sedimentares do fundo marinho (Broecker & van Donk, 1970). Em uma situação de equilíbrio, a razão dos isótopos de oxigênio (^{16}O e ^{18}O) na atmosfera, nas geleiras e nos oceanos é constante. O equilíbrio, que mantém as razões isotópicas de oxigênio constante, depende do volume dos reservatórios. As geleiras são formadas por água atmosférica proveniente da evaporação de água dos oceanos. A água de evaporação possui maior proporção do isótopo leve. Assim o aumento do volume das geleiras associa-se a maior retenção do isótopo leve nos continentes, com conseqüente enriquecimento residual de isótopo pesado, e aumento da razão $\delta^{18}\text{O}$ nas águas oceânicas. Este mecanismo embasa a utilização do parâmetro $\delta^{18}\text{O}$, medido em carapaças carbonáticas de organismos marinhos, como indicativo do volume de gelo no globo terrestre. Considerando que o aumento do volume de gelo implica diminuição do volume de água nos oceanos, o parâmetro $\delta^{18}\text{O}$ também é indicativo das variações glacioeustáticas (Figura 3).

Figura 3 - a) Curva de variação do nível do mar, determinada a partir de corais emersos na península Huon (Nova Guiné). b) Curva de variação de $\delta^{18}\text{O}$, elaborada com medidas realizadas em carapaças de foraminíferos bentônicos do oceano Pacífico (testemunho V19-30). c) Curva de variação do nível do mar na península Huon recalculada após a correlação com a curva de $\delta^{18}\text{O}$. As curvas apresentadas foram elaboradas por Chappell & Shackleton (1986).

A correlação entre o parâmetro $\delta^{18}\text{O}$ e o volume de gelo no globo terrestre forneceu informações importantes acerca das variações eustáticas do Quaternário (Imbrie & Imbrie, 2000). As curvas de $\delta^{18}\text{O}$ são compostas por oscilações com quatro frequências distintas: 100 ka (10^3 anos), 41 ka, 23 ka e 19 ka. Estas oscilações seriam reflexo das variações da taxa de insolação calculadas por Milankovitch e corresponderiam respectivamente aos ciclos de excentricidade da órbita, inclinação do eixo de rotação e precessão dos equinócios (duas últimas frequências). As oscilações com frequência de 100 ka aparecem de forma mais evidente nas curvas elaboradas a partir de carapaças de foraminíferos presentes em sedimentos marinhos. Logo, podem ser detectadas em depósitos gerados sob taxas de sedimentação equivalentes às que ocorrem no mar profundo (1-3 mm/século ou 0.01-0.03 m/ka: Imbrie & Imbrie, 2000). As oscilações mostram-se assimétricas, com queda lenta e subida rápida do conteúdo do isótopo leve nas águas oceânicas. Assim, supondo relação direta entre o volume das geleiras e as variações eustáticas do Quaternário, conclui-se que os ciclos eustáticos com periodicidade de 100 ka podem ser impressos no registro sedimentar e que estes ciclos são caracterizados por fases de queda lenta e ascensão rápida.

De acordo com a teoria de Milankovitch, nos últimos 500 ka ocorreram três ciclos de variação da excentricidade da órbita da Terra (Berger, 1977), aos quais estariam associados os períodos glaciais *Mindel*, *Riss* e *Würm*. A sucessão entre períodos glaciais e interglaciais provocou oscilações eustáticas com amplitude de dezenas a centenas de metros, cujos níveis

máximos ocorreram, respectivamente, por volta de 210 ka AP (AP = antes do presente), 120 ka AP e 6 ka AP. Registros destas oscilações foram observados em diversas regiões do globo terrestre.

A partir do estudo de corais emersos na ilha de Barbados, Mesolella *et al.* (1969) definiram a existência de um período com nível relativo do mar acima do atual entre 180 ka e 220 ka AP e outro por volta de 124 ± 5 ka AP. Estes dois períodos estariam, respectivamente, associados aos máximos eustáticos dos interglaciais *Mindel-Riss* e *Riss-Würm*. Estudos realizados em outras localidades também detectaram fases contemporâneas entre si com nível relativo do mar acima do atual (Tabela 4).

Localização	Elevação em relação ao nível relativo do mar atual (m)	Número de amostras	Idade média (ka)	Referência
Oceano Atlântico				
Bermuda	4	3	123 ± 10	Land <i>et al.</i> , 1967
Bahamas	3	1	127 ± 7	Goddard (com.pess. <i>apud</i> Broecker & Van Dork, 1970)
Oceano Índico				
Oeste da Austrália	2 - 4	2	120 ± 20	Veeh, 1966
Maurícios	2	1	160 ± 40	Veeh, 1966
Seychelles	6 - 9	2	140 ± 30	Veeh, 1966
Oceano Pacífico				
Havaí	2 - 3	4	120 ± 15	Veeh, 1966
Ilhas Cook	2	2	100 ± 20	Veeh, 1966
Ilhas Tuamotu	2 - 4	7	130 ± 20	Veeh, 1966

Tabela 4 - Relação de amostras de corais que concordam com a existência de período global com nível relativo do mar acima do nível atual por volta de 124 ka AP. Extraído de Broecker & Van Dork (1970).

O nível relativo do mar atingiu a cota de 8 ± 2 m na costa sul-sudeste brasileira, durante o máximo eustático do interglacial *Riss-Würm* (Martin *et al.*, 1988). Datações de sedimentos submersos indicativos de paleolinhas de costa permitiram inferir que em 17 ka AP (período glacial *Würm*), o nível relativo do mar esteve cerca de 130 m abaixo do nível atual (Kowsmann & Costa, 1979; Corrêa, 1996). Baseados em indicadores sedimentológicos (% de sedimentos terrígenos com diâmetro maior que 0,062 mm e concentrações residuais de biodetritos) e morfológicos (escarpas constitucionais na plataforma, terraços erosivos na

plataforma e no talude e bancos arenosos de recuo estuarino), Kowsmann & Costa (1979) propuseram a existência de fases de estabilização do nível relativo do mar nas isóbatas de 110 e 60 m. Por comparação com a curva de Milliman & Emery (1968), estes autores determinaram que estas duas fases teriam ocorrido, respectivamente, em 13 ka e 11 ka AP. Kowsmann & Costa (1979) também encontraram evidências de estabilização do nível relativo do mar nas isóbatas de 90, 75 e 40 m. Corrêa (1996), em estudo baseado na análise da morfologia e de sedimentos da plataforma continental do Rio Grande do Sul, indentificou que durante a ascensão do NRM, após a glaciação *Würm*, existiram três fases de estabilização do NRM. Segundo este autor, estas fases ocorreram em 11 ka AP, 9 ka AP e 8 ka AP. Isto sugere a desaceleração da subida do NRM a partir de 11 ka AP.

A ascensão do nível eustático subsequente ao rebaixamento provocado pelo glacial *Würm* atingiu seu ápice entre 5 e 6 ka AP (pós-*Würm*). Nas regiões Sul e Sudeste do Brasil, o máximo nível eustático pós-*Würm* ocorreu por volta de 5,1 ka AP e esteve cerca de 3,5 m acima do nível atual (Suguio *et al.*, 1985). Com base em idades ^{14}C obtidas em tubos de vermitídeos emersos, coletados em costões rochosos do litoral centro-sul catarinense, Angulo *et al.* (1999) observaram que o ápice do nível relativo do mar nesta região foi $2 \pm 0,5$ m acima do nível atual e ocorreu por volta de 5,5 ka AP.

Suguio *et al.* (1985) admitem a existência de duas fases com queda do nível relativo do mar abaixo do nível atual (4,1-3,8 ka AP e 3,0-2,7 ka AP), após o máximo eustático holocênico. As evidências dessas oscilações na costa dos estados de São Paulo e Paraná são baseadas em sambaquis. Para Giannini (1993), Angulo & Giannini (1996) e Angulo & Lessa (1997), estes não são indicadores seguros de paleoníveis marinhos, pois muitos sambaquis estão situados sobre depósitos estuarinos sujeitos à compactação. Além disso, segundo eles, o fato de sambaquis encontrarem-se em erosão hoje pode decorrer de alterações da linha de costa, independentes de variação do nível relativo do mar. Angulo & Lessa (1997) apresentaram dados de variação do nível relativo do mar, derivados de idades ^{14}C e posição de tubos de vermitídeos, compilados da literatura. Estes dados evidenciam uma tendência de declínio contínuo do nível relativo do mar posterior a 3 ka AP (Figura 4).

Figura 4 - Paleoníveis relativos do mar inferidos a partir de tubos de vermetídeos. Dados compilados da literatura por Angulo & Lessa (1997) junto com dados obtidos por Angulo *et al.* (1999). O erro da estimativa do paleonível varia de 0,4 a 0,5 m. R = coeficiente de correlação, SD = desvio padrão do ajuste, N = número de pontos e P = probabilidade de R ser zero.

A costa brasileira carece de dados sobre paleoníveis marinhos anteriores ao máximo eustático de 120 ka AP. Esta carência pode estar associada ao fato de as oscilações anteriores a este período não terem superado o nível relativo do mar atual e/ou terem sido eliminadas pelos eventos transgressivos subsequentes. Villwock *et al.* (1986) reconheceu nos depósitos litorâneos quaternários do Rio Grande do Sul a existência de quatro terraços de construção marinha, os quais apresentariam cotas maiores rumo ao interior e seriam registro de fases distintas de progradação de barreiras arenosas (sistemas barra barrreira ou ilha barreira), posteriores a elevações do nível do mar. Estes terraços ocorreriam alternados com depósitos lagunares e foram denominados barreiras I (20 a 25 m), II (15 m), III (8 m) e IV (4m). As barreiras III e IV estariam associadas, respectivamente, às elevações de nível do mar ocorridas durante os interglaciais *Riss-Würm* e *Pós-Würm*. As barreiras I e II seriam registro de períodos com nível do mar mais alto que o atual, anteriores a 120 ka AP. No entanto, a aceitação da existência de fases com nível do mar acima do atual e anteriores a 120 ka AP esbarra na dificuldade em encontrar depósitos correlatos às barreiras I e II em outras regiões e na falta de dados que permitam aferir a idade destes depósitos. Martin *et al.* (1988) citam a existência de terraços arenosos correlatos à Barreira II no litoral dos estados de Santa Catarina, Paraná e São Paulo. Porém, estes terraços são de ocorrência local e de origem sedimentar incerta.

Independentemente da polêmica acerca da existência ou não de duas oscilações negativas de menor amplitude e maior frequência nos últimos 5ka, admitidas por Suguio *et al.* (1985), o padrão geral de variação do nível relativo do mar na costa brasileira durante os últimos 120 ka reflete a variação do nível eustático (Figura 5). Este período caracteriza-se pela presença de dois máximos eustáticos, que na costa brasileira induziram dois períodos com nível relativo do mar acima do nível atual, separados entre si por uma oscilação negativa da ordem de 130 m.

Figura 5 - Variação do nível relativo do mar na costa brasileira durante os últimos 120 ka (dados compilados de Martin *et al.* (1988), Corrêa (1996), Angulo & Lessa (1997) e Angulo *et al.* (1999)).

Capítulo 3

3.1 Variações do nível do mar e desenvolvimento de sistemas eólicos costeiros durante o Quaternário

Os sistemas deposicionais eólicos representam parcela significativa do registro estratigráfico (pré-Quaternário). Apesar disto, pouco se sabe a respeito da influência que certas variáveis importantes no preenchimento de uma bacia sedimentar exercem sobre os mecanismos responsáveis pelo desenvolvimento destes sistemas. Historicamente, predomina a tendência em interpretar a formação dos depósitos eólicos com ênfase em variáveis climáticas. Esta tendência talvez derive do fato de que atualmente os maiores campos de dunas ativos situam-se em áreas desérticas. No entanto, têm-se destacado, nas últimas décadas, estudos sobre o papel do nível do mar na origem e evolução de sistemas deposicionais em geral. Esta abordagem também se justifica no estudo de sistemas deposicionais eólicos, pois a existência de grandes campos de dunas em áreas costeiras úmidas pressupõe influência importante de outras variáveis, além das climáticas, no desenvolvimento destes sistemas deposicionais.

No campo de dunas de Ferris (Wyoming), os períodos de êxito da sedimentação eólica não são sincrônicos a fases de aridez (Stokes & Gaylord, 1993). No platô de *Moenkopi*, Arizona, foram detectadas quatro fases de aridez, sendo que apenas duas destas fases são coincidentes com períodos de sedimentação eólica (Stokes & Breed, 1993). Neste local, as fases de sedimentação eólica correlacionam-se bem com episódios de preenchimento aluvial. Desta forma, fatores ligados ao volume de sedimentos disponíveis para o retrabalhamento eólico exerceriam influência maior do que a exercida pelo clima (umidade relativa) na sedimentação eólica.

Estudos que relacionam a formação de sistemas deposicionais eólicos costeiros do Quaternário tardio a variações do nível relativo do mar existem, pelo menos, desde o final da década de 1950 (Cooper, 1958). Porém, estes estudos mantiveram-se isolados dos trabalhos sobre modelos de fácies e sistemas deposicionais eólicos em depósitos sedimentares antigos. Há hipóteses que relacionam a formação de dunas eólicas costeiras à descida ou à subida do nível relativo do mar. Estas hipóteses são em geral pouco formalizadas. Isto lhes confere baixo grau de testabilidade e, por conseguinte, pequena aplicação prática. Na verdade, caracterizam-se mais como idéias do que como hipóteses empíricas.

Schofield (1975) argumenta que a queda do nível relativo do mar implica transporte de sedimentos de zonas mais profundas para zonas mais rasas para restabelecer o perfil de equilíbrio da superfície deposicional. Este mecanismo é análogo ao postulado pelo princípio

de Bruun¹, só que em sentido contrário. Isto possibilitaria o acréscimo praial e disponibilizaria sedimentos para a formação de campos de dunas transgressivos. No entanto, segundo Pye & Bowman (1984), esta hipótese só se aplica na ausência de vegetação. A vegetação provocaria a estabilização das areias que alimentam o sistema eólico.

Dominguez *et al.* (1987) mencionam a formação de campos de dunas eólicas sobre cordões litorâneos regressivos adjacentes à foz do rio São Francisco, gerados durante a fase de queda do nível relativo do mar, subsequente ao máximo nível relativo do mar holocênico.

Cooper (1958) sugere que o avanço uniforme de campos de dunas transgressivos², por ampla área da costa de Oregon (EUA), é resultado da erosão costeira provocada pela subida do nível relativo do mar induzida pela ascensão do nível eustático, que teria ocorrido durante o final do Pleistoceno e Holoceno (Transgressão Flandriana), posterior ao período glacial *Würm*. Desta forma, eventos similares deveriam ser encontrados em outras partes do mundo. A queda do nível relativo do mar ocasionaria a estabilização das dunas através da fixação das areias costeiras pela vegetação. Em certos locais da costa de Oregon, as dunas associadas à transgressão Flandriana encontram-se truncadas pelo mar. Neste caso, a estabilização dos campos de dunas ocorreria antes do ápice da subida do nível relativo do mar. Outra hipótese seria a existência de uma pequena fase de queda ou estabilização do nível relativo do mar. Segundo Cooper (1958), o nível eustático seria a variável controladora do desenvolvimento de dunas costeiras. Logo, a ciclicidade das variações do nível eustático induzida por glaciações e deglaciações se refletiria na sucessiva estabilização e ativação de campos de dunas costeiros.

Pye & Bowman (1984) apresentaram idades ¹⁴C, obtidas em fragmentos vegetais de paleossolos embutidos em sedimentos eólicos da costa leste australiana, que confirmariam as previsões derivadas da hipótese de Cooper (1958). Essas idades evidenciaram o desenvolvimento de campos de dunas transgressivos entre 10 e 6 ka AP, período em que o nível eustático estava em ascensão (*Pos-glacial marine transgression*).

De acordo com Giannini & Santos (1994), o aumento da altura das ondas durante períodos de tempestades seria análogo a uma pequena subida do nível relativo do mar. Logo, considerando o princípio de Bruun, as tempestades implicam mudança no perfil de equilíbrio da superfície deposicional. Haveria excesso de sedimentos na antepraia, os quais, para o restabelecimento do equilíbrio, deveriam ser transportados para a costa-afora. No entanto,

¹ Princípio de Bruun - O princípio de Bruun (1962) postula que a subida do nível do mar provoca erosão da praia e transporte de sedimentos para a costa afora até que se restabeleça o perfil de equilíbrio da superfície deposicional anterior à subida no nível do mar.

² Campo de dunas transgressivo - são campos de dunas livres, com fonte costeira e ventos de *onshore*, que avançam sobre o continente.

segundo mesmos autores, desde que haja energia eólica suficiente e granulometria adequada, os sedimentos em desequilíbrio na antepraia poderiam ser transportados pelos ventos de *onshore*, continente adentro, formando campos de dunas transgressivos. Considerando esta hipótese, a frequência de ocorrência e a magnitude das tempestades seriam variáveis importantes para a geração e manutenção de campos de dunas transgressivos.

Utilizando a hipótese de geração de campos de dunas transgressivos a partir de areias praias colocadas em desequilíbrio pela subida do nível relativo do mar, Giannini (1993) relaciona os depósitos eólicos costeiros do litoral centro-sul catarinense ao máximo nível eustático dos interglaciais *Riss-Würm* (pleistocênico - ~120 ka AP) e pós-*Würm* (holocênico - ~5.1 ka AP). Os depósitos mais antigos, formados por areias consolidadas, teriam se formado durante a subida do nível relativo do mar, no Pleistoceno, cujo máximo foi atingido em aproximadamente 120 ka AP. Os depósitos sobrejacentes corresponderiam à subida do nível eustático ocasionada pelo interglacial pós-*Würm*. Estas duas gerações de depósitos eólicos são separadas entre si por uma descontinuidade erosiva. Esta descontinuidade física representaria a estabilização do sistema eólico mais antigo provocada pela queda do nível relativo do mar durante a glaciação *Würm*. Isto estaria de acordo com as previsões de Cooper (1958) de que durante os períodos interglaciais (nível eustático alto) haveria o desenvolvimento de campos de dunas transgressivos.

Carter & Wilson (1993) propuseram um modelo, baseado nas variações do nível eustático que ocorreram no Holoceno e no final do Pleistoceno, para explicar o desenvolvimento de campos de dunas na costa noroeste da Irlanda. A formação destes campos de dunas teria sido iniciada entre 5 e 6 ka AP, apresentando como fonte sedimentos glaciais retrabalhados por processos costeiros. O modelo compreende três fases evolutivas, caracterizadas pelo comportamento do nível relativo do mar ditado por variações eustáticas. A fase inicial corresponde ao período de nível relativo do mar baixo (*lowstand*), durante o último estágio glacial (glaciação *Würm*, finalizada em aproximadamente 12 ka AP). Nesta fase, ocorreria a deposição de grande volume de sedimentos glaciais sobre a plataforma continental exposta. A fase seguinte teria início com a rápida subida do nível relativo do mar, induzida pela deglaciação. Os sedimentos glaciais previamente depositados seriam retrabalhados por agentes costeiros durante a transgressão. Nesta fase, ocorreria segregação granulométrica dos sedimentos depositados sobre a plataforma e formação de barreiras de cascalho. A última fase iniciaria-se com a estabilização seguida por queda suave do nível relativo do mar (estabilização há aproximadamente 5 ka AP). Durante esta fase haveria progradação com concentração de sedimentos na fração areia na face litorânea (*shoreface*) e desenvolvimento de praias dissipativas pela eliminação das barreiras de cascalho. O elevado aporte arenoso de *onshore* desta fase favoreceria a formação de dunas eólicas.

Idades LOE obtidas em sedimentos eólicos quaternários depositados na borda do paleolago Cahuilla (campo de dunas de Algodones, sudeste da Califórnia, USA) e idades ^{14}C obtidas em sedimentos lacustres levaram Stokes *et al.* (1997) a subdividir estes depósitos eólicos em dois grupos com idades distintas. Os sedimentos mais antigos seriam de idade pleistocênica (idade mínima de 31 ka AP). O grau de alteração destes sedimentos representaria um período de estabilização e pedogênese que iria desde o Pleistoceno tardio até o Holoceno inicial ou médio. Para estes depósitos foi suposto que o aporte eólico estaria associado a fases de nível do lago alto (*highstand*). Os sedimentos eólicos mais recentes seriam holocênicos com idades que variam de 3.1 ka AP até o presente. O aporte eólico desta fase de sedimentação estaria associado a um período de regressão posterior a uma fase de nível de lago alto (*highstand lake level*).

Loope & Arbogast (2000) correlacionam períodos de formação de dunas costeiras às variações do nível do Lago Michigan. Foi feita a comparação entre idades ^{14}C de paleossolos soterrados por dunas e a curva de variação do nível do lago. A datação de fragmentos vegetais dos paleossolos forneceria a idade da morte dos vegetais pelo soterramento por areias eólicas. Essas idades coincidem com fases do nível do lago alto, com periodicidade de 150 anos. A atividade eólica seria desencadeada pela subida do nível do lago. Esta relação mostra que a estabilização e ativação de campos de dunas costeiros seriam sensíveis a variações de nível do lago de curto período de tempo.

Em costas com nível relativo do mar em declínio, a formação de campos de dunas ocorreria através do retrabalhamento eólico dos sedimentos da planície costeira (plataforma continental) expostos durante a regressão forçada (Wright, 1963; Coetzee, 1975/1976; Hobday, 1977; Schoefield, 1975 *apud* Pye & Tsoar, 1990). No entanto, em regiões de clima úmido, a exposição dos sedimentos da plataforma e o afastamento progressivo da linha de costa favoreceriam o desenvolvimento da cobertura vegetal e incisão fluvial, que impediriam o transporte eólico (Pye & Bowman, 1984). No Quaternário, a tendência de queda lenta do nível eustático facilitaria a estabilização dos sedimentos emersos pela vegetação.

Baseados no princípio de Bruun, Roy & Thom (1981) e Giannini & Santos (1994) propõem que, caso haja ventos com energia suficiente e sedimentos com granulação adequada, haverá transporte eólico, rumo ao continente, dos sedimentos colocados em desequilíbrio na antepraia devido à erosão provocada pela subida do nível relativo do mar. Nesta hipótese, a fonte dos sedimentos que alimenta o campo de dunas seria menos susceptível ao recobrimento pela vegetação, pois estaria freqüentemente sob ação de ondas. A alimentação do campo de dunas transgressivo atua no sentido de manter o desequilíbrio do perfil da superfície deposicional, aumentando a velocidade de erosão costeira e o recuo da linha de costa (Giannini & Santos, 1994).

3.2 Períodos de atividade de sistemas eólicos costeiros durante o Quaternário

Cooper (1958) destaca a associação entre a atividade de sistemas eólicos costeiros e fases de ascensão do nível eustático durante o Quaternário. Assim, os sistemas eólicos costeiros do Quaternário seriam correlacionáveis em escala global. Como fato que confirmaria esta suposição, Cooper (1967) cita a contemporaneidade entre fases de acumulação eólica nos Estados Unidos (costa oeste), Austrália (King Island e New South Wales), Japão (península Oga, Honhsu) e França (Les Landes). Estas localidades apresentariam em comum duas gerações de sedimentos eólicos. A geração mais antiga (pré-Flandriana) ocorreria em partes mais interiores e seria constituída por formas eólicas estabilizadas (cobertas por vegetação, pedogeneizadas e dissecadas). A geração mais jovem (Flandriana) bordaria a costa e seria caracterizada por formas eólicas ativas representadas por areias livres ou parcialmente vegetadas, com pedogênese incipiente. Giannini (1993) e Giannini *et al.* (1997) subdividiram os depósitos eólicos quaternários do litoral centro-sul catarinense (entre Imbituba e Laguna) em quatro gerações. A geração 1 é constituída por areias maciças, subconsolidadas, intensamente dissecadas e pedogeneizadas. A geração 2 corresponde a areias com cimentação heterogênea e bandas nodulares onduladas (bandas de infiltração). A geração 3 é composta por areias incoesas, com pedogênese incipiente, recobertas por vegetação. A geração 4 compreende areias incoesas, esbranquiçadas, que formam dunas livres. A geração 1 estaria correlacionada ao máximo eustático do Pleistoceno tardio (interglacial *Riss-Würm*) enquanto que as gerações 2, 3 e 4 associariam-se ao máximo eustático do Holoceno (pós-*Würm*). O modelo evolutivo proposto por Giannini (1993) e Giannini *et al.* (1997) para as gerações de depósitos eólicos do litoral centro-sul catarinense concorda com a proposta de Cooper (1958, 1967), ao associar acumulações eólicas costeiras com nível do mar em ascensão. Desta forma, a geração 1 corresponderia às dunas Pré-Flandrianas e as gerações 2, 3 e 4 às dunas Flandrianas de Cooper (1958, 1967).

Giannini (1993) também chama a atenção para eventos globais de formação de dunas costeiras. Segundo este autor, isto seria possível pelo princípio de Short (1988), que associa a formação de dunas a variações do nível relativo do mar, e pela similaridade do comportamento deste nível em diversas partes do mundo. Os dois últimos períodos com nível do mar em ascensão (interglacial *Riss-Würm* e pós-*Würm*) produziram dois episódios de formação de dunas costeiras no litoral de Santa Catarina, que também teriam sido observados no Japão, Nova Zelândia e Austrália.

Pye (1983) coloca a transgressão holocênica como a força motriz dos campos de dunas transgressivos da costa leste australiana. Este autor destaca que grandes mudanças ambientais, como, por exemplo, a alteração no regime de ventos ou a variação do nível do

mar, podem afetar de maneira sistemática todos os campos de dunas. No entanto, também destaca o condicionamento espacial e a sensibilidade das dunas a fatores locais, tais como pluviosidade, fisiografia, sedimentologia da zona costeira e presença de vegetação. O caráter local destes fatores produziria nos campos de dunas uma série de fases de ativação e estabilização diacrônicas e de curta duração que dificultariam a correlação regional baseada em grandes eventos.

O surgimento, na década de 80, de técnicas para determinação da idade de deposição de sedimentos eólicos (TL e LOE) tornou possível estabelecer a cronologia de depósitos eólicos quaternários. Isto abriu uma perspectiva para avaliar a suposição de sincronidade da sedimentação eólica costeira induzida por variações glacioeustáticas (Cooper, 1958, 1967). A tentativa de estabelecer uma cronologia global de depósitos eólicos costeiros através de idades compiladas da literatura esbarra na dificuldade em identificar o contexto fisiográfico (tipo de sistema deposicional eólico) e o arcabouço estratigráfico dos depósitos sedimentares analisados. A Tabela 5 e o Figura 6 apresentam idades máximas e mínimas obtidas, pelos métodos TL, LOE e ^{14}C , em depósitos eólicos de diferentes partes do globo terrestre. Em muitos trabalhos, a falta de detalhe na apresentação do arcabouço estratigráfico dos depósitos impossibilitou definir com segurança se as idades máximas e mínimas apresentadas correspondem respectivamente a idades de início e fim da atividade eólica.

	Idade máx.(ka)	Idade mín.(ka)	Localidade	Fonte	Sistema Eólico
1	74,200	22,700	Costa sul do Sri Lanka, entre Patirajavela e Bundala	Singhvi <i>et al.</i> (1986)	Marinho costeiro
2	7,500	3,000	Costa do Japão (Holocene Older Dunes)	Endo (1986)	Marinho costeiro
3	2,000	presente	Costa do Japão (Holocene Younger Dunes)	Endo (1986)	Marinho costeiro
4	8,300	0,260	Sefton coast, noroeste da Inglaterra	Pye <i>et al.</i> (1995)	Marinho costeiro (campo de dunas transg.)
5	8,800	4,040	Ferris dunefield, Wyoming, EUA	Stokes & Gaylord (1993)	Continental aluvio-eólico
6	4,700	0,070	Moenkopi plateau, nordeste do Arizona, EUA	Stokes & Breed (1993)	Continental fluvio-aluvial-eólico
7	23,350	18,500	Cronese basin, Mojave desert, EUA	Clarke <i>et al.</i> (1996a, b)	Continental aluvio-eólico
8	12,270	0,155	Cronese basin, Mojave desert, EUA	Clarke <i>et al.</i> (1996a, b)	Continental aluvio-eólico
9	4,114	0,040	Kelso dunes, Mojave desert, Califórnia, EUA	Edwards (1993)	Continental fluvio-eólico
10	17,300	3,500	Kelso dunes, Mojave desert, Califórnia, EUA	Clarke (1994)	Continental fluvio-eólico
11	3,170	0,090	Algodones dunefield, borda do paleolago Cahuilla, Califórnia, EUA	Stokes <i>et al.</i> (1997)	Lacustre costeiro
12	41,500	6,900	Paleolago Mungo	Readhead (1988)	Lacustre costeiro
13	133,000	90,000	Paleolago Mungo	Readhead (1988)	Lacustre costeiro
14	20,280	2,100	Langhnaj, sudoeste da Índia	Singhvi <i>et al.</i> (1982)	???
15	9,790	0,160	Norte de Negev, Israel	Rendell <i>et al.</i> (1993)	Continental ou marinho costeiro?

Tabela 5 – Idades de diferentes tipos de depósitos eólicos compiladas da literatura.

Figura 6 - Períodos de atividade dos sistemas eólicos apresentados na Tabela 4. As coordenadas do eixo horizontal correspondem à identificação dos depósitos eólicos na Tabela 4 (primeira coluna). As designações "marinho costeiro, aluvial e lacustre costeiro" referem-se ao sistema deposicional que serve de fonte para o sistema eólico. Os números I, II e III indicam, respectivamente, fases com nível eustático em ascensão, declínio e ascensão, relacionadas aos períodos glaciais *Riss* e *Würm*.

Observa-se na Figura 6 que a maioria dos sistemas eólicos costeiros listados na Tabela 4 desenvolveu-se em época com nível eustático em ascensão (fase III do Gráfico 6). Apesar do nível do mar ter entrado em declínio há aproximadamente 6000 AP, a amplitude reduzida da queda (< 5m no Brasil), em comparação com a ascensão de cerca de 120 m ocorrida após o máximo glacial *Würm*, permite considerar o período posterior a 6000 AP como uma fase com nível do mar próximo da estabilidade. A elevada frequência de ocorrência de sistemas eólicos costeiros durante época com nível do mar em ascensão corrobora a suposição de Cooper (1958, 1967), que aposta na ocorrência global sincrônica de sistemas eólicos costeiros desencadeados pelas ascensões glacioeustáticas.

Sistemas eólicos com fonte em sistemas aluvial e lacustre costeiro também apresentam alta frequência de ocorrência durante o período de ascensão eustática subsequente ao máximo glacial *Würm* (fase III da Figura 6). Isto leva a crer que sistemas eólicos interiores também são sensíveis às oscilações glacioeustáticas. Esta constatação coloca como problema a definição do mecanismo que relaciona o aporte eólico à eustasia. A compreensão deste mecanismo tornaria os depósitos eólicos peças chave na correlação estratigráfica e na história do preenchimento de bacias sedimentares.

3.3 O princípio de Bruun como mecanismo controlador do volume de sedimentos disponível ao aporte eólico costeiro

A discussão sobre as hipóteses que relacionam a formação de dunas costeiras ao nível do mar e o levantamento para determinar a frequência de ocorrência destas dunas ao longo do Quaternário favorecem a idéia proposta por Cooper (1958), Pye & Bowman (1984) e Giannini & Santos (1994). Estes autores propõem que o aporte eólico para a formação das dunas costeiras quaternárias deriva da erosão de sedimentos costeiros, provocada pelas transgressões que ocorrem durante fases de ascensão eustática. O caráter global das oscilações eustáticas implicaria desenvolvimento simultâneo de campos de dunas costeiras em diferentes partes do globo terrestre. Esta hipótese é favorecida pela elevada frequência de ocorrência de depósitos eólicos costeiros durante a ascensão eustática posterior ao período glacial *Würm* (Figura 6). Também favorável a esta hipótese seriam a maior facilidade de estabilização, por recobrimento vegetal, e de erosão, por ravinamento fluvial, de depósitos eólicos costeiros gerados durante fases com nível do mar em declínio. Com base nestas colocações, tomou-se como hipótese inicial de trabalho deste estudo, a formação de campos de dunas costeiras durante fases com nível do mar em ascensão. Com base nesta hipótese inicial elaborou-se um modelo, cujo objetivo foi relacionar as características sedimentares dos depósitos eólicos costeiros com as variações do nível do mar.

As características sedimentares de depósitos eólicos costeiros estariam relacionadas às variações do nível do mar mediante a influência exercida por este último sobre o aporte eólico. O mecanismo que proporcionaria esta associação seria a erosão de sedimentos costeiros pela elevação do nível do mar. Assim, os alicerces do modelo são representados pela seguinte relação:

(Ascensão do nível relativo do mar) $\Rightarrow$ (erosão costeira) $\Rightarrow$ (aporte eólico)

Também devem ser mencionadas as condições sob as quais se elegeu a relação entre ascensão do nível do mar e aporte eólico como pressuposto fundamental deste estudo. As considerações que levaram a este pressuposto dizem respeito a sistemas eólicos costeiros quaternários. Estes sistemas desenvolveram-se sob a presença de vegetação e sob oscilações glacioeustáticas, caracterizadas por periodicidade de aproximadamente 100 ka, amplitude de dezenas a centenas de metros e assimetria definida por queda lenta e ascensão rápida.

O princípio de Bruun propõe uma relação entre subida do nível relativo do mar e erosão costeira (Bruun, 1962). Este princípio baseia-se no perfil de equilíbrio da profundidade para relacionar a quantidade de sedimentos erodidos na praia a uma certa

elevação do nível relativo do mar. A validade dessa relação depende do pressuposto de que a costa está longitudinalmente em equilíbrio. Ou seja, a quantidade de sedimentos que entra no sistema por correntes longitudinais é igual à que sai. Desta forma, a quantidade de sedimentos necessária para restabelecer o perfil de equilíbrio da profundidade ao longo de uma distância "b" na plataforma e uma elevação "a" do nível relativo do mar deve ser "a * b". Considerando que a costa está longitudinalmente em equilíbrio, a quantidade de sedimentos "a * b" deve ser produto da erosão da costa (Figura 7).

De acordo com Bruun (1962), costas com declive mais acentuado restabelecem o perfil de equilíbrio de forma mais rápida. Isto porque os sedimentos erodidos na costa são mais rapidamente transportados para a zona de déficit de sedimentos. Costas com declive mais suave devem apresentar uma defasagem maior entre a subida do nível relativo do mar e o restabelecimento do perfil de equilíbrio.

Giannini & Santos (1994) basearam-se no princípio de Bruun para relacionar a subida do nível relativo do mar à formação e manutenção de campos de dunas. O fator de indução do aporte eólico seria a erosão provocada pela subida do nível relativo do mar, conforme o princípio de Bruun. Esta erosão disponibilizaria sedimentos para a formação de campos de dunas transgressivos. Em praias com declive suave, a defasagem entre erosão da costa e deposição na costa afora favoreceria o transporte eólico, pois os sedimentos erodidos na praia ficariam por mais tempo em trânsito na zona de antepraia (*foreshore*), ou seja, expostos ao retrabalhamento pelo vento. Logo, durante a subida do nível relativo do mar, o aporte eólico seria inversamente proporcional à declividade da costa.

Figura 7 – Modificação do perfil de equilíbrio da profundidade provocada pela subida do nível relativo do mar (NRM). Parte dos sedimentos erodidos na costa pode alimentar um campo de dunas transgressivo (em amarelo). O aporte eólico atua no sentido de manter o desequilíbrio. Simbologia: a =elevação do NRM; a' =elevação do fundo; d =profundidade do

fundo antes da elevação do NRM; d' =profundidade do fundo após a elevação do NRM; e =profundidade do freático antes da elevação do NRM; e' =profundidade do freático após a elevação do NRM; v =volume de sedimentos erodidos na praia; v' =volume de sedimentos transportados para costa-afora; v'' =volume de sedimentos transportado para o continente.

Pelo princípio de Bruun, os sedimentos erodidos na praia (v) são transportados para costa-afora para diminuir a profundidade. A redução da profundidade (a') é proporcional à subida do nível relativo do mar (a). Desta forma, a quantidade de sedimentos depositados na costa afora (v') deve corresponder à quantidade de sedimentos erodidos na costa (v). No entanto, caso haja potencial para os sedimentos serem transportados pelo vento para o continente, parte dos sedimentos erodidos na costa (v'') pode alimentar um campo de dunas transgressivo. Isto poderia prolongar a erosão da costa e aumentar a dissipatividade da praia (Giannini & Santos, 1994). Uma nova condição de equilíbrio seria alcançada com a mudança da forma do perfil e incorporação do campo de dunas transgressivo ao sistema (Figura 1).

A formação de campos de dunas pressupõe a existência de ventos com velocidade suficiente para transportar sedimentos na granulação areia e disponibilidade de sedimentos arenosos incoesos expostos na superfície. São também condições necessárias que os ventos atuem de maneira contínua durante certo período de tempo e que algum fator promova a desaceleração do fluxo eólico, de modo a ocorrer deposição. Em campos de dunas costeiras desenvolvidos em áreas úmidas, a vegetação atua como agente desacelerador do fluxo eólico, pois aumenta a rugosidade da superfície. A disponibilidade de sedimentos para o transporte eólico é controlada pelo volume e pela coesão dos sedimentos. Em áreas costeiras úmidas, a vegetação cobre rapidamente os sedimentos marinhos costeiros expostos durante fases de progradação ou de regressão forçada, formando uma capa protetora dos sedimentos contra a ação do vento. Em áreas de clima seco, pode haver aumento da coesão proporcionado por processos de cimentação precoce. Buckley (1987 *apud* Pye & Tsoar, 1990) analisou o efeito da cobertura vegetal sobre a velocidade crítica (velocidade acima da qual há transporte de sedimentos) de transporte de areia pelo vento. Segundo este autor, a velocidade crítica dependeria da porcentagem e tipo de cobertura vegetal e seria expressa pela seguinte relação:

$$\mu_{vt} = \mu_t / (1 - kC) \quad (7)$$

μ_{vt} : velocidade limiar de transporte de areia sob a presença de vegetação.

μ_t : velocidade limiar de transporte de areia em terreno desprovido de vegetação.

k : constante que depende da forma das plantas ($k = 0.018$, para plantas com caule, e $k = 0.046$, para plantas sem caule).

C : porcentagem de cobertura vegetal.

Segundo Ash & Wasson (1983 *apud* Pye & Tsoar, 1990) não há movimento de areia quando a porcentagem de cobertura vegetal (C) ultrapassa 30 %.

Desde que não haja fatores que promovam o encobrimento ou a coesão superficial dos sedimentos, o volume de sedimentos disponíveis ao transporte eólico é determinado pelo nível freático. O nível freático equivaleria ao nível de base da erosão eólica, ou seja, determinaria o limite de profundidade de atuação da erosão eólica.

Pelos motivos expostos no parágrafo anterior, a zona de antepraia (situada entre os níveis de maré alta e maré baixa) reúne as melhores características para a vaga de fonte direta de sedimentos eólicos costeiros, pois:

1) Por situar-se na zona de intermarés, a alternância entre fases de emersão e imersão impede o estabelecimento de vegetação e a cimentação precoce.

2) A zona de antepraia pode apresentar excesso de sedimentos incoesos, resultantes da erosão costeira provocada pela subida do nível relativo do mar (tal como o postulado pelo princípio de Bruun).

A variação do volume de sedimentos em excesso na antepraia dependeria da taxa de variação do nível relativo do mar, da energia dos agentes responsáveis pelo transporte destes sedimentos (correntes costeiras) e do grau de dissipatividade da praia. O tempo de restabelecimento do perfil de equilíbrio seria maior em praias mais dissipativas devido à menor declividade e maior distância para os sedimentos alcançarem a costa-afora. Dependendo do grau de dissipatividade da praia, o excesso de sedimentos na antepraia pode persistir mesmo após o término da subida do nível relativo do mar. Assim, haveria defasagem entre a força motriz do desequilíbrio (elevação do nível relativo do mar) e o processo responsável pelo restabelecimento do equilíbrio (transporte de sedimentos para a costa-afora). Esta defasagem favoreceria o aporte eólico, pois aumentaria o tempo de permanência dos sedimentos excedentes na antepraia (Giannini & Santos, 1994). O aporte eólico inicia-se com a colocação em desequilíbrio de sedimentos da antepraia, o que pode ser simultâneo à subida do nível relativo do mar, devendo persistir até o restabelecimento do equilíbrio (que pode ocorrer após o máximo nível relativo do mar). A queda brusca do nível relativo do mar pode interromper o aporte eólico, caso provoque emersão total da porção em desequilíbrio.

Portanto, o estoque de sedimentos para a formação de dunas costeiras corresponderia ao volume de sedimentos colocado em desequilíbrio na antepraia devido à elevação do nível relativo do mar. Estes sedimentos seriam simultaneamente transportados por ventos de *onshore*, para a formação de dunas, e por correntes costeiras, para a face litorânea e costa-afora. A adição de sedimentos em desequilíbrio ocorreria com a subida do nível relativo do mar. Assim, o fluxo de saída dependeria da energia dos ventos e das correntes costeiras e o

fluxo de entrada, da taxa de elevação do nível relativo do mar. A continuidade do fluxo de saída (eólico ou costeiro) dependeria do volume de sedimentos em desequilíbrio, que por sua vez dependeria da taxa de variação do nível relativo do mar.

Na Figura 8 apresenta-se uma variação senoidal do nível relativo do mar (NRM) em função do tempo (t). Nota-se que a taxa de variação do nível relativo do mar (ΔNRM) possui a mesma amplitude e comprimento de onda, só que fora de fase. A taxa máxima de cada ciclo antecede os pontos de máximo nível relativo do mar. Os intervalos com ΔNRM positiva representam os períodos de elevação do nível relativo do mar, ou seja, de erosão costeira e adição de sedimentos em desequilíbrio na antepraia. Na ausência de defasagem e supondo uma relação de proporcionalidade entre ΔNRM e o volume de sedimentos erodidos na costa, as oscilações positivas de ΔNRM coincidiriam com o aporte eólico. Nos intervalos com ΔNRM negativa, ocorreria interrupção do aporte eólico. Se a ΔNRM for muito rápida, de modo que o sistema não seja capaz de fornecer uma resposta simultânea, haverá defasagem entre a entrada e a saída dos sedimentos em desequilíbrio. O início do aporte eólico ocorreria com a entrada na fase com ΔNRM positiva e, caso haja defasagem, poderia persistir durante fases com ΔNRM negativa (NRM em declínio). No caso de defasagem, o comprimento de onda das oscilações do aporte eólico seria maior que o das oscilações de ΔNRM (Figura 8). A frequência das oscilações do aporte eólico com defasagem seria menor. Assim, propõe-se uma relação entre o nível relativo do mar e o aporte eólico, caracterizada por uma tendência de variação semelhante, porém não coincidente no tempo e podendo apresentar frequências diferentes.

Figura 8 - Oscilação do aporte eólico ($AE > 0$) com defasagem em relação à taxa de variação do nível relativo do mar (ΔNRM). Neste caso, o aporte eólico (trecho positivo da curva AE) persistiria durante certo período com NRM em declínio ($\Delta\text{NRM} < 0$). Como exemplo, utilizou-se uma função senoidal para descrever a variação no tempo do NRM. Caso não haja defasagem, a variação do aporte eólico equivaleria à taxa de variação do NRM.

3.4 Estratigrafia de depósitos eólicos costeiros

A estratigrafia caracteriza-se pela subdivisão de uma sucessão sedimentar, segundo critérios variáveis. Os critérios utilizados nesta subdivisão variam de acordo com o método de observação empregado e com os objetivos a serem atingidos. A litoestratigrafia utiliza a litologia como critérios de subdivisão. A bioestratigrafia, o conteúdo fóssilífero. A sismoestratigrafia, o padrão de reflexão das ondas sísmicas. Estes são apenas alguns exemplos. Apesar de cada subdivisão apresentar objetivos particulares, existem características gerais que devem ser comuns a todos os métodos estratigráficos. Toda subdivisão estratigráfica visa à correlação entre depósitos de áreas diferentes e à ordenação temporal dos eventos responsáveis pela construção do registro geológico. Portanto, a capacidade de correlação e de ordenação temporal do registro estratigráfico é que qualifica o critério de subdivisão adotado. Tanto a correlação, quanto a ordenação temporal dependem da compreensão (abrangência espacial e variação temporal) dos mecanismos que controlam a construção dos depósitos sedimentares. Neste contexto, tem-se destacado nas últimas décadas o modelo da estratigrafia de seqüências (Vail *et al.*, 1977). A característica central deste modelo é a relação entre a construção do registro estratigráfico e as variações do nível do mar. O caráter global (ou pelo menos regional) e cíclico da variável nível do mar conferiria ao modelo alta capacidade de correlação e predição. Na estratigrafia de seqüências, os elementos-chave na subdivisão do registro estratigráfico mantêm um elo genético com o nível do mar. As unidades estratigráficas são denominadas seqüências deposicionais e são separadas entre si por superfícies de descontinuidade erosiva ou conformidades correlativas, que são geradas com a queda do nível do mar. Dado que o objetivo desta pesquisa é avaliar a possibilidade de integrar os depósitos eólicos costeiros ao modelo da estratigrafia de seqüências, o critério utilizado na subdivisão dos depósitos em questão deve seguir os pressupostos da estratigrafia de seqüências. Ou seja, o elemento de subdivisão adotado deve supostamente manter uma relação genética com o nível do mar.

A suposta relação entre o aporte eólico e o nível do mar serve de fundamento para analisar os sistemas eólicos costeiros sob a óptica da estratigrafia de seqüências. Na Figura 2, são apresentados os tratos de sistemas característicos de cada trecho da curva de variação do nível do mar. O aporte eólico seria proporcional à taxa de variação do nível relativo do mar e abrangeria o período correspondente aos tratos transgressivo (TT) e de mar alto (TMA). Porém, os depósitos eólicos gerados durante o trato de sistemas transgressivo apresentariam menor potencial de preservação em relação aos depósitos gerados durante o trato de mar alto, pois podem ser afogados e erodidos pela transgressão. Caso a velocidade de subida do NRM seja muito elevada, pode não haver tempo suficiente para o restabelecimento do perfil de

equilíbrio e para o transporte de sedimentos eólicos suficientes para a formação de campos de dunas. As melhores condições de formação e preservação de acumulações eólicas ocorreriam com a desaceleração da subida do nível relativo do mar, ou seja, durante o trato de mar alto. Além de não haver transgressão, durante o trato de mar alto há mais tempo para recuperação do perfil de equilíbrio da superfície deposicional, pois há diminuição da taxa de elevação do NRM. Logo, os sedimentos em desequilíbrio ficam expostos por mais tempo ao transporte pelo vento. A aceleração da queda do nível relativo do mar, cujo reflexo seria uma regressão forçada, provocaria a diminuição do aporte eólico e daria início à estabilização do sistema eólico. Com a continuação da regressão forçada haveria erosão dos depósitos e geração de uma superfície de descontinuidade física, equivalente a um limite de seqüências do tipo 1.

A tendência de variação do aporte eólico muda com os tratos de sistemas. No exemplo apresentado na Figura 9, o aporte eólico sem defasagem aumenta durante o trato transgressivo e diminui durante o trato de mar alto. O seu pico separa o trato transgressivo do trato de mar alto. Já a curva do aporte eólico defasado também é crescente durante o trato transgressivo e decrescente durante o trato de mar alto, só que o aporte máximo ocorre em trato de mar alto e parte do trecho decrescente abrange a fase de geração do limite de seqüências marinho. Estas relações são específicas das curvas apresentadas no exemplo, podendo variar de acordo com a tendência de variação do nível relativo do mar e com o grau de defasagem do aporte eólico. Assim, pode-se usar o aporte eólico como variável de integração dos sistemas eólicos costeiros ao modelo da estratigrafia de seqüências. A descrição dos depósitos eólicos nestes termos pressupõe o estabelecimento de uma relação entre o aporte eólico e propriedades mensuráveis no registro sedimentar. Isto permitiria a subdivisão dos depósitos eólicos de acordo com a tendência de variação do aporte, o qual manteria uma relação com o nível relativo do mar.

Um depósito eólico costeiro poderia ser subdividido em duas partes: a parte inicial, com aporte crescente, e a parte final, com aporte decrescente. A simetria observada na Figura 9 é apenas uma particularidade do exemplo adotado. Em um sistema eólico costeiro é razoável supor uma relação de proporcionalidade entre o aporte eólico (a quantidade de sedimentos que o vento transporta) e a taxa de acumulação de sedimentos (de construção do depósito). Então, haveria a elevação das taxas de sedimentação na parte inicial da acumulação e a diminuição na parte final. A passagem da fase crescente para a fase decrescente seria gradual, dada a continuidade do aporte eólico. O término da fase decrescente ($p/ AE > 0$) marcaria o final de um período (pulso) de deposição eólica. Durante o hiato deposicional existente entre dois pulsos de deposição eólica, haveria pedonênese e/ou erosão generalizada do topo dos depósitos do primeiro pulso. Portanto, a separação entre dois pulsos de deposição eólica seria representada por uma superfície de descontinuidade

(inconformidade), cujas características dependeriam das condições climáticas do local. Em clima úmido, tal superfície deveria apresentar pedogênese generalizada, com formação de perfis de solo espessos (com podzol), e erosão por incisão fluvial. Em clima seco, haveria a formação de pavimentos residuais de deflação ou pavimentos endurecidos por cimentação precoce. Considerando a suposição que associa os episódios de aporte eólico à elevação do nível relativo do mar, a superfície que separa dois episódios de aporte eólico equivaleria, em termos genéticos, a um limite de seqüências, pois a interrupção do aporte eólico ocorreria devido à queda do nível relativo do mar. Também se deve fazer a ressalva de que o afogamento de uma acumulação eólica durante uma transgressão também provoca sua interrupção. Porém, dependendo da taxa de afogamento, esta se diferenciaria pela continuidade da acumulação eólica na porção emersa.

Em termos descritivos, as superfícies que separam dois episódios de aporte eólico equivaleriam às supersuperfícies de Talbot (1985). As supersuperfícies recobririam grandes áreas e estariam associadas a períodos de não-acumulação ou de erosão do depósito eólico. Sua gênese seria controlada principalmente pelo comportamento do nível freático e pelo regime de fluxo eólico (aporte). Kocurek & Havholm (1993) classificaram as supersuperfícies, segundo a natureza do substrato, em instabilizadas e estabilizadas. As supersuperfícies instabilizadas foram subdivididas em secas e úmidas. As primeiras seriam formadas quando o ângulo de cavalgamento das formas de leito fosse negativo, o que implica erosão, ou igual a zero, o que implica trânsito de dunas sem acumulação ou erosão (Rubin, 1987 *apud* Kocurek & Havholm, 1993). As supersuperfícies úmidas surgiriam com a queda do nível freático juntamente com processos de deflação. Com a superação da taxa de queda do nível freático pela taxa de deflação, ocorreria a formação de superfícies de erosão úmidas. As supersuperfícies estabilizadas também poderiam ser secas ou úmidas. As secas seriam geradas com o desenvolvimento de depósitos de cascalho residual (*lags*) devido á deflação. Já as úmidas surgiriam com o aparecimento de vegetação ou cimentação precoce devido à subida do nível freático. Nota-se que a diminuição do aporte serve de explicação para a formação das supersuperfícies estabilizadas ou instabilizadas, seja para proporcionar cavalgamento de dunas com ângulo negativo, deflação, recobrimento por vegetação ou cimentação precoce.

Figura 9 - Relação entre um sistema eólico costeiro defasado e os tratos de sistemas, que se desenvolvem na borda de uma bacia, do modelo da estratigrafia de seqüências. TMA: trato de alto. LS: limite de seqüências. TT: trato transgressivo. SEC: seqüência eólica costeira. LSEC: limite de seqüência eólica costeira. AEC: aporte eólico crescente. AED: aporte eólico decrescente.

Assim, foi apresentado um modelo teórico que integra os sistemas eólicos costeiros ao modelo da estratigrafia de seqüências. O teste e a aplicação do modelo apresentado pressupõe a determinação de variações no aporte eólico através de propriedades sedimentológicas ou faciológicas dos depósitos. Também deve haver uma análise comparativa entre a cronologia dos elementos que definem a estratigrafia dos depósitos eólicos e a curva de variação do nível do mar.

Capítulo 4

4.1 A influência do aporte sedimentar eólico nas propriedades sedimentológicas do depósito

A aplicação da proposta de subdivisão dos depósitos eólicos costeiros apresentada no capítulo anterior pressupõe o conhecimento de como as variações de aporte eólico são registradas nos depósitos. Supõe-se uma relação de proporcionalidade entre o aporte eólico (fluxo de entrada de sedimentos no campo de dunas) e a taxa de acumulação. Entenda-se acumulação como "deposição definitiva" ou incorporação do sedimento ao registro sedimentar do período de atividade de um sistema deposicional. Em oposição aos sedimentos acumulados, há os sedimentos em trânsito, os quais caracterizam-se por ficarem a maior parte do tempo sob ação dos agentes de transporte. Esta definição equivale à proposta por Kocurek & Havholm (1993). Os sedimentos acumulados estão livres da ação dos agentes de transporte, sendo modificados apenas por processos intempéricos ou diagenéticos. Os sedimentos em trânsito encontram-se sob ação dos agentes de transporte, sendo este o principal mecanismo de alteração de suas propriedades (Figura 10).

Figura 10 - Sedimentos acumulados (SA), incorporados ao registro "definitivo" e sedimentos em trânsito (ST), com deposição momentânea.

A taxa de acumulação controla o intervalo de tempo que os sedimentos ficam em trânsito, até serem incorporados "definitivamente" ao depósito. Quanto maior a taxa de acumulação, menor será o intervalo de tempo que o sedimento ficará em trânsito. Assim, tem-se a seguinte relação de proporcionalidade:

$$AE : \Delta A : t_T^{-1} \quad (8)$$

AE = aporte eólico.

ΔA = taxa de acumulação.

t_T = tempo de permanência do sedimento em trânsito.

Algumas características sedimentológicas dos sedimentos acumulados dependerão do tempo de permanência dos sedimentos em trânsito (t_T). Quanto menor este tempo, menor é a ação dos agentes de transporte e mais parecidas entre si são as características dos sedimentos acumulados e as características destes sedimentos quando entraram no sistema eólico. O tempo de permanência do sedimento em trânsito modifica suas propriedades originais principalmente devido à variabilidade dos agentes deposicionais ao longo do tempo. O principal agente de transporte de sedimentos em um sistema eólico é o vento e sua principal característica é a velocidade. A velocidade de arrasto do vento controla a granulação dos sedimentos transportados e depositados (Figura 11).

Figura 11 - Velocidade de arrasto limiar (V_*) para grãos com diferentes diâmetros (Bagnold, 1941).

Nota-se que a velocidade de arrasto limiar passa a aumentar para grãos com tamanho inferior a 0,08 mm (Figura 11). A partir de um certo limite, a diminuição da rugosidade da superfície impede que os grãos respondam de maneira individual à atuação das forças derivadas do movimento do ar. Assim, os grãos não se comportam mais como obstáculos individuais à passagem do fluxo, pois há a formação de uma superfície coesiva (lisa). Isto eleva consideravelmente a velocidade de arrasto mínima para movimentar os grãos. A definição de uma superfície como lisa ou rugosa é feita pelo número de Reynolds:

$$\text{Número de Reynolds} = (V \cdot d) / \nu \quad (9)$$

onde d é o diâmetro dos grãos e ν é a viscosidade do fluido ($\nu_{\text{ar}} = 0.14$).

Para o ar, o valor crítico do número de Reynolds, que define uma superfície como lisa ou rugosa, é igual a 3,5. Para valores superiores a 3,5, a superfície pode ser considerada rugosa, ou seja, os grãos podem ser considerados como obstáculos individuais à passagem do fluido (Bagnold, 1941).

Segundo Bagnold (1941), a velocidade do vento (v) aumenta de forma linear com o logaritmo da altura (z). A velocidade de arrasto (V_*) é proporcional à tangente da reta definida pela variação de v em função do logaritmo de z . Assim, a relação entre v e V_* é expressa por:

$$v(z) = 5.75 V_* (\log z - \log k) \quad (10)$$

onde k representa a altura com $v = 0$.

A velocidade de arrasto (V_*) define a taxa de aumento da velocidade do vento em função da altura. Portanto, corresponde ao gradiente da velocidade do vento. A altura k possui a mesma ordem de grandeza que a rugosidade da superfície, sendo definida pelo diâmetro dos grãos da superfície. Os valores de V_* e k constituem as características fundamentais do vento (Figura 12).

Figura 12 – Variação da velocidade do vento (v) em função do logaritmo da altura (z), com diferentes gradientes de velocidade (V_*).

O registro dos processos atuantes durante o transporte de sedimentos eólicos depende da frequência com que estes processos atuam em relação ao tempo de permanência dos sedimentos em trânsito e da capacidade dos processos em alterar as características dos sedimentos. Assim, eventos com baixa frequência de ocorrência só seriam registrados sob taxas de acumulação reduzidas.

O vento responsável pela formação de campos de dunas possui velocidade variável. A velocidade dos ventos depende de fatores climáticos e meteorológicos e sua variação no tempo pode ser descrita por uma distribuição de frequências. Na Figura 13, está representada a distribuição de frequências das velocidades dos ventos atuantes na zona costeira de Torres (RS) entre os anos de 1970 e 1982. As medidas de velocidade foram realizadas a 10 m de altura e foram compiladas por Tomazelli (1990) a partir de banco de dados do INMET (Instituto Nacional de Meteorologia).

Figura 13 - Frequência percentual das velocidades dos ventos registrados em Torres (RS) entre 1970 e 1982. Adaptado de Tomazelli (1990).

Considerando a Figura 13, para haver retrabalhamento significativo dos sedimentos por ventos de alta velocidade (> 10 m/s), o tempo de permanência dos sedimentos em trânsito deve ser compatível com a frequência de ocorrência destes ventos. Assim, no caso exemplificado, quanto menor o aporte eólico, maior será a atuação dos ventos de velocidade elevada sobre os sedimentos. Conhecendo ou supondo o regime de ventos e sabendo-se a maneira como o retrabalhamento por ventos de alta velocidade afeta as características dos sedimentos, seria possível detectar variações de aporte eólico a partir da observação da variação de características sedimentológicas.

O aumento da velocidade dos ventos provocaria a elevação do diâmetro mínimo das partículas transportadas, que poderia se refletir no depósito através do engrossamento do diâmetro médio dos grãos e pelo aumento da assimetria no sentido negativo. Este padrão de variação da granulometria no tempo seria portanto índice de incremento da velocidade dos

ventos responsáveis pelo transporte eólico. Este aumento de velocidade dos ventos significaria apenas o prolongamento do tempo de permanência dos sedimentos em trânsito devido à diminuição do aporte eólico e não corresponderia a uma mudança absoluta de regime de ventos. Dentro de um mesmo regime de ventos, o aumento do diâmetro médio indicaria a diminuição do aporte eólico.

O aumento do tempo de retrabalhamento e da exposição a agentes intempéricos poderia modificar o conteúdo e a assembléia de minerais pesados dos sedimentos eólicos. A variação do conteúdo de minerais pesados deve ser proporcional à do diâmetro médio. A velocidade limiar de transporte dos minerais pesados coincide com a de grãos leves de diâmetro mais elevado. Assim, o aumento da velocidade do vento provoca a concentração residual de minerais pesados. Também pode haver, de maneira análoga, incremento da porcentagem de minerais opacos e do índice ZTR. Isto ocorreria, pois os minerais opacos, o zircão e o rutilo apresentam densidade superior à da maioria dos demais minerais pesados transparentes comuns. De maneira análoga, o índice INS reúne minerais com densidade relativamente baixa (próxima a $3,0 \text{ g/cm}^3$). Assim, por uma questão de equivalente hidráulico, se comportaria de maneira inversa ao índice ZTR, ou seja, a queda do aporte implicaria diminuição do índice INS. Porém, a instabilidade química dos minerais que compõem o índice INS desfavorece seu uso como indicador do grau de retrabalhamento devido a alta sensibilidade aos processos de dissolução pós-deposicional. Segundo Pettijohn (1948), a assembléia de minerais pesados é pouco sensível aos processos de transporte. De acordo com este autor, o principal processo de modificação da assembléia mineralógica é a dissolução pós-deposicional. Trabalhos realizados em sedimentos marinhos (Giannini *et. al.*, 1995) e fluviais (Morton & Smale, 1990) recentes tem atribuído maior importância ao equivalente hidráulico do que à destruição por abrasão ou dissolução química na geração de padrões de variação das assembléias de minerais pesados observadas no sentido da direção de transporte dos sedimentos.

A abundância de vegetação adaptada a substrato arenoso pode diminuir drasticamente a ação do vento como agente modificador das propriedades sedimentológicas dos sedimentos em trânsito. Neste caso, a queda do aporte se materializaria pela formação de fácies eólicas vegetadas e, caso haja estabilização completa, pelo desenvolvimento de feições pedogenéticas. Assim, conclui-se que a probabilidade da queda do aporte eólico modificar as características sedimentológicas dos sedimentos eólicos é inversamente proporcional à velocidade de encobrimento pela vegetação. As porções centrais de um campo de dunas ofereceriam melhores condições para a modificação das propriedades sedimentológicas pela diminuição do aporte.

Caso a vegetação não provoque estabilização "instantânea", a elevação do tempo de permanência dos sedimentos eólicos na superfície deposicional aumenta a probabilidade de os sedimentos serem modificados pela ação de processos deposicionais com menor frequência de ocorrência. Como exemplos de eventos de baixa frequência de ocorrência, podem ser citados os ventos com alta velocidade, a mistura com sedimentos aluviais em porções do campo de dunas próximas à elevações topográficas e a deposição de sedimentos pelíticos em zonas alagadas devido a período com chuvas intensas. Neste último caso, a porcentagem de pelíticos em fácies de interdunas pode ser um indicador do número de alagamentos. Caso os alagamentos sejam processos pouco frequentes, a elevação do conteúdo de pelíticos detríticos indica maior tempo de exposição dos sedimentos eólicos a alagamentos. Por sua vez, o maior tempo de exposição estaria associado a taxas de acumulação baixas. No entanto, a elevação do teor em pelíticos pode estar relacionada a processos pós-deposicionais, tais como a formação de solos.

O aumento do aporte eólico se manifestaria de maneira contrária à diminuição. Taxas de acumulação elevadas favoreceriam o registro dos processos com maior frequência de ocorrência (processos do dia-a-dia). Não haveria grandes diferenças entre os sedimentos que entram no sistema e aqueles que são incorporados pela acumulação, pois o tempo de permanência dos sedimentos em trânsito seria curto.

Portanto, em um sistema eólico com regime de ventos análogo ao apresentado no Gráfico 10, haveria, sob ausência de vegetação agressiva, as seguintes tendências de variação relativa das propriedades sedimentológicas do depósito em função do aporte eólico (AE):

- AE ↓ ⇒ (Diâmetro médio dos grãos) ↑
- AE ↓ ⇒ (Assimetria negativa da granulometria) ↑
- AE ↓ ⇒ (Desvio padrão da granulometria) ↑
- AE ↓ ⇒ (Curtose da granulometria) ↑
- AE ↓ ⇒ (Porcentagem de minerais pesados) ↑
- AE ↓ ⇒ (Índice ZTR) ↑
- AE ↓ ⇒ (Porcentagem de minerais opacos) ↑
- AE ↓ ⇒ (Porcentagem de fácies vegetadas) ↑

Estas associações permitem subdividir os depósitos eólicos em função de variações no aporte eólico, determinadas pela análise de suas propriedades sedimentológicas, e assim traçar correlações com o nível relativo do mar, tendo por base o modelo que associa o aporte eólico ao nível do mar, apresentado no capítulo anterior.

Capítulo 5

5.1 Depósitos eólicos costeiros quaternários do litoral centro-sul catarinense

Giannini (1993), baseado na teoria geral de sistemas de Bertalanffy (1968) aplicada ao conceito de sistemas deposicionais de Fisher & McGowen (1967), formulou um modelo de interação entre os sistemas deposicionais ativos do litoral centro-sul catarinense, entre Jaguaruna e Imbituba (Figura 14). A evolução sedimentar quaternária desta região foi descrita pelo desenvolvimento cogenético dos sistemas deposicionais barra-barreira, planície costeira, lagunar e eólico (Figura 15).

Figura 14 - Localização da área estudada por Giannini (1993).

No modelo proposto por Giannini (1993), os sistemas deposicionais foram descritos utilizando-se a linguagem da teoria sistêmica de Bertalanffy (1972 *apud* Giannini, 1993). Foi apresentada uma descrição externa, que explica as trocas de sedimentos e energia entre os sistemas deposicionais e destes com fatores externos a bacia (clima, nível do mar etc.), e uma descrição interna hierarquizada em termos de fácies, que abrange aspectos fisiográficos e sedimentológicos (estruturas sedimentares, granulometria e minerais pesados). A interação entre os sistemas deposicionais é representada graficamente pelas entradas e saídas de sedimentos de cada sistema e pelos agentes responsáveis pelo transporte desses sedimentos.

O modelo de evolução paleogeográfica proposto por Giannini (1993) para o litoral centro-sul catarinense caracteriza-se pela associação entre os sistemas deposicionais e as fases de ascensão e queda do nível relativo do mar ocorridas a partir do Pleistoceno superior. O último máximo nível relativo do mar pleistocênico esteve cerca de 8 m acima do atual

(Martin *et al.*, 1988). No entanto, a área ocupada por terraços marinhos regressivos posteriores à transgressão é muito pequena se comparada à área hipoteticamente inundada pelo mar. Durante o máximo nível relativo do mar pleistocênico, a fisiografia da área em questão poderia ser caracterizada por baías estuarinas formadas pelo afogamento dos rios Tubarão e Capivari (Giannini, 1993). Assim, os depósitos estuarinos predominariam sobre os depósitos de mar aberto. Outra hipótese, proposta por Giannini (1993), seria a de erosão dos terraços regressivos por dissecação fluvial, durante o período de declínio do nível relativo do mar (glaciação *Würm*), e por abrasão marinha durante a transgressão holocênica. A foz do rio Tubarão situaria-se na plataforma externa atual, onde formaria um complexo flúvio-lagunar ou estuarino. Com a rápida ascensão do nível relativo do mar após a glaciação *Würm* (ápice entre 20 e 15 mil anos A.P.), ocorreria erosão dos terraços marinhos pleistocênicos e afogamento dos rios Tubarão, Capivari, Aratingaúba e d'Una, o qual resultaria na formação do sistema lagunar holocênico. A fase posterior ao máximo nível relativo do mar holocênico (cerca de 5.100 anos A.P.) seria caracterizada pela progradação do delta do rio Tubarão e dos sistemas barra-barreira e planície costeira. É provável que a progradação destes sistemas deposicionais tenha se iniciado antes do máximo nível relativo do mar holocênico, durante a fase de desaceleração da subida que precedeu este máximo.

Figura 15 - Mapa destacando os sistemas deposicionais descritos por Giannini (1993) no litoral centro-sul catarinense. Modificado de Giannini & Santos (1994).

Giannini (1993) enfatiza os aspectos genéticos e evolutivos do sistema eólico ativo. Este sistema deposicional, que ocorre em toda região e superpõe-se aos demais sistemas, é composto por duas associações de fácies definidas pela razão entre energia eólica e disponibilidade de areia (e/d). A associação com baixa razão e/d caracteriza-se pela ocorrência de dunas frontais incipientes, dunas transversais lineares e barcanóides e frentes de avanço parabólicas. Na associação com alta razão e/d , ocorrem fácies residuais de deflação na porção adjacente à praia, dunas transversais barcanas e barcanóides e dunas parabólicas alongadas. Estas duas associações (Figura 16) receberam respectivamente as denominações "proximal" e "distal" (Giannini 1998 e Giannini s.d).

Figura 16 - Representação esquemática das associações de fácies proximal e distal do sistema eólico ativo do litoral centro-sul catarinense, entre Jaguaruna e Imbituba. Modificado de Giannini (s.d.).

Giannini (1993) subdividiu os depósitos eólicos da planície costeira sul-catarinense em quatro unidades estratigráficas informais. Estas unidades são diferenciadas entre si por

critérios faciológicos, sedimentológicos e de grau de pedogênese e dissecação. Da base para o topo, estas unidades são:

Unidade 1: é formada por areias maciças intensamente cimentadas. Raramente observam-se estruturas de dissipação e laminação risca-de-agulha. No topo desta unidade ocorrem, localmente, paleossolos orgânicos. A característica textural mais comum é a presença de grânulos e pequenos seixos dispersos de quartzo, feldspato ou material lítico.

Unidade 2: a base desta unidade é representada por um extenso nível formado pela concentração de grânulos e seixos de quartzo, associados a areia angulosa. Dentre as estruturas sedimentares observadas, destacam-se estratificações cruzadas, paleocanais e estruturas deformacionais. O aspecto textural mais diagnóstico é a presença de grânulos e seixos de materiais variados, inclusive fragmentos da unidade 1, freqüentemente concentrados.

Unidade 3: apresenta pequena espessura e repousa, em contato brusco ou gradual, sobre as unidades 1 ou 2. Pode ser maciça ou apresentar estratificações ou laminações.

Unidade 4: corresponde a areias inconsolidadas pertencentes a *draas* ativos que recobrem os depósitos eólicos mais antigos. Estas areias correspondem em parte a areias costeiras e em parte a areias retrabalhadas das unidades 1, 2 e 3.

De acordo com Giannini (1993), as unidades 1 e 2 são separadas entre si por superfície caracterizada por feições erosivas e pedogenéticas. Esta superfície denotaria a existência de hiato deposicional entre estas duas unidades. Datação ^{14}C de madeira carbonizada presente no topo da unidade 1 (Bigarella & Becker 1975d *apud* Giannini, 1993) permitiu inferir idade mínima superior a 35 mil anos para esta unidade. As observações utilizadas na definição das unidades 2, 3 e 4 não permitem interpretar a existência de hiato deposicional generalizado entre estas três unidades.

Baseado em observações de campo e de fotografias aéreas, principalmente geomorfológicas, Giannini (1993) reconheceu cinco variedades de depósitos eólicos, as quais, supostamente, apresentariam características diversas por possuírem idades diferentes. Estas variedades foram denominadas, da mais velha para a mais nova, 1, 2A, 2, 3 e 4. A correlação fundamentada por aspectos descritivos permitiu ao autor notar a correspondência entre as variedades 1, 2 e 4 e as unidades 1, 2 e 4.

Da combinação de critérios estratigráficos (unidades 1, 2, 3 e 4) com critérios geomorfológicos (variedades 1, 2A, 2, 3 e 4), Giannini (1993) supôs a existência de pelo menos quatro gerações de depósitos eólicos. Em idade decrescente, teriam-se as gerações eólicas 1, 2, 3 e 4. As gerações 1, 2 e 4 resultaram da correlação direta entre as respectivas unidades estratigráficas e variedades geomorfológicas. A geração 3 equivaleria à variedade 3 e foi definida com base nas relações de contato que permitiram atribuir a esta variedade uma

idade intermediária entre as variedades 2 (mais velha) e 4 (mais jovem). A geração 2A, resultante da correlação com a variedade 2A, seria de existência duvidosa.

Apesar de não haver correspondência completa entre as unidades estratigráficas informais e as gerações eólicas, pois a unidade 3 não corresponderia à geração 3, estas também adquirem significado estratigráfico, dada a ocorrência regional, a ordenação cronológica e as diferenças morfológicas e faciológicas que as caracterizam. Portanto, as gerações eólicas 1, 2, 3 e 4 também representam unidades estratigráficas informais e sempre que mencionadas, devem ser vistas como tais.

Em afloramentos situados no lençol parabólico de Vila Nova-Roça Grande, a geração 1 é delimitada no topo por paleossolo orgânico com bioturbações (Giannini, 1993). A geração 2 encontra-se, em contato brusco, sobre o paleossolo orgânico e apresenta concentração de grânulos e seixos de quartzo com areia angulosa na base (Giannini, 1993). Fragmentos vegetais encontrados em paleossolo orgânico do topo da geração 1 apresentaram idade ^{14}C maior do que 35 mil anos (Bigarella & Becker 1975d *apud* Giannini, 1993). Este paleossolo foi denominado, por Bigarella & Becker 1975d (*apud* Giannini, 1993), como "areia turfosa" e "depósitos de pântano" e foi associado ao interglacial *Riss-Würm*. Esta interpretação é endossada por Giannini (1993), que acrescenta o fato da camada de paleossolo ocorrer poucos metros abaixo do máximo nível relativo do mar suposto para este interglacial na costa brasileira (próximo a 8m, segundo Martin *et al.* 1988). Assim, Giannini (1993) interpreta a camada de paleossolo orgânico como produto da *"erosão e afogamento da geração eólica 1 pelo mar (possivelmente fechado) e do desenvolvimento subsequente de solos orgânicos em zonas constantemente alagadas, com brejos lagunares"*. Portanto, a geração 1 seria anterior ao último máximo transgressivo pleistocênico. A presença de falésias na geração 2 sobre plataforma da geração 1 é considerada resultado da abrasão marinha diferencial provocada pelo máximo transgressivo holocênico. Os depósitos da geração 2 também se encontram truncados pelas margens erosivas do sistema lagunar. Estes dois fatos levaram Giannini (1993) a supor que a idade inicial desta unidade é anterior ao máximo transgressivo holocênico (5.100 anos AP). A geração 3 pode constituir uma unidade individual de sedimentação ou a parte superior das gerações 1 e 2 diferenciada por processos pedogênicos, pois sua base acompanha a topografia (Giannini, 1993). A geração 4 cavalga sambaquis datados em 3780±70 anos AP (Giannini, 1993). Portanto seria posterior ao máximo transgressivo holocênico.

O trabalho de Giannini (1993) destaca-se por conferir um arcabouço estratigráfico, com conotação cronológica e genética, aos depósitos eólicos quaternários do litoral centro-sul catarinense e por correlacionar estes depósitos a oscilações do nível do mar.

Capítulo 6

6.1 Estratigrafia e fácies sedimentares dos depósitos eólicos do litoral centro-sul catarinense

Próximo à praia de Guaiúba (Imbituba, SC), ocorre uma escarpa de abrasão marinha onde afloram os depósitos das gerações eólicas 1, 2, 3 e 4 de Giannini (1993). Este afloramento foi considerado a seção tipo das gerações eólicas. Neste estudo foram descritas cinco seções colunares ao longo da escarpa de abrasão de Guaiúba. A descrição destas seções teve como objetivos a análise de fácies sedimentares e o detalhamento da estratigrafia dos depósitos eólicos em questão. A localização da escarpa de Guaiúba pode ser observada na Figura 15.

6.1.1 Análise de fácies sedimentares

A descrição de seções colunares em trincheiras abertas na escarpa de Guaiúba (Imbituba, SC) permitiu o reconhecimento das fácies sedimentares que constituem as gerações eólicas 1, 2, 3 e 4 (unidades estratigráficas informais, conforme a discussão realizada no capítulo anterior) descritas por Giannini (1993). Os principais critérios utilizados na definição das fácies foram granulação dos sedimentos, estruturas sedimentares e feições pedogenéticas. Baseando-se nestes critérios foram reconhecidas sete fácies. A subdivisão dos depósitos em fácies visou à determinação dos processos responsáveis pela formação da sucessão sedimentar. Estes processos podem ser subdivididos em construtivos (processos deposicionais), estabilizadores (processos pedogenéticos) e destrutivos (processos erosivos). A distribuição destes processos no espaço e no tempo materializa os eventos que definiram o arcabouço estratigráfico dos depósitos eólicos. A distribuição das fácies sedimentares ao longo da sucessão sedimentar descrita pode ser observada nas figuras 18 e 22. Uma descrição resumida é apresentada na Tabela 6. As fácies descritas foram:

AFc (areia fina com estratificação cruzada): Areia fina, bem selecionada, com estratificação cruzada acanalada em séries métricas e cor esbranquiçada. Apresenta pedogênese incipiente e é recoberta por vegetação. Forma cordões lineares que delimitam a borda interna de campo de dunas ativo da geração 4. Esta forma de ocorrência permite interpretá-la como produto do empilhamento de areia pela vegetação adjacente, podendo fazer parte da dinâmica atual do campo de dunas (fácies de rastros lineares ou de cordões de precipitação). Também ocorre como relictos de rastros lineares ou cordões de precipitação,

sem apresentar relação aparente com a dinâmica atual dos campos de dunas da geração 4. Neste caso, corresponderia à fácies eólicas vegetadas associadas à campos de dunas preexistentes.

AFm (areia fina maciça): Areia fina, bem selecionada, maciça e de coloração marrom ou esbranquiçada. Os tons de marrom intensificam-se rumo ao topo da fácies. Contém bandas nodulares com ondulações irregulares formadas pela concentração de argilominerais e óxidos e hidróxidos de ferro (bandas de infiltração). Localmente pode apresentar mosqueamento e recobrimento por crosta ferruginosa. Devido à elevada maturidade textural e altitudes de ocorrência (acima dos dois últimos níveis relativos máximos do mar), é atribuída uma origem eólica para esta fácies. No entanto, a ausência de estruturas sedimentares sindeposicionais impede a identificação do tipo de duna (dunas livres ou vegetadas) que representa. Por apresentar feições pedogenéticas, tais como bandas de infiltração, mosqueamento e capeamento por crosta ferruginosa e por estar soterrada por areias eólicas com grau de pedogênese menor, esta fácies pode ser caracterizada como um paleossolo desenvolvido sobre areias eólicas.

AFGm (areia fina com grânulos, maciça): Areia fina, bem selecionada, com grânulos angulosos de quartzo dispersos, maciça e de cor esbranquiçada. Localmente, pode apresentar cor laranja e mosqueamento. A fração areia fina seria de origem eólica e representaria o recobrimento de paleopavimento aluvial deflacionar por lençol de areia eólico.

AFGi (areia fina com grânulos e intraclastos): Areia fina, maciça, com grânulos angulosos de quartzo e intraclastos centimétricos de argila. Apresenta cor marrom. A presença de intraclastos de argila indica pequeno retrabalhamento dos sedimentos por agente subaquoso e sugere a erosão de depósito formado em corpo com água parada como, por exemplo, lagoas formadas em depressões interdunares. Esta fácies pode representar fluxos de água episódicos, tais como enxurradas provocadas por chuvas torrenciais.

AFAm (areia fina argilosa maciça): Areia fina, argilosa, maciça e de coloração cinza. Pode conter grânulos dispersos. Caso os sedimentos pelíticos sejam detríticos, esta fácies deve representar sedimentos depositados por agente subaquoso em sistema lacustre, lagunar ou estuarino. Considerando uma origem pós-deposicional (argila de infiltração), esta fácies pode representar depósitos eólicos. No entanto, a elevada quantidade de sedimentos pelíticos presente (>10 %) favorece a hipótese de origem detrítica.

AFCv (areia fina com cascalho e com fragmentos vegetais): Areia, fina, argilosa maciça, com grânulos e seixos angulosos de quartzo e com fragmentos milimétricos a decimétricos de vegetais carbonizados (madeira). A coloração é preta devido à grande quantidade de matéria orgânica. A concentração de argila e matéria orgânica, inclusive fragmentos vegetais, pode estar relacionada à deposição em baixos topográficos com alta taxa de sedimentação orgânica. A presença de grânulos e seixos angulosos de quartzo indicam aporte aluvial, sugerindo a presença de altos geográficos nas proximidades.

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 cortando os tubos verticais. Esta fácies representaria areias eólicas pedogeneizadas. A coloração preta no topo da fácies e a presença de tubos verticais sugerem que a pedogênese ocorreu sob cobertura vegetal. A presença de areia média a grossa pode indicar que processos deflacionares atuaram antes do estabelecimento de cobertura vegetal. Isto sugere que durante a época de diminuição do aporte eólico, a vegetação não era capaz de cobrir rapidamente as areias eólicas. Isto poderia estar associado à escassez de vegetação devido a existência de clima mais seco. Por estar soterrada por areias com grau de pedogênese menor, esta fácies configura um paleossolo desenvolvido sobre areias eólicas.

Fácies	Descrição resumida	Processos geradores
AFc	Areia fina com estratificação cruzada.	Empilhamento de areia pela vegetação. Fácies de duna vegetada.
AFm	Areia fina maciça.	Formação de dunas livres ou vegetadas, com posterior estabilização por pedogênese.
AFGm	Areia fina com grânulos maciça.	Soterramento de paleopavimento aluvial deflacionar por lençol de areia eólico.
AFGi	Areia fina com grânulos e intraclastos de argila.	Deposição por fluxos de água episódicos.
AFAm	Areia fina argilosa maciça.	Deposição por agente subaquoso em sistema lacustre, lagunar ou estuarino.
AFCv	Areia fina com cascalho e fragmentos vegetais.	Deposição em baixios topográficos alagados, com alto aporte de matéria orgânica.
AFb	Areia fina bioturbada, com grãos de areia média a grossa dispersos.	Deposição de areia eólica seguida de processos deflacionares, com posterior estabilização e pedogênese devido a colonização por vegetação.

Tabela 6 - Sumário das fácies sedimentares descritas na escarpa de Guaiúba (Imbituba, SC).

6.1.2 Estratigrafia

A proposta de subdivisão estratigráfica de depósitos eólicos costeiros apresentada no capítulo 4 caracteriza-se pelo reconhecimento de episódios de deposição eólica, separados entre si por inconformidades regionais. Estes episódios seriam produtos de oscilações positivas do nível relativo do mar e as inconformidades que os separam seriam geradas durante a queda do nível relativo do mar. Assim, há uma correspondência entre os episódios de deposição eólica, induzidos por oscilações glacioeustáticas do Quaternário, e as seqüências deposicionais de quarta ordem de Vail *et al.* (1977). Uma subdivisão das gerações eólicas 1, 2, 3 e 4 baseada nesta correspondência foi feita por Giannini *et al.* (2001a,b).

Na estratigrafia apresentada por Giannini *et al.* (1997), para os depósitos da escarpa de Guaiúba, a sucessão inicia-se com a geração eólica 1, que ocorre entre cotas de 3.7 e 10.9 m. Esta unidade é constituída por arenito cinza claro, com manchas róseo-alaranjadas e com concentração, no topo, de tubos subverticais de geometria irregular a cilíndrica e coloração preta ou castanho-alaranjada. Destaca-se ainda a presença de argila como matriz, de nível lenticular de argila plástica, com 2 m de espessura, que pode variar para cima ou lateralmente para argila siltico-arenosa; e de areia argilosa preta rica em matéria orgânica. Esta última é interpretada como paleocanal, dado o contato brusco com as fácies encaixantes e a grande quantidade de fragmentos de madeira carbonizados na base. Os paleocanais ocorrem entre cotas de 4.7 e 7.5 m e a idade ^{14}C apresentada por fragmento de madeira foi superior a 43 mil anos (Giannini, 1993). Os paleocanais e as fácies argilosas foram interpretados por Giannini *et al.* (1997) como depósitos de interdunas inundadas. Assim, estariam embutidas em depósitos eólicos da geração 1 e configuraria o afogamento de areias eólicas durante o interglacial *Riss-Würm*, pois a altura máxima da fácies de paleocanal é coincidente com o nível relativo do mar máximo deste interglacial (8 ± 2 m, Martin *et al.*, 1988).

Neste estudo, a geração eólica 1 ocorreria apenas acima da fácies interpretada como paleocanal (AFCv) por Giannini *et al.* (1997), a qual poderia continuar sendo interpretada como tal, porém representaria o topo da unidade denominada "depósitos lagunares ou estuarinos". Desta forma, não haveria depósitos eólicos subjacentes aos paleocanais de Giannini *et al.* (1997).

As incertezas acerca da gênese das feições pedogenéticas (bandas de infiltração e coloração marrom) que definem a separação entre as gerações 2 e 3 na escarpa de Guaiúba podem tornar esta separação inválida. As bandas de infiltração e a coloração marrom, presentes no topo da geração 2, podem constituir feições do horizonte B de um perfil de solo atual, com podzol. O horizonte A corresponderia à geração 3. Neste caso, estas feições não poderiam ser utilizadas como critério de separação estratigráfica. A formação de perfis de

solo com podzol ocorre em sedimentos arenosos siliciclásticos de regiões úmidas. A profundidade do horizonte lixiviado A2 aumenta com o tempo. Andriesse (1969/70 *apud* Pye & Tsoar, 1990) propõe que o processo de podzolização inicia-se com uma fase de avermelhamento seguida de lixiviação e finalizada pelo acúmulo de colóides orgânicos de coloração marrom na parte inferior. Pye (1983) apresenta os estágios progressivos de podzolização de areias dunares. O perfil caracteriza-se por uma camada superior (horizonte A) lixiviada de coloração esbranquiçada, uma camada intermediária (horizonte B) de coloração marrom e uma camada inferior (horizonte C) com bandamento. Esta sucessão de feições é semelhante à observada ao longo das gerações 2 e 3 na escarpa de Guaiúba. Assim, preferiu-se unificar as gerações eólicas 2 e 3 em uma mesma unidade estratigráfica (seqüência eólica 2).

Existe ainda a possibilidade das gerações eólicas 3 e 4 representarem, na localidade de Guaiúba, fácies distintas de uma mesma unidade estratigráfica. Giannini (1993) observou a continuidade entre as gerações eólicas 2 e 4 no morro de Santa Marta Grande. Segundo este autor, isto seria possível pela escassez de vegetação sobre morros cristalinos e pelo elevado aporte eólico sobre o sistema ilha-barreira existente a sul de Laguna. Assim, as gerações 2, 3 e 4 poderiam fazer parte de um mesmo episódio de deposição eólica (o que explicaria em parte a dificuldade em estabelecer critérios seguros de separação estratigráfica entre estas unidades na escarpa de Guaiúba). Este episódio de deposição seria interrompido em alguns setores, tais como sobre o sistema planície costeira, e contínuo em outros, tais como nos pontões cristalinos do sistema ilha-barreira. Os fenômenos responsáveis pela interrupção deste episódio não teriam sido suficientes para produzir uma descontinuidade regional generalizada. Já o contato entre as gerações eólicas 1 e 2 apresenta-se como uma descontinuidade física e temporal generalizada (mesmo sobre os pontões cristalinos). Feições erosivas e pedogenéticas, características do contato entre estas duas unidades, denotam a interrupção regional da deposição eólica. As diferenças de grau de cimentação, maior na geração 1, atestariam o hiato deposicional existente entre estas duas unidades. Desta forma, as gerações 1 e 2-3-4 representariam dois grandes episódios de deposição eólica, que Giannini (1993) relacionou às fases de nível do mar alto do interglaciais *Riss-Würm* e pós-*Würm*. Com base nestes argumentos e na formação de dunas costeiras induzida por erosão provocada pela subida do nível relativo do mar, Giannini *et al.* (2001a,b) consideraram os depósitos destes dois grandes episódios de formação de dunas como duas seqüências deposicionais, as quais, neste estudo, foram denominadas de seqüência deposicional eólica 1 e 2. Assim, a descontinuidade que separa a geração 1 da geração 2 corresponderia a um limite de seqüências correlato à fase de queda eustática do período glacial *Würm*. A proposta de Giannini *et al.* (2001a,b) pode ser considerada puramente hipotética, pois ainda não foi

submetida a testes, ou seja, não foi confrontada com dados independentes dos utilizados na sua elaboração.

Portanto, neste trabalho, destaca-se a reavaliação do limite inferior e renomeação da geração eólica 1 em seqüência eólica 1, o acréscimo de uma nova unidade, subjacente à geração eólica 1, denominada "depósitos lagunares ou estuarinos" e a junção das gerações eólicas 2, 3 e 4 em uma mesma unidade estratigráfica, denominada seqüência eólica 2. A descrição de seções colunares permitiu caracterizar as associações de fácies que constituem as unidades estratigráficas e também determinar com maior segurança e detalhe os limites entre as unidades. As unidades em questão são descritas a seguir.

Depósitos lagunares ou estuarinos: É a unidade basal da sucessão e possui no mínimo 1.5 m de espessura e grande extensão lateral (centenas de metros). Contém as fácies AFAm (areia fina argilosa maciça) e AFCv (areia fina com cascalho e fragmentos vegetais). A fácies AFAm é interpretada como depósito de corpo de água protegido (laguna ou baía estuarina). A fácies AFCv ocorre sobre a fácies AFAm e apresenta geometria lenticular. É interpretada como depósitos de depressões alagadas, com alto aporte de matéria orgânica.

Seqüência deposicional eólica 1 (Geração eólica 1): Ocorre, em contato brusco, imediatamente acima dos depósitos lagunares ou estuarinos. É descontínua e sua espessura varia de 0,5 a 4,5 m. É composta pelas fácies AFGm (areia fina com grânulos, maciça), AFGi (areia fina com grânulos e intraclastos de argila), AFm (areia fina maciça) e AFb (areia fina bioturbada). Compreende duas associações de fácies. A associação inferior (eólica) é formada predominantemente pela fácies AFm, podendo ocorrer intercalações da fácies AFGm. Esta associação representa uma fase de acumulação eólica com aporte suficiente para não permitir a predominância de fácies vegetadas e de processos deflacionares. A associação superior (eólica residual) é caracterizada pelas fácies AFGm, AFGi e AFb e representa a intensificação de processos deflacionares, aluviais e pedogenéticos devido à diminuição do aporte eólico. Portanto, materializa a estabilização da acumulação eólica anterior.

Seqüência deposicional eólica 2 (Gerações eólicas 2 e 3): Esta unidade possui grande continuidade lateral (centenas de metros) e pode ocorrer sobreposta à associação de fácies eólica residual da geração 1 ou diretamente sobre os depósitos lagunares ou estuarinos. É formada pelas fácies AFm (areia fina maciça) e AFc (areia fina com estratificação cruzada). A porção inferior equivale à geração 2, sendo composta pela fácies AFm, que nesta unidade apresenta coloração marrom, a qual se intensifica rumo ao topo. Representa uma fase de acumulação eólica com aporte elevado, caracterizada pelo predomínio de fácies eólicas livres

(sem vegetação). Feições pedogenéticas, tais como intensificação dos tons de marrom rumo ao topo e bandas de infiltração, indicam a estabilização e pedogênese da acumulação eólica. Este processo de estabilização difere do inferido para a acumulação da geração 1 pela ausência de deflação intensa. Na parte superior, ocorrem as fácies AFc e AFm. O contato com a parte subjacente é sedimentologicamente gradual, porém nítido, evidenciado pela coloração marrom. O topo possui geometria irregular devido à morfologia dunar ainda preservada. Apresenta-se como formas dômicas, geralmente alinhadas, integrantes de rastros lineares ou de cordões de precipitação de campo de dunas transgressivo. Representa fácies vegetadas geradas durante processo de estabilização de uma fase de acumulação eólica. A parte inferior diferencia-se da superior apenas por aspectos pedogenéticos.

Figura 17 - Seqüências eólicas 1 e 2 na escarpa de abrasão marinha de Guaiúba (Imbituba, SC).

Figura 18 – Seção estratigráfica esquemática transversal à escarpa de Guaiúba (Imbituba, SC).

Além da descrição de seções na escarpa de Guaiúba, também foram observados depósitos eólicos localizados sobre os pontões cristalinos de Santa Marta e da Ilhota (figuras 19 e 20). Nos pontões cristalinos há maior potencial de preservação dos depósitos eólicos mais antigos, pois estes ocorrem em altitudes acima do nível de base da erosão marinha provocada pelas duas últimas transgressões quaternárias. No morro de Santa Marta, a seqüência eólica 1 encontra-se diretamente sobre rochas cristalinas (principalmente granitos), sendo constituída por areia fina, bem selecionada, maciça, de cor marrom-avermelhada e consolidada (praticamente um arenito). A seqüência eólica 2 também é formada por areia fina, bem selecionada, maciça e com coloração marrom. Diferencia-se da unidade subjacente pela cor (cinza escuro), pelo grau muito menor de consolidação e por apresentar bandas de infiltração. Ocorre em contato brusco, com geometria irregular, sobre a seqüência eólica 1. Ambas as unidades são representadas pela fácies AFm.

Figura 19 - Seqüência eólica 1 e 2 no morro de Santa Marta (Laguna, SC). Fotografia extraída de Giannini (1993).

Na ponta da Ilhota foi observada uma situação semelhante à do morro de Santa Marta. Neste local, as seqüências eólicas 1 e 2 também ocorrem sobre um morro granítico (Figura 20). A seqüência eólica 1 apresenta-se como areia fina, coesa e de cor vermelha. Localmente, observa-se laminação risca de agulha (*pin-stripe*) e porções onde ocorrem areia média e grossa. A seqüência eólica 2 caracteriza-se por areia fina, bem selecionada, pouco coesa e de coloração amarelada. Destaca-se a presença de bandas de infiltração e níveis de cascalho intercalados (depósitos aluviais gerados por fluxos de água episódicos). A seqüência eólica 1 forma uma escarpa, aproximadamente paralela à linha de costa, dissecada por ravinas transversais, as quais encontram-se preenchidas por depósitos da seqüência eólica 2.

Figura 20 - Representação esquemática do modo de ocorrência das seqüências eólicas 1 e 2 na ponta da Ilhota.

6.1.3 Correlação entre as seqüências deposicionais eólicas 1 e 2 e a curva de variação do nível do mar

A gênese das seqüências deposicionais eólicas do litoral centro-sul catarinense estaria relacionada às duas últimas oscilações positivas do nível relativo do mar, que ocorreram na costa brasileira. Estas duas fases de ascensão ocorreram durante os interglaciais *Riss-Würm* e pós-*Würm*. Logo, a validade do significado genético das duas seqüências deposicionais eólicas depende de uma correspondência temporal com a curva de variação do nível relativo do mar. Os períodos de acumulação eólica devem ser coincidentes com fases de ascensão do nível relativo do mar e os períodos de estabilização ou erosão dos depósitos com fases de declínio do nível relativo do mar. Neste estudo, a correlação entre as seqüências deposicionais eólicas 1 e 2 e a curva de variação do nível relativo do mar foi checada por meio de idades TL/LOE obtidas nos depósitos eólicos. Com estas idades, foi possível determinar a cronologia dos episódios de deposição eólica e o tempo de duração do hiato deposicional que separa as seqüências eólicas 1 e 2.

Os depósitos lagunares ou estuarinos apresentaram idades entre $93,2 \pm 11$ e 229 ± 27 ka AP (Figura 22). A determinação de idades de deposição em sedimentos lagunares ou estuarinos pelo método da TL/LOE pode apresentar valores superestimados. Isto ocorre devido à grande possibilidade dos grãos de areia não serem adequadamente expostos à luz solar. A presença de sedimentos em suspensão impede que a luz solar atinja o fundo com intensidade suficiente para esvaziar as armadilhas TL/LOE dos grãos de areia. Nesse caso, os

grãos apresentam uma dose TL/LOE residual sensível à radiação ultravioleta, que provocará superestimação da paleodose. Em vista deste problema metodológico, a datação TL/LOE para estes sedimentos foi considerada apenas em termos de ordem de grandeza. Desse modo, acredita-se que esta unidade corresponde a sistema lagunar ou estuarino gerado pela elevação do nível relativo do mar do interglacial *Riss-Würm* (NRM máximo de 120 ka AP). Durante a fase de queda do nível relativo do mar, subsequente ao máximo, o sistema lagunar ou estuarino persistiria por algum tempo e posteriormente, com o fechamento da conexão marinha, se transformaria em sistema lacustre.

As idades obtidas na seqüência eólica 1 devem ser analisadas levando-se em consideração as fácies eólicas de acumulação e eólicas residuais. As fácies eólicas residuais ocorrem no topo desta unidade e a deposição definitiva de seus sedimentos pode ser precedida por longo período de retrabalhamento durante o qual também haveria atuação de processos aluviais. Na escarpa de Guaiúba (Figura 22), a porção inferior da seqüência eólica 1, composta por fácies eólicas de acumulação, apresentou idades entre 175 ± 20 e 104 ± 12 ka AP. No morro de Santa Marta (Figura 23) obteve-se uma idade de 102 ± 15 para a base desta unidade. A porção superior compreende fácies eólicas residuais e possui, na escarpa de Guaiúba, idades entre 66 ± 8 e $30,4 \pm 3,5$ ka AP. Em Santa Marta e em Ribanceira do sul (figuras 23 e 24) as idades do topo da seqüência eólica 1 foram, respectivamente, 61 ± 8 e 51 ± 7 ka AP. Estas idades mostram a persistência do retrabalhamento eólico mesmo após a queda do nível do mar. No entanto, é um retrabalhamento sem aporte eólico, o que caracteriza uma fase de deflação e erosão da acumulação pretérita. A concentração de grânulos no topo desta unidade evidencia a predominância de processos deflacionares e o aumento relativo do aporte aluvial. Logo, a seqüência eólica 1 seria pleistocênica, com idade inicial anterior ao último máximo NRM do Pleistoceno. As idades obtidas nas fácies eólicas residuais permitem interpretar que o processo de estabilização da acumulação eólica pode durar dezenas de milhares de anos.

A base da seqüência eólica 2 apresentou idades entre 23 ± 3 e $9,4 \pm 0,9$ ka AP na escarpa de Guaiúba e idade de $8,6 \pm 1,1$ no morro de Santa Marta. Com exceção da idade de 23 ± 3 , obtida na seção E de Guaiúba e que pode representar fácies eólica residual da base da seqüência 2 ou do topo da seqüência 1, as demais idades da base desta unidade situam-se próximas a 10 ka AP. O topo da seqüência eólica 2 apresentou idades entre $6,3 \pm 0,8$ e $2,3 \pm 0,2$ ka AP. As idades TL/LOE indicam que o episódio de acumulação eólica da seqüência 2 atingiu as áreas estudadas por volta de 10 ka AP e que sua estabilização iniciou-se por volta de $6,3 \pm 0,8$ ka AP. Portanto, a seqüência eólica 2 seria pós-*Würm* e seu processo de

estabilização, o qual originou as gerações eólicas 2, 3 e 4, coincide aproximadamente com o máximo NRM holocênico.

Tanto a sequência eólica 1 quanto a sequência eólica 2 apresentaram "inversão estratigráfica de idades". Ou seja, idades maiores "sobre" idades menores. Este fato ocorreu sistematicamente entre idades de amostras coletadas no topo e no sopé de elevações topográficas. Os sedimentos do sopé podem ser produto de solapamento ou de redeposição sobre porções solapadas (Figura 21). Assim, podem apresentar idades menores que as idades dos sedimentos do topo.

Figura 21 - Geração de depósitos de flanco de elevações com idades de deposição mais jovens que as dos depósitos de topo. 1) Forma original. 2) Solapamento. 3) Recomposição da forma original com deposição sobre flanco solapado. Idade em $A < B < C$.

Figura 22 – Correlação entre seções colunares levantadas na escarpa de Guaiúba (Imbituba, SC). As siglas referem-se às fácies sedimentares descritas.

Figura 23 - Estratigrafia observada nos depósitos eólicos encontrados sobre o morro de Santa Marta (Laguna, SC).

Os depósitos descritos em Ribanceira do Sul (Figura 24) foram considerados por Giannini (1993) como pertencentes à geração eólica 2, que, pela correspondência estabelecida neste estudo, equivaleria à sequência eólica 2. No entanto, Giannini (1993) ressalta que estes depósitos apresentam morfologia eólica pouco preservada, se comparados com os depósitos de geração eólica 2 observada em outras localidades, e que não foram observadas evidências geomorfológicas de formas parabólicas. Isto, aliado com a idade obtida no topo da seção, justifica o fato de considerar estes depósitos como representantes da sequência eólica 1 (geração eólica 1).

Figura 24 - Representação esquemática do modo de ocorrência das seqüências eólicas 1 e 2 em Ribanceira do sul (Imbituba, SC). A sequência eólica 1 encontra-se cavalgada por frente de avanço parabólica da sequência eólica 2.

As idades TL/LOE parecem confirmar a correspondência entre os episódios de acumulação eólica representados pelas seqüências eólicas 1 e 2 e as duas últimas fases do Quaternário com nível do mar em ascensão (interglaciais *Riss-Würm* e pós-*Würm*). A maior parte das idades obtidas na base da seqüência eólica 2 coincidem com as fases de estabilização da ascensão do nível relativo do mar, ocorridas após o período glacial *Würm*, propostas por Corrêa (1996). Segundo este autor, houve três fase de estabilização do NRM: 11 ka AP, 9 ka AP e 8 ka AP. As fases de estabilização indicam a desaceleração da subida do NRM por volta de 11 ka AP, que marcaria o início do trato de mar alto, o qual oferece melhores condições para o desenvolvimento e preservação de campos de dunas (tal como discutido no capítulo 3). Taxas de ascensão muito elevadas podem afogar e erodir, por transgressão, os sedimentos eólicos acumulados. A partir da correlação estratigráfica e das idades TL/LOE obtidas na escarpa de Guaiúba, elaborou-se um diagrama espaço-tempo (diagrama de Wheeler) das seqüências eólicas 1 e 2 (Figura 25).

Figura 25 - Diagrama de Wheeler elaborado a partir das seções levantadas na escarpa de Guaiúba (Imbituba, SC). Os dados de variação do nível relativo do mar foram compilados Martin *et al.* (1988), Corrêa (1996), Angulo & Lessa (1997) e Angulo *et al.* (1999).

Na Figura 26, estão representadas as fases evolutivas do episódio de deposição da seqüência eólica 1 na região onde atualmente se encontra a escarpa de Guaiúba. Estas fases

definem o ciclo de vida de um sistema deposicional eólico costeiro. O episódio referente à sequência eólica 2 estaria atualmente em desenvolvimento. A ocorrência de fácies de dunas em processo de estabilização, tal como a fácies distal da Figura 16, atestaria a queda do aporte eólico. Logo, o sistema eólico atual seria representante do estágio IV (Figura 26).

Figura 26 - Evolução do episódio de deposição eólica representado pela sequência eólica 1. I) Início da deposição eólica (interglacial *Riss-Würm*: nível do mar em ascensão). II) Expansão do sistema eólico e progradação dos sistemas marinhos costeiros e estuarinos (nível do mar alto, ascensão ou queda lenta). III) Continuidade da expansão do sistema eólico e da progradação costeira, com isolamento do estuário (nível do mar em queda lenta). IV) Máxima expansão do sistema eólico e desenvolvimento de sistema aluvial na antiga zona estuarina (nível do mar em queda). V) Diminuição do sistema eólico devido à queda do aporte e expansão do sistema aluvial (nível do mar em queda progressiva). VI) Estabilização e erosão do sistema eólico, com avanço e manutenção do sistema aluvial (período glacial *Würm*: nível do mar em queda progressiva). A elevação do nível do mar, após o período glacial *Würm*, desencadearia um novo episódio de deposição eólica (sequência eólica 2).

Capítulo 7

7.1 Inferência do aporte eólico das seqüências eólica 1 e 2 através da análise de propriedades sedimentológicas

Segundo o modelo apresentado no capítulo 2, as seqüências deposicionais eólicas 1 e 2 devem apresentar tendências sucessivas de aumento e queda do aporte eólico. Tomando por base as suposições que relacionam o aporte eólico às propriedades dos sedimentos (capítulo 3), esta tendência de aumento e queda do aporte eólico deve ser refletida pelas características faciológicas e sedimentológicas dos depósitos. Supondo um regime de ventos análogo ao de Torres (RS) (Figura 13), ou seja, caracterizado pela alta freqüência de ocorrência de ventos com velocidades moderadas (entre 4 e 8 m/s) e baixa freqüência de ocorrência de ventos com velocidades elevadas (> 10 m/s), pode-se considerar para as seqüências eólicas 1 e 2 um padrão de variação de propriedades sedimentológicas caracterizado pelas relações propostas no capítulo 4.

Nas figuras 27 a 31, estão representados os gráficos que descrevem a variação, ao longo das seções levantadas, dos parâmetros diâmetro médio, desvio padrão, assimetria e curtose da distribuição granulométrica da classe areia; a porcentagem de areia média, de pelíticos e de minerais pesados; os índices ZTR, MET e INS; e as taxas de acumulação, determinadas a partir de idades TL/LOE. Representam-se também a variação da faciologia e as idades TL/LOE. A tendência de variação das propriedades sedimentológicas foi analisada por meio do cálculo do coeficiente de correlação linear (R) entre a propriedade medida e a altura à base da seção. A letra N indica o número de pontos utilizados na correlação linear e P indica a probabilidade do coeficiente de correlação ser igual a zero. Assim, foi possível analisar a maneira como cada propriedade varia ao longo das seqüências eólicas 1 e 2.

Figura 27 - Variação dos parâmetros sedimentológicos na seção B da escarpa de Guaiúba. R é o coeficiente de correlação linear, N é o número de dados e P é a probabilidade de R ser igual a zero.

Figura 28 - Variação dos parâmetros sedimentológicos na seção D da escarpa de Guaiúba. R é o coeficiente de correlação linear, N é o número de dados e P é a probabilidade de R ser igual a zero.

Figura 29 - Variação dos parâmetros sedimentológicos na seção E da escarpa de Guaiúba. R é o coeficiente de correlação linear, N é o número de dados e P é a probabilidade de R ser igual a zero.

Figura 30 - Variação dos parâmetros sedimentológicos na seção do morro de Santa Marta. R é o coeficiente de correlação linear, N é o número de dados e P é a probabilidade de R ser igual a zero.

Figura 31 - Variação dos parâmetros sedimentológicos na seção de Ribanceira do Sul. R é o coeficiente de correlação linear, N é o número de dados e P é a probabilidade de R ser igual a zero.

As tendências observadas na seção levantada em Ribanceira do Sul (Figura 31) são iguais às observadas na seqüência eólica 1 das demais seções. Este fato reforça a hipótese de que estes depósitos pertencem à seqüência eólica 1, baseada nas idades TL/LOE apresentadas no capítulo anterior.

As propriedades sedimentológicas medidas nas seções levantadas ao longo das seqüências eólicas 1 e 2 apresentaram um padrão de variação consistente. Exceto o índice MET, os demais parâmetros apresentaram a mesma tendência de variação dentro de uma mesma seqüência eólica. As tendências observadas na seqüência eólica 1 são sempre inversas às observadas na seqüência eólica 2. Este fato reforça as supostas diferenças existentes entre estas duas unidades e consolida a subdivisão estratigráfica adotada. Tomando por base as relações entre aporte eólico (AE) e algumas propriedades sedimentológicas, inferidas no capítulo 4, a seqüência eólica 1 possui uma tendência de diminuição do aporte rumo ao topo enquanto que a seqüência eólica 2, uma tendência de aumento do aporte.

A maioria das propriedades sedimentológicas observadas no morro de Santa Marta apresentaram pequena amplitude de variação, diminuindo as diferenças sedimentológicas entre as seqüências eólicas 1 e 2 e mascarando as tendências observadas nas demais seções. Martinho (2001) observou que os sedimentos eólicos atuais (geração 4) depositados sobre o morro de Santa Marta apresentam aumento da concentração de minerais leves e de frações arenosas mais finas rumo ao topo do morro. Os sedimentos depositados próximo ao topo são extremamente selecionados, com moda nas frações areia fina a muito fina, e empobrecidos em minerais pesados enquanto que os sedimentos do sopé sofrem concentração residual e são enriquecidos em frações mais grossas e em minerais pesados. Esta diferenciação sedimentológica é local e ocorre devido ao cavalgamento de dunas sobre elevações topográficas. A declividade elevada destas elevações atua como barreira ao transporte dos grãos maiores e dos minerais pesados. Nesta localidade, a porcentagem de pelíticos é o parâmetro que mais ressaltou as diferenças entre as seqüências eólicas 1 e 2 (Figura 30). Ambas unidades apresentaram aumento da porcentagem de pelíticos rumo ao topo. No entanto, a tendência observada na seqüência eólica 2 encontra-se deslocada para valores menores de teor de pelíticos. Esta diferença está associada ao grau de pedogênese mais elevado da seqüência eólica 1, o que é coerente com o hiato deposicional indicado pelas idades TL/LOE.

Na seqüência eólica 1, apenas a fase de aporte decrescente (final) encontra-se preservada. Isto pode ser explicado pela ausência de subsidência na área. A inexistência de subsidência desfavorece a preservação dos depósitos da primeira fase de acumulação eólica (aporte crescente), pois permite que haja retrabalhamento dos sedimentos durante a fase de

aporte decrescente. Portanto, a fase de aporte decrescente apagou o registro da fase de aporte crescente. A sequência eólica 2 é caracterizada por uma fase de aporte eólico crescente. Logo, o aporte eólico desta sequência seria defasado em relação ao nível do mar, já que este entrou em declínio há cerca de 5 ka AP. Tal como ocorreu com a sequência eólica 1, o registro da fase do aporte eólico crescente será posteriormente apagado pela sobreposição da fase de aporte eólico decrescente.

Conclusões

- 1) A compilação de idades de depósitos eólicos quaternários evidenciou que a atividade dos sistemas eólicos mais recentes iniciou-se após a glaciação *Würm*, ou seja, durante período com nível do mar em ascensão. Apesar de mais escassos, também existem depósitos eólicos correlatos à fase com nível do mar em ascensão do interglacial *Riss-Würm*. Assim, haveria uma associação entre fases com nível do mar em ascensão e sedimentação eólica costeira.
- 2) Pela cronologia das seqüências eólicas 1 e 2, estabelecida por idades TL/LOE, há correspondência entre as duas últimas fases com nível do mar em ascensão (interglacial *Riss-Würm* e pós-*Würm*) e a acumulação dos depósitos que compõem estas duas seqüências. As idades TL/LOE também evidenciaram a existência de hiato deposicional entre as seqüências eólicas 1 e 2.
- 3) As seqüências deposicionais eólicas 1 e 2 equivalem, em termos genéticos, a seqüências deposicionais de quarta ordem (ciclos de dezenas a centenas de milhares de anos).
- 4) Deve haver depósitos correlatos às seqüências eólicas 1 e 2 no Brasil e em outras partes do mundo, dado o caráter global das oscilações glacioeustáticas.
- 5) Os sedimentos disponíveis para o transporte eólico costeiro são provenientes da erosão costeira induzida pela elevação do nível relativo do mar. A erosão ocorre para restabelecer o perfil de equilíbrio da superfície deposicional. O volume de sedimentos disponível ao transporte eólico costeiro seria proporcional à elevação do nível relativo do mar.
- 6) A seqüência eólica 2 encontra-se ainda em atividade devido à defasagem entre a elevação do nível relativo do mar (pós-*Würm*) e o restabelecimento do perfil de equilíbrio da superfície deposicional. A fase de queda do nível relativo do mar iniciada por volta de 5 ka AP não foi suficiente para desativar o mecanismo de recuperação do perfil de equilíbrio da superfície deposicional.
- 7) O período de atividade de um sistema eólico costeiro seria caracterizado por uma fase inicial de aporte crescente e uma fase final de aporte decrescente. Durante a fase de aporte eólico crescente, seriam gerados depósitos eólicos de acumulação, enquanto que durante a fase de aporte decrescente, seriam gerados depósitos eólicos residuais.

- 8) A variação do aporte eólico altera as propriedades sedimentológicas por meio do tempo de exposição dos sedimentos aos processos deposicionais. A diminuição do aporte eólico favorece a atuação dos processos com menor frequência de ocorrência e vice-versa.
- 9) As tendências de variação das propriedades sedimentológicas ao longo da seqüência eólica 1 são inversas às da seqüência eólica 2. Com base na relação admitida na conclusão 8, o padrão observado na seqüência eólica 1 indica diminuição do aporte eólico rumo ao topo enquanto o observado na seqüência eólica 2 indica aumento.
- 10) Apenas a fase de diminuição do aporte eólico encontra-se registrada na seqüência eólica 1. Isto ocorre porque a ausência de subsidência dificulta a preservação dos depósitos gerados durante a fase inicial (aporte crescente) de desenvolvimento de um sistema eólico. Sem a elevação do nível de base da erosão, a formação dos depósitos eólicos residuais envolve o retrabalhamento dos depósitos eólicos de acumulação.
- 11) As gerações eólicas 2, 3 e 4 podem ser produto da diminuição do aporte eólico. Isto indicaria o início da fase de aporte eólico decrescente. As fácies eólicas proximal e distal (geração 4) seriam evidências da diminuição diferencial do aporte eólico em áreas com fisiografias diferentes (a norte e a sul do cabo de Santa Marta). Portanto, o sistema eólico atual estaria em processo de estabilização.
- 12) A relação entre nível do mar, aporte eólico e as propriedades sedimentológicas dos sistemas eólicos costeiros pode ser usada como guia na integração destes sistemas deposicionais ao modelo da estratigrafia de seqüências.
- 13) A análise das tendências de variação das propriedades sedimentológicas, medidas em seções verticais, pode ser utilizada como ferramenta de correlação entre sucessões eólicas, dado o caráter aparentemente homogêneo destas sucessões.

Referências bibliográficas

- ANDERTON, R. 1985. Clastic facies models and facies analysis. In: BRENCHLEY, P.J. & WILLIAMS, B.P.J. eds. *Recent Developments and Applied Aspects*. Oxford, The Geol. Soc., Blackwell Scientific Publ.: 31-47.
- ANGULO, R.J. & GIANNINI, P.C.F. 1996. Variações do nível relativo do mar nos últimos dois mil anos na Região Sul do Brasil: uma discussão. *Bol. Paranaense de Geociências*, **44**: 67-76.
- ANGULO, R.J. & LESSA, G.C. 1997. The Brazilian sea-level curves: a critical review with emphasis on the curves from the Paranaguá and Cananéia regions. *Marine Geology*, **140**: 141-166.
- ANGULO, R.J.; GIANNINI, P.C.F.; SUGUIO, K.; PESSEDA, L.C.R. 1999. Relative sea-level changes in the last 5500 years in southern Brazil (Laguna-Imbituba region, Santa Catarina State) based on vermitid ^{14}C Ages. *Marine Geology*, **159**: 323-339.
- BAGNOLD, R.A. 1941. *The Physics of Blown Sand and Desert Dunes*. Methuen & CO. LTD., London, 265 p.
- BERGER, A. 1977. Support for the astronomical theory of climatic change, *Nature*, **269**:44-45.
- BERTALANFFY, L.V. 1968. Teoria Geral de Sistemas. Petrópolis, Ed. Vozes Ltda. 2 ed. portug., 1975. 351 p.
- BROECKER, W.S. & VAN DONK, J. 1970. Insolation changes, ice volumes and de O^{18} record in deep sea cores. *Rev. Geophysics and Space Physics*, **8**: 169-198.
- BROECKER, W.S., THURBER, D.L., GODDARD, J., KU, T.K., MATTHEWS, R.K. & MESOLELLA, K.J. 1968. Milankovitch hypothesis supported by precise dating of coral reefs and deep sea sediments. *Science*, **159**: 297-300.
- BRUUN, P. 1962. Sea level rise as a cause of shore erosion. *Am. Soc. Civil Engin. Proc., J. Waterways Harbors Div.*, **88**: 117-130.
- CARTER, R.W.G. & WILSON, P. 1993. Aeolian processes and deposits in northwest Ireland. In: PYE, K. (Ed.). 1993. Dynamics and Environmental Context of Aeolian Sedimentary Systems. *Geol. Soc. Spec. Publ.*, **77**: 173-190.

- CHAPPELL, J. & SHACKLETON, N.J. 1986. Oxygen isotopes and sea level. *Nature*, **324**: 137-140.
- CLARKE, M.L. 1994. Infra-red stimulated luminescence ages from aeolian sand and alluvial fan deposits from the eastern Mojave Desert, California. *Quaternary Science Reviews*, **13**: 533-538.
- CLARKE, M.L.; RICHARDSON, C.A.; RENDELL, H.M. 1996a. Luminescence dating of Mojave Desert sands. *Quaternary Science Reviews* **14** (7/8): 783-789.
- CLARKE, M.L.; WINTLE, A.G.; LANCASTER, N. 1996b. Infra-red stimulated luminescence dating of sands from the Cronese Basins, Mojave Desert. *Geomorphology* **17** (1-3): 199-205.
- COETZEE, F. 1975/1976. Coastal aeolianites at Black Rock, northern Zululand. *Trans. Geol. Soc. S. Afr.*, **78**: 313-322.
- COOPER, W.S. 1958. The coastal sand dunes of Oregon and Washington. *Geol. Soc. Am. Mem.*, **72**: 169 p.
- COOPER, W.S. 1967. Coastal dunes of California. *The Geological Society of America Memoir*, **104**, 131p.
- CORREA, I.C.S. 1996. Les variations du niveau de la mer durant les derniers 17.500 ans PB: l'exemple de la plate-forme continentale du Rio Grande do Sul-Brésil. *Marine Geology*, **130**: 163-178.
- DOMINGUEZ, J.M.L.; MARTIN, L. & BITTENCOURT, A.C.S.P. 1987. Sea-level history and Quaternary evolution of rivermouth associated beach-ridges plains along the ESE Brazilian coast: A summary. In: NUMMENDAL, D.; PILKEY, O.H. & HOWARD, J.D. (eds.), Sea-level Fluctuation and Coastal Evolution. Tulsa, Okla. *SEPM Spec. Pub.*, **41**: 115-127.
- DOTT JR., R.H. 1992. Eustasy: The Historical Ups and Downs of a Major Geological Concept. *Geological Soc. of America, Memoir* **180**, 111 p.
- EDWARDS, S.R. 1993. Luminescence dating of sand from Kelso Dunes, California. In: PYE, K. (Ed.). 1993. Dynamics and Environmental Context of Aeolian Sedimentary Systems. *Geol. Soc. Spec. Publ.*, **77**: 59-68.

- ENDO, K. 1986. Coastal Sand Dunes in Japan. *Proc. Inst. Natural Sci.*, 21: 37-54.
- FISHER, W.L. & MCGOWEN, J.H. 1967. Depositional systems in Wilcox Group (Eocene) of Texas and their relation to occurrence of oil and gas. *Bull. Am. Assoc. Petrol. Geologists*, 53(1): 30-54., 1969.
- 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.
- GIANNINI, P.C.F. 1993. *Sistemas Depositionais no Quaternário Costeiro entre Jaguaruna e Imbituba*, SC. São Paulo, Inst. Geoc. Univ. S. Paulo. Tese de Doutorado (Inéd.) 2v, 2 mapas, 439p..
- 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. 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. Paran. Geociênc.*, 42: 73-96.
- GIANNINI, P.C.F.; ANGULO, R.J.; SOUZA, M.C.; KOGUT, J.S. 1995. Evidências de um padrão celular de correntes de deriva litorânea na costa leste da ilha do Mel (PR). In: CONGR. ASSOC. BRASIL. DE ESTUDOS DO QUATERNÁRIO, 5, Niterói. *Anais...* Niterói, ABEQUA. p. 120-127.
- GIANNINI, P.C.F.; 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. 2001. 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.

- HOBDAY, D.K. 1977. Late Quaternary history of Inhaca Island, Mozambique. *Trans. Geol. Soc. S. Afr.*, **80**: 189-191.
- IMBRIE, J. & IMBRIE, K.P. 2000. Ice Ages - Solving the mystery. Massachusetts. Harvard University Press, 224 p.
- KOCUREK, G. & HAVHOLM, K.G. 1993. Eolian sequence stratigraphy - A conceptual framework. In: WEIMEIR, P. & POSAMENTIER, H. eds. Siliciclastic Sequence Stratigraphy: Recent Developments and Applications. *Memoir AAPG*, 58: 393-409.
- KOWSMANN, R.O. & COSTA, M.P. de A. 1979. Sedimentação quaternária da margem continental brasileira e das áreas oceânicas adjacentes. Relatório final. Projeto REMAC (Reconhecimento Global da Margem Continental Brasileira). PETROBRÁS-DNPM-CPRM-DHN-CNPq. 55p. v.8.
- LOOPE, W.L. & ARBOGAST, A.F. 2000. Dominance of an ~150-Year Cycle of Sand-Supply Change in Late Holocene Dune-Building along the Eastern Shore of Lake Michigan. *Quaternary Research*, **54**: 414-422.
- MARTIN, L.; SUGUIO, K. & FLEXOR, J.N. 1988. Hauts niveaux marins pleistocenes du litoral bresilien. *Palaeogeog., Palaeoclimat., Paleoecol.*, **68**(3):231-239.
- MARTINHO, C.T. 2001. Morfodinâmica de Draas Costeiros e Gerações de Depósitos Eólicos no Quaternário da Região de Imbituba-Laguna, SC. Monografia de Trabalho de Formatura, Instituto de Geociências, USP, São Paulo, 62 p.
- McMANUS, J. 1988. Grain size determination and interpretation. In: TUCKER, M., ed. 1988. Techniques in Sedimentology. Blackwell Scientific Publications, Oxford, p. 63-85.
- MESOLELLA, K.J.; MATTHEWS, R.K.; BROECKER, W.S. & THURBER, D.L. 1969. The astronomical theory of climate change: Barbados data. *J. Geol.*, 77:.
- MORTON, A.C. & SMALE, D. 1990. The effects of transport and weathering on heavy minerals from the Cascade River, New Zealand. *Sediment. Geol.*, **68**(1/2): 117-123.
- NATIONAL RESEARCH COUNCIL. 1990. Sea-Level Change. Washington, National Academy Press, 234 p.
- PETTIJOHN, F.J. 1948. Sedimentary Rocks. Harper & Brothers, New York, 526 p.

- PETTIJOHN, F.J.; POTTER, P.E. & SIEVER, R. 1973. Sand and Sandstone. Springer Verlag, New York, 553 p.
- POPPER, K.R. 1973. Conhecimento Objetivo - Uma Abordagem Evolucionária. AMADO, M. (Tradutor). Itatiaia, Belo Horizonte, 394 p.
- POSAMENTIER, H.W. & VAIL, P.R. 1988. Eustatic controls on clastic deposition II- sequence and systems tract models. In: WILGUS *et al.*, eds. Sea-level Changes: An Integrated Approach. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication, 42: 125-154.
- PYE, K. 1983. Post-depositional reddening of late Quaternary coastal dune sands, north-eastern Australia. In: WILSON, R.C.L. (ed.). Residual Deposits: Surface Related Weathering Processes and Material. Blackwell Scientific Publications, Oxford, p.117-129.
- PYE, K. 1983. Formation and history of Queensland coastal dunes. *Zeitschrift für Geomorphologie N.F. Suppl. Bd.* 45: 175-204.
- PYE, K. & BOWMAN, G.M. 1984. The Holocene Marine Transgression as a Forcing Function on Episodic Dune Activity on The Eastern Australian Coast. In: THOM, B.G. (ed.), *Coastal Geomorphology in Australia*. Academic Press, Sydney, p. 115-127.
- PYE, K. & TSOAR, H. 1990. Aeolian sand and sand dunes. Unwin Hyman Ltda, London, 396 p.
- PYE, K.; STOKES, S. & NEAL, A. 1995. Optical dating of aeolian sediments from the Sefton coast, northwest England. *Proc. Geol. Assoc.*, 106: 281-292.
- READHEAD, M.L. 1988. Thermoluminescence dating study of quartz in aeolian sediments from southeastern Australia. *Quaternary Science Reviews*, 7: 257-264.
- READING, H.G. 1996. Sedimentary environments: Processes, Facies and Stratigraphy. Blackwell Science, Oxford, 704 p.
- RENDELL, H.M.; YAIR, A. & TSOAR, H. 1993. Thermoluminescence dating of periods of sand movement and linear dune formation in the northern Negev, Israel. In: PYE, K. (Ed.). 1993. Dynamics and Environmental Context of Aeolian Sedimentary Systems. *Geol. Soc. Spec. Publ.*, 77: 69-74.

- SCHOFIELD, J.C. 1975. Sea level fluctuations cause periodic post-glacial progradation, South Kaipara barrier, North Island, New Zealand. *N.Z.J. Geol. Geophys.* **18**: 295-316.
- SINGHVI, A.K.; DERANIYAGALA, S.U. & SENGUPTA, D. 1986. Thermoluminescence dating of Quaternary red sand beds: a case study of coastal dunes in Sri Lanka. *Earth and Planetary Science Letters*, **80**: 139-144.
- SINGHVI, A.K.; SHARMA, Y.P. & AGRAWAL, D.P. 1982. Thermoluminescence dating of sand dunes in Rajasthan, India. *Nature*, **295**: 313-315.
- STOKES, S.; KOCUREK, G.; PYE, K. & WINSPEAR, N.R. 1997. New evidence for the timing of aeolian sand supply to the Algodones dunefield and East Mesa area, southeastern California, USA. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **128**: 63-75.
- STOKES, S. & BREED, C.S. 1993. A chronostratigraphic re-evaluation of the Tusayan Dunes, Moenkopi Plateau and southern Ward Terrace, northeastern Arizona. In: Pye, K. (Ed.). *The Dynamics and Environmental Context of Aeolian Sedimentary Systems. Geol. Soc. Special Publication*, **77**: 75-90.
- STOKES, S. & GAYLORD, D.J. 1993. Optical dating of Holocene dune sands in the Ferris Dunefield, Wyoming. *Quaternary Research*, **39**: 274-281.
- STOKES, S.; KOCUREK, G.; PYE, K. & WINSPEAR, N.R. 1997. New evidence for the timing of aeolian sand supply to the Algodones dunefield and East Mesa area, southeastern California, USA. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **128**: 63-75.
- STOKES, S. & BREED, C.S. 1993. A chronostratigraphic re-evaluation of the Tusayan Dunes, Moenkopi Plateau and southern Ward Terrace, northeastern Arizona. In: Pye, K. (Ed.). *The Dynamics and Environmental Context of Aeolian Sedimentary Systems. Geol. Soc. Special Publication*, **77**: 75-90.
- STOKES, S. & GAYLORD, D.J. 1993. Optical dating of Holocene dune sands in the Ferris Dunefield, Wyoming. *Quaternary Research*, **39**: 274-281.
- SUGUIO, K.; MARTIN, L.; BITTENCOURT, A.C.S.P.; DOMINGUEZ, J.M.L.; FLEXOR, J.M. & AZEVEDO, A.E.G. 1985. Flutuações do nível relativo do mar durante o Quaternário Superior a longo do litoral brasileiro e suas implicações na sedimentação costeira. *Rev. Bras. Geocien.* **15(4)**: 273-286.

- TALBOT, M.R. 1985. Major bounding surfaces in aeolian sandstones - a climatic model. *Sedimentology*, **32**: 257-265.
- TOMAZELLI, L.J. 1990. *Contribuição ao estudo dos sistemas deposicionais holocênicos do nordeste da Província Costeira do Rio Grande do Sul – com ênfase no sistema eólico*. Curso de Pós-Graduação em Geociências, UFRGS. Tese de Doutorado. 270 p.
- VAIL, P.R.; MITCHUM, R.M.Jr.; THOMPSON, S. 1977. Seismic stratigraphy and global changes of sea level. *American Association of Petroleum Geologists, Memoir*, 26.
- VAN WAGONER, J.C., MITCHUM, R.M., CAMPION, K.M.; RAHMANIAN, V.D. 1990. Siliciclastic Sequence Stratigraphy in Well Logs, Cores, and Outcrops: Concepts for High-Resolution Correlation of Time and Facies. *AAPG Methods in Exploration Series*, **7**, 55 p..
- VILLWOCK, J.A.; TOMAZELLI, L.J.; LOSS, E.L.; DEHNHARDT, E.A.; HORN FILHO, N.O.; BACHI, F.A. & DEHNHARDT, B.A. 1986. Geology of the Rio Grande do Sul coastal province. In: *Quaternary of South America and Antarctic Peninsula*, **4**: 79-97.
- WALKER, R.G. 1992. Facies, facies models and modern stratigraphic concepts. In: WALKER, R.G. & JAMES, N.P. (Eds.). 1992. *Facies Models – response to sea level change*. Geological Association of Canada, Ontario, 454 p.
- WRIGHT, H.E. 1963. Late Pleistocene geology of coastal Lebanon. *Quaternaria*, **6**: 525-539.