

UNIVERSIDADE FEDERAL DE SANTA CATARINA
CURSO DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOGRAFIA

**ESTUDO EVOLUTIVO, SEDIMENTOLÓGICO E MORFODINÂMICO
DA PLANÍCIE COSTEIRA E PRAIA DA ARMAÇÃO - ILHA DE
SANTA CATARINA, SC.**

Janete Abreu de Castilhos

ORIENTADOR :

Prof. Dr. Lauro Júlio Calliari

COMISSÃO EXAMINADORA:

Prof. Dr. Lauro Júlio Calliari

Prof. Dr. Luiz Fernando Scheibe

Prof. Dr. Elírio Toldo Jr.

Prof^a. Dra. Sandra M. de Arruda Furtado

Florianópolis

1995

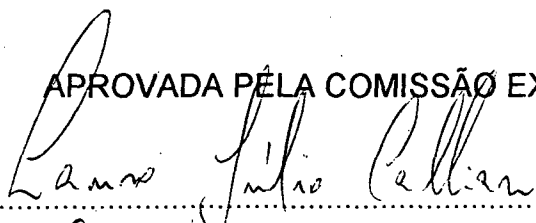
CURSO DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOGRAFIA

ESTUDO EVOLUTIVO, SEDIMENTOLÓGICO E MORFODINÂMICO DA
PLANÍCIE COSTEIRA E DA PRAIA DA ARMAÇÃO - ILHA DE SANTA
CATARINA, SC.

Janete Abreu de Castilhos

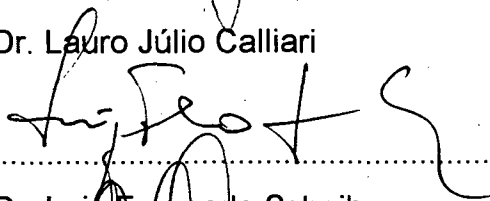
Dissertação submetida ao curso de Mestrado em
Geografia, Área de Concentração: Utilização e
Conservação de Recursos Naturais, do
Departamento de Geociências/UFSC para
obtenção do título de Mestre em Geografia.

APROVADA PELA COMISSÃO EXAMINADORA EM 28 /12/95



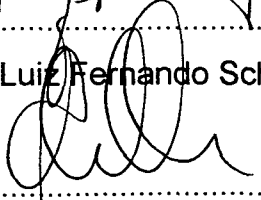
..... Orientador

Prof. Dr. Lauro Júlio Calliari



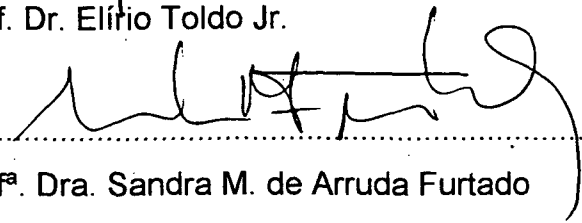
..... Membro

Prof. Dr. Luiz Fernando Scheibe



..... Membro

Prof. Dr. Elírio Toldo Jr.



..... Membro

Profª. Dra. Sandra M. de Arruda Furtado

Florianópolis

1995



A meus pais João e Olga.

AGRADECIMENTOS

Durante a realização deste trabalho, foi constante a colaboração de colegas e dos professores do Departamento de Geociências desta Universidade. Externo meu especial agradecimento aos Professores João Carlos Rocha Gré e Norberto O. Horn Filho, pelo incentivo e apoio ao longo desses últimos anos de trabalho em comum.

Agradecimento especial é igualmente dedicado aos muitos colegas e amigos que auxiliaram nos trabalhos de campo, sacrificando em várias ocasiões seus momentos de lazer, possibilitando a coleta de dados.

Aos funcionários e bolsistas do Laboratório de Sedimentologia, agradeço o apoio durante o tratamento granulométrico das amostras coletadas.

Estes agradecimentos estendem-se ainda à CAPES pelo auxílio prestado através de bolsa de estudos.

Ao Prof. e orientador Lauro Calliari meu agradecimento especial pelas valiosas sugestões e pela disponibilidade, apesar de toda a distância que nos separa.

Enfim, agradeço a todos aqueles que de alguma forma contribuíram para a realização deste trabalho.

SUMÁRIO

LISTA DE FIGURAS	viii
LISTA DE TABELAS	x
LISTA DE FOTOS	xi
RESUMO	xiii
ABSTRACT	xiv
INTRODUÇÃO	01
1. OBJETIVOS	03
1.1. Objetivo Geral	03
1.2. Objetivos Específicos	03
2. METODOLOGIA	04
2.1. Levantamento Bibliográfico	04
2.2. Fotointerpretação	04
2.3. Atividades de Campo	05
2.3.1. Planície costeira	05
2.3.2. Praia	05
2.4. Atividades de Laboratório	06
2.5. Tratamento dos Dados	07
3. CARACTERIZAÇÃO GERAL DA ÁREA DE ESTUDO E ILHA DE SANTA CATARINA	08
3.1. Localização Geográfica da Área de Estudo	08
3.2. Geologia e Geomorfologia	08
3.3. Aspectos Climáticos	12
3.4. Aspectos Oceanográficos	14
3.4.1. Ondas	14
3.4.2. Correntes litorâneas	18

3.4.3. Marés	18
3.5. Hidrografia	19
3.6. Vegetação	19
4. PLANÍCIE COSTEIRA DA PRAIA DA ARMAÇÃO	22
4.1. Unidades Geológicas.....	22
4.1.1. Depósitos pleistocênicos	22
4.1.2. Depósitos holocênicos	29
4.2. Oscilações do Nível Relativo do Mar Durante o Quaternário e Depósitos Correlatos.....	37
4.3. Considerações sobre a Inferência de Níveis Marinhos a partir de Datações de Sambaquis.....	43
4.4. Possíveis Evidências Geomorfológicas de Níveis Marinhos Estáveis Durante os Últimos 7.000 anos	49
4.5. Evolução Paleogeográfica da Planície Costeira da Praia da Armação	57
5. EVOLUÇÃO DA LINHA DE COSTA NOS ÚLTIMOS CINQUENTA E SEIS ANOS (1938 - 1994).....	63
5.1. Resultados	63
5.2. Principais Fatores de Influência no Recuo da Linha de Costa	72
5.2.1. Elevação contemporânea do nível do mar.....	72
5.2.2. Orientação da praia	75
5.2.3. Impactos da ocupação sobre o recuo da linha de costa.....	82
6. CARACTERÍSTICAS MORFODINÂMICAS E SEDIMENTOLÓGICAS DA PRAIA DA ARMAÇÃO	88
6.1. Considerações sobre a Dinâmica dos Ambientes Praiais	88
6.2. Caracterização Sedimentológica	94
6.2.1. Análise textural	94
6.2.2. Mineralogia	97
6.2.3. Área fonte.....	98
6.3. Parâmetros Oceanográficos	99
6.3.1. Ondas.....	99

6.3.2. Correntes de deriva litorânea.....	99
6.4. Largura e Declividade da Praia.....	100
6.4.1. Largura.....	100
6.4.2. Declividade	101
6.5. Mobilidade do Perfil	105
6.6. Classificação Morfodinâmica da Praia.....	113
6.7. Considerações Finais	119
7. CONCLUSÕES.....	121
8. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	123

LISTA DE FIGURAS

Fig. 1:	Localização da área de estudo	09
Fig. 2:	Mapa geológico da Ilha de Santa Catarina (modificado de CARUSO Jr. & AWDZIEJ, 1993)	11
Fig. 3:	Rosa dos ventos para Florianópolis (in HERRMANN et al., 1987) ...	13
Fig. 4 :	Direção e frequência das ondulações que afetam predominantemente a área de estudo (Global Waves Statistics, 1986)	15
Fig. 5 :	Direção de ondas ao largo incidentes na área de estudo (Ocean WavesStatistics,1967)	15
Fig. 6:	Mapa geológico e geomorfológico da área de estudo (modificado de CARUSO & AWDZIEJ, 1983) e localização dos perfis topogeológicos	23
Fig. 7:	Perfis topogeológicos realizados na área de estudo	24
Fig. 8:	Esquema proposto por Villwock et al. (1986) para os períodos de alto nível marinho durante o quaternário no Rio Grande do Sul	37
Fig. 9:	Curvas de oscilações do nível relativo do mar durante os últimos 7.000 anos para vários setores do litoral brasileiro (SUGUIO et al. 1985)	40
Fig.10:	Perfil batimétrico da Lagoa da Conceição (in: MUEHE & Caruso, 1989) nas proximidades do Sambaqui da Ponta das Almas, situado junto a margem lagunar Oeste.....	48
Fig.11:	Planície de progradação de cristas praias de Jurerê, Norte da Ilha de Santa Catarina (in DUARTE, 1981)	52
Fig.12:	Curva de oscilações do nível relativo do mar durante os últimos 7.000 anos para o setor entre Florianópolis e Laguna, SC (elaborada a partir de SUGUIO et al., 1985 e novos dados)	59
Fig.13:	Evolução paleogeográfica da área de estudo durante o Quaternário	60
Fig.14:	Largura de praia em 1938, 1978 e 1994 na Praia da Armação e	

	localização dos pontos de medição ao longo do arco praial	67
Fig.15:	Larguras de praia máximas e mínimas em 1938, 1978 e 1994 nos setores I, II e III.	68
Fig.16:	Largura média da praia em 1938, 1978 e 1994 nos setores I, II e III	69
Fig. 17:	Modelo de praia em forma de espiral (in CARTER, 1988)	76
Fig.18:	Comparação entre a Praia da Armação e a Praia de Half Moon Bay, na Califórnia, U.S.A	78
Fig.19:	Comportamento das praias em forma de espiral durante o ataque por ondas de tempestade (in SILVESTER & HSU, 1993)	81
Fig.20:	Terminologia utilizada na literatura para designação dos sub-ambientes praias (in SUGUIO, 1992)	89
Fig.21:	Terminologia adotada neste trabalho para os sub-ambientes praias	90
Fig.22:	Localização dos perfis topográficos monitorados na Praia da Armação	93
Fig.23:	Relação entre declividade e tamanho médio grão ao longo da Praia da Armação	102
Fig.24:	Perfil máximo de erosão e acumulação nos perfis 1, 2, 3 e 4	106
Fig.25:	Perfil máximo de erosão e acumulação nos perfis 5, 6, 7 e 8	107
Fig.26:	Mobilidade do perfil de praia :1,2,3,4.....	116
Fig.27:	Mobilidade do perfil de praia :5,6,7,8	117
Fig.28:	Estados Morfodinâmicos do perfil de praia de acordo com WRIGHTH & SHORT, 1984	118

LISTA DE TABELAS

Tabela I:	Principais direções de ondas que afetam a área de estudo, altura significativa e respectivas frequências (Global Waves Statistics, 1967)	17
Tabela II:	Média aritmética dos parâmetros estatísticos de FOLK & WARD (1957) dos sedimentos da Planície Costeira da Praia da Armação	28
Tabela III:	Datações ao radiocarbono de conchas de moluscos ou fragmentos de madeira amostrados em sedimentos litorâneos do Estado de Santa Catarina (in MARTIN et al., 1988)	44
Tabela IV:	Média aritmética dos parâmetros estatísticos de FOLK & WARD (1957) dos sedimentos da Praia da Armação	95
Tabela V:	Frequência de direção de correntes de deriva litorânea e velocidades de corrente (m/s) na Praia da Armação durante o período de monitoramento	100
Tabela VI:	Largura e declividade dos perfis de praia levantados	101
Tabela VII:	Variação de volume de sedimentos na praia emersa em m ³ /m nos perfis monitorados	108
Tabela VIII:	Parâmetros morfodinâmicos da Praia da Armação	113

LISTA DE FOTOS

Foto 1 :	Atuação de ondulações de NE na área de estudo.....	16
Foto 2 :	Atuação de ondulações de SE na área de estudo	16
Foto 3:	Ataque da vegetação pioneira na duna frontal durante os episódios erosivos mais intensos.....	20
Foto 4 :	Bacia Hidrográfica da Lagoa do Peri.....	21
Foto 5:	Canal extravasador da Lagoa do Peri.....	21
Foto 6 :	Antiga área de cultivo sobre o terraço marinho praial pleistocênico....	25
Foto 7 :	Escarpa erosiva limitando o terraço marinho praial pleistocênico e o terraço lagunar holocênico junto ao perfil B-B'.....	26
Foto 8 :	Afloramento de depósitos mais antigos na Praia da Armação durante os episódios erosivos mais intensos. A estrutura plano-paralela observada indica a origem marinha praial desses depósitos.....	28
Foto 9 :	Afloramento de depósitos mais antigos de origem marinha praial na Praia da Armação nas proximidades do perfil B-B', durante os episódios erosivos mais intensos.....	29
Foto 10:	Setor do terraço marinho praial holocênico voltado para a praia atual. Sobre esse terraço observa-se a presença da estrada de acesso ao Sul da Ilha.....	31
Foto 11:	Terraço lagunar entre a Lagoa do Peri e o terraço marinho pleistocênico	33
Foto 12:	Terraço lagunar holocênico situado entre o terraço marinho praial pleistocênico e o terraço marinho praial holocênico.....	34
Foto 13:	Depósito de turfa junto ao terraço lagunar interno, às margens do canal da Lagoa do Peri	35
Foto 14:	Praia da Armação em 1938	65
Foto 15:	Praia da Armação em 1957	65
Foto 16:	Praia da Armação em 1978	66
Foto 17:	Praia da Armação em 1994	66
Foto 18:	Setor Sul da Praia da Armação em 1978	71
Foto 19:	Setor Sul da praia da Armação em 1991	71

Foto 20: Molhe localizado ao Sul da Praia da Armação, interrompendo a comunicação com a Praia do Matadeiro.....	86
Foto 21: Desaparecimento da praia e destruição de construções no setor Sul durante os um forte episódio erosivo (10/90).....	87
Foto 20: Destruição de construções que avançam sobre a praia no setor Sul durante fortes episódios erosivos em 1991.....	87
Foto 23: Aspecto da declividade do perfil praiial nº2, ao sul da praia.....	103
Foto 24: Aspecto da declividade da praia junto ao perfil nº 4 e a zona de transição entre a área de sombra da Ponta da Armação e o setor mais exposto da praia.....	103
Foto 25: Aspecto da declividade da praia junto ao setor central (perfil nº 5)....	104
Foto 26: Aspecto da declividade da praia junto ao setor centro-Norte (perfil nº 7).....	104
Foto 27: Erosão no perfil 6 durante o inverno e primavera (07/93).....	111
Foto 28: Sazonalidade do setor Norte da praia: inverno-primavera (10/93).....	112
Foto 29: Sazonalidade do setor Norte da praia: verão-outono (04/94).....	112

RESUMO

O presente trabalho tem por objetivos mapear na escala de 1:25.000 e caracterizar sedimentologicamente os depósitos da planície costeira adjacente à Praia da Armação, bem como esboçar sua evolução paleogeográfica; avaliar a tendência evolutiva da linha de costa nos últimos 56 anos e a caracterização sedimentológica e morfodinâmica da praia atual. A Planície Costeira da Praia da Armação é composta por dois sistemas laguna/barreira de idade pleistocênica e holocênica. A análise granulométrica de 66 amostras superficiais de sedimentos revelou o predomínio de areia fina quartzosa de coloração amarelo-amarronada nos depósitos pleistocênicos e cinza clara a cinza escura nos holocênicos. A barreira pleistocênica está associada ao evento transgressivo de 123.000 anos A. P., enquanto que a barreira holocênica está relacionada ao máximo transgressivo de 5.100 anos A. P.. O esboço paleogeográfico durante o Holoceno indica a ocorrência de um rebaixamento geral do nível do mar marcado por três níveis de estabilização, em torno de 5.100, 3.600 e 2.500 anos A. P. (primeiro, segundo e terceiro máximos), com níveis de mar provavelmente em torno de 3.5 m, 2.5 m e 2.0 m respectivamente, acima do atual. O estudo evolutivo da linha de costa nos últimos 56 anos acusou recuo generalizado, apresentando-se mais acentuado no setor Sul da praia. Uma possível elevação contemporânea do nível relativo do mar, a orientação e a forma em espiral da praia, bem como o impacto da ocupação no setor Sul, seriam responsáveis por este recuo generalizado e diferenciado da linha de costa na Praia da Armação. O monitoramento da praia através do levantamento de 8 perfis topográficos e da coleta de 120 amostras superficiais de sedimentos durante um período de 14 meses, evidenciou um aumento do tamanho médio do grão, da declividade do perfil e da largura da praia de Sul para o Norte. Essas características da praia são controladas basicamente pela área fonte de sedimentos, pela forma em espiral da praia e pelo padrão local de circulação hidrodinâmica, resultante dos processos de refração e difração de ondas. Os parâmetros morfométricos identificados permitiram a classificação da praia em dois setores quanto ao seu estado morfodinâmico: intermediário no setor Sul, passando a reflectivo no setor central e Norte da praia.

ABSTRACT

The aims of the present work are to characterize sedimentologically the Coastal Plain deposits adjacent to the Armação Beach from three topogeological profiles and geological mapping (1:25.000 scale); to sketch the paleogeographic evolution; to evaluate the evolutionary tendency of the coastline in the last 56 years and to study the morphodynamic and sedimentological aspects of the actual beach. The Coastal Plain of the Armação Beach is composed by two Barrier Islands/Lagoonal depositional systems of pleistocenic and holocenic ages. Granulometric analysis of 66 surficial sediments samples shows that the deposits are constituted by quartzose fine sand deposits, displaying naturally chesnut-brown or yellowish coloured and ash-coloured in the pleistocenic and holocenic sediments, respectively. The older Barrier is associated to the 123 Ka transgressive event (Late Pleistocene), whereas the younger Barrier is related to the 5.1 Ka transgressive maximum (Early Holocene). The paleogeographical sketch during the Holocene indicates a general lowering of the relative sea-level, recorded by three stabilization levels = 5.1 Ka, 3.6 Ka and 2.5 ka (first, second and third maximums) which sea-level was probably situated about 3.5 m, 2.5 m and 2.0 m above the present level. The evolutive study of the coastline display a generalized retreat in the last 56 years (1938 -1994), especially more pronounced in the Southern sector of the beach. The main factors responsible by this trend can be related to the contemporaneous rising of the relative sea-level, the beach orientation, the headland beach shape of the Armação Beach and the human impact throughout of the occupation of the southern sector. The monitoring of Armação Beach throughout 8 topographical profiles and granulometric analysis of 120 surficial sediments samples obtained during 14 months period, evidenced a northward increase in mean grain size, foreshore slope and beach width. These characteristics are basically controlled by the sediments source area, by the headland beach shape and by the pattern of the local hydrodynamic circulation, probably associated to wave transformation processes like refraction and diffraction. The morphometric parameters allowed the classification of the Armação Beach in two sectors according the morphodynamic state: intermediate in the southern sector and reflective in the central and northern sectors.

INTRODUÇÃO

As praias são ambientes de sedimentação, freqüentemente constituídos por material arenoso. Caracterizam-se por intenso dinamismo, em virtude da mobilidade dos sedimentos sob os efeitos constantes das ondas, correntes litorâneas e marés. Encontram-se muitas vezes associadas a depósitos quaternários de planície costeira, e definem a linha de costa atual.

Naturalmente frágeis, os ambientes praias reagem rapidamente às modificações ambientais, resultando em acumulação e/ou erosão ao longo do litoral. Vários autores têm constatado uma tendência geral ao recuo das praias no globo, o que tem suscitado o debate sobre as possíveis causas da intensificação dos processos erosivos praias.

As praias do litoral brasileiro não fogem a este quadro. Todavia, a preocupação com os sistemas praias no país é relativamente recente. Alguns trabalhos foram realizados por BIGARELLA et al. (1959, 1966a, 1966b), BIGARELLA & POPP (1966), KOWSMANN (1970), MUEHE (1971), MUEHE et al. (1977), MORAIS (1977), ALVAREZ et al. (1981, 1982), CRUZ et al. (1985), VILLWOCK (1987), FARIA Jr. et al. (1987), BITTENCOURT et al. (1987,1990), VALENTINE & NEVES (1989), ROSMAN & VALENTINI (1989), MUEHE & CORRÊA (1989), TOMAZELLI & VILLWOCK (1992b), TOLDO Jr. et al. (1993), CALLIARI & KLEIN (1993) e BARROS et al. (1994), entre outros.

No litoral catarinense são observados vários casos de erosão de praias, atingindo muitas vezes setores alvos de uma ocupação indiscriminada, decorrente principalmente do desenvolvimento, nestes últimos vinte anos, do turismo balneário.

As praias da Ilha de Santa Catarina exemplificam essa situação. Vários casos de degradação costeira evidenciam a fragilidade desses sistemas praias, entre os quais a Praia da Armação no Sul da Ilha, onde a aceleração dos

processos erosivos tem levado à destruição de construções que avançam sobre a praia.

Até o momento, poucos trabalhos foram realizados sobre os ambientes de planícies e, principalmente, praias da Ilha de Santa Catarina. No que tange às praias, os trabalhos encontrados são de MARTINS et al. (1970); MENDONÇA et al. (1988); ALMEIDA et al. (1991); ABREU DE CASTILHOS & CORRÊA (1991); CRUZ (1993); ABREU DE CASTILHOS (1993); GRÉ et al. (1994) e ABREU DE CASTILHOS et al. (1995).

Esse contexto motivou a realização de um estudo geoevolutivo sobre a Praia da Armação, incluindo a planície costeira na qual a praia encontra-se ancorada, uma avaliação da tendência evolutiva da linha de costa nos últimos 56 anos e aspectos relacionados à sua morfodinâmica atual.

Os resultados apresentados neste estudo buscam contribuir para o conhecimento sobre os mecanismos de funcionamento dessa zona de transição, fornecendo subsídios ao planejamento das áreas costeiras na Ilha de Santa Catarina e à sua adequada utilização.

1. OBJETIVOS

1.1. Objetivo Geral

O objetivo principal deste trabalho é analisar os aspectos evolutivos e dinâmicos da Praia da Armação no tempo e no espaço, buscando contribuir para o conhecimento dos processos de formação da Planície Costeira e da dinâmica praial atual.

1.2. Objetivos Específicos

- Planície costeira

- mapear os depósitos quaternários superficiais da Planície Costeira na escala de 1:25.000;
- caracterizar esses depósitos sedimentologicamente;
- esboçar a evolução paleogeográfica da área durante o Quaternário.

- Evolução da linha de costa

- avaliar a tendência evolutiva da linha de costa nos últimos 56 anos;

- Morfodinâmica atual

- caracterizar os sedimentos praias atuais quanto à sua textura e teor em carbonato;
- analisar os aspectos morfodinâmicos da praia, tais como largura, declividade e a mobilidade ao longo dos diferentes setores;
- identificar o comportamento sazonal da praia, classificando seu perfil de acordo com o clássico modelo morfodinâmico definido pelos estudos desenvolvidos por SHORT, 1979; WRIGHT et al., 1979; WRIGHT, et al., 1982; WRIGHT & SHORT, 1984.
- avaliar o impacto da ocupação sobre os processos praias.

2. METODOLOGIA

2.1. Levantamento Bibliográfico

Para atingir os objetivos propostos, efetuou-se levantamento e análise bibliográfica nas áreas de geologia do Quaternário Costeiro, ambientes de sedimentação, geomorfologia e processos costeiros, além de pesquisa referente aos principais aspectos relativos à área de estudo e entornos.

2.2. Fotointerpretação

Os trabalhos de fotointerpretação atenderam ao estudo da Planície Costeira, bem como à análise evolutiva da linha de costa na Praia da Armação nos últimos 56 anos. Para o mapeamento dos depósitos da planície realizou-se fotointerpretação preliminar da área de estudo, a partir de fotografias aéreas pancromáticas de 1957 na escala de 1:25.000.

O método aplicado na análise da evolução da linha de costa consistiu no estudo comparativo de fotografias aéreas de várias épocas (1937, 1957, 1978, 1994) na escala de 1:25.000. Esse procedimento é similar ao método apresentado por STAFFORD & LANGFELBER (1971) no estudo de reconhecimento de processos erosivos na costa da Carolina do Norte, U.S.A.

Foram selecionados dez pontos de medição ao longo da praia, devidamente referenciados em pontos notáveis, tais como setores do Embasamento para os pontos ao Sul e estrutura viária na parte centro-Norte.

A partir desses pontos foram traçadas retas perpendiculares à linha de costa. As medições de largura de praia para cada época foram realizadas entre o alinhamento da duna frontal e a linha de preamar.

2.3. Atividades de Campo

2.3.1. Planície costeira

O mapeamento preliminar da Planície Costeira através de fotointerpretação determinou a construção de três perfis topogeológicos entre a Praia da Armação e a Lagoa do Peri, realizados com o auxílio de nível, mira e trena. Este trabalho resultou na identificação e mapeamento final das feições relativas aos depósitos quaternários presentes no setor e suas respectivas cotas altimétricas.

Para caracterização sedimentológica, foram coletadas, ao longo dos três perfis, um total de 66 amostras superficiais de sedimentos, representativas dos depósitos encontrados.

2.3.2. Praia

Os trabalhos de campo para o estudo da dinâmica atual na Praia da Armação constaram do monitoramento mensal de oito perfis topográficos transversais à linha de praia, durante o período de junho de 1992 a outubro de 1993. A distribuição da malha de amostragem ao longo da praia deu-se a partir da análise evolutiva da linha de costa nos últimos 56 anos.

No levantamento dos perfis de praia foi utilizado o método simplificado de EMERY (1961), com o auxílio de régua, trena e bússola. Para localização exata do início dos perfis durante o monitoramento foram estabelecidos pontos de

medição seguros, já materializados no campo ou fixados por piquetes nos setores mais preservados.

Na ausência de referência de nível (RN) nas proximidades da área de estudo para o nivelamento dos perfis, foi estabelecido um RN relativo, a partir do nivelamento do perfil nº 8 com relação ao nível médio do mar. Para tanto, observou-se o período de mais baixa baixamar do ano (1993), de acordo com dados da Tábua de Marés da Diretoria de Hidrografia e Navegação - D.H.N., para o porto de Florianópolis. A partir do nivelamento do perfil nº 8 realizou-se o nivelamento dos perfis restantes.

Junto aos perfis levantados foram coletadas amostras superficiais de sedimentos na face da praia, nas primeiras lâminas de areia. Essas amostras, no total de 120, foram submetidas a tratamento em laboratório.

Durante o monitoramento dos perfis de praia, foram coletados igualmente dados de direção e velocidade de corrente de deriva litorânea, altura de onda na arrebentação, período de onda, direção de ondulação e ângulo aproximado de incidência na praia.

As correntes de deriva foram estimadas a partir do lançamento na zona de arrebentação de corpos flutuantes (garrafas de deriva), obtendo-se o sentido da corrente e respectiva velocidade. As medidas de altura de onda na arrebentação, de período, de ondulação e ângulo de incidência foram estimadas com método visual.

2.4. Atividades de Laboratório

As amostras coletadas foram submetidas à análise granulométrica em laboratório. Nas amostras de praia efetuou-se igualmente a eliminação de carbonatos.

Os sedimentos foram primeiramente lavados com água destilada para remoção de sais solúveis, seguindo para secagem em estufa a temperaturas inferiores a 60° C. Após secagem do material, procedeu-se ao quarteamento das amostras.

Para as amostras da Planície Costeira, a fração obtida no quarteamento foi submetida diretamente a estudo granulométrico, utilizando-se um conjunto de peneiras com intervalos de $\frac{1}{4} \phi$, de acordo com a classificação de WENTWORTH (1922). Após o quarteamento, as amostras de praia foram pesadas e submetidas a ataque químico com ácido clorídrico com concentração de 36,5%, a quente, para eliminação da fração carbonática. A esse procedimento seguiu-se nova lavagem e secagem das amostras, com posterior encaminhamento para pesagem e peneiramento. O cálculo da diferença entre o peso da fração grosseira inicial e da fração atacada quimicamente forneceu o teor em carbonato total da amostra.

2.5. Tratamento de Dados

Os dados obtidos na análise granulométrica foram tratados estatisticamente, utilizando-se as fórmulas de FOLK & WARD (1957), através do Programa de Análise Completa - PANCON (TOLDO Jr. & MEDEIROS, 1986), adaptado para a escala de $\frac{1}{4} \phi$.

Para a análise comparativa de variação de volume entre os perfis de praia durante o período de monitoramento, utilizou-se um programa proposto por BIRKEMEIER (1985), no qual distâncias em comum entre dois perfis são comparadas e individualizadas em células de acreção ou erosão, tendo seu volume expresso em m^3 / m , correspondendo a uma secção transversal de 1,0m de largura ao longo do perfil.

3. CARACTERIZAÇÃO GERAL DA ILHA DE SANTA CATARINA E DA ÁREA DE ESTUDO

3.1. Localização Geográfica da Área de Estudo

A Praia da Armação situa-se na porção Sudeste da Ilha de Santa Catarina, entre as coordenadas de 27°44' e 27°46' de latitude Sul. Com 3,2 Km de extensão, apresenta-se na forma de um arco praias orientado no sentido NNE-SSW (06° -186°) ao Norte e SE-NW (140° - 320°) ao Sul, delineando uma curva de forma parabólica. Encontra-se limitada, ao Norte e ao Sul, pelo Morro das Pedras e a Ponta da Armação, respectivamente, a Oeste pela Lagoa do Peri e a Leste pelo Oceano Atlântico (Fig. 1).

3.2. Geologia e Geomorfologia

A Ilha de Santa Catarina tem sua formação associada à presença de maciços rochosos pré-cambrianos interligados através de sedimentação quaternária costeira originada em ambientes deposicionais continental, marinho e transicional.

SCHEIBE & TEIXEIRA (1970) descreveram o Embasamento Cristalino da ilha como sendo constituído por rochas intrusivas graníticas, riolitos eopaleozóicos e diques de diabásio da Formação Serra Geral.

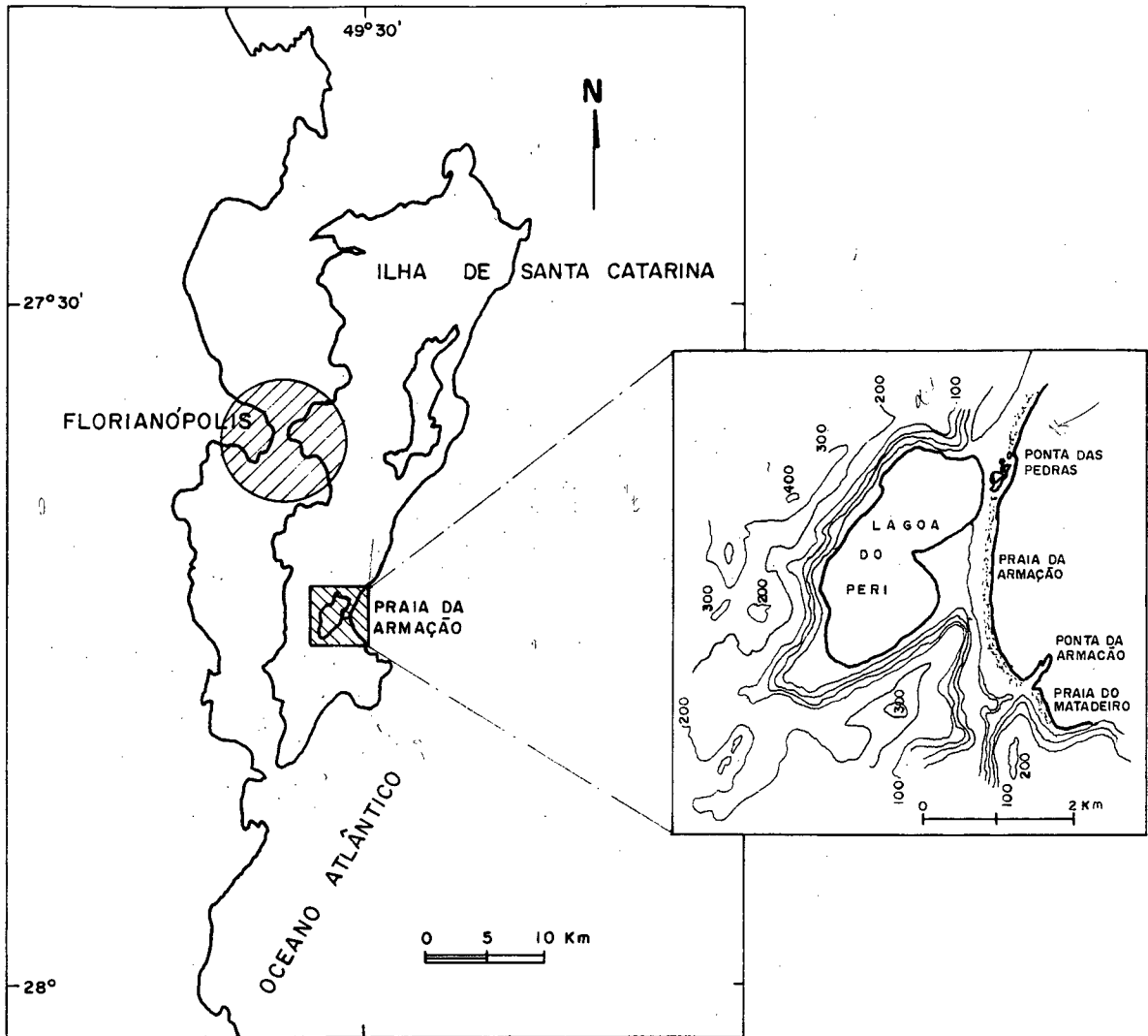


Fig. 1. Localização da área de estudo.

CARUSO Jr. & AWDZIEJ (1993) baseados em ZANINI et al. (1991), apresentaram uma síntese da geologia do Embasamento da Ilha de Santa Catarina (Fig. 2). Nesse trabalho os autores identificaram as seguintes unidades: Granitóide Paulo Lopes, Granito São Pedro de Alcântara, Granito Ilha, Granito Itacorubi e Riolito Cambirela, correlatos aos terrenos do Proterozóico Superior ao Eopaleozóico, e diques diabásicos de direção preferencial N-S e NE-SW, de idade juro-cretácica.

Esses maciços rochosos que formam o Embasamento da Ilha de Santa Catarina compõem a unidade geomorfológica denominada por ALMEIDA (1948) de Serras Litorâneas, apresentando morfologia com aspecto de crista e acentuado declive das encostas. Os topos têm sua altitude em torno de 300 a 500m e as encostas, dissecadas por uma drenagem incipiente, apresentam vales encaixados em forma de "V" e pouco profundos.

Na área de estudo, esses relevos estão representados pelas elevações que circundam e delimitam a Bacia Hidrográfica da Lagoa do Peri, atingindo 430 a 440m de altitude no Morro da Chapada.

Esse quadro geológico-geomorfológico do Embasamento na Ilha de Santa Catarina é controlado pela tectônica regional, através de lineamentos gerais NNE - SSW definindo a direção das cristas, a formação de vales fluviais, a ocorrência de blocos isolados e, conseqüentemente, a orientação da linha de costa.

Os terrenos cenozóicos que constituem as áreas de Planície Costeira na Ilha de Santa Catarina estão representados, segundo CARUSO Jr. & AWDZIEJ (1993), por depósitos continentais de encosta e pelos depósitos quaternários marinhos transicionais e eólicos.

Estes depósitos foram estudados anteriormente por BIGARELLA (1949, 1975a), JOST & MARTINS (1972), DUARTE (1981), MARTIN et al. (1988), e mais

recentemente por CARUSO Jr. (1992) , CARUSO Jr. & AWDZIEJ (1993), GRÉ et al. (1993a), e HORN FILHO et al. (1995).

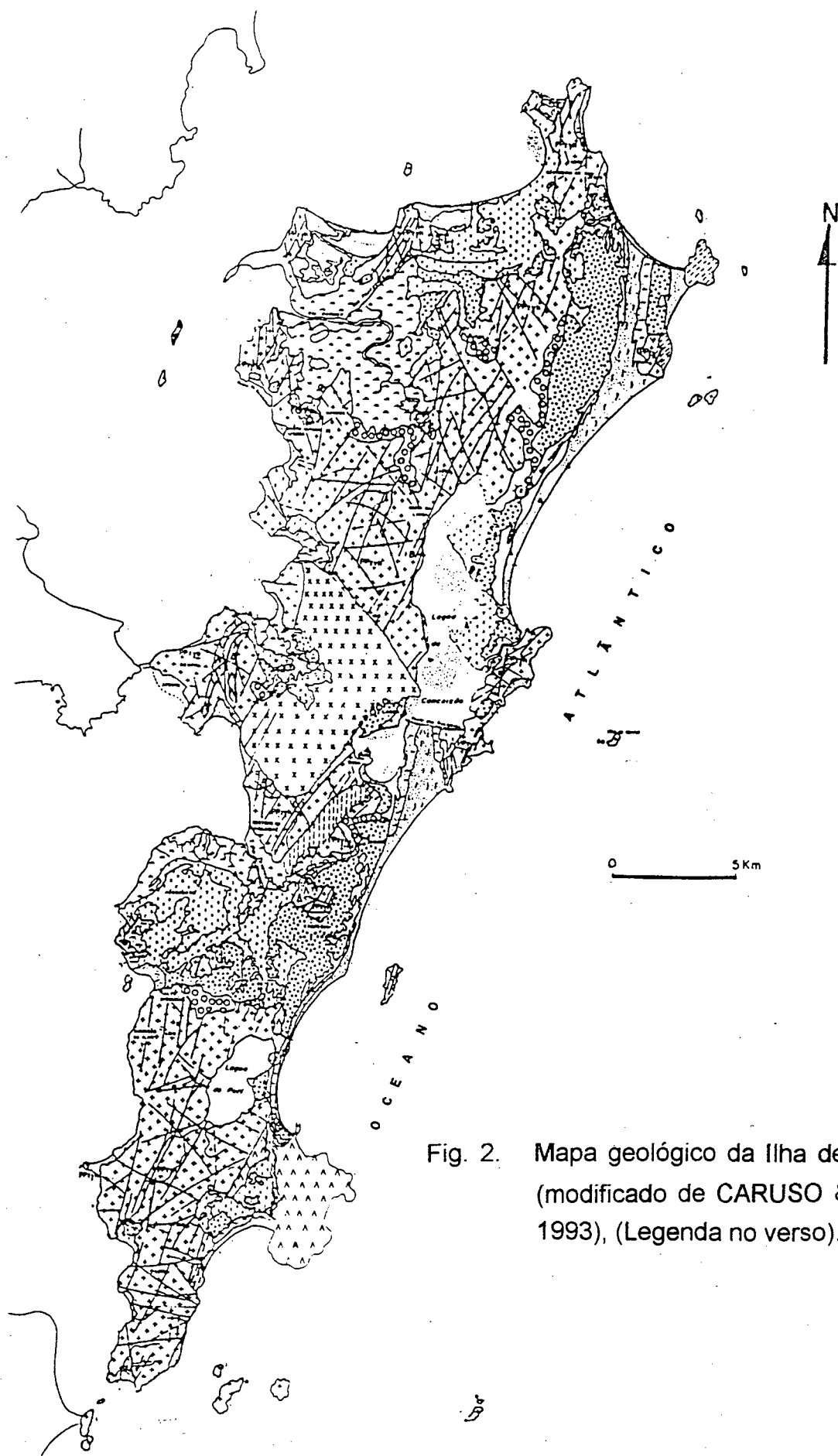


Fig. 2. Mapa geológico da Ilha de Santa Catarina (modificado de CARUSO & AWDZIEJ, 1993), (Legenda no verso).

CARUSO Jr. (1993) descreveu para a Ilha de Santa Catarina os depósitos da Planície Costeira de idade holocênica, tais como depósitos de manguezais, depósitos paludiais e/ou turfáceos e depósitos de idade holocênica e/ou pleistocênica representados por depósitos eólicos, lagunares, transicionais lagunares e depósitos marinhos praias.

3.3. Aspectos Climáticos

O clima na Ilha de Santa Catarina apresenta características inerentes ao litoral Sul brasileiro, com estações refletindo condições típicas de latitudes subtropicais. De acordo com NIMER (1989), o clima na região de Florianópolis corresponde ao temperado de categoria subsequente. Segundo KÖPPEN (1948), o clima poderia ser classificado como sendo do tipo Cfa ou clima mesotérmino úmido.

O regime de ventos está ligado à atuação das massas de ar Tropical Atlântica e Polar Atlântica. A primeira, provocando ventos de quadrante Norte, enquanto a segunda, originando ventos de quadrante Sul (HERRMANN, 1989).

A figura 3 mostra a nítida predominância dos ventos de quadrante Norte durante o ano, em Florianópolis. Esses ventos apresentam frequência de 80%, enquanto os de quadrante Sul, que são precedidos da Frente Polar Atlântica, têm atuação de 20%. Segundo FREYESLEBEM (1979), os ventos de quadrante Norte e Sul apresentam-se respectivamente mais frequentes durante os meses de verão e inverno, e embora menos frequentes durante o ano, os ventos de quadrante Sul apresentam velocidades superiores aos de Norte, podendo atingir, segundo MONTEIRO (1992), rajadas de até 80 Km/h.

O encontro das massas Tropical Atlântica e Polar Atlântica leva à formação de frente polar, ocasionando mudanças no tempo atmosférico em qualquer estação do ano. Uma maior intensidade dessas frentes é, no entanto, observada durante os meses de inverno e primavera (MONTEIRO, 1992).

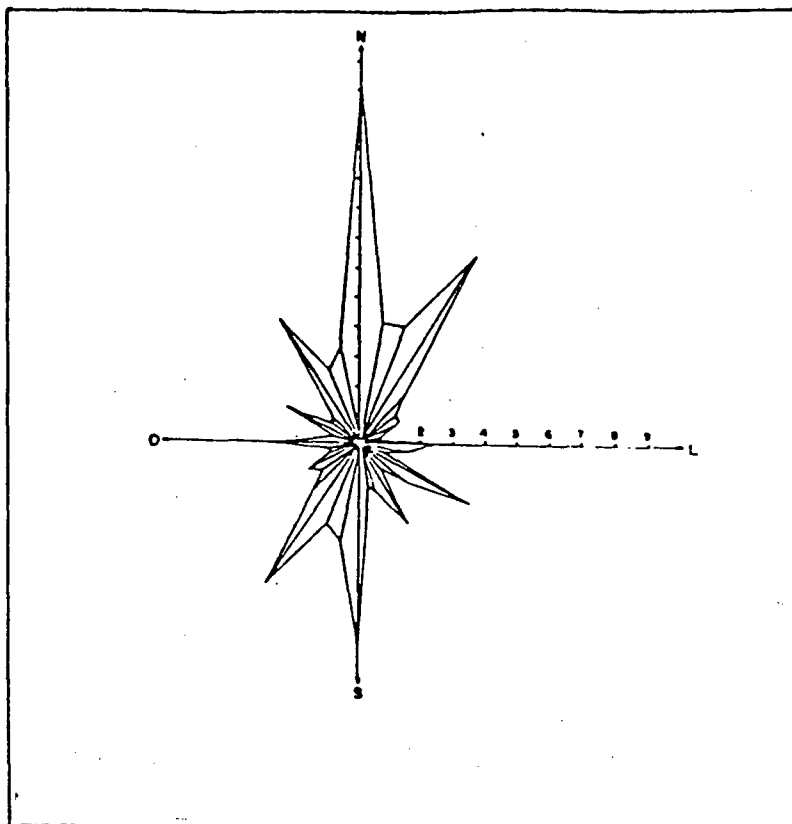


Fig. 3. Rosa dos ventos para Florianópolis (in HERRMANN et al. 1987).

As temperaturas na região estão sob influência marinha, o que confere baixos valores à amplitude térmica anual. Segundo NIMER (1989), a temperatura média no inverno oscila entre 15 e 18° C e entre 24 e 26° C no verão. O mês mais quente é Fevereiro, com média mensal de 24,5° C e o mais frio o de Julho, com temperatura média de 16,4° C. A média anual de umidade relativa do ar apresenta-se elevada, com 82,14%.

As precipitações são bem distribuídas durante o ano, não existindo estação seca definida. Apresentam-se no entanto mais abundantes nos meses de verão do que durante o inverno (MONTEIRO, 1992).

3.4. Aspectos Oceanográficos

3.4.1 Ondas

A figura 4 apresenta as direções e freqüência das ondulações que afetam a área de estudo, segundo dados do Global Waves Statistics (HOGBEN, 1986). Considerando o posicionamento da Ilha de Santa Catarina entre as duas áreas de observações que cobrem as regiões Sul e Sudeste brasileiro, efetuou-se a média dos valores apresentados, para obtenção dos dados referentes à área de interesse. Os dados assim obtidos foram comparados aos apresentados pelo Ocean Waves Statistics (HOGBEN & LUMB, 1967) (Fig. 5), não sendo observadas discrepâncias, à exceção das ondas provenientes de Leste.

Desse modo, as ondas dominantes ao largo que afetam a área de estudo provêm de NE, SE e S (Fotos 1 e 2), com respectivamente 20,5% e 16% e 11% de freqüência. As ondas provenientes de Leste, segundo o Ocean Waves Statistics, apresentam freqüência de 8 - 10%. O valor médio de 21,73% apresentado na figura 4 deve ser desprezado, uma vez que considera áreas mais diretamente influenciadas pela atuação dos ventos alísios.

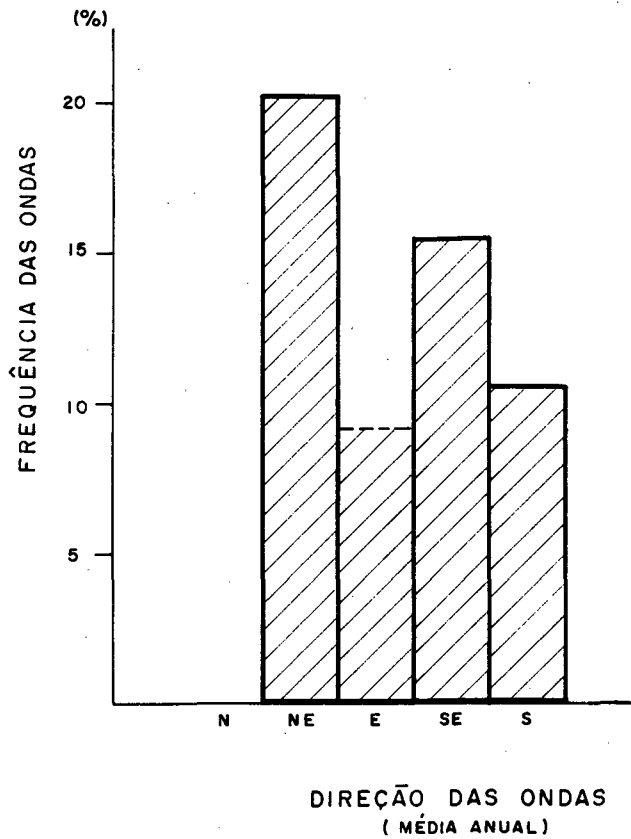


Fig. 4. Direção e freqüência das ondulações ao largo que atingem predominantemente a área de estudo (Global Waves Statistics, 1967).

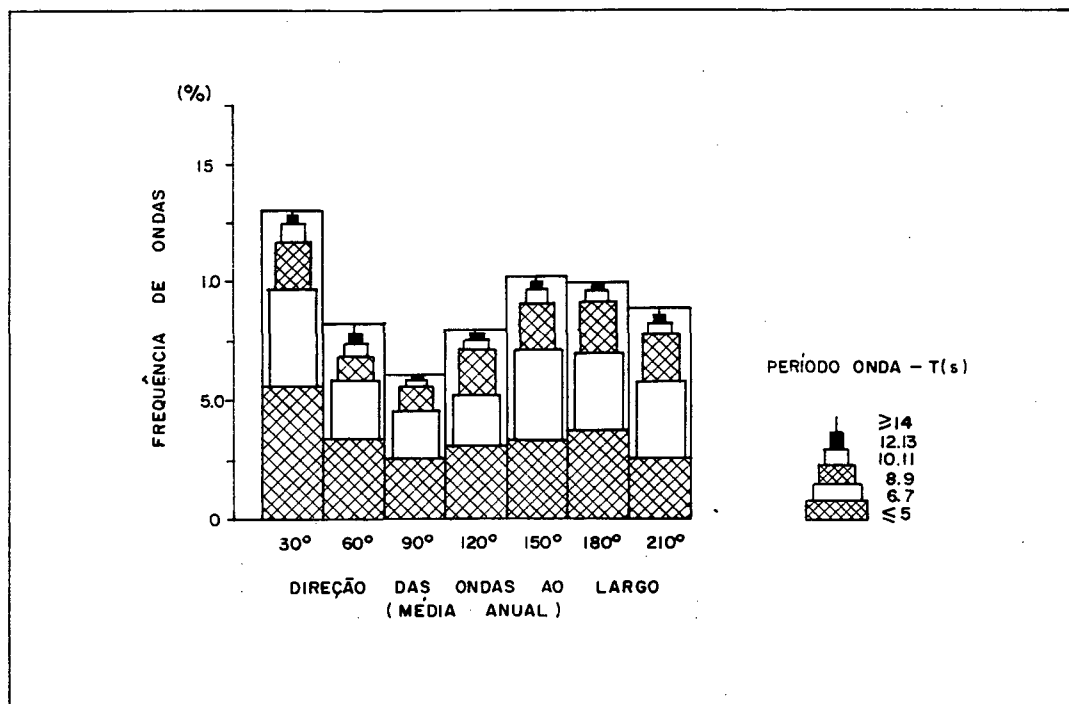


Fig. 5. Direção e freqüência de ondas ao largo incidentes na área de estudo (Ocean Waves Statistics, 1967).



Foto 1. Atuação de ondulações de NE na área de estudo.

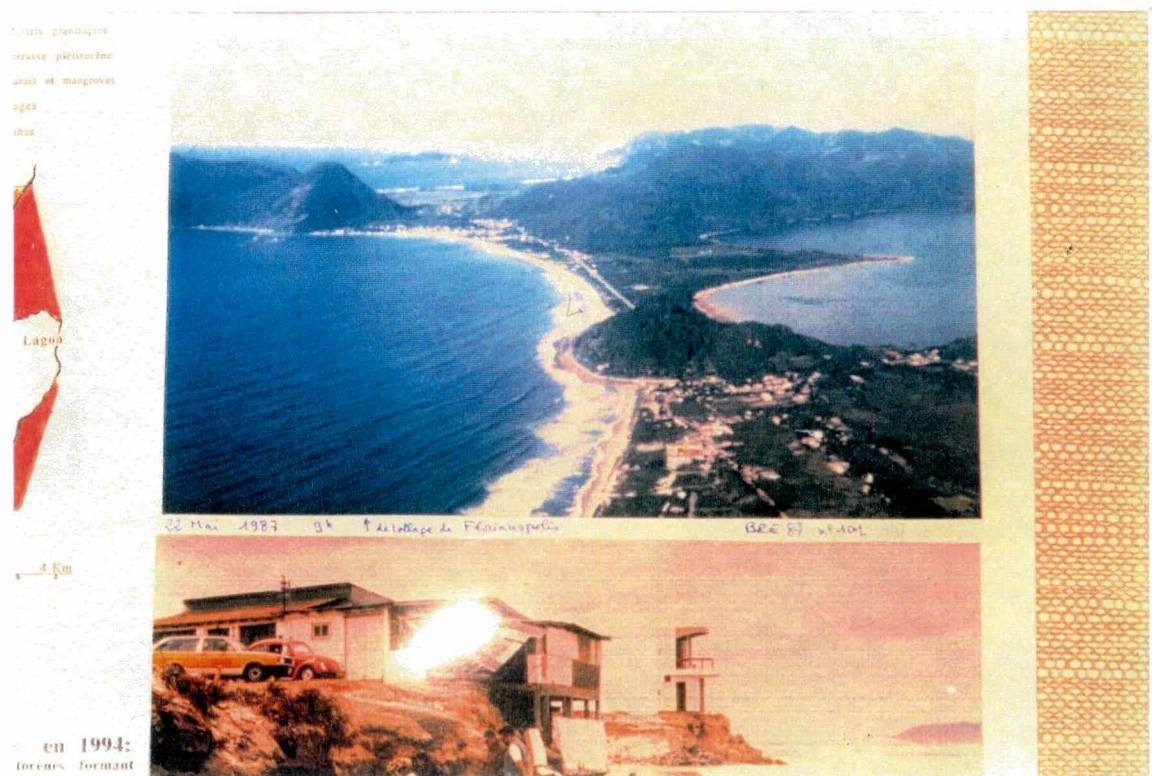


Foto 2. Atuação de ondulações de SE na área de estudo.

A Tabela I apresenta a altura significativa e correspondente frequência para as principais direções de onda que atingem a área de estudo, de acordo com dados do Global Waves Statistics. Observa-se que as ondas provenientes de todas as direções apresentadas participam em 50 a 60% nas alturas significativas de até 2m, sendo que as direções de NE e Leste acusam frequência superior a 60%. As ondas com altura significativa entre 2 e 3m estão associadas principalmente às ondulações de Sul, SE e Leste. Para as alturas de 3 a 4m, nota-se o predomínio das ondulações de Sul e SE, embora possam resultar igualmente de outras ondulações apresentadas. Entre 4 e 5m de altura significativa, as ondulações provêm praticamente de Sul e SE, com frequência máxima em torno de 5%. As alturas significativas de onda superiores a 5m, apresentam frequência inferior a 3% e estão associadas igualmente às ondulações de Sul e SE.

Tabela I: Principais direções de onda que afetam a área de estudo, altura de onda significativa e respectivas frequências (Global Waves Statistics, 1967).

Direção	ALTURA SIGNIFICATIVA DE ONDA (m) E FREQUÊNCIA (%)				
	0 - 1	1 - 2	2 - 3	3 - 4	4 - 5
NE	23,9	43,4	21,8	7,5	< 3,0
SE	19,4	40,5	24,6	9,9	3,5
S	13,8	38,0	27,8	12,7	4,8
L	22,2	42,0	23,0	8,5	< 3,0

Quanto ao período, os dados apresentados pelo Global Waves Statistics (HOGBEN, 1986) indicam o predomínio de valores entre 5 e 8s para as principais direções de onda. Os períodos de até 5s estão associados principalmente às ondulações de NE e Leste, enquanto que os períodos acima de 8s estão relacionados às ondulações provenientes de Sul e SE.

Os dados disponíveis foram insuficientes para estabelecer o quadro da distribuição anual das direções de ondas e respectivas frequências. Todavia

verificou-se uma maior ocorrência de ondulações provenientes de Sul e SE durante os meses de Junho a Novembro-Dezembro.

3.4.2 Correntes litorâneas

Ao atingirem a costa, essas ondulações são submetidas a transformações em águas rasas tais como processos de refração e difração, shoaling (empinamento) gerando padrões locais de circulação hidrodinâmica, com a formação de correntes de retorno e de deriva litorânea, fundamentais para o transporte litorâneo.

Até o momento não foram realizados estudos mais específicos sobre correntes costeiras na Ilha de Santa Catarina. Testes de corrente de deriva realizados por CRUZ (1993) na Praia de Ingleses durante o ano de 1992, mostraram a influência dos ventos de quadrante Norte na formação de correntes de deriva com velocidades de até 0,03m/s, enquanto que os ventos de Sul ocasionaram correntes de deriva com velocidades superiores a 0,23m/s.

3.4.3 Marés

As marés astronômicas na área são, segundo a classificação de DAVIS (1964), do tipo micro marés com regime semidiurno, cujas amplitudes apresentam valores de 1,4m para o porto de Florianópolis, de acordo com dados da Diretoria de Hidrografia Navegação.

Fatores meteorológicos somam-se às marés astronômicas, influenciando na variação do nível d'água junto à linha de costa durante a passagem de sistemas frontais em Florianópolis, intensificando os processos erosivos praias.

3.5. Hidrografia

Na costa Leste da Ilha de Santa Catarina, poucos rios ou córregos dirigem-se diretamente ao mar. Na maior parte dos casos, nascem no Embasamento Cristalino e são captados pela Lagoa da Conceição na porção centro-Norte da ilha e pela Lagoa do Peri ao Sul.

A Bacia Hidrográfica da Lagoa do Peri (Foto 3) representa o maior aporte hidrológico na área de estudo, drenando uma área de 20,1 Km² (SANTOS et al., 1988). Os dois principais mananciais são os rios Cachoeira Grande e Ribeirão Grande, que deságuam na Lagoa do Peri. Os aportes em sedimentos do rio Cachoeira Grande levaram à formação de um pequeno delta intra-lagunar, ainda em fase de progradação.

A Lagoa do Peri possui uma superfície de 5,2 Km², atingindo 11m de profundidade na sua parte oriental (SANTOS et al., 1988). As águas fluvio-pluviais captadas pela lagoa são extravasadas por um canal retificado (Foto 4). Este canal dirige-se para Sul, onde encontra o rio da Armação, proveniente do Pântano do Sul, o qual deságua no mar, entre a Praia do Matadeiro e o Sul da Praia da Armação.

3.6. Vegetação

A vegetação da Ilha de Santa Catarina é dividida por KLEIN (1978) em dois grandes grupos: Cobertura Litorânea e a Floresta Atlântica. Esta última ocupa predominantemente as elevações do Embasamento e a primeira os ambientes deposicionais costeiros.

Na Planície da Praia da Armação, a utilização agrícola de longa data da área ocupada por um terraço mais elevado levou ao desaparecimento da cobertura vegetal primária. O abandono das plantações a partir da criação do

Parque Municipal da Lagoa do Peri na década de 70, levou ao surgimento de uma cobertura vegetal secundária com vários estágios de sucessão.

O terraço situado imediatamente após a praia apresenta-se, em sua maior parte, recoberto por vegetação típica de restinga, cuja extensão está diminuindo em virtude da crescente pressão imobiliária no setor.

A duna frontal na Praia da Armação apresenta-se recoberta por vegetação pioneira, a qual pode desaparecer por ocasião de fortes ressacas (Foto 3).



Foto 3. Ataque da vegetação pioneira na duna frontal durante os episódios erosivos praias mais intensos.



Foto 4. Bacia Hidrográfica da Lagoa do Peri.



Foto 5. Canal extravasador da Lagoa do Peri.

4. PLANÍCIE COSTEIRA DA PRAIA DA ARMAÇÃO

A área ocupada por depósitos quaternários costeiros na Praia da Armação apresenta-se relativamente reduzida, com aproximadamente 3 Km². Ancorada ao Norte e Sul por elevações do Embasamento, a área isola do mar a Lagoa do Peri (Foto 1).

4.1. Unidades Geológicas

Os depósitos quaternários mapeados na área de estudo são de idade pleistocênica e holocênica, originados por processos transgressivos marinhos, caracterizando depósitos transicionais praias, lagunares e eólicos (Fig. 6).

4.1.1. Depósitos pleistocênicos

Esses depósitos estão representados na área por um terraço marinho praias recoberto por um capeamento eólico. Apresenta-se alongado na direção Norte-Sul, com largura máxima de 500m. Encontra-se ancorado ao Sul ao complexo cristalino, limitando-se ao Norte pela margem lagunar. Esse depósito foi denominado por CARUSO Jr.(1993) de cordão interno.

A área ocupada por esse terraço apresenta morfologia aparentemente plana, como pode ser verificado na Foto 1. Todavia, a observação dos perfis topogeológicos B - B' e C - C' (Figura 7), mostra uma leve inclinação geral da superfície desse depósito, com mergulho para a Lagoa do Peri (Foto 6). O aspecto relativamente aplainado pode resultar de uma maior atuação de processos de dissipação sobre o terraço, ou ainda da intensa atividade agrícola desenvolvida em toda sua extensão durante várias décadas.

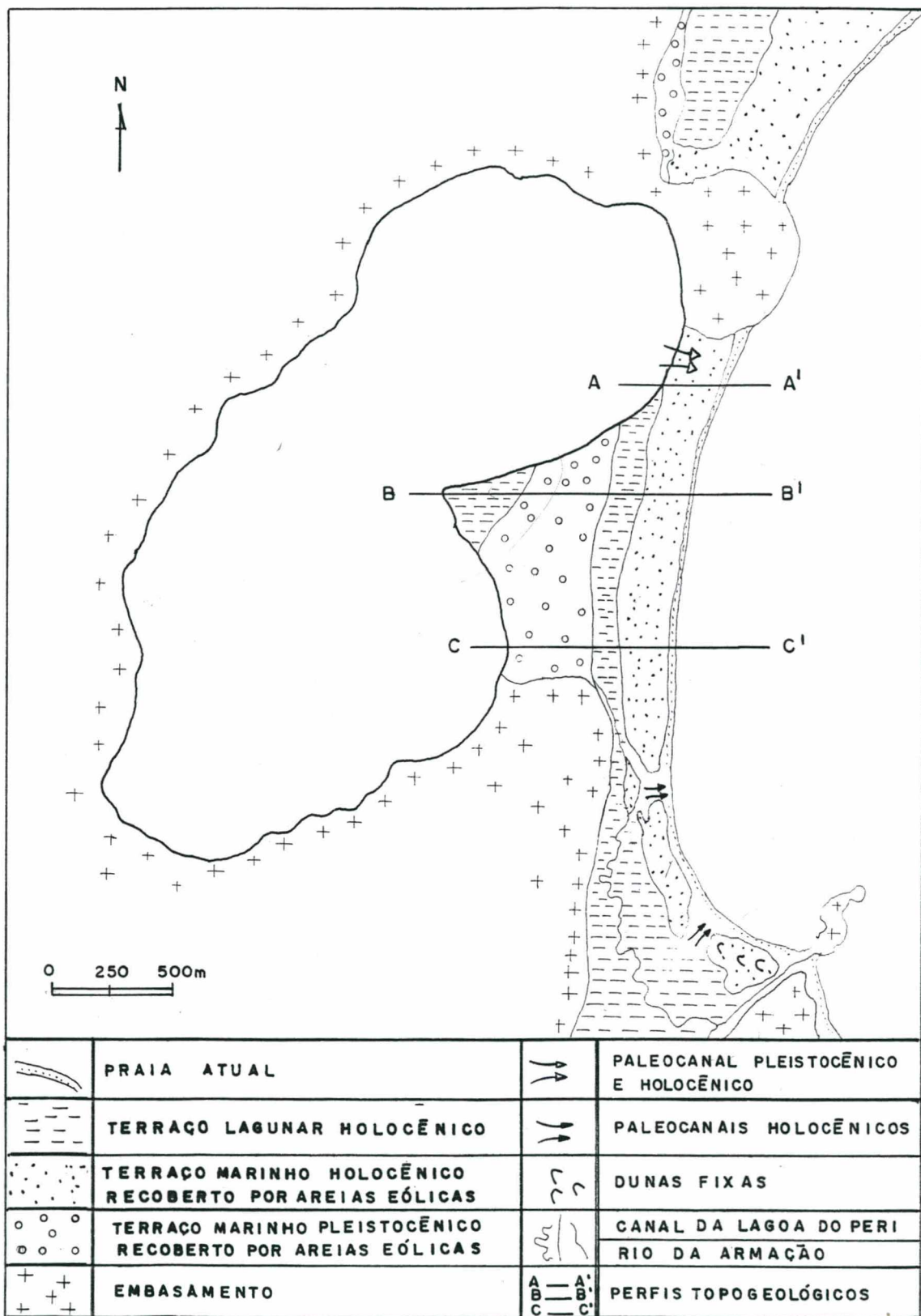


Fig. 6. Mapa geológico e geomorfológico da área de estudo (modificado de CARUSO Jr. & AWDZIEJ, 1993) e localização dos perfis topogeológicos.

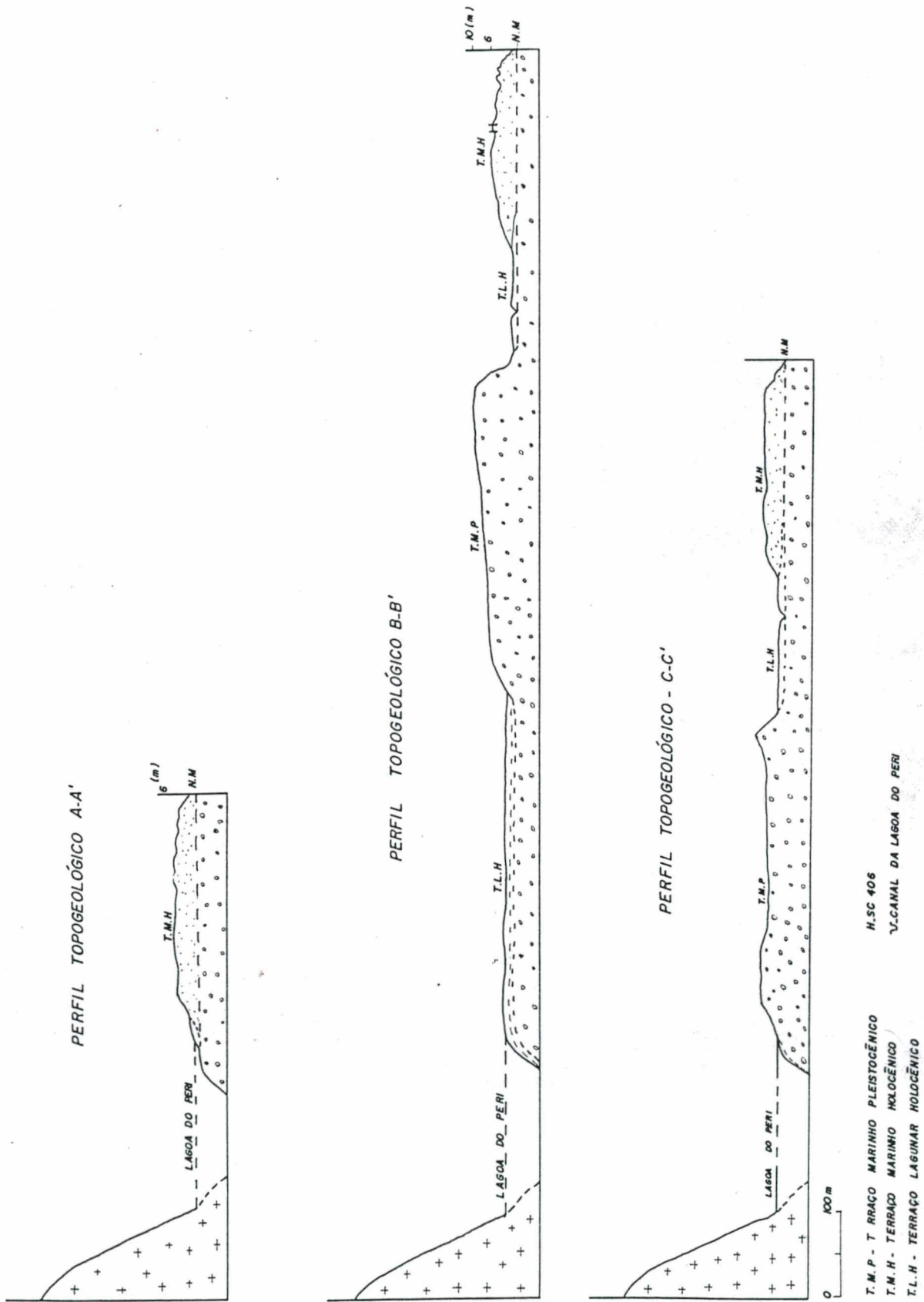


Fig. 7. Perfis topogeológicos realizados na área de estudo.



Foto 6. Antiga área de cultivo sobre o terraço marinho praial pleistocênico.

Observa-se a presença de uma escarpa erosiva (Foto 7), marcando o contato entre esse depósito e as áreas ocupadas por terraços lagunares mais recentes a Leste e Oeste. Apresenta altitude máxima de 10m, correspondendo às cotas descritas para depósitos correlatos estudados por CARUSO Jr. (1989) na Lagoa da Conceição e por GRÉ et al.(1993a) na Planície Costeira do Pântano do Sul, adjacente à área de estudo.



Foto 7. Escarpa erosiva limitando o terraço marinho praiado pleistocênico e o terraço lagunar holocênico junto ao perfil B-B'.

CARUSO Jr. (1993) e GRÉ et al. (1993a), descreveram para esses depósitos na ilha uma aparência mais compactada em direção à base, composta

por areias quartzosas média a grossa, com coloração amarelo-amarronada e impregnadas por ácidos húmicos e óxido de ferro. De acordo com os autores, podem apresentar estratificação cruzada de baixo ângulo com laminação plano-paralela sub-horizontal, indicativa de origem marinha rasa ou intermarés.

Na área de estudo não foram observados sedimentos apresentando estas características, pois foram amostradas as camadas superficiais dos depósitos. Todavia, o afloramento na praia atual, nas imediações do perfil B - B', de um depósito compatível com a descrição acima, aflorante pela ação de dois episódios erosivos, é representativo de depósitos marinhos praias mais antigos na área de estudo.(Foto 8 e 9).

A análise das amostras coletadas na superfície dos depósitos mostra o predomínio de areias de coloração amarelo-amarronadas, quartzosas, de granulometria fina a média. O teor de finos nos sedimentos foram inferiores a 3%.

A Tabela II mostra alguns dados extraídos da análise das amostras dos perfis B - B' e C - C'. A média do diâmetro médio das amostras no perfil B - B' foi de 2,22 ϕ e de 1,93 ϕ no perfil C - C', evidenciando o predomínio de areias finas no perfil B - B' e médias no Perfil C -C'. A média do desvio padrão foi de 0,55 e 0,73 nos perfis B - B' e C - C' respectivamente, indicando amostras moderadamente selecionadas.

A assimetria mostrou-se predominantemente muito negativa no perfil B - B' com uma média de - 0,37 e negativa no perfil C - C', com média de - 0,28, o que indica a remoção da fração arenosa mais fina, típica de ambiente praias. As curvas são predominantemente leptocúrticas e muito leptocúrticas no perfil B - B' (83,3%) e mesocúrticas no perfil C - C' (50%), sugerindo uma melhor seleção na parte central da distribuição dos sedimentos no perfil B - B' do que no perfil C -C'.

Tabela II: Média aritmética dos parâmetros estatísticos de FOLK & WARD (1957) dos sedimentos da Planície Costeira da Praia da Armação.

Perfil	Depósito	Média	Desvio Padrão	Assimetria	Curtose
A - A'	Marinho praial holocênico	2,24	0,46	-0,16	1,23
	Marinho praial pleistocênico	2,22	0,64	-0,37	1,36
B - B'	Marinho praial holocênico	2,26	0,34	-0,25	1,27
	Lagunar holocênico	2,30	0,41	0,15	1,15
C - C'	Marinho praial pleistocênico	1,93	0,71	-0,28	1,02
	Marinho praial holocênico	1,89	0,62	-0,30	1,04
	Lagunar holocênico	2,22	0,72	-0,41	1,34



Foto 8. Afloramento de depósitos mais antigos na Praia da Armação durante os episódios erosivos mais intensos. A estrutura plano-paralela observada indica a origem marinha praial desses depósitos.



Foto 9. Afloramento de depósitos mais antigos de origem marinha praias na Praia da Armação nas proximidades do perfil B-B', durante os episódios erosivos mais intensos.

A análise textural dos sedimentos dos depósitos pleistocênicos da Planície do Pântano do Sul, correlatos aos mapeados na área de estudo, mostrou a presença de grãos foscos com arredondamento moderado a bom, indicando retrabalhamento e deposição em ambiente subaéreo (GRÉ et al., 1993a).

De acordo com GRÉ et al. (1993a) e CARUSO Jr. (1993), o pacote eólico sobreposto a estes depósitos marinhos praias pleistocênicos pode apresentar estruturas sedimentares do tipo cruzada e de dissipação, indicativas do ambiente de deposição.

4.1.2. Depósitos holocênicos

Dois tipos de depósitos holocênicos foram mapeados na área de estudo: depósitos marinhos praias e depósitos transicionais lagunares (Fig. 6).

- Depósitos marinhos praias

Esses depósitos apresentam-se igualmente na forma de um terraço alongado na direção geral Norte-Sul, sendo denominado por CARUSO Jr. (1993) de cordão externo. Sua largura máxima é de 250m e encontra-se ancorado em suas extremidades em afloramentos riolíticos. Apresentam topografia levemente ondulada, como pode ser observado nos perfis A - A' e B - B' (Figura 7). Já o aspecto aplainado no perfil C - C', resulta de sua descaracterização pela ocupação na área.

Apesar do aspecto relativamente ondulado desse depósito, a análise de fotografias aéreas não evidencia a presença de alinhamento de cordões litorâneos, identificados por GRÉ et al. (1993a) para o mesmo tipo de depósito, mapeados na Planície do Pântano do Sul, ou por DUARTE (1981), no Norte da Ilha de Santa Catarina. Essa diferenciação na topografia dos depósitos marinhos praias holocênicos na área de estudo pode estar relacionada aos fatores morfogenéticos. Enquanto as Planícies do Norte e Sul da Ilha encontram-se respectivamente posicionadas no eixo de atuação das ondulações predominantes de NE-S e SE, a Planície da Praia da Armação, posicionada obliquamente em relação a essas ondulações, pode ter seu desenvolvimento ligado à formação de barras costeiras longitudinais, associadas ao aporte de sedimentos por correntes fluindo paralelamente à linha de costa, interferindo na formação de alinhamentos bem definidos.

Esse terraço apresenta altitude máxima de 6m acima do nível relativo do mar, como pode ser observado nos perfis A - A' - B - B' e C - C' (Figura 7, Foto 10). As cotas encontradas são semelhantes às descritas por CARUSO Jr. (1989) para os depósitos praias holocênicos na região da Lagoa da Conceição. É constituído de areias quartzosas de coloração cinza claro a escuro, de acordo com o teor de matéria orgânica presente. Encontra-se recoberto por depósitos eólicos atuais, sob a forma de um capeamento superficial, não tendo se

desenvolvido na área depósitos de dunas importantes, como na Planície adjacente do Pântano do Sul.

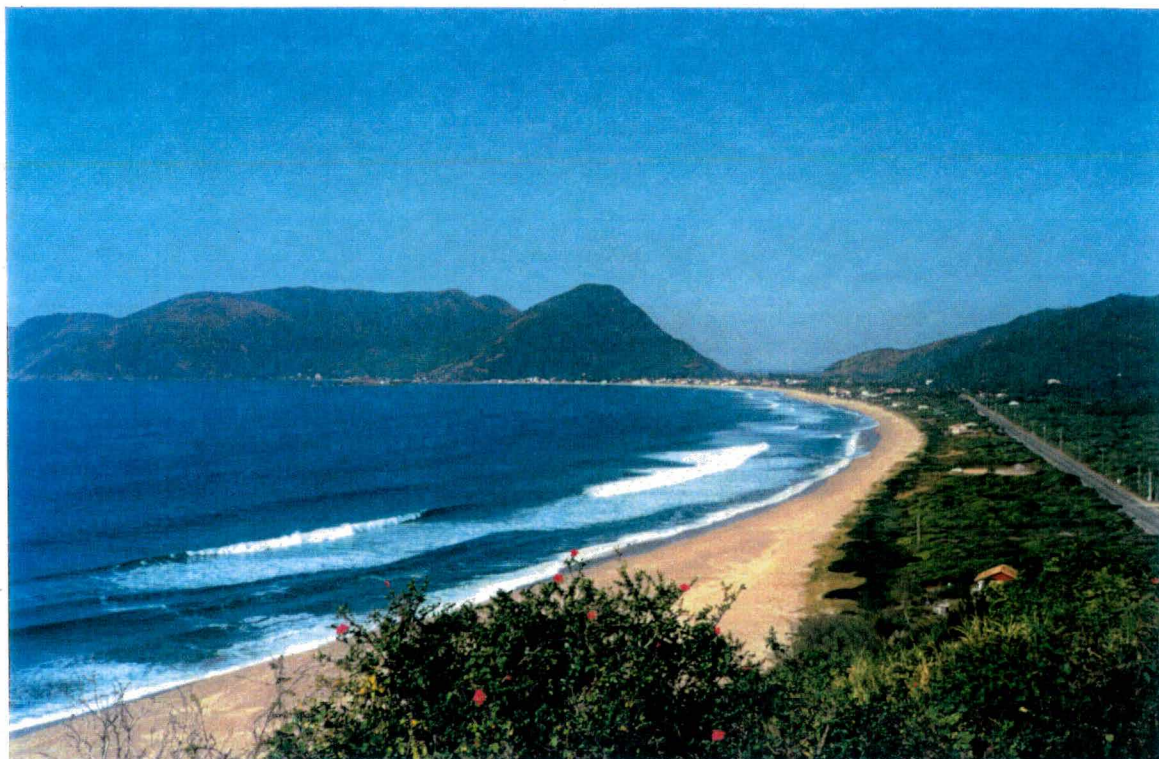


Foto 10. Setor do terraço marinho praihal holocênico voltado para a praia atual. Sobre esse terraço observa-se a presença da estrada de acesso ao Sul da Ilha.

A análise granulométrica das amostras desse depósito mostrou o predomínio de areia fina. A média do diâmetro médio foi de 2,24 ϕ , 2,26 ϕ e 1,89 ϕ para os perfis A - A', B - B' e C - C' (Tabela II). Para o desvio padrão a média dos valores foi de 0,46 para as amostras do perfil A - A' e 0,34 e 0,62 para aquelas do perfil B - B' e C - C' respectivamente, indicando para as amostras dos dois primeiros um bom selecionamento dos sedimentos, passando a moderadamente selecionados no terceiro perfil.

A assimetria mostrou-se negativa nos três perfis, com valores médios de - 0,16, - 0,22 e - 0,30 para os perfis A - A', B -B' e C -C' respectivamente, indicativos de ambiente praihal. As curvas apresentam-se predominantemente leptocúrticas nos perfis A - A' e B -B' (60% e 83,3%) e leptocúrtica (50%) e platicúrtica (50%) no perfil C, indicando para a maioria das amostras um melhor selecionamento na parte central da distribuição dos sedimentos.

Esses depósitos marinhos praias holocênicos apresentam estruturas sedimentares plano-paralelos (CARUSO Jr., 1993), indicando uma origem de deposição em ambiente de intermarés.

- Depósitos lagunares:

Os depósitos que se apresentam na forma de terraços lagunares na Ilha de Santa Catarina ocorrem ao Norte, Sul e na fachada Leste da ilha. De acordo com CARUSO Jr. (1993) e GRÉ et al. (1993a), tais depósitos resultam de um processo de erosão e inundação de parte dos depósitos marinhos pleistocênicos por um nível marinho mais elevado do que o atual, conferindo a essas áreas características lagunares.

Na área de estudo, os depósitos lagunares ocorrem em dois locais: entre a Lagoa do Peri e o terraço pleistocênico (Foto 11) e entre este último e o terraço marinho holocênico (Fig.6 e Foto 12). No primeiro caso apresenta uma forma triangular ou de esporão, resultante do padrão de circulação hidrodinâmica superficial da Lagoa. No segundo, mostra-se alongado no sentido Norte-Sul, constituindo uma depressão que separa os depósitos marinhos praias holocênicos e pleistocênicos.

A topografia desses depósitos, em ambos os casos, apresenta-se plana e horizontalizada, sendo que ao longo do depósito situado entre os terraços marinhos praias observa-se a presença do canal sangradouro da Lagoa do Peri. As cotas altimétricas atingem 2,50m acima do nível marinho atual no terraço voltado para a lagoa e 1,0m no terraço entre os depósitos marinhos praias, como pode ser observado nos perfis B - B' e C -C' (Figura 7). A diferença altimétrica observada entre os dois terraços lagunares está relacionada às oscilações do nível do mar durante o Quaternário.

Esses depósitos caracterizam-se pela presença de sedimentos arenosos quartzosos recobertos por sedimentação de silte nas áreas marginais e por

depósitos de turfa pouco espessos nas áreas mais centrais. As turfas encontram-se associadas principalmente ao terraço lagunar interno(Foto13).

As amostras coletadas no perfil B - B' sobre o depósito lagunar em contato com a Lagoa do Peri apresentaram um aumento gradativo da fração arenosa a partir do contato com o depósito marinho pleistocênico em direção à margem da lagoa. A análise granulométrica dessas amostras indicou o predomínio de areia fina, com uma média do tamanho médio de 2,30 ϕ . A média do desvio-padrão foi de 0,41, indicando um bom selecionamento dos sedimentos.

A média para a assimetria foi de 0,04, delineando uma curva aproximadamente simétrica, indicando um maior enriquecimento do ambiente na fração areia fina. A média da curtose de 1,15 indica o predomínio de curvas leptocúrticas (Tabela II). Todavia, a análise comparativa dos parâmetros estatísticos das amostras evidencia um melhor selecionamento gradativo da distribuição dos sedimentos em direção à margem lagunar. As quatro amostras analisadas passaram respectivamente de platicúrtica, mesocúrtica, lepticúrtica e muito leptocúrtica no sentido Leste-Oeste.



Foto 11. Terraço lagunar holocênico entre a Lagoa do Peri e o terraço marinho praiado pleistocênico.



Foto 12. Terraço lagunar holocênico situado entre o terraço marinho praial pleistocênico e o terraço marinho praial holocênico.



Foto 13. Depósito de turfa junto ao terraço lagunar interno, às margens do canal da Lagoa do Peri.

Esta situação pode resultar do aporte recente de areias para este setor pelas correntes superficiais atuantes de Norte para Sul e de Sul para Norte nas margens da Lagoa do Peri, as quais podem estar incrementando o terraço lagunar com grãos arenosos melhor selecionados, e contribuindo no delineamento de um esporão na extensão desse depósito.

O terraço lagunar situado entre os terraços marinhos praias pleistocênico e holocênico apresenta turfas com espessuras em torno de 50cm, sendo que à profundidade de 70cm observou-se o surgimento de componentes arenosos.

A análise das amostras de sedimentos coletados nesse depósito, além das turfas, evidenciaram o predomínio de areia fina, com assimetria muito negativa (média - 0,36). A média para o desvio padrão foi de 0,96, indicando sedimentos moderadamente selecionados. As curvas das amostras passaram de platicúrtica a muito leptocúrtica no sentido Leste-Oeste, indicando, como para o primeiro depósito lagunar apresentado, um melhor selecionamento da parte central da distribuição dos sedimentos nesta direção.

De acordo com MARTIN et al. (1988), a ocorrência de turfas na Planície Costeira está associada ao ressecamento de antigas áreas lagunares devido ao rebaixamento do nível relativo do mar, com o conseqüente surgimento de áreas baixas pantanosas, favoráveis à formação de turfeiras. CARUSO Jr. (1993) distingue esses depósitos como paludiais e/ou turfáceos, os quais representariam zonas paleolagunares e salientou ainda, a ocorrência de turfas sob o depósito holocênico marinho, sugerindo a progradação deste último em direção ao continente, cobrindo antigos depósitos lagunares.

4.2 Oscilações do nível relativo do mar durante o Quaternário e depósitos correlatos.

Os depósitos de planície costeira no Brasil estão relacionados aos movimentos trans-regressivos do nível do mar no Oceano Atlântico durante o Quaternário, associados a variações paleoclimáticas (MARTIN et al., 1988).

O modelo evolutivo mais completo relativo a esses movimentos trans-regressivos e depósitos correlatos foi apresentado por VILLWOCK et al. (1986) para a Planície Costeira do Rio Grande do Sul. Os autores descreveram a ocorrência de quatro sistemas deposicionais do tipo ilha-barreiras/laguna com níveis marinhos de 20-25m, 15m, 8m e 4m acima do nível atual (Fig. 8).

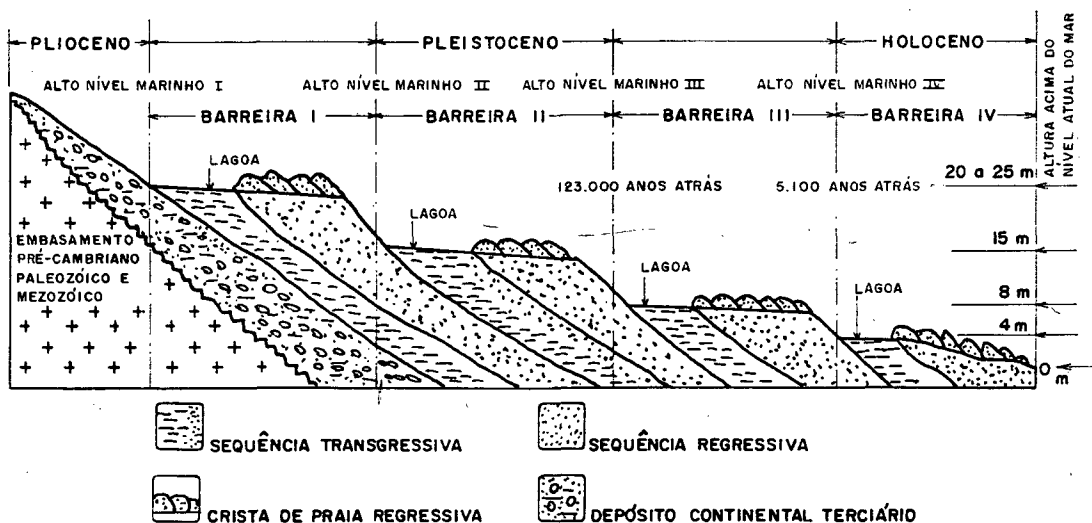


Fig. 8 Esquema proposto por VILLWOCK et al. (1986) para os períodos de alto nível marinho durante o Quaternário no Rio Grande do Sul.

Com base nas características morfo-sedimentológicas, altitudes, posicionamento em relação à linha de costa atual e em datações realizadas nesses depósitos, os três primeiros sistemas foram identificados como pleistocênicos e o último como holocênico.

O sistema deposicional mais antigo denominado de Barreira I foi encontrado unicamente no Rio Grande do Sul. Para o segundo sistema, Barreira II, BIGARELLA & FREIRE (1960) e BIGARELLA (1975a) identificaram vestígios de sua ocorrência nos Estados do Paraná e Santa Catarina. No litoral dos dois estados, esses depósitos correlacionados à Barreira II estariam provavelmente representados por alguns testemunhos isolados de terraços arenosos e de cascalho marinho, situados entre 8m e 13m acima do nível do mar atual (MARTIN et al., 1988). A idade apresentada para os sistemas deposicionais Barreira I e Barreira II é de 400.000 e 325.000 anos A.P., respectivamente.

O sistema deposicional Barreira III encontra-se melhor preservado e distribuído ao longo do litoral Sul, Sudeste e Nordeste brasileiro. Datações realizadas no litoral da Bahia indicaram para esses depósitos uma idade acerca de 123.000 anos A.P. (MARTIN et al., 1982). Um nível do mar de 8 ± 2 m acima do atual nesta época, representaria o máximo atingido pela chamada Transgressão Cananéia (SUGUIO & MARTIN, 1978) ou Penúltima Transgressão (BITTENCOURT et al., 1979).

O evento regressivo subsequente ao nível marinho alto de 123.000 anos A.P. seguiu até 18.000 anos A.P., com o nível do mar atingindo 110-120m abaixo do atual. Iniciou-se então uma nova fase transgressiva, denominada Transgressão Holocênica.

Os depósitos holocênicos que constituem a Barreira IV no litoral do Rio Grande do Sul e amplamente representados ao longo de outros setores do litoral brasileiro, estão associados aos movimentos trans-regressivos do nível relativo do mar nos últimos 7.000 anos. Baseados em mais de 700 datações C^{14} ,

SUGUIO et al. (1985) apresentaram várias curvas de oscilações do nível do mar para setores da costa brasileira. (Fig. 9).

A partir desses dados e de datações realizadas por vários autores em conchíferos artificiais (sambaquis). MARTIN et al. (1988) indicaram para o litoral de Santa Catarina as seguintes flutuações do nível do mar durante o Holoceno:

- após o início da Transgressão Flandriana a partir de 18.000 anos A.P., o nível relativo do mar teria interceptado o nível atual em torno de 6.500 anos atrás;

- a partir desse período foi indicada a ocorrência de três níveis marinhos altos. O primeiro, correspondendo ao máximo atingido pela Transgressão Flandriana, denominada Transgressão Santos por SUGUIO & MARTIN (1978) e de Última Transgressão por MARTIN et al. (1982), atingiu 3,5m acima do nível do mar atual há cerca de 5.100 anos atrás;

- o nível relativo do mar teria alcançado um segundo e terceiro máximo transgressivo em torno de 3.600 e 2.500 anos A.P., com respectivamente $2,5 \pm 0,5$ m e $2,0 \pm 0,5$ metros acima do nível atual;

- há aproximadamente 4.000 e 2.800 anos A.P., o nível relativo do mar teria sido inferior ao atual.

A partir das considerações apresentadas, foi possível estabelecer um esboço do contexto evolutivo da Planície Costeira da Praia da Armação durante o Quaternário.

A comparação das cotas altimétricas encontradas na área de estudo para os depósitos do terraço marinho praiial mais interno que atingem de 6 a 10m de altitude, bem como as características sedimentológicas desses depósitos, permite correlacioná-lo ao sistema Barreira III identificado por VILLWOCK et al. (1986) para o litoral do Rio Grande do Sul, associado ao nível marinho alto de 123.000 anos A.P.

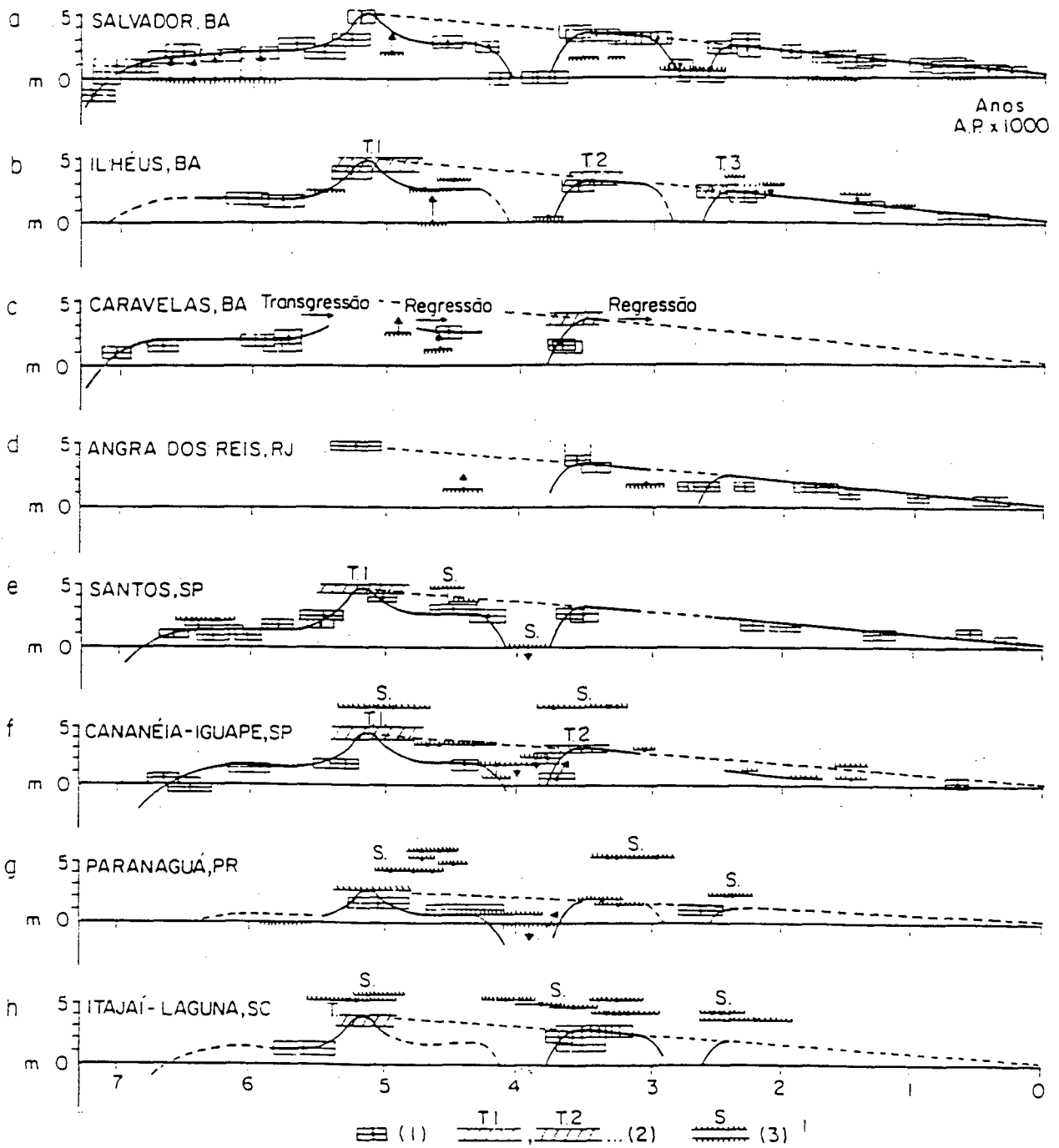


Fig. 9 Curvas de oscilações do nível relativo do mar durante os últimos 7.000 anos para vários setores do litoral brasileiro (SUGUIO et al. 1985).

Outro dado que pode reforçar a idade pleistocênica desse terraço é a datação realizada por DUARTE (1981) em um depósito na Planície Costeira de Jurerê - Canasvieiras, ao Norte da Ilha de Santa Catarina, situado 6m acima do Zero Hidrográfico. Fragmentos de caule coletados na parte superior do depósito apresentaram idade de 32.000 anos A.P., conferindo ao depósito em sub-superfície idade pleistocênica, o qual foi correlacionado à Formação Cananéia, subsequente ao nível marinho alto de 123.000 anos A.P. Datação realizada por CARUSO Jr. (1995) em depósitos no litoral Sul do estado confirmam a sua idade pleistocênica.

As cotas altimétricas de até 6m encontradas para o terraço marinho praial voltado para o oceano, desconsiderado o capeamento eólico, permitem correlacioná-lo ao sistema deposicional ilha-barreira IV definido por VILLWOCK et al.(1986) e ao nível marinho alto holocênico de 5.100 anos A.P., com 3,5m acima do atual. Este dado, bem como o resultado de datações realizadas por DUARTE (1981) em sambaquis ao Norte da Ilha, atestam sobre a deposição dessa barreira IV em torno deste período. O sambaqui datado mais antigo, situado sobre depósitos correlatos aos da Planície da Praia da Armação, apresentou idade de 3.801 ± 103 anos A.P., indicando que os depósitos sob o conchífero são de idade mais antiga.

Com relação aos dois últimos máximos transgressivos de 3.600 e 2.500 A.P. apontados por SUGUIO et al. (1985), não foram encontrados vestígios aparentes dos mesmos na área de estudo.

Trabalhos realizados por MARTIN et al. (1988), GRÉ et al. (1993, 1993a), CARUSO Jr. (1989, 1993, 1995) e HORN FILHO et al. (1993, 1994) em outros setores do litoral de Santa Catarina, descrevem a ocorrência de apenas um evento deposicional trans-regressivo no Holoceno, referente ao máximo de 5.100 anos A.P. Os máximos de 3.600 e 2.500 anos A.P. são referidos como movimentos trans-regressivos secundários, sendo apresentadas poucas evidências dessas oscilações. Uma delas seria a presença de mudanças de

orientação ou truncamento de alinhamentos de cordões litorâneos dentro de uma mesma seqüência (CARUSO Jr., 1995). Contudo, segundo CARTER (1988), essa mudança de orientação pode refletir os diferentes padrões de refração e difração de ondas resultantes de alterações na batimetria durante os movimentos regressivos. Outros indícios apresentados pelos autores desses dois últimos movimentos trans-regressivos no Holoceno foram a existência de um pequeno corpo lagunar no litoral Norte do Estado (HORN FILHO et al., 1994), e de outro na Ilha de Santa Catarina (DUARTE, 1981), relacionados aos máximos de 3.600 ou 2.500 anos A.P.. Os indícios apresentados por MARTIN et al. (1988) são principalmente de ordem geoarqueológicas.

No litoral do Paraná, LESSA & ANGULO (1995) propuseram um modelo evolutivo para a Planície Costeira de Paranaguá, sugerindo igualmente a ocorrência de apenas duas seqüências de barreiras. A mais antiga seria pleistocênica (123.000 anos A.P.) e a segunda, holocênica, associada ao máximo de 5.100 anos A.P..

Segundo os autores, a existência de outras flutuações trans-regressivas durante os últimos 5.000 anos teria provavelmente formado outras seqüências de ilhas-barreiras.

A ausência de sistemas deposicionais do tipo ilha-barreira referentes a esses máximos ou de outras evidências geomorfológicas, coloca a questão dessas oscilações trans-regressivas terem ou não ocorrido durante o rebaixamento geral do nível relativo do mar após o máximo transgressivo de 5.100 anos A.P..

Uma hipótese a ser considerada é a de um rebaixamento progressivo do nível do mar a partir desse primeiro máximo, com interrupções representadas por períodos de estabilização. Essa hipótese explicaria a existência ao longo da costa Leste da Ilha de Santa Catarina de apenas dois sistemas deposicionais de barreira - laguna ou de apenas um sistema de idade holocênica.

TOMAZELLI & VILLWOCK (1992a) sugeriram a possível ocorrência dessas fases de estabilização do nível do mar durante a regressão subsequente ao máximo de 5.100 anos A.P. no Estado do Rio Grande do Sul.

Para o litoral do Paraná, após uma reavaliação dos níveis máximos das flutuações do nível do mar durante o Holoceno, propostos anteriormente por SUGUIO et al. (1985), ANGULO & SUGUIO (1995) indicam que durante os períodos regressivos de 4.000 e 2.800 anos A.P., o nível do mar estaria acima do atual naquele setor da costa.

Se esses dados estão corretos, eles corroboram a hipótese de um rebaixamento progressivo do nível do mar a partir do máximo de 5.100 anos A.P., com possíveis níveis de estabilização, provavelmente em torno dos três máximos apresentados.

Admitida essa hipótese, duas questões devem ser levantadas: a interpretação das datações obtidas em sambaquis, a partir das quais foram deduzidas as flutuações no nível relativo do mar durante os últimos 7.000 anos, e a presença, na planície costeira atual, de possíveis registros de paleoníveis de estabilização da linha de costa.

Uma reflexão sobre esses dois aspectos trará subsídios ao esboço paleogeográfico da Planície Costeira da Praia da Armação.

4.3 Considerações sobre a Inferência de Níveis Marinhos a partir de Datações de Sambaquis.

Como assinalado anteriormente, as flutuações do nível do mar durante os últimos 7.000 anos foram deduzidas principalmente a partir de datações ao radiocarbono em material conchífero de sambaquis.

No Mapa Geológico do Quaternário Costeiro de Santa Catarina elaborado por MARTIN et al. (1988), é apresentada uma tabela de sítios datados no Estado (Tabela III).

Tabela III: Datações ao radiocarbono de conchas de moluscos ou fragmentos de madeira amostrados de sedimentos litorâneos do estado de Santa Catarina (MARTIN, et al., 1988).

N° da amostra	Nome da folha topográfica	Natureza da amostra	Idades A.P.	Posição do N.M. em rel. ao atual
SC.03	São Francisco do Sul	Conchas	6080+/-250	> 0 m
SC.18	Tijucas	Madeira	5870+/-240	> 0 m
SC.41	Jaguaruna	Conchas	5710+/-200	> 0 m
SC.14	Itajaí	Conchas	5580+/-240	+ 1,0 (+/-0,5) m
SC.44	Imbituba	Conchas	4490+/-200	> 0 m
SC.33	Laguna	Conchas	4240+/-200	+ 1,5 (+/- 0,5) m
SC.28	Imbituba	Conchas	4080+/-200	> 0 m
SC.27	Paulo Lopes	Conchas	4070+/-190	> 0 m
SC.29	Imbituba	Conchas	3960+/-200	> 0 m
SC.09	Araquari	Conchas	3920+/-190	> 0 m
SC.40	Garopaba do Sul	Conchas	3830+/-180	> 0 m
P.d.A.	Lagoa	Conchas	3620+/-100	+ 2,6 m
SC.12	Barra Velha	Madeira	3520+/-180	+ 1,5 (+/-0,5) m
SC.31	Vila Nova	Conchas	3460+/-200	+ 1 m
Camisa a	Garopaba do Sul	Conchas	3400+/-150	+ 2,5 (+/-0,5) m
Camisa b	Garopaba do Sul	Conchas	3350+/-150	+ 2,5 (+/-0,5) m
Camisa c	Garopaba do Sul	Conchas	3300+/-150	+ 2,5 (+/-0,5) m
SC.39	Garopaba do Sul	Conchas	2500+/-170	+ 2,0 (+/-0,5) m
SC.36	Laguna	Conchas	2450+/-170	+ 1 m
SC.19	Biguaçu	Conchas	2420+/-160	> 0 m
SC.21	Canasvieiras	Conchas	2220+/-160	+ 1,5 (+/-0,5) m
SC.24	Lagoa	Madeira	1860+/-160	+ 1 m
SC.17	Tijucas	Conchas	1700+/-160	> 0 m

A partir desses dados, pode-se fazer algumas considerações, admitindo-se um rebaixamento progressivo do nível do mar após o máximo alcançado pela última transgressão, interrompido por períodos de estabilização.

Primeiramente foi observado que nenhuma das amostras datadas encontra-se abaixo do nível relativo do mar atual. As datações mais antigas foram interpretadas pelos autores como sendo representativas do máximo transgressivo de 5.100 anos A.P.

Entre 4.100 e 3.800 anos A.P., MARTIN et al. (1988) sugeriram que o nível relativo do mar esteve abaixo do nível atual. Contudo, datação realizada por DUARTE (1981) em um sambaqui no Norte da Ilha de Santa Catarina, situado sobre depósitos marinhos praias com cotas de 4m acima do nível atual, apresentou idade de 3.800 ± 100 anos A.P., indicando que o nível relativo do mar nesta época encontrava-se em torno de 3,5m acima do atual, possibilitando a ocupação do sítio.

As datações apresentadas por MARTIN et al. (1988) entre os máximos de 5.100 e 3.600 anos A.P., apesar de não serem apontadas as posições das amostras datadas em relação à base, sugerem um rebaixamento progressivo do nível do mar, com um possível nível de estabilização no final deste período.

O nível máximo de 3.600 anos A.P. foi deduzido principalmente a partir das datações realizadas no perfil de dois sambaquis: Sambaqui da Carniça situado na região de Laguna, Sul do Estado, junto ao complexo deltaico lagunar do Rio Tubarão, e o Sambaqui da Ponta das Almas localizado às margens da Lagoa da Conceição, na Ilha de Santa Catarina (MARTIN et al., 1988). Para o Sambaqui da Carniça, a partir da posição das amostras datadas em relação à base, foi possível calcular prováveis taxas médias anuais de deposição.

O sítio teria sido ocupado por volta de 3.400 e 3.300 anos A.P.. Com 30 a 50 anos de ocupação (3.400 - 3.370), a acumulação de conchas chegou a 3,80m

acima do nível de base, com uma taxa média de deposição em torno de 8 a 13cm/ano.

Entre 3.370 e 3.200 anos A.P. a cota do sambaqui passou de 3,80 para 5,30m, em intervalo de tempo de 170 anos, sugerindo uma taxa média de deposição de 9mm/ano.

De 3.200 a 3.000 anos A.P. não são fornecidos dados sobre a espessura do depósito, apenas a profundidade da última datação em relação à superfície.

Há cerca de 3.000 anos o sambaqui teria sido abandonado. Esse abandono, segundo MARTIN et al. (1988), ocorreu em consequência de um rebaixamento do nível relativo do mar.

O sítio foi reocupado por volta de 2.500 anos A.P., de acordo com datação feita na base de um sambaqui secundário, denominado Carniça A, coalescente ao principal. A reocupação do sítio foi interpretada por MARTIN et al. (1988) como indicativa de uma nova fase de elevação do nível do mar, culminando com o máximo de 2,0m acima do nível atual. Este nível de mar mais alto teria então propiciado a reocupação do sambaqui.

O desaceleramento na deposição do sambaqui no período 3.370-3.200 anos A.P., passando de 13cm/ano para 9mm/ano sugere a retomada do movimento regressivo do nível do mar, subsequente ao nível de estabilização em torno de 3.600 anos A.P.

De 3.200 até o abandono do sítio há aproximadamente 3.000 anos A.P., não foi possível calcular a taxa de deposição do sambaqui. MARTIN et al. (1988) sugerem que entre 2.900 e 2.700 anos A.P. o nível relativo do mar teria descido novamente abaixo do nível atual, ocasionando, como assinalado, o abandono do sítio. Contudo, material conchífero datado na base de um sambaqui em Araquari, no litoral Norte do Estado (MARTIN et al., 1988), apresentou idade aproximada de

2.800 anos A.P., indicando que nesse período o nível do mar era superior ao atual. Caso contrário, o nível marinho teria sofrido uma oscilação negativa de mais de 2,0m e outra positiva equivalente em intervalo de tempo de aproximadamente 100 anos, o que parece improvável, considerando as condições climáticas nesse período.

Entre 3.350 e 3.000 anos A.P., o rebaixamento do nível do mar teria sido relativamente lento, permitindo a ocupação contínua do Sambaqui da Carniça. Uma maior influência do regime de marés e do aporte de águas fluviais, propiciada pela localização geográfica do sítio, são fatores que provavelmente contribuíram para que o mesmo permanecesse interessante durante este período.

O abandono do sítio há aproximadamente 3.000 anos A.P. poderia indicar não apenas um rebaixamento do nível do mar mais acelerado a partir desse momento e possível redução do seu potencial alimentício, mas o próprio esgotamento desses recursos.

O fato das duas fases de ocupação do sambaqui terem praticamente a mesma localização é indicativa da proximidade do posicionamento dos possíveis níveis de estabilização da linha de costa de 3.600 e 2.500 anos A.P. nas imediações do sítio.

Essa proximidade, que pode ter sido interpretada por MARTIN et al. (1988) como resultante de uma elevação do nível do mar, após ter atingido nível abaixo do atual, pode ter explicação em fatores ligados às características do setor, tais como o gradiente da margem lagunar, além da já citada influência de marés e de aporte hidrológico fluvial.

Isso pode ser deduzido a partir de observações feitas sobre a localização do Sambaqui da Ponta das Almas na Ilha de Santa Catarina, em relação ao atual nível da Lagoa da Conceição ou nível relativo do mar. A observação de dados de batimetria da Lagoa, apresentados por MUEHE & CARUSO Jr. (1989) (Figura 10), indica o elevado gradiente da margem Oeste, onde o sambaqui está

situado. Entre o máximo de 3.600 anos A.P., quando o sítio já se encontrava ocupado, e o nível relativo do mar atual, houve um rebaixamento de aproximadamente 2,5m. Esse rebaixamento, associado ao elevado gradiente da margem lagunar, levou à emersão de apenas uma pequena extensão do terraço lagunar entre o sambaqui e o nível da lagoa, considerando-se a hipótese de uma estabilização do nível do mar no contexto atual.

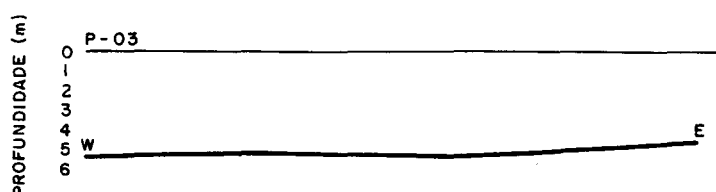


Fig. 10. Perfil batimétrico da Lagoa da Conceição (in MUEHE & CARUSO, 1989) nas proximidades do Sambaqui da Ponta das Almas, situado junto a margem lagunar Oeste.

A partir dessas considerações pode-se imaginar que, em condições semelhantes, um rebaixamento do nível do mar de apenas 0,5m entre 3.600 e 2.500 anos A.P., tenha resultado em posições da linha de costa muito próximas nas imediações dos sambaquis citados, explicando a ocorrência de uma segunda ocupação coalescente à primeira.

A reocupação do sítio da Carniça segue até aproximadamente 2.250 anos A.P. de acordo com datação realizada no topo do sambaqui, o que sugere uma estabilização do nível relativo do mar nesse período durante aproximadamente 200 anos. Após este período, o sítio teria sido provavelmente abandonado, em função de um rebaixamento mais acentuado e rápido do nível marinho. Esse rebaixamento levou a uma nova etapa na progradação do Delta do Rio Tubarão (GRÉ et al., 1995), que atingiu os entornos do sambaqui, tornando-o menos interessante para seus habitantes.

4.4 Possíveis Evidências Geomorfológicas de Níveis Marinhos Estáveis Durante os Últimos 7.000 anos

Admitidas as considerações feitas anteriormente com relação aos sítios arqueológicos e a hipótese de que o nível relativo do mar durante o Holoceno Superior tenha conhecido um movimento geral regressivo marcado por níveis de estabilização, uma análise mais detalhada da Planície Costeira holocênica do Estado de Santa Catarina poderia evidenciar registros desses paleoníveis.

Como já havia sido assinalado, o litoral catarinense é marcado pela ocorrência de apenas um sistema barreira-laguna holocênico. Outra configuração morfológica associada aos depósitos holocênicos é a ocorrência de feições lineares denominadas cordões litorâneos ou cristas de praia progradantes, dispostas paralelamente a paleolinhas praias. Esses depósitos podem ou não ser identificados junto às barreiras que isolam do mar paleolagunas ou lagunas atuais, dependendo do grau de retrabalhamento eólico observado.

Nos setores mais protegidos da costa, entre as elevações do Embasamento, a ocorrência de cordões litorâneos progradantes, visíveis em fotografias aéreas ou no campo, assume o aspecto de uma planície contínua, em virtude da provável diminuição da energia nesses setores, resultante dos processos locais de refração e difração. Em alguns casos, essas planícies desenvolveram-se junto à desembocadura de rios importantes, como o Rio Itajaí e o Rio Tijucas ou ainda relacionadas a bacias hidrográficas menores, como no caso do Rio Biguaçu, que deságua na Baía Norte, próximo à Ilha de Santa Catarina.

ANGULO (1992) salienta a utilização, por vários autores, da morfologia e densidade desses depósitos em interpretações paleoclimáticas, paleodinâmicas, paleoambientais e cronológicas. Segundo CARTER (1988), o desenvolvimento de cordões litorâneos com largura constante é a manifestação mais comum de um rebaixamento do nível relativo do mar.

Na área de estudo, não foram observados nítidos alinhamentos de cordões litorâneos. Fatores como o elevado gradiente do fundo, com média de 1:65 na isóbata de 10m e a exposição a ondas de alta energia, associados a uma distribuição lateral mais efetiva dos sedimentos pela atuação de correntes de deriva, podem ter inibido a formação de uma planície de cordões litorâneos progradantes mais expressiva na área. Por outro lado, a descaracterização do ambiente promovida pela ocupação pode ter mascarado a presença dessas feições.

O único setor na Ilha de Santa Catarina onde se desenvolveu uma planície de cordões litorâneos extensa está situado ao Norte (Figura 11), junto às praias de Jurerê e Canasvieiras. Segundo JOST & MARTINS (1972), o baixo gradiente da área, com declive entre 1:350 e 1:400 na isóbata de 10m, as características do material de fundo e a baixa energia do ambiente propiciaram a formação desses depósitos.

Estudo realizado na área por DUARTE (1981) descreve a seqüência de um perfil Norte-Sul transversal à linha de praia em Jurerê. Segundo a autora, a partir da praia observam-se 18, 44 e 38 cristas praias e respectivos cavados, intercaladas por três cristas mais largas, sendo que a última, mais elevada da seqüência com 4m, encontra-se no extremo Sul da área.

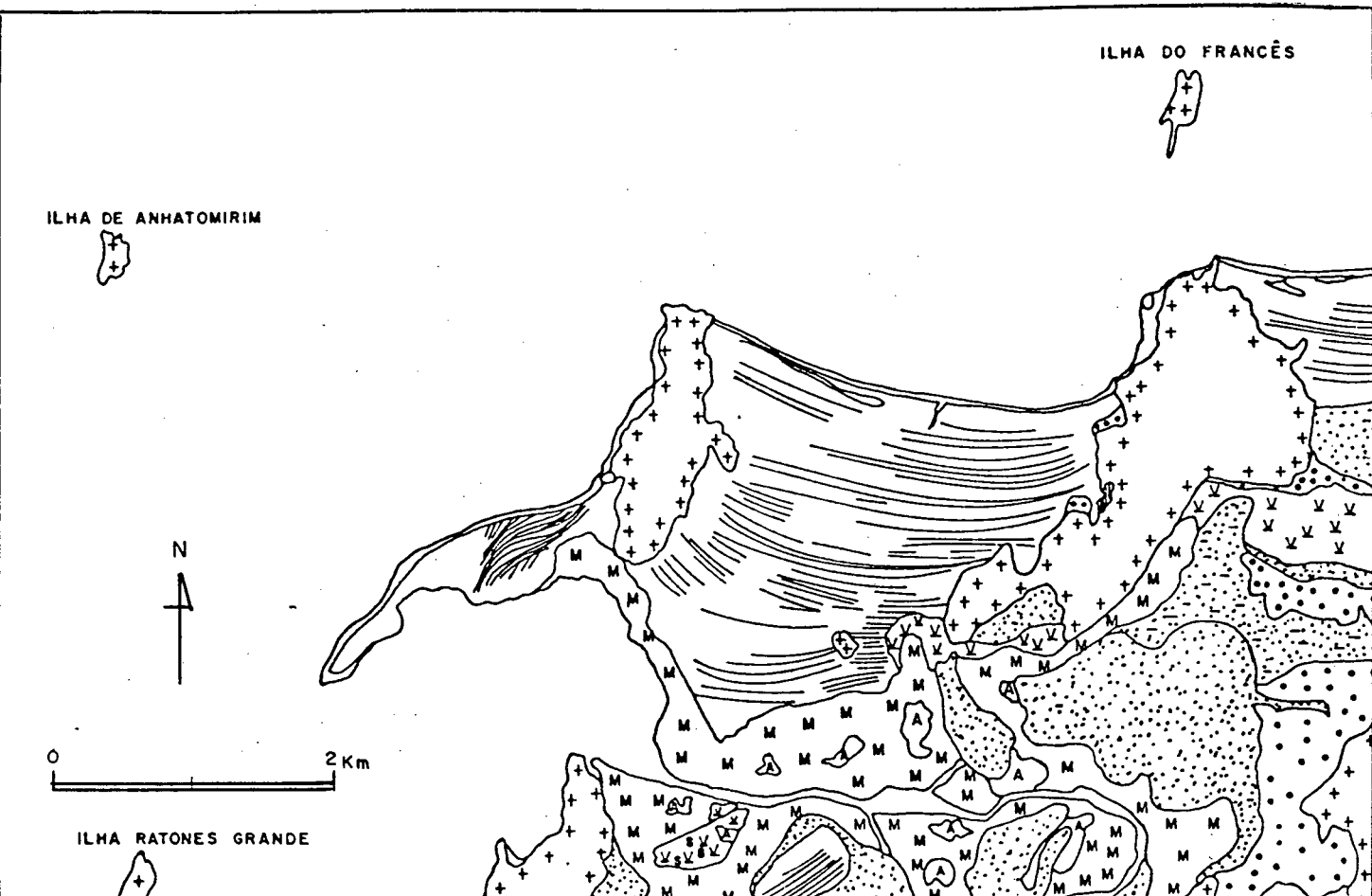
Em estudo evolutivo da Planície Costeira do Paraná, ANGULO (1992), partindo da hipótese da gênese dos cordões litorâneos a partir de dunas frontais junto à linha de costa, indica que duas variáveis poderiam explicar a formação de cordões litorâneos mais desenvolvidos: as variações relativas do nível do mar e as oscilações climáticas.

Considerando que cada uma dessas cristas representa uma antiga posição da linha de costa, formada a partir da mobilização pelas ondas de material clástico do fundo próximo em direção à praia, a presença dessas três cristas mais

largas sugere a ocorrência de períodos de estabilização, favorecendo seu desenvolvimento.

Em estudo evolutivo da Planície Costeira do Paraná, ANGULO (1992), partindo da hipótese da gênese dos cordões litorâneos a partir de dunas frontais junto à linha de costa, indica que duas variáveis poderiam explicar a formação de cordões litorâneos mais desenvolvidos: as variações relativas do nível do mar e as oscilações climáticas.

De acordo com FAIRBRIDGE (1983), as seqüências de cordões litorâneos podem conter registros claros de flutuações climáticas e do nível do mar. SUGUIO & TURCQ (1992) assinalaram a ocorrência de três períodos de deterioração nas condições climáticas entre o ótimo climático há cerca de 6.000 anos A.P. e 450 anos atrás. A ocorrência de três seqüências regressivas no perfil da Planície de Jurerê pode ser indicativa dessas fases de deterioração climática. De acordo com FAIRBRIDGE (1983), as seqüências de cordões litorâneos podem conter registros claros de flutuações climáticas e do nível do mar. SUGUIO & TURCQ (1992) assinalaram a ocorrência de três períodos de deterioração nas condições climáticas entre o ótimo climático há cerca de 6.000 anos A.P. e 450 anos atrás. A ocorrência de três seqüências regressivas no perfil da Planície de Jurerê pode ser indicativa dessas fases de deterioração climática.











- | | |
|---|--|
|  Q _{4II} Bancos de areia submersos. |  Q ₇ - Mangue |
|  Q ₅ Fácies de cristas praias. |  Q ₇ - Paludal, dominando água doce, ora mais seco, ora mais úmido. |
|  Q _{6II} Fácies de bancos arenosos. |  Q ₇ - Paludal, dominando água salgada, sem vegetação arbustiva/arbórea de mangue. |
|  Q _{6II} - Com Q _{4II} retrabalhado por ação fluvial. |  Q ₇ - Corpos d'água solgada. |

Fig. 11. Planície de progradação de cristas praias de Jurerê, Norte da Ilha de Santa Catarina (in DUARTE, 1981).

KETZER et al. (1994) em trabalho realizado sobre paleoníveis marinhos na plataforma continental Sul e Sudeste brasileira durante o Holoceno, deduziram que a diminuição da velocidade de elevação do nível do mar durante os períodos de deterioração climática teria levado à estabilização do nível do mar junto aos níveis identificados. De modo análogo, a diminuição na velocidade de rebaixamento do nível do mar ocasionada por uma melhoria nas condições climáticas, resultaria na estabilização temporária do nível marinho, propiciando a formação dessas cristas mais largas na Planície de Jurerê.

Segundo PETHICK (1984) a formação de cordões litorâneos mais desenvolvidos poderia levar até 200 anos. Por outro lado, de acordo com CARTER (1988), a formação de seqüências de cordões litorâneos pode ocorrer mesmo durante períodos transgressivos. Nesse caso, o aporte em sedimentos deve ser bastante elevado e uma rápida acumulação pode contrapor um aumento do nível relativo do mar. Nesse contexto, a planície de progradação encontra-se em geral associada à descarga de um grande rio.

Todavia, ao contrário do que ocorre com outras planícies de cordões litorâneos no litoral de Santa Catarina, a formação da planície de Jurerê e Canasvieiras não ocorre junto a grandes aportes fluviais, estando sua formação essencialmente ligada às flutuações do nível relativo do mar.

Na hipótese de terem ocorrido movimentos transgressivos após o máximo de 5.100 anos A.P., suas amplitudes devem ter sido muito baixas, sendo mascaradas por depósitos subseqüentes. Uma das possibilidades de evidência morfológica dessas pequenas reversões no rebaixamento geral do nível relativo do mar na Planície de Jurerê e Canasvieiras seria a ocorrência de cordões coalescentes, fato que não foi observado.

Feitas essas considerações, na planície de cordões litorâneos de Jurerê, chamou a atenção a ocorrência dessas três cristas mais largas delimitando três seqüências. Descartada a possibilidade dos problemas assinalados por ANGULO

& SUGUIO (1992), referentes à interpretação indireta, uma vez que os dados apresentados referem-se a levantamentos de campo, esses alinhamentos de cordões litorâneos mais largos sugerindo níveis de estabilização do nível do mar, poderiam corresponder aos três máximos transgressivos apresentados por SUGUIO et al. (1985) para a curva de oscilações do nível marinho durante o Holoceno Superior no litoral de Santa Catarina.

De acordo com DUARTE (1981), a crista mais larga situada na parte mais interna da planície apresenta cota de 4m acima do nível médio do mar. Essa crista corresponderia a um nível de estabilização em torno de 5.100 anos A.P., com o nível do mar 3,5m acima do atual. A instalação de um sambaqui há cerca de 3.800 anos sobre essa crista (DUARTE, 1981), voltado para uma extensão de mar raso, hoje ocupada pelo manguezal de Ratoles, confere a este depósito idade mais antiga.

O rebaixamento progressivo do nível do mar entre 5.100 e 3.600 anos A.P. levou à progradação da planície, com a formação de 38 cristas de praia. O nível do mar teria permanecido estável com 2,5m acima do nível atual entre aproximadamente 3.600 e 3.350 anos A.P., continuando a partir de então sua tendência geral regressiva até cerca de 2.500 anos A.P., construindo uma segunda seqüência de 44 cristas praias.

Por volta de 2.500 e 2.250 anos A.P., uma nova fase de estabilização do nível do mar em torno de 2,0m acima do nível atual teria sido marcada pela deposição de um outro sítio arqueológico, situado a Norte do primeiro. Datação realizada por DUARTE (1981) neste sambaqui apresentou idade de 2.378 ± 128 anos A.P..

A retomada do rebaixamento do nível relativo do mar a partir de 2.250 anos A.P. resulta na deposição da última seqüência com 18 cristas.

Mantidos o gradiente do substrato e a disponibilidade em sedimentos, um maior rebaixamento do nível do mar deveria expor uma área maior, enquanto que amplitudes menores levariam à emersão de menores extensões. No entanto, na planície de Jurerê ocorre o contrário. Com gradiente de aproximadamente 1:100 em toda sua extensão e com fluxo de sedimentos aparentemente estável, maiores amplitudes levaram a uma menor progradação e vice-versa. Esse fato pode fornecer indícios sobre a relação entre velocidade de rebaixamento do nível do mar e a formação de cristas. Desse modo, uma maior velocidade de rebaixamento na primeira seqüência com 0,77mm/ano teria levado à formação de um número menor de depósitos de cristas, enquanto que um rebaixamento mais lento na segunda, com 0,58mm/ano, teria propiciado uma maior mobilização de sedimentos em direção à praia, formando um número superior de cristas. De acordo com ANGULO (1992) uma descida mais rápida do nível do mar favoreceria a formação de cristas menores. Isso parece ocorrer na planície de Jurerê, onde JOST & MARTINS (1972) assinalam uma menor altitude das cristas mais internas em relação às mais próximas da praia. Nesse caso, o número de cristas em cada uma das duas seqüências seria o reflexo das nuances entre os dois períodos de deterioração climática que levaram à sua formação.

Dados apresentados por SERVANT (1984) sobre paleoclimas na posição central da América do Sul e por MENDES (1984) com base em estudos palinológicos, indicam a ocorrência dessas nuances climáticas durante os períodos regressivos no Holoceno Superior. Segundo os autores, entre 5.100 e 3.600 anos A.P. o clima teria passado de quente e úmido a frio e deste para quente e árido entre 3.600 e 2.500 anos A.P. No primeiro período, as baixas temperaturas teriam levado a um maior e mais rápido rebaixamento do nível do mar, enquanto no segundo temperaturas mais elevadas teriam minimizado os efeitos da aridez do clima sobre as oscilações do nível marinho, resultando em menor amplitude de seu rebaixamento.

A reduzida extensão da última seqüência de cristas em relação às duas primeiras parece estar relacionada a um rebaixamento do nível do mar ainda

mais rápido, com 0,88mm/ano. Todavia, considerando a amplitude de 2m do último estágio regressivo em relação ao nível atual, o número de cristas parece bastante desproporcional, indicando uma possível mudança em algum outro fator além da variável climática. O exame do comportamento da declividade na antepraia em Jurerê evidenciou uma inflexão junto à praia atual, com o gradiente passando de 1:1000 na planície a 1:233 até a isóbata de 5m. Considerando a pequena altura e curto período das ondas predominantes no setor (JOST & MARTINS, 1972), esse aumento de declividade na antepraia dificulta o retrabalhamento de material clástico em direção à praia, limitando, dessa forma, a progradação da linha de costa. O completo preenchimento da área delimitada pelos blocos do Embasamento Cristalino nos quais a planície sedimentar se encontra ancorada, poderia igualmente explicar a reduzida extensão dessa última sequência de cristas praias.

Outra hipótese seria a possibilidade do nível do mar ter atingido nível abaixo do atual nesses últimos 2.250 anos, com uma maior extensão da planície de progradação, a qual teria sido parcialmente erodida e submersa em contexto atual transgressivo. Essa hipótese explicaria possivelmente a formação da pequena laguna em Barra Velha, litoral Norte do Estado e a reativação parcial de um pequeno corpo lagunar na Planície de Jurerê, associados respectivamente por DUARTE (1981) e HORN FILHO et al. (1994) ao nível transgressivo de 2.500 anos A.P..

Com base nas considerações feitas acerca das datações de sambaquis no Estado de Santa Catarina e das evidências geomorfológicas apontadas acima, é apresentado a seguir o esboço evolutivo da Planície Costeira da Praia da Armação.

4.5 Evolução Paleogeográfica da Planície Costeira da Praia da Armação

A história evolutiva dos depósitos quaternários costeiros da área de estudo está associada à ocorrência de dois eventos trans-regressivos maiores nos últimos 120.000 anos.

Levando-se em conta as considerações feitas anteriormente sobre a interpretação de dados geocronológicos de sambaquis e a ocorrência de registros de paleoníveis marinhos na Planície Costeira de Jurerê, algumas modificações podem ser acrescentadas à curva de oscilações do nível relativo do mar durante os últimos 7.000 anos, apresentada por SUGUIO et al. (1985) para o litoral central do Estado de Santa Catarina.

A Figura 12 mostra a configuração dessa curva modificada, considerando a hipótese de um movimento geral regressivo durante o Holoceno Superior, interrompido por reversões de pequena amplitude ou por três fases de estabilização do nível relativo do mar. Esses níveis de estabilização teriam ocorrido possivelmente em torno dos máximos de 5.100, 3.600 e 2.500 anos A.P., com níveis de mar alto de aproximadamente 3,5, 2,5 e 2,0m acima do atual. A partir desses dados, é apresentado o cenário evolutivo da área de estudo durante o Pleistoceno e Holoceno.

Durante o máximo atingido pela Penúltima Transgressão, há cerca de 123.000 anos A.P., a área teria a configuração de uma pequena baía com um nível marinho de 8 ± 2 m acima do atual atuando junto às encostas, removendo o manto de alteração e expondo blocos graníticos, formando uma linha de costões visíveis ao longo de toda margem Oeste da Lagoa do Peri (Figura 13a).

A regressão subsequente ao nível marinho alto de 123.000 anos A.P. levou à formação de uma extensa planície costeira pleistocênica, com a formação do sistema deposicional barreira III. A Lagoa do Peri é isolada, ficando na maior parte do tempo sem comunicação com o mar, durante os paleoníveis marinhos

abaixo do atual. Esse movimento regressivo durou até 18.000 anos A.P., atingindo a isóbata de 110 - 120m, quando se deu o início da Última Transgressão.

O nível do mar teria interceptado o atual em torno de 6.500 a. A.P., de acordo com MARTIN et al. (1988).

Por volta de 5.100 anos A.P. a Última Transgressão atinge seu máximo com o nível do mar a 3,5m acima do atual. Essa ingressão marinha resultou no afogamento e erosão da planície pleistocênica, deixando apenas um remanescente entre a Lagoa do Peri e o Oceano Atlântico, correspondente aos setores mais elevados da planície na área.

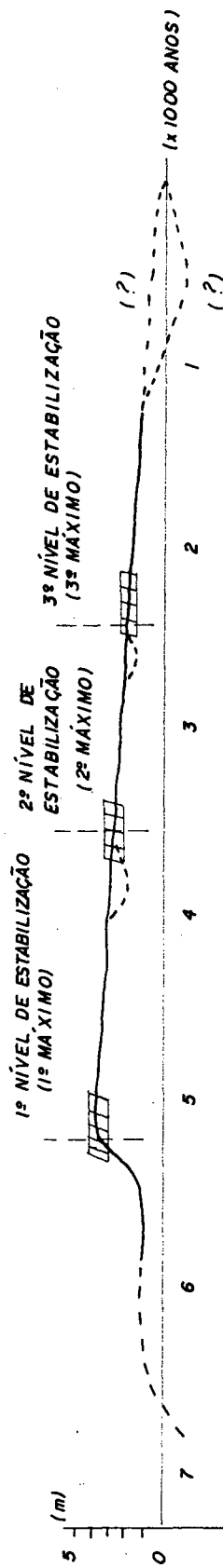
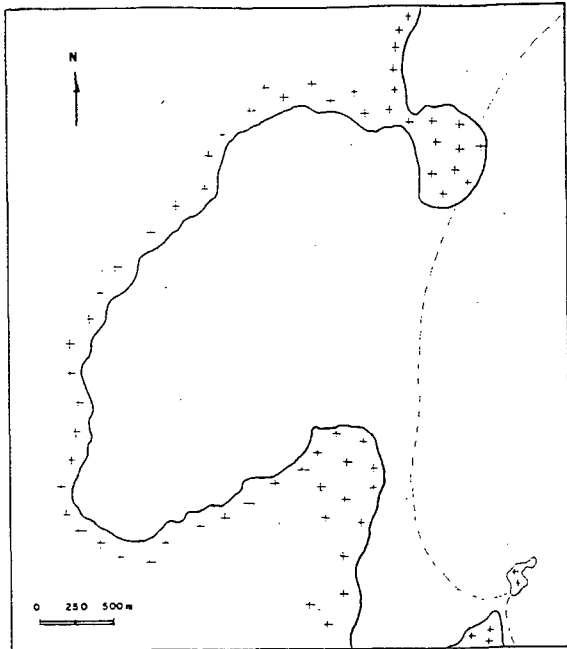
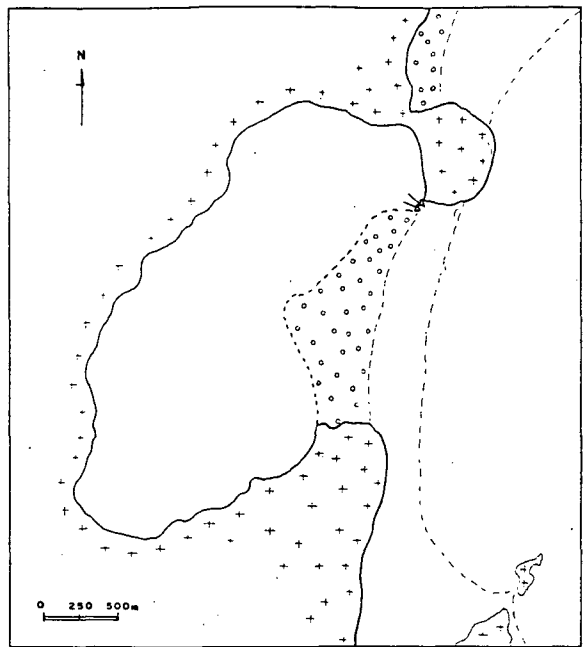


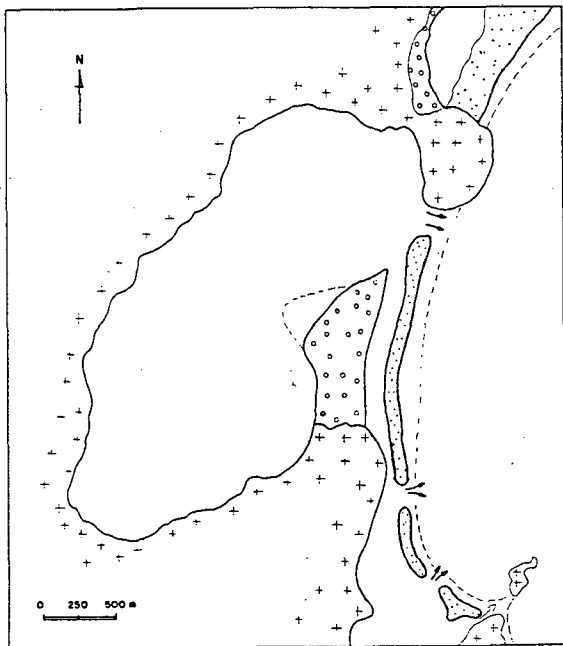
Fig. 12. Curva de oscilações do nível relativo do mar durante os últimos 7.000 anos para o setor entre Florianópolis e Laguna, SC (elaborada a partir de SUGUIO et al., 1985 e novos dados).



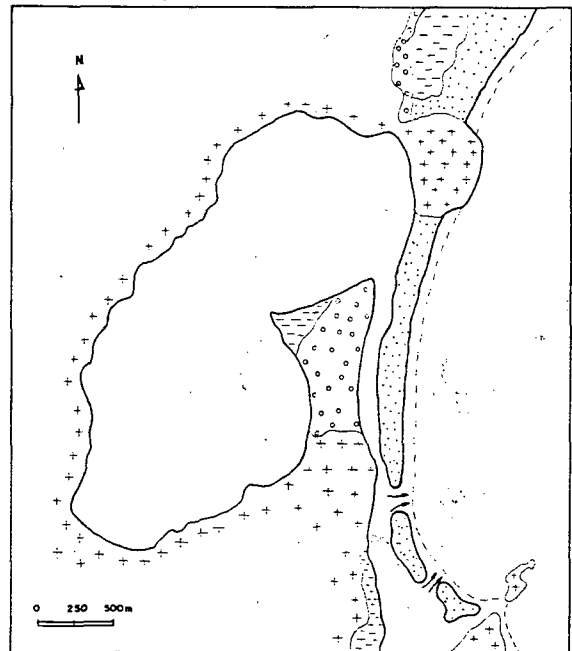
13a. 123.000 a. A.P.



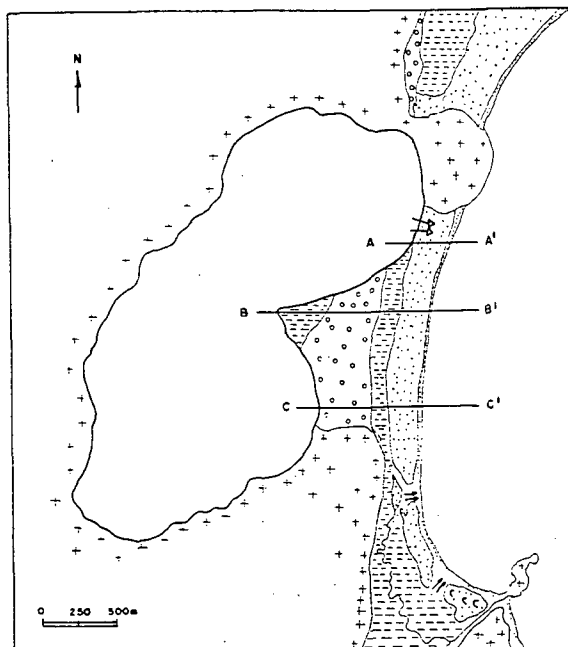
13b. Formação da planície pleistocênica.



13c. 5.100 a. A.P.



13d. 3.600 a. A.P.



13e. Configuração atual.

	PRAIA ATUAL		PALEOCANAL PLEISTOCÊNICO E HOLOCÊNICO
	TERRAÇO LAGUNAR HOLOCÊNICO		PALEOCANAIS HOLOCÊNICOS
	TERRAÇO MARINHO HOLOCÊNICO RECOBERTO POR AREIAS EÓLICAS		DUNAS FIXAS
	TERRAÇO MARINHO PLEISTOCÊNICO RECOBERTO POR AREIAS EÓLICAS		CANAL DA LAGOA DO PERI
	EMBASAMENTO		PERFIS TOPOGEOLÓGICOS

Fig. 13. Evolução paleogeográfica da área de estudo durante o Quaternário.

Essa ingressão teria reativado um canal de comunicação entre o mar e a lagoa, ao Norte da planície, o qual teria funcionado como extravasador das águas lacustres durante o rebaixamento geral marinho subsequente à Penúltima Transgressão.

Durante o máximo transgressivo de 5.100 anos A.P, parte da barreira III erodida às margens da Lagoa teria subsistido na forma de um terraço lagunar submerso, com profundidade aproximada de 1,5m, considerando-se o nível atual da lagoa de 2m acima do nível relativo do mar.

No lado oceânico, a erosão do terraço pleistocênico promovida pelo embate das ondas teria deixado um terraço submerso pouco profundo, com o acúmulo de areias pleistocênicas próximo à linha de costa.

Registros do nível marinho alto de 5.100 anos A.P. são visíveis na forma de escarpas na borda do terraço pleistocênico, tanto na face voltada para o mar como naquela voltada para a lagoa (Figura 13b).

O nível do mar teria permanecido estável durante algumas centenas de anos, iniciando, após esse nível de estabilização, um movimento geral regressivo. Durante essa fase regressiva subsequente à Última Transgressão, instalou-se um sistema de ilhas-barreira entre as elevações do Embasamento, com a emersão de bancos arenosos formados a partir do retrabalhamento de sedimentos pleistocênicos. Esse sistema de ilhas-barreira isolou do mar um corpo lagunar raso, estreito e alongado entre a barreira pleistocênica e a holocênica. Dois paleocanais de ligação desse corpo lagunar com o mar foram identificados ao Sul da área. O canal situado ao Norte teria sido desativado progressivamente durante esse período, com a ligação da Lagoa do Peri com o mar ocorrendo através da laguna holocênica (Figura 13c).

Esse movimento regressivo do nível do mar prosseguiu até cerca de 3.600 anos A.P., passando por um novo período de estabilização de aproximadamente

200 anos, com o nível do mar cerca de 2,5m acima do atual. O progressivo rebaixamento do nível marinho após 5.100 levou à redução da profundidade do terraço pleistocênico submerso junto à margem oriental da Lagoa do Peri, culminando com sua exposição em torno de 3.600 anos A.P.. A partir de então transforma-se em uma área pantanosa, enriquecida progressivamente com o produto da decomposição da vegetação que se instalou no local.

As cotas altimétricas encontradas nesse terraço lagunar permitem inferir sua exposição durante o nível de estabilização de 3.600 anos A.P. (Figura 13d)

O nível do mar prosseguiu sua tendência regressiva após esse nível de estabilização, até atingir uma terceira fase de interrupção em torno de 2.500 anos A.P.. O rebaixamento do nível do mar, de 0,5m aproximadamente entre 3.400 e 2.500 anos A.P., resultou na diminuição do nível de base da laguna inter-barreiras, passando de 1,5m para 1,0m de profundidade.

Após essa terceira fase de estabilização com o nível marinho de 2,0m acima do atual, por volta de 2.500 anos A.P., o rebaixamento do nível do mar seguiu até atingir o nível atual. Durante esse período a comunicação entre a laguna inter-barreiras e o mar foi interrompida, com o abandono e obstrução progressiva dos canais de ligação. A laguna foi gradualmente ressecada, adquirindo características paludiais, levando à formação de depósitos de turfa (Figura 13e). Datação realizada por CARUSO Jr. (1989) em depósito correlato na Lagoa da Conceição apresentou idade de 2.660 ± 170 anos A.P.. Ao longo deste terraço paludial, um canal regularizado assegura o extravasamento do acúmulo de águas flúvio-pluviais na Lagoa do Peri.

Esse quadro evolutivo de Planície Costeira da Praia da Armação não é exaustivo. A obtenção de dados geocronológicos e de subsuperfície, bem como a sua comparação com aqueles obtidos para outras áreas da Ilha, trarão subsídios importantes á interpretação do processo de formação dos depósitos costeiros durante o Quaternário na área de estudo, sobretudo durante o Holoceno.

5. EVOLUÇÃO DA LINHA DE COSTA NOS ÚLTIMOS CINQUENTA E SEIS ANOS (1938-1994)

A linha de costa ou linha praial é definida comumente pela intersecção entre as águas costeiras e as terras emersas. Ocorre avanço da linha de costa quando a deposição de sedimentos clásticos supera a retirada dos mesmos pelos processos erosivos praias, e a linha de costa recua quando esses processos erosivos suplantam o acúmulo de sedimentos junto à praia.

De acordo com BIRD (1983), a maioria das praias do globo estão acusando recuo e os casos onde há avanço da linha de costa se revelam localizados (BIRD, 1981).

A análise comparativa de fotografias aéreas na escala de 1:25.000 referentes aos anos de 1938, 1978 e 1994, possibilitou uma avaliação da tendência evolutiva da linha de costa na Praia da Armação nos últimos 56 anos. Além da análise comparativa da linha de costa, foi possível observar a evolução do processo de ocupação da área durante o período.

5.1. Resultados

Os trabalhos de fotointerpretação da área de estudo mostraram três situações com relação à ocupação durante o período analisado.

Em 1938 a área de estudo apresenta uma ocupação predominantemente agrícola e pesqueira. O cultivo das lavouras está associado à barreira III na Planície Costeira e às encostas do Embasamento. A barreira IV encontra-se praticamente preservada, com a presença de acumulações eólicas no setor Sul, a retaguarda da duna frontal (Foto 14).

As fotografias de 1957 mostram a degradação de uma ampla área da cobertura vegetal sobre a barreira IV no setor Sul. Nesta época pode-se observar indícios de uma ocupação incipiente nesse setor da praia (Foto 15).

Em 1978 observa-se a consolidação do processo de ocupação balneária local, concentrado no setor Sul. Esta ocupação traduz-se pelo avanço de construções sobre a duna frontal, ao longo de aproximadamente 500m, a partir da Ponta das Campanhas (Foto 16).

Em relação a 1978, a situação em 1994 (Foto 17) revela o adensamento do balneário e sua expansão em direção ao setor centro-Norte da praia.

Para efeito de comparação, foram observadas as condições de mar durante as tomadas das fotos aéreas. Desta forma foram consideradas apenas as missões aéreas apresentando similaridade dessas condições, sendo abandonadas as fotos referentes a 1957, devido à ocorrência de calmaria e/ou baixamar por ocasião da realização das fotos.

A figura 14 apresenta as medições de largura de praia para 1938, 1978 e 1994, com suas respectivas posições ao longo do arco praial. A partir da média das maiores e menores larguras de praia para cada época (Fig.15), foram identificados três setores distintos: o setor I, na porção Sul da praia, entre os pontos 1 e 6, com cerca de 1,1Km de extensão. Neste setor as larguras médias foram de aproximadamente 40, 25 e 12m em 1938, 1978 e 1994 respectivamente. O setor II, entre os pontos 5 e 8, com 1,1Km, apresentou para estes anos larguras médias aproximadas de 37, 27,5 e 25m e, ao Norte, entre os pontos 8 e 10, o setor III indicou larguras médias de 38, 32 e 30m em 1938, 1978 e 1994 (Fig.16).

Os dados das medições indicam um recuo generalizado da linha de costa na Praia da Armação nos últimos cinquenta e seis anos. Esse recuo mostrou-se mais acentuado no setor I, o qual apresentava em 1938 larguras de praia superiores aos setores II e III. Considerando os valores médios, o recuo da linha de costa chegou a 28m no setor I entre 1938-1994, enquanto que nos setores II e III foi de 12 e 8m, respectivamente.

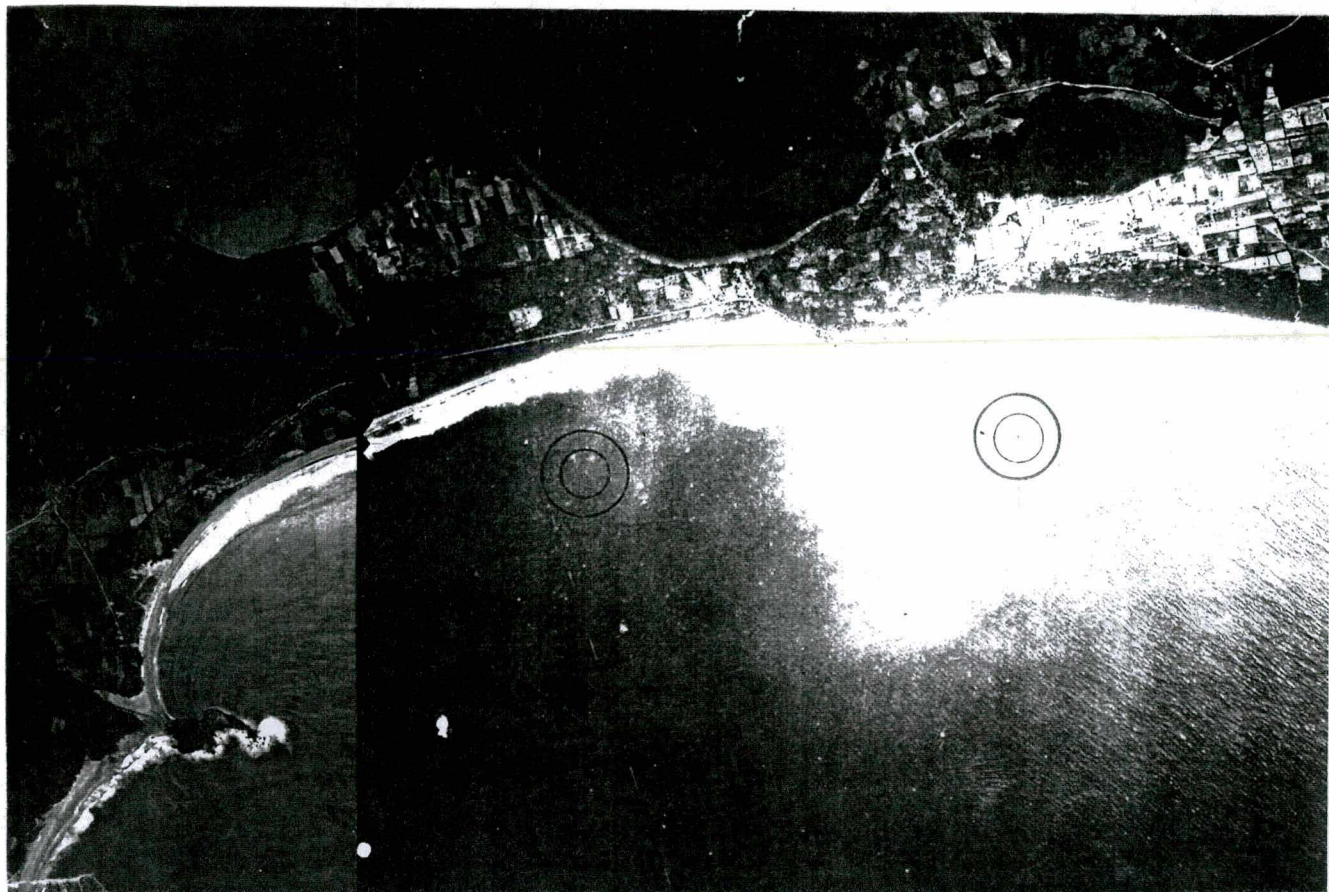


Foto 14. Praia da Armação em 1938.

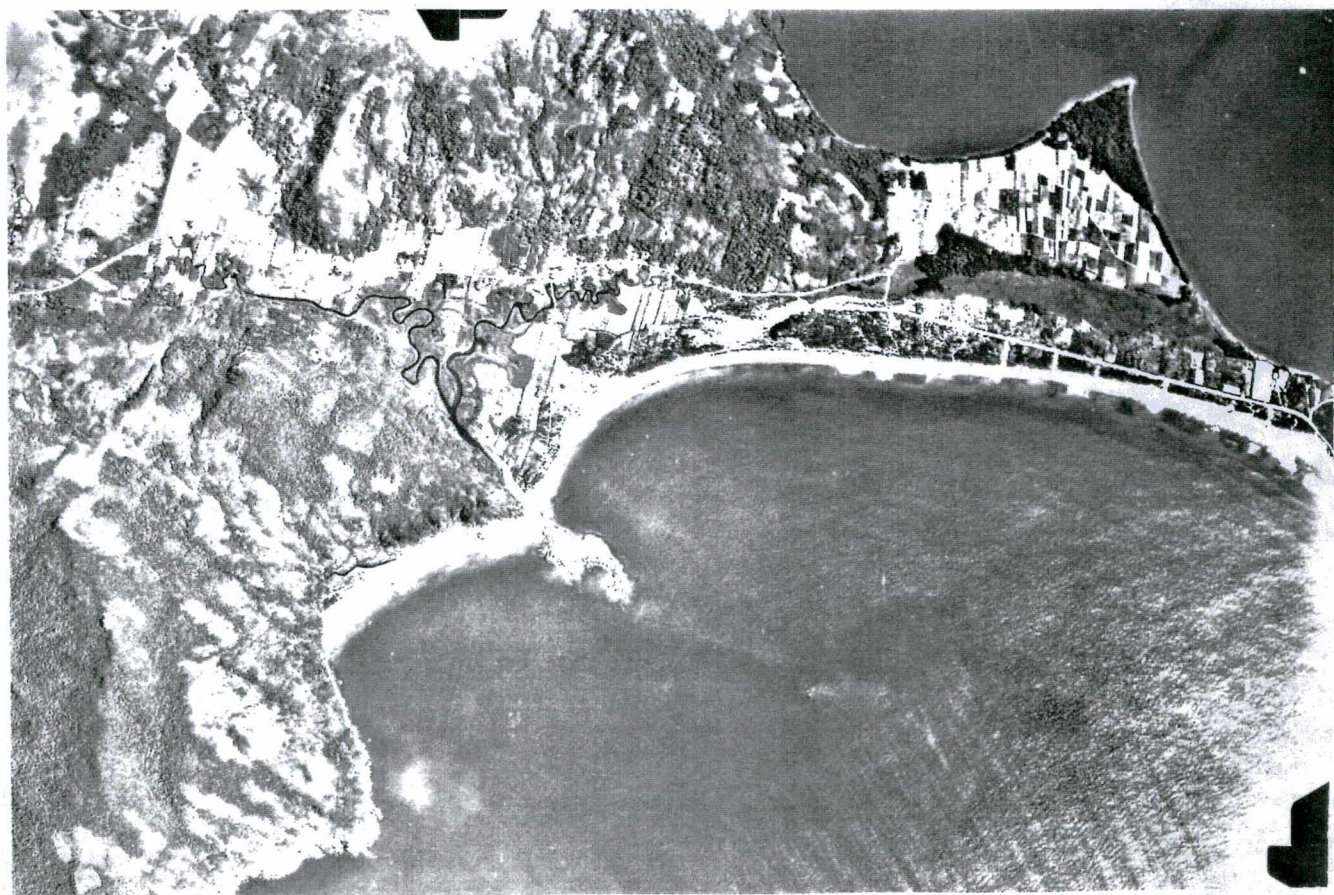


Foto 15. Praia da Armação em 1957. A atividade agrícola intensa no setor é observada através do parcelamento junto a Planície Costeira e as encostas do Embasamento.

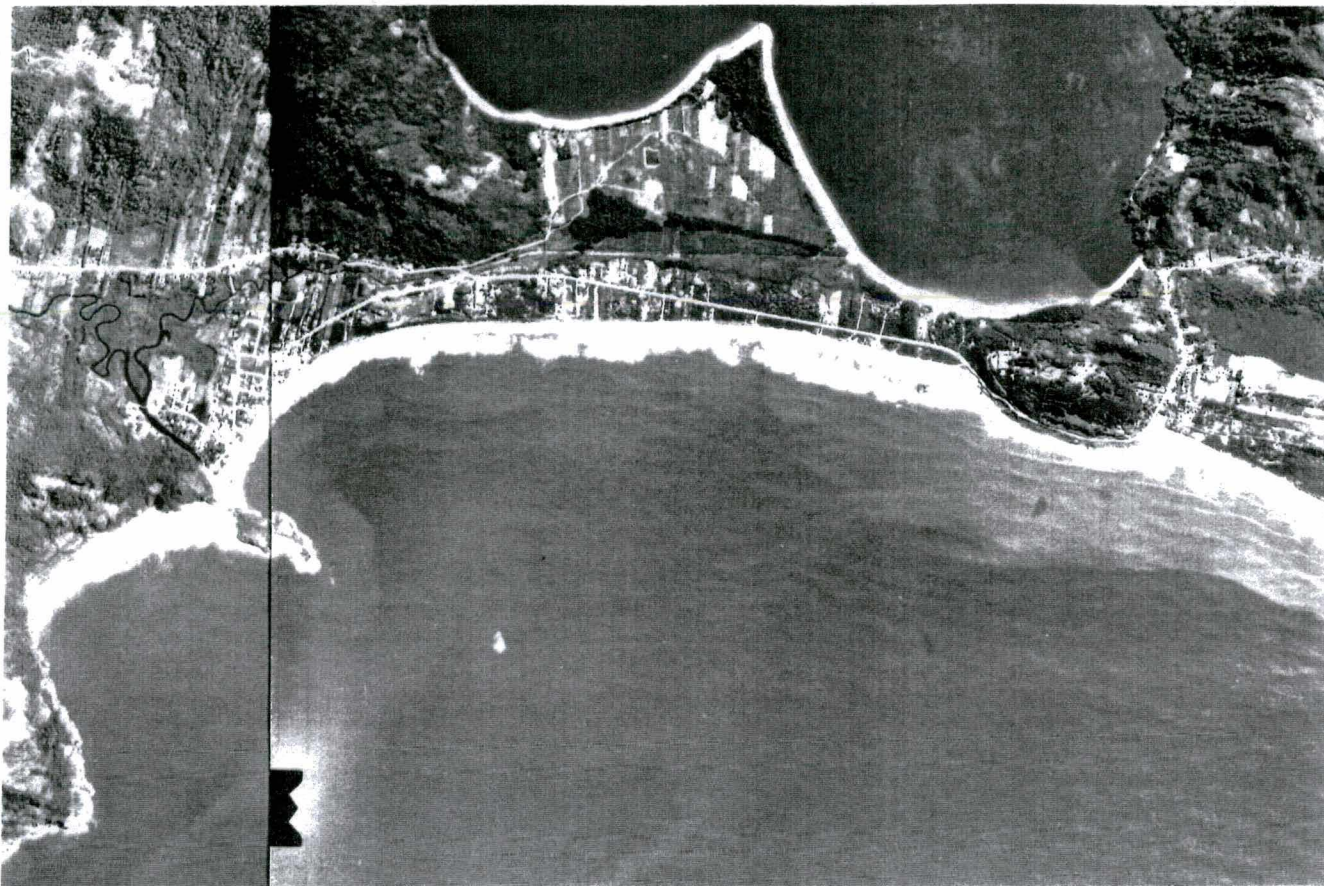


Foto 16. Praia da Armação em 1978. Observa-se o abandono das áreas agrícolas e uma ocupação balneária consolidada.

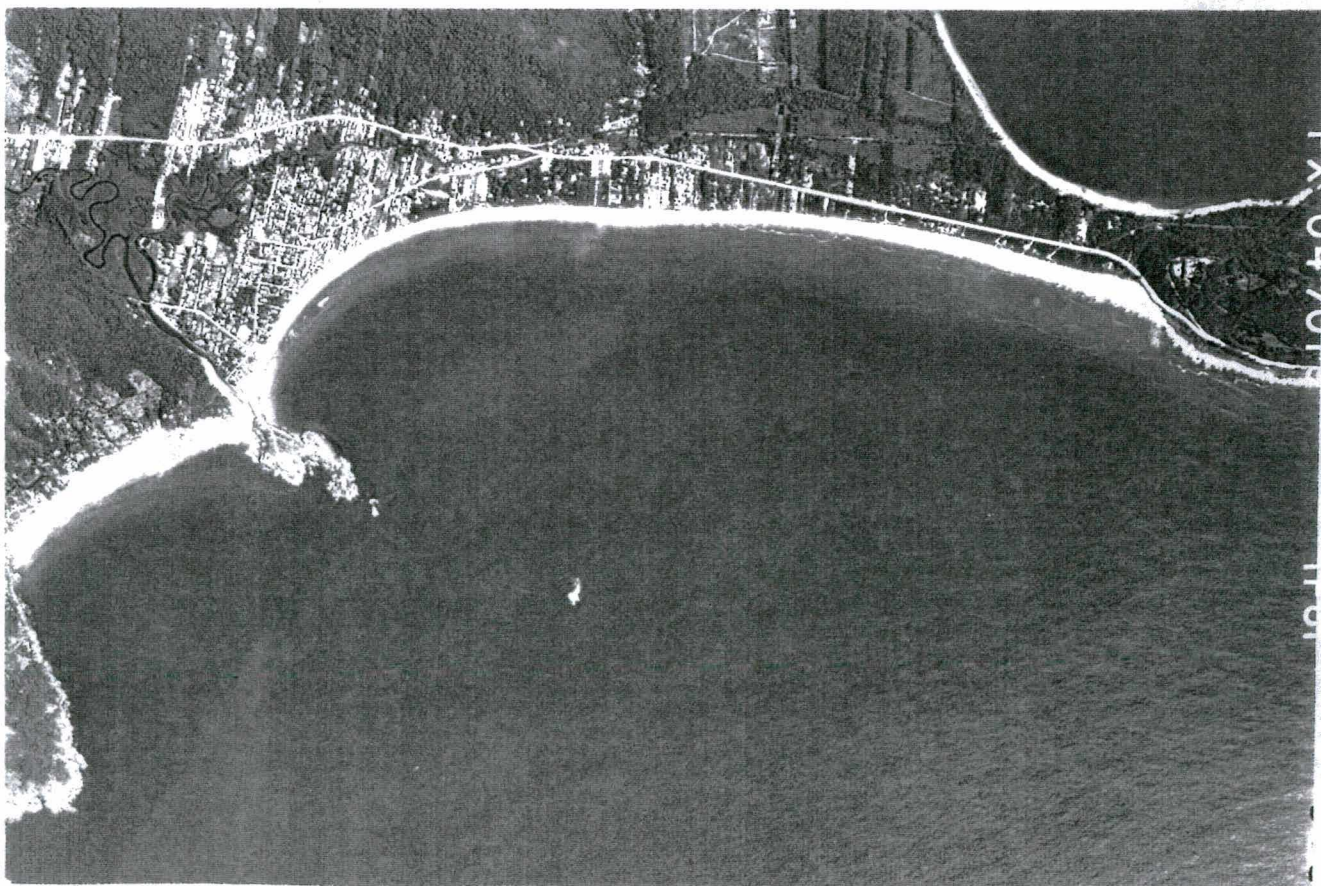


Foto 17. Praia da Armação em 1994, com o adensamento da ocupação ao Sul da praia e sua extensão para o setor Norte.

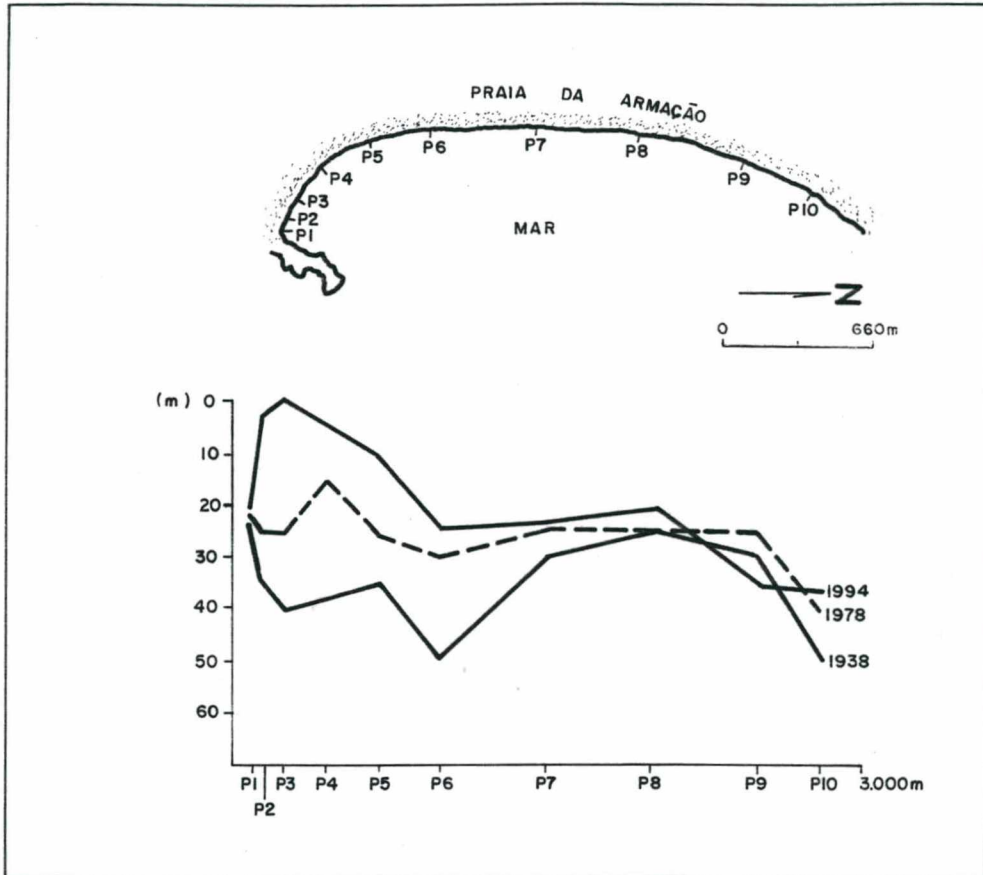


Fig. 14. Largura de praia em 1938, 1978 e 1994 na Praia da Armação e localização dos pontos de medição ao longo do arco praiial.

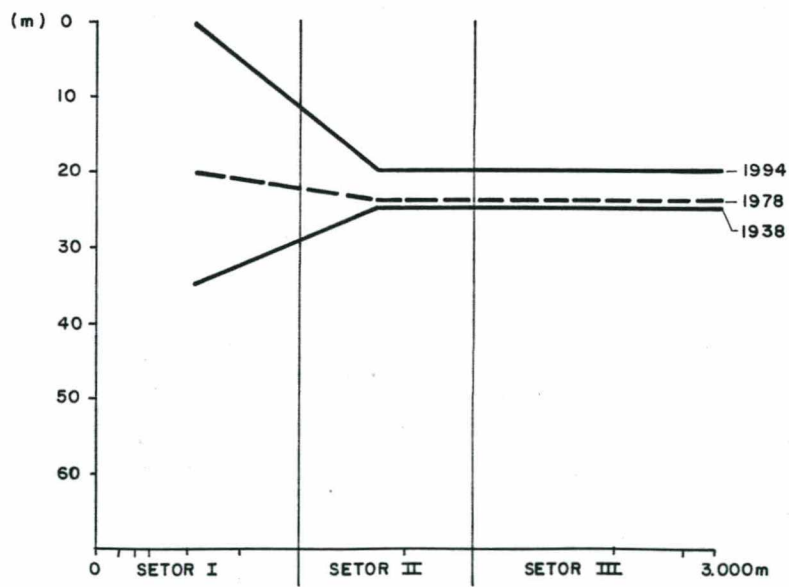
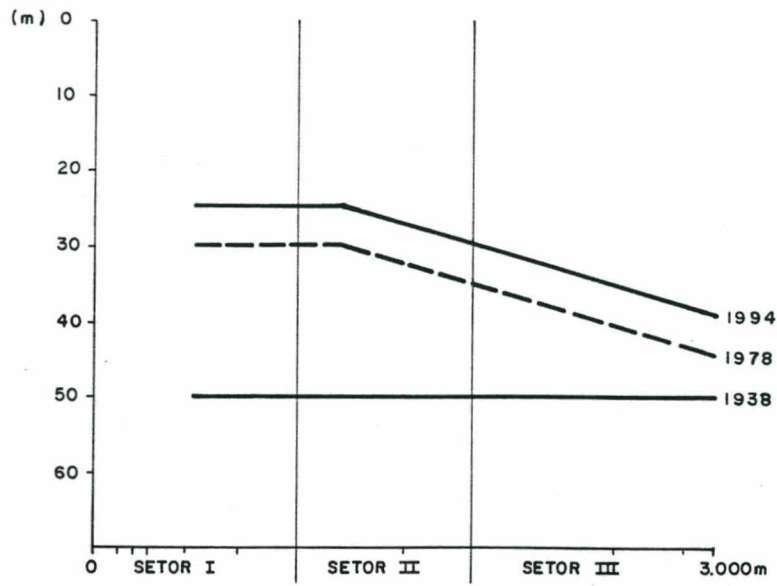


Fig. 15. Larguras de praia máximas e mínimas em 1938, 1978 e 1994 nos setores I, II e III.

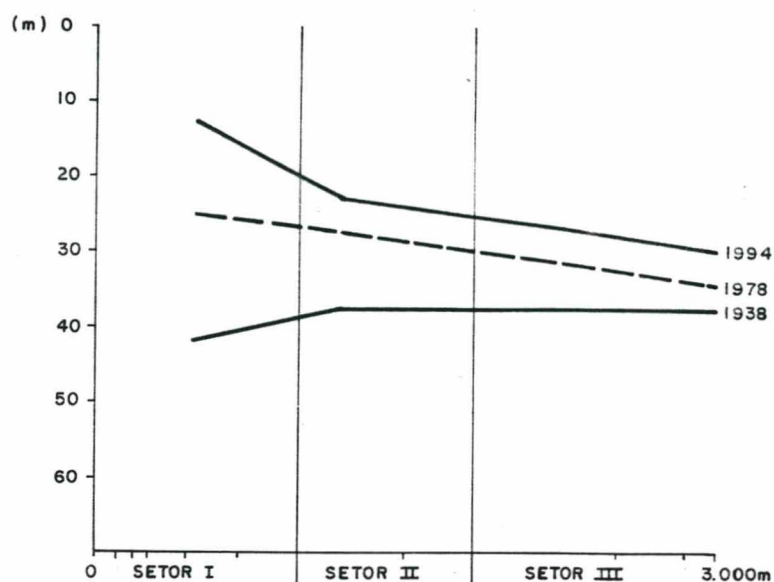


Fig. 16. Larguras médias da praia em 1938, 1978 e 1994 nos setores I, II, e III.

A amplitude máxima de variação da linha de costa nesse período corresponde ao ponto 3 com 40m e as menores amplitudes ocorrem entre os pontos 8 e 9 com 2 a 4m.

Entre 1938 e 1978, o setor II apresentou um recuo da linha de costa quase equivalente ao dobro do recuo no setor III, mantendo-se esta mesma relação com o setor I.

A taxa média de recuo para o período 1938-1994 foi de 0,50m/ano no setor I, 0,21m/ano no setor II e de 0,15m/ano no setor III.

Observa-se no entanto, uma aceleração dessa tendência de recuo da linha de costa a partir dos anos setenta no setor I, onde a praia praticamente desapareceu (Fotos 18 e 19). Entre 1978 e 1994 a taxa média de recuo nesse setor passou a 0,81m/ano, enquanto que no setor II e III houve uma redução dessa taxa para 0,12m/ano durante este período.

A tendência ao recuo na Praia da Armação apresentou variações no tempo e no espaço. O setor Norte mostrou-se menos suscetível ao recuo, apresentando menores valores de redução da largura de praia. Esta suscetibilidade aumenta em direção ao Sul, onde taxas mais elevadas de recuo da linha de costa revelam uma maior sensibilidade deste setor em relação aos processos erosivos praias.

Esse recuo generalizado da linha de costa durante o período de análise, bem como seu comportamento diferenciado ao longo do arco praias, levanta a questão sobre as causas dessa tendência erosiva na área de estudo.



Foto 18. Setor Sul da Praia da Armação em 1978.



Foto 19. Setor Sul da Praia da Armação em 1991.

5.2. Principais Fatores de Influência no Recuo da Linha de Costa

Os processos erosivos na Praia da Armação e conseqüente recuo da linha de costa não têm aparentemente uma única causa específica, sendo provavelmente o reflexo da interação de diversos fatores.

Uma possível elevação contemporânea do nível do mar, aspectos relacionados à orientação do arco praiial e à atuação de correntes costeiras, bem como impactos da ocupação e características dos sedimentos praiiais, são alguns dos fatores passíveis de explicar os processos erosivos observados na área de estudo.

5.2.1. Elevação contemporânea do nível do mar

O atual nível relativo do mar pode não corresponder ao mínimo atingido nos últimos 5.000 anos. Nesse caso, a tendência erosiva observada nas últimas décadas em muitas praias seria o reflexo do ajustamento do perfil da costa, dentro de um contexto marinho transgressivo.

De acordo com TOMAZELLI et al. (1995), nos últimos 2.000 anos o nível relativo do mar esteve 1 a 2m abaixo do nível atual no litoral do Rio Grande do Sul. A exposição de níveis de turfa junto à praia atual e a ocorrência de dunas transgressivas são apontados pelos autores como evidências de uma recente elevação do nível do mar.

No litoral do Paraná, ANGULO (1992), baseado em datações, sugere para os últimos 2.000 anos a ocorrência de níveis marinhos acima do atual, embora uma dessas datações permita considerar um nível de mar de até 10cm abaixo do atual, há cerca de 790 ± 80 anos A.P..

Em Santa Catarina, CARUSO Jr. (1993,1995) assinala a exposição de depósitos pleistocênicos em praias do litoral Sudeste e de depósitos

paleolagunares nas praias do Campeche e Moçambique, na Ilha de Santa Catarina. Datação realizada nestes últimos depósitos apresentou idade de 2.600 ± 170 anos A.P., indicando serem os mesmos mais antigos do que o pacote eólico que os recobre, atestando o caráter transgressivo dessas dunas. CARUSO Jr. (1993, 1995), no entanto, chama a atenção para o fato de que o desenvolvimento de dunas transgressivas não ocorre apenas durante os períodos de elevação do nível marinho, embora muitos autores estejam inclinados a esta interpretação.

Além dos principais fatores referidos na literatura para explicar as oscilações do nível relativo do mar ao longo da história geológica, tais como a glácio-eustasia, tectono-eustasia e mudanças no relevo do geóide, vários autores têm estudado os efeitos da emissão de gases pelas atividades humanas no globo, em especial o gás carbônico (CO_2), sobre o aumento da temperatura na atmosfera e conseqüente elevação do nível marinho. De acordo com BIRD (1987), o aumento da temperatura superficial da Terra estaria implicando em alteração do balanço hidrológico global, afetando dessa forma o nível dos oceanos, a partir, sobretudo, da expansão térmica das águas. Esse processo seria responsável, segundo o autor, por uma elevação mínima de 0,75mm/ano durante o último século.

VILLWOCK et al. (1992), em estudos mais detalhados sobre as oscilações do nível do mar durante o Holoceno no Rio Grande do Sul com base em datações de turfas e processos erosivos praias, indicaram um panorama atual transgressivo da ordem de 1 a 2mm/ano.

O aquecimento global da atmosfera nos últimos 100 anos e a conseqüente elevação do nível do mar, atribuídos freqüentemente à emissão de gases na atmosfera com o chamado efeito estufa, poderia resultar, de acordo com SUGUIO & TURCQ (1992), da tendência natural de melhoria climática, após o resfriamento do clima durante a "pequena idade do gelo", entre os séculos XVI e XIX.

Um dado que poderia reforçar essa hipótese de uma recente elevação do nível relativo do mar é a ocorrência, segundo CARUSO Jr. (1992), de um sambaqui submerso na Enseada da Pinheira, ao Sul da Ilha de Santa Catarina, defronte à planície de progradação do Campo de Araçatuba. De acordo com o autor, o sítio teria sido ocupado durante um nível de estabilização da linha de costa, tendo sido afogado a partir dessa nova fase transgressiva.

Um outro possível indício de uma elevação contemporânea do nível marinho seria o desenvolvimento do Pontal da Daniela, ao Norte da Ilha de Santa Catarina. De acordo com CARTER(1988), a formação de flechas arenosas pode ocorrer em contexto transgressivo. Neste caso, a Ponta da Daniela estaria se formando em detrimento das praias de Jurerê e Canasvieiras ao Leste, onde a atuação de processos erosivos estaria fornecendo às correntes de deriva material clástico para construção do pontal.

Na área de estudo, não ocorrem afloramentos de depósitos turfáceos junto à praia atual, como os descritos por TOMAZELLI et al. (1995) no litoral do Rio Grande do Sul e por CARUSO Jr. (1992) na Lagoa da Conceição. A ausência desse tipo de afloramento pode estar relacionada ao caráter restrito desses depósitos no setor, os quais se encontram confinados em estreita faixa entre os depósitos marinhos holocênicos e pleistocênicos. Contudo, o recuo generalizado da linha de costa nos últimos 56 anos, bem como a exposição periódica pelos processos erosivos praias de depósitos de intermarés mais antigos no setor central da praia, sugere ascensão do nível do mar, resultando no retrabalhamento desses depósitos.

Essa hipótese de uma elevação contemporânea do nível relativo do mar explicaria em parte o recuo observado na Praia da Armação, com o ajustamento do perfil de equilíbrio praias resultando na acentuação dos processos erosivos ao longo da praia. Explicaria igualmente o recuo diferenciado ao longo do arco praias. Todavia, outros fatores podem intervir, provocando ou agravando o quadro geral de recuo da linha de costa na área de estudo.

5.2.2. Orientação da praia

Fatores oceanográficos e a morfologia litorânea definem a orientação de uma praia (SUGUIO, 1992). Três situações em relação às ondulações dominantes são comumente encontradas: normal, paralela ou oblíqua.

As praias que apresentam orientação oblíqua às ondulações predominantes e se encontram associadas à presença de um promontório em uma de suas extremidades, delineando uma forma curvada, são definidas na literatura como sendo do tipo parabólica (HSU & EVANS, 1989) ou logarítmico-espiral (YASSO, 1982) (Fig. 18).

Esse tipo de praia é formada a partir da erosão de um promontório, em resposta aos processos de refração e difração das ondulações predominantes em torno do mesmo (SILVESTER, 1970). Outras denominações para este tipo de praia são "zeta-curva" (HALLIGAND, 1906), "half-heart shaped" (SILVESTER, 1960) e "hook-shaped" (LEBLOND, 1972).

De acordo com BREMNER (1983), vários modelos numéricos (LEBLOND, 1972; REA & KOMAR, 1975) e analíticos (LEBLOND, 1979) têm sido utilizados na tentativa de reproduzir uma praia de forma logarítmica-espiral. Algumas das variáveis introduzidas nesses modelos referem-se à energia de ondas, ao tamanho dos sedimentos e à declividade da praia.

Uma praia em forma de espiral é considerada em equilíbrio quando as ondas incidentes arrebentam simultaneamente ao longo do arco praial (SILVESTER, 1960; LEBLOND, 1979). De acordo com BREMNER (1983), uma vez atingida essa condição, a parte da praia em forma de curva será paralela às cristas de frentes de ondas que entram na praia. Nesse setor, as ondas são afetadas apenas pela refração em banco arenoso situado lateralmente ao promontório e pela difração em torno desse último (Fig. 17). Conseqüentemente o

tamanho das ondas apresenta-se menor na zona de sombra formada pelo promontório, do que no restante da praia, com o predomínio de areias finas e baixas declividades. O fluxo de energia seria normal à praia, não ocorrendo corrente de deriva litorânea.

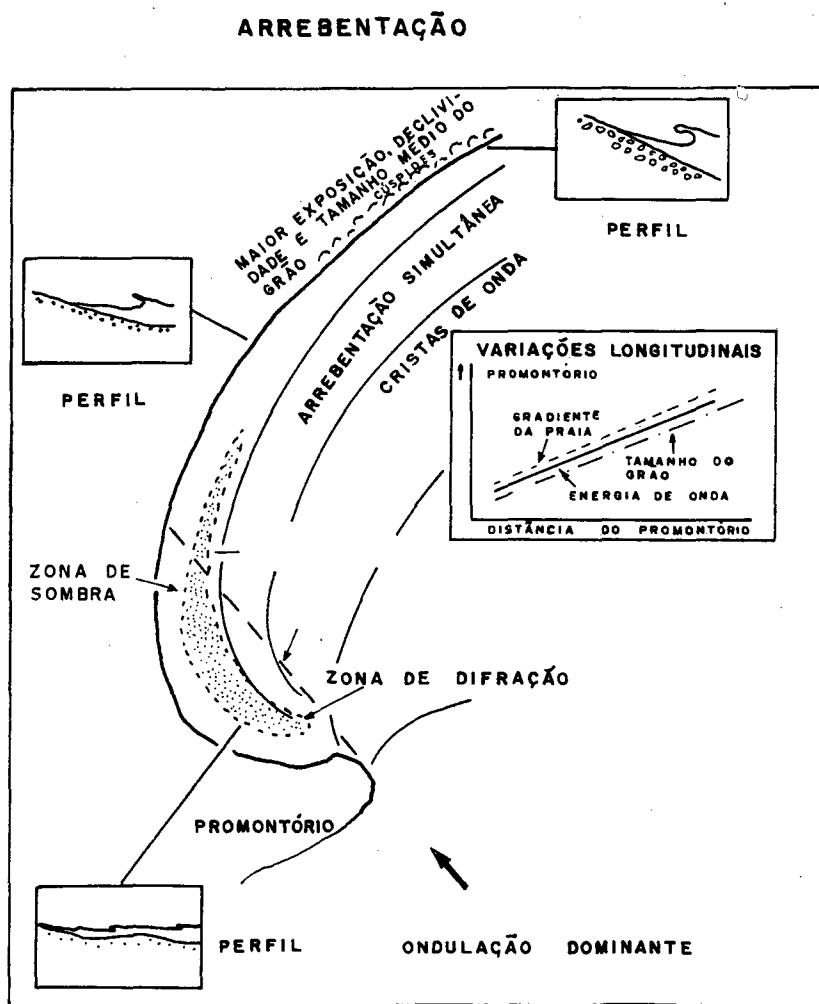


Fig. 17. Modelo de praia em forma de espiral (in CARTER, 1988).

Entretanto a descrição apresentada nesse modelo, segundo BREMNER (1983), representa uma situação ideal. Um dos aspectos ignorados seria a existência de correntes longitudinais geradas pela diferença na altura das ondas que quebram ao longo da praia, ocasionada pela difração de ondas junto ao promontório. Essa corrente é formada pela transferência de energia do setor onde as ondas são maiores para o setor com menores alturas, sendo capaz de transportar sedimentos finos, ultrapassar o promontório e deslocá-los para águas mais profundas (GOURLAY, 1974).

De acordo com SILVESTER & HSU (1993), os embaixamentos ou praias em parabólico ou espiral receberam pouca atenção até uma recente reanálise realizada por HSU et al. (1987). Um exemplo clássico desse tipo de praia corresponde à praia de Half Moon Bay, na Califórnia, estudada por KRUMBEIN (1944), o qual sugeriu sua aproximação com o modelo logarítmico-espiral. YASSO (1965), em estudo realizado em quatro praias da costa Leste e Oeste dos E.U.A., concluiu igualmente sobre a semelhança com o modelo.

Uma comparação entre a configuração da Praia da Armação e a Praia de Half Moon Bay na Califórnia permite classificar a área de estudo como sendo do tipo logarítmico-espiral (Fig. 18). Com orientação oblíqua em relação às ondulações dominantes de NE e S-SE e associada à presença em sua extremidade Sul da Ponta das Campanhas, a Praia da Armação apresenta, na sua forma em plano, as características indicadas pelo modelo de praias em espiral.

Para LEBLOND (1979), a forma das praias log-espiral é a consequência dos processos de difração, do gradiente dos baixios próximos à praia e da relação declividade/tamanho de grão/equilíbrio energético.

De acordo com SILVESTER e colaboradores (1972, 1980), o equilíbrio das praias em espiral é baseado na proporção de reentrância da costa e do ângulo de incidência das ondas predominantes.

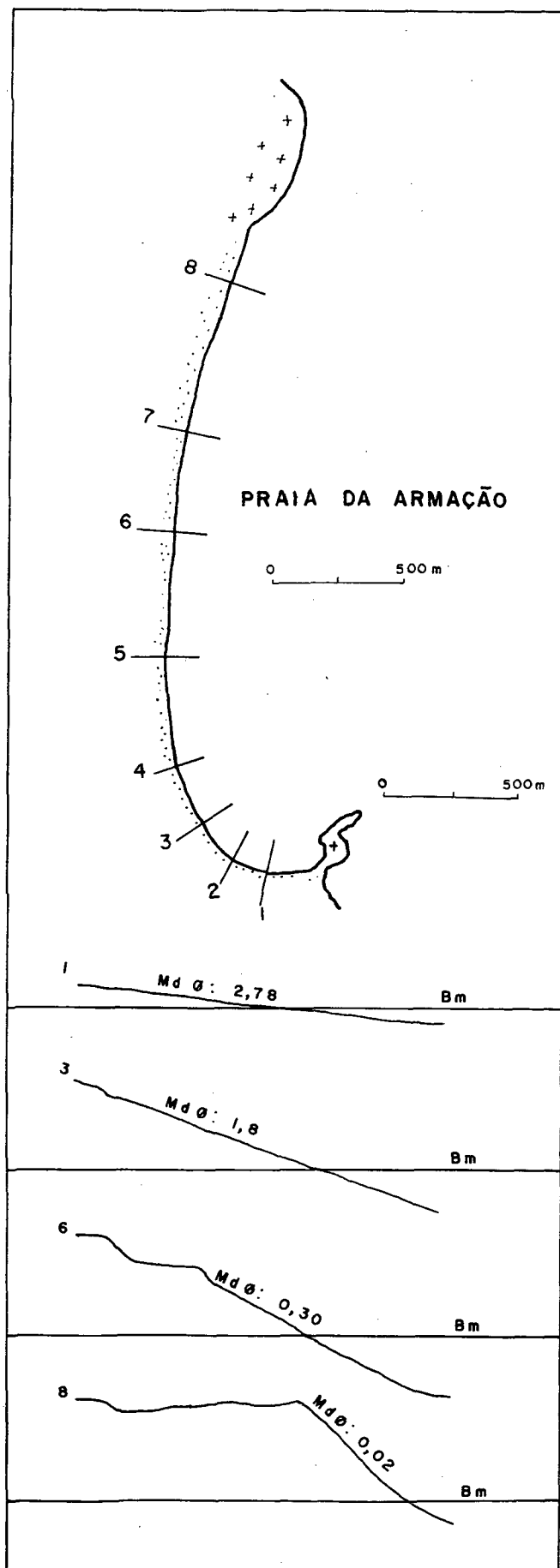
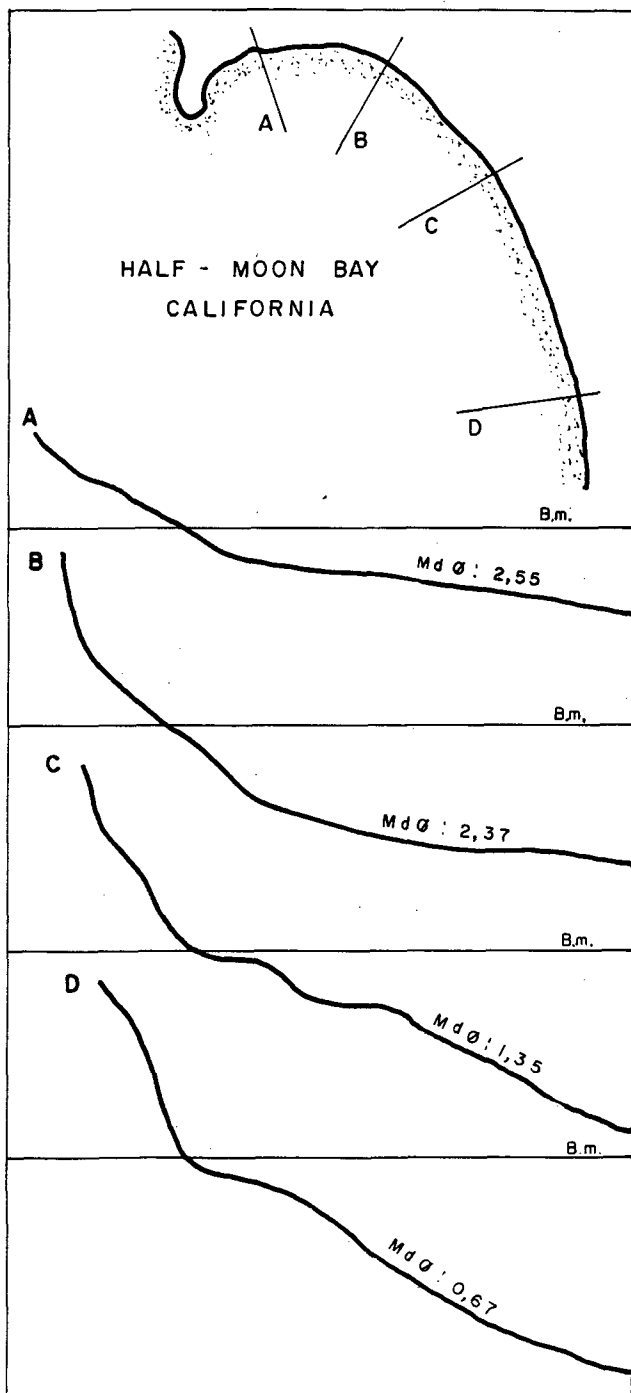


Fig. 18. Comparação entre a Praia da Armação e a Praia de Half Moon Bay, na Califórnia, U.S.A..

Pequenas modificações na incidência de ondas, no fluxo de sedimentos ou variações na influência de baixos fundos, promontórios ou ilhas, podem causar desequilíbrios na forma planimétrica dessas praias (CARTER, 1988). De acordo com BREMNER (1983), modificações na linha de costa podem igualmente ser introduzidas por estruturas artificiais.

Desse modo, segundo BREMNER (1983), o estado de equilíbrio de uma praia em forma de espiral não é estático, mas representa uma posição média entre um grande número de configurações provocadas por modificações nas condições ambientais.

A figura 19 apresentada por SILVESTER & HSU (1993), mostra o comportamento de uma praia em espiral, em função da direção de ataque por ondas de tempestade. Quando a praia é atingida perpendicularmente pelas ondas (Fig. 19 A), observa-se uma atuação mais intensa de processos erosivos no setor mais exposto da praia, onde o recuo da linha de costa é maior. Com os processos de difração em torno do promontório gerando diferença na altura de onda ao longo da praia, origina-se um gradiente entre a área exposta e a zona de sombra, responsável pela formação de uma corrente longitudinal neste sentido. Essa corrente leva ao transporte de sedimentos em direção à área de sombra, podendo, como já foi assinalado, ultrapassar o promontório, provocando erosão e recuo da linha de costa também nesse setor.

Na figura 19 B, o ataque oblíquo em direção à zona de sombra provoca correntes de deriva com velocidade acentuada neste sentido, levando toda a praia a uma maior exposição aos processos erosivos, resultando, sobretudo, em recuo da linha de costa mais importante na área de sombra, comparativamente à situação A.

A terceira situação (Fig. 19C) mostra o ataque oblíquo por ondas no sentido inverso à situação anterior. Observa-se um recuo mais acentuado e homogêneo na porção retilinizada da praia, mantendo-se a zona de sombra mais preservada. Nesse caso pode igualmente intervir a formação de uma corrente

longitudinal em direção a essa área, a partir do já referido gradiente de altura de onda na arrebentação ao longo da praia.

A Praia da Armação apresenta as mesmas situações com relação à incidência de ondas apresentadas na figura 19. A situação A caracteriza as chamadas lestadas na Ilha de Santa Catarina, provocadas pelo avanço da Frente Polar Atlântica na região, sob forma de frente fria oclusa e estacionária, gerando ventos e chuvas persistentes (MONTEIRO, 1992). Nesse caso, o acúmulo de água junto à costa eleva o nível de atuação das ondas ao longo de toda a praia, levando à atuação de processos erosivos, caracterizando, desse modo, a situação de maior fragilidade para o setor Sul.

A situação B é típica da atuação de ondas oriundas de NE, que correspondem a 20,5 % de incidência de ondas na área de estudo. Considerando a menor intensidade dessas ondas, as correntes de deriva litorânea que se formam em direção ao Sul deslocam preferencialmente os sedimentos arenosos finos, que se concentram na área de sombra. A atuação dessa corrente além da Ponta das Campanhas pode estar acarretando a retirada, do sistema, de parte da fração arenosa mais fina, contribuindo ao recuo mais acentuado da linha de costa no setor Sul nos últimos 56 anos.

A terceira situação corresponde à atuação na área de estudo das ondulações de SE. A incidência dessas ondas de maior intensidade atinge preferencialmente o setor centro-Norte da praia. Acompanhadas da passagem de frentes frias na região, essas ondulações provocam erosão e recuo da linha de costa. O setor Sul, protegido da ação direta dessas ondas, pode ser invadido pelas correntes longitudinais geradas no sentido geral Norte-Sul.

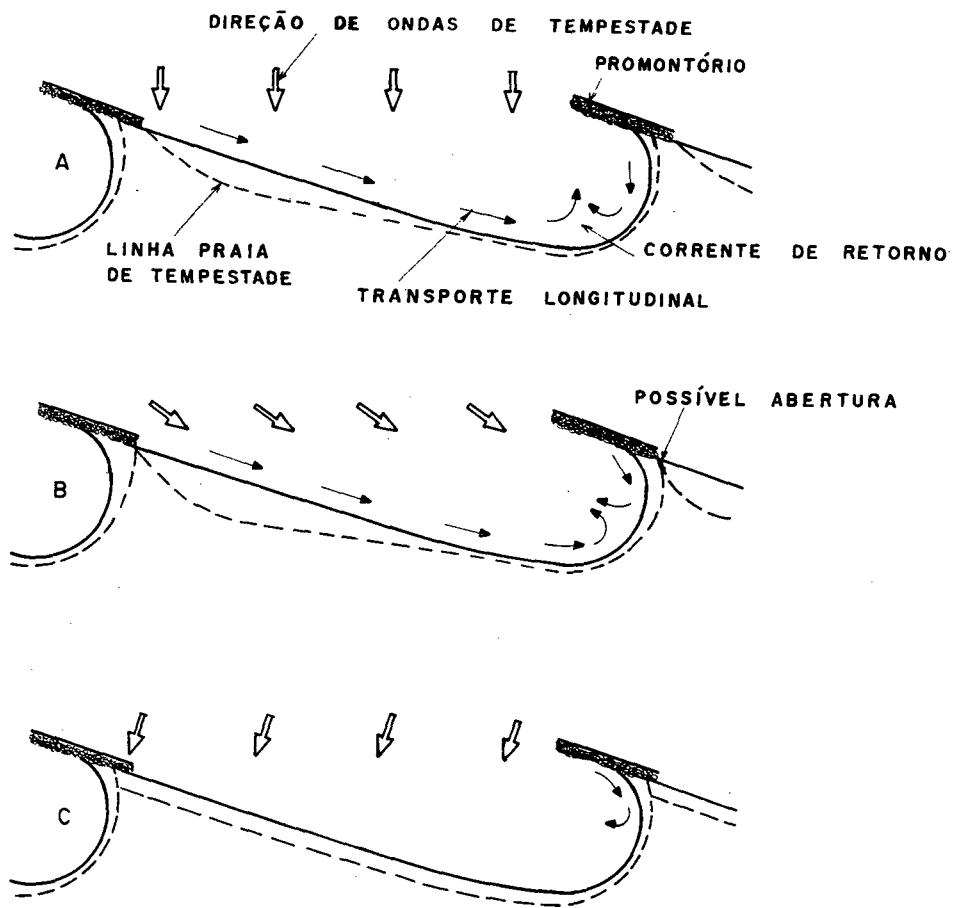


Fig. 19. Comportamento das praias em forma de espiral durante o ataque por ondas de tempestade (in SILVESTER & HSU, 1993).

A identificação do padrão de circulação local, através de um estudo de hidrodinâmica na área, deverá verificar em que medida o esboço acima corresponde à realidade, ou ainda determinar suas nuances.

No momento, o confronto entre as observações sobre a distribuição do tamanho dos sedimentos ao longo da praia, com concentração de areias finas ao Sul e médias a grossas no setor centro-Norte, e o esquema de incidência de ondas e correntes resultantes apresentado, pode auxiliar na explicação do recuo diferenciado da linha de costa ao longo da Praia da Armação.

O estoque de sedimentos mais grosseiros no setor II e III da praia oferece maior resistência ao transporte lateral, o que poderia explicar um menor recuo da linha de costa nesses setores nos últimos 56 anos.

O setor I, apesar de sua situação relativamente protegida da ação direta das ondas, mostra maior susceptibilidade à erosão e ao recuo. A atuação de correntes longitudinais e de uma possível corrente de retorno junto à Ponta das Campanhas, associadas à maior vulnerabilidade ao transporte dos sedimentos finos, seria responsável, pelo menos em parte, pelo forte recuo da praia nesse setor.

O avanço da ocupação balneária sobre a duna frontal no setor I constitui outro fator, não desprezível, de influência sobre os processos erosivos praias e conseqüente recuo da linha de costa.

5.2.3. Impactos da ocupação sobre o recuo da linha de costa

A ocupação da costa introduz freqüentemente distúrbios nos ambientes costeiros. Segundo CARTER (1988), a habilidade desses ambientes em absorver as pressões antrópicas varia consideravelmente, podendo resultar em alterações tanto imperceptíveis como catastróficas.

Os ambientes praias são os que respondem mais rapidamente às perturbações introduzidas, sejam elas de ordem natural ou relacionadas à ocupação.

A erosão de praias e conseqüente recuo da linha de costa reflete modificações no balanço sedimentológico local. Como tem sido amplamente relatado na literatura, esse processo pode ser desencadeado por alterações introduzidas ao longo da linha de costa. Essas alterações correspondem à interceptação dos sedimentos veiculados ao longo da costa pelas correntes de deriva litorânea, através de estruturas artificiais como por exemplo os molhes de acesso a portos ou ainda aqueles destinados à proteção costeira. O déficit sedimentológico resultante à jusante destas estruturas, leva ao recuo da linha de costa.

Por outro lado, vários autores (SHORT & HESP, 1982; HESP, 1988; PSUTY, 1988), têm salientado a estreita interação entre a antepraia, a praia e as dunas frontais, controladas pelo balanço local de sedimentos.

Desse modo, esses três sub-ambientes praias caracterizam-se pelo seu funcionamento solidário, de modo que, nos períodos de predomínio de ondulações, os sedimentos praias são carreados da antepraia para a praia, onde, mobilizados pelos ventos, podem alimentar a construção de uma duna frontal. Por sua vez, durante a atuação de ondas características de situações tempestuosas, os processos erosivos sobre a praia são atenuados a partir da transferência de material da duna frontal em direção à praia, em resposta ao ataque do pós-praia pelas ondas nestas ocasiões.

Qualquer alteração introduzida pelo homem em cada um destes sub-ambientes repercutirá sobre o balanço de sedimentos e, conseqüentemente, sobre o equilíbrio do perfil praias.

Na área de estudo, como assinalado anteriormente, observa-se o avanço da ocupação sobre a duna frontal nas últimas décadas, atingindo principalmente o setor Sul da praia. A situação protegida desse setor em relação às ondas e à atuação dos ventos de quadrante Sul, propiciou a implantação de uma comunidade pesqueira e de uma estação balneária no local.

Todavia, no decorrer do tempo, essa proteção do setor Sul revelou-se aparente, devido à sua maior susceptibilidade aos processos erosivos, controlada pela forma em espiral da praia. Nesse sentido, a ocupação desse setor veio, sobretudo, evidenciar e agravar a natural e acentuada fragilidade deste tipo de sistema praial.

O desaparecimento da duna frontal e sua substituição por um alinhamento de muros e enrocamentos provocou a perda das defesas naturais da praia contra o ataque das ondas. A interrupção das trocas entre o pós-praia e a praia levou a um maior aplainamento do estirâncio superior, resultando em diminuição do amortecimento das ondas durante o espraiamento e, conseqüentemente, em maior ingressão das ondas que arrebentam na área. Este quadro reduz o poder de dissipação de energia do perfil praial, o que, associado à menor permeabilidade do substrato em função do predomínio de areia fina, favorece a retirada de sedimentos da parte emersa da praia durante o refluxo das águas.

Outro aspecto a ser considerado é o aumento da turbulência das ondas no setor Sul, provocado pelo efeito de reflexão introduzido pela presença dessas estruturas rígidas no pós-praia. De acordo com CARTER (1988), a reflexão das ondas que arrebentam sobre muros verticais provoca, freqüentemente, a formação de ondas estacionárias ou pulsações hidráulicas na zona costeira. WALKER (1981) salientou o aumento do poder erosivo das ondas sobre a praia a partir deste mecanismo de reflexão. De acordo com MUEHE & DOBEREINER (1977), os sedimentos praias assim removidos da praia podem ser depositados além da zona de arrebentação, modificando a morfologia do fundo próximo à

costa. Essa modificação na morfologia de fundo, segundo PILKEY et al. (1978), pode influir na aproximação e forma de ataque das ondas, não apenas nos setores frontais às construções, como também nos setores adjacentes.

A intensificação do processo de ocupação da praia, a partir de 1978, foi acompanhada pela aceleração do recuo da linha de costa no setor Sul, levando à destruição das construções que avançam sobre a praia, como pode ser observado nas fotos 20 e 21. A construção de um molhe entre a Ponta das Campanhas e a praia nos anos oitenta (Foto 22), favoreceu pequena acumulação na área, sem alterar significativamente o quadro geral do setor. Seu posicionamento, no entanto, interrompeu um possível "by passing" de sedimentos, oriundo da praia do Matadeiro, imediatamente ao Sul da Praia da Armação. A orientação dessa praia em relação à direção predominante do transporte costeiro na região favorece a captação de sedimentos que, até a construção do molhe, possivelmente contribuía na alimentação do setor Sul da Armação. Isso pode ser deduzido a partir do periódico entulhamento de sedimentos, junto à face do molhe voltada para Sul. Esse material é em geral redistribuído, com o aumento da vazão do rio da Armação, que deságua no local, por ocasião de fortes precipitações. Essa maior suscetibilidade à erosão do setor Sul da Praia da Armação, característica das praias em espiral, aliada às perturbações introduzidas no balanço local de sedimentos por uma ocupação inadequada, explicariam o recuo mais acentuado da linha de costa nesse setor nos últimos 56 anos.

Nesse contexto, uma possível elevação contemporânea do nível relativo do mar viria apenas agravar o quadro de predisposição do setor Sul da praia à atuação dos processos erosivos.

A constatação dessa tendência ao recuo da linha de costa na Praia da Armação, levou ao monitoramento da área durante um ciclo praiial. Este trabalho visou à caracterização sedimentológica e morfodinâmica da praia, no intuito de melhor entender os processos atuantes na definição do quadro observado.

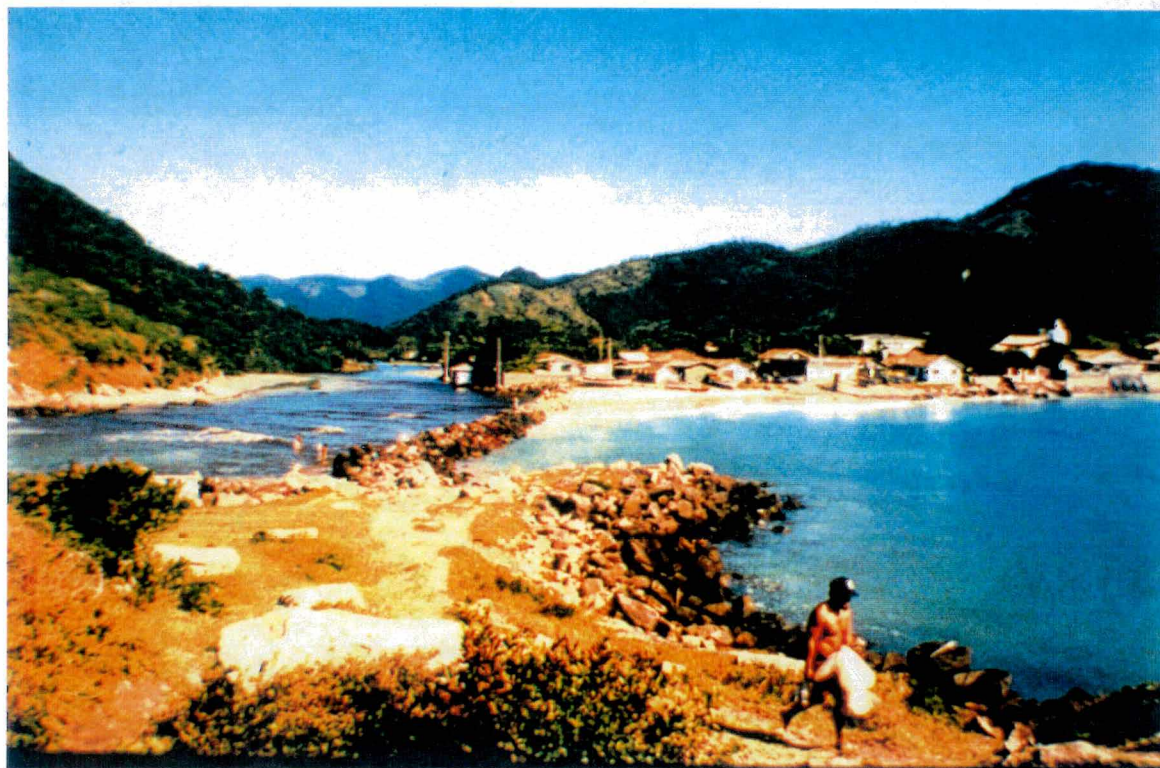


Foto 20. Molhe localizado ao Sul da Praia da Armação interrompendo a comunicação com a Praia do Matadeiro.



Foto 21. Desaparecimento da praia e destruição de construções no setor Sul durante um forte episódio erosivo (10/90).

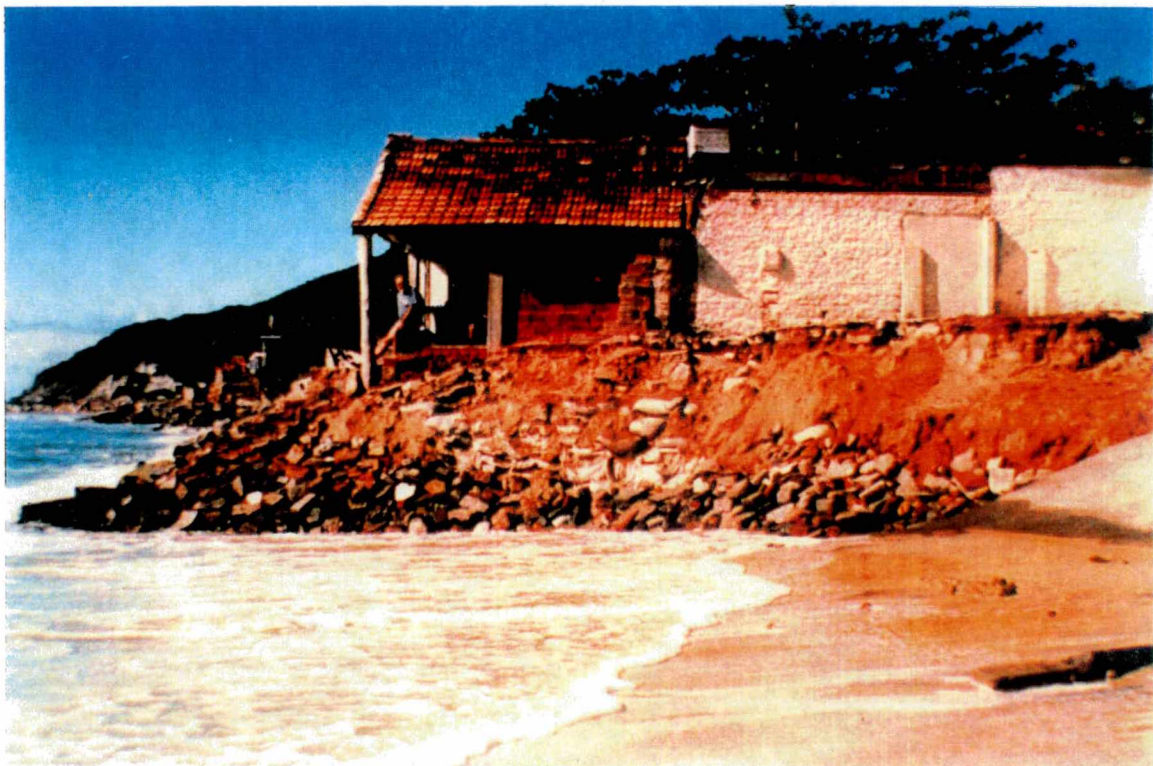


Foto 22. Destruição de construções que avançam sobre a praia no setor Sul, durante fortes episódios erosivos em 1991.

6. CARACTERÍSTICAS MORFODINÂMICA E SEDIMENTOLÓGICA DA PRAIA DA ARMAÇÃO

6.1. Considerações sobre a Dinâmica dos Ambientes Praiais

Os ambientes praias caracterizam-se por sua grande mobilidade no tempo e espaço. A interação entre as características sedimentológicas e variações na energia de ondas determinam o comportamento morfodinâmico de um sistema praial (WRIGHT & SHORT, 1984). O monitoramento das variações morfodinâmicas através do levantamento de perfis transversais à praia, bem como a coleta e análise de dados sedimentológicos representam, de acordo com BITTENCOURT et al. (1987), um método eficiente e de baixo custo no estudo das feições praias.

Os ventos, ondas e as correntes litorâneas retrabalham continuamente os materiais encontrados na faixa litorânea, erodindo, transportando e depositando os sedimentos (KOMAR, 1976). Desse modo, o perfil transversal de uma praia varia com o ganho ou perda de areia, de acordo com a energia das ondas, adaptando-se às diferentes condições oceanográficas (MUHE, 1994).

Até o momento, não se estabeleceu consenso quanto à terminologia utilizada na literatura para designação dos sub-ambientes que compõem o perfil praial (Fig. 20).

A terminologia adotada neste trabalho para designar o perfil praial compreende três compartimentos: a antepraia (parte superior da shoreface), que corresponde à parte do perfil sempre submersa, a qual inclui a zona de surf ou arrebenção; o estirâncio (foreshore) que se estende do nível de baixa mar até o nível de preamar e o pós-praia (backshore), que situa-se acima da preamar, podendo conter acumulações de bermas (Fig. 21).

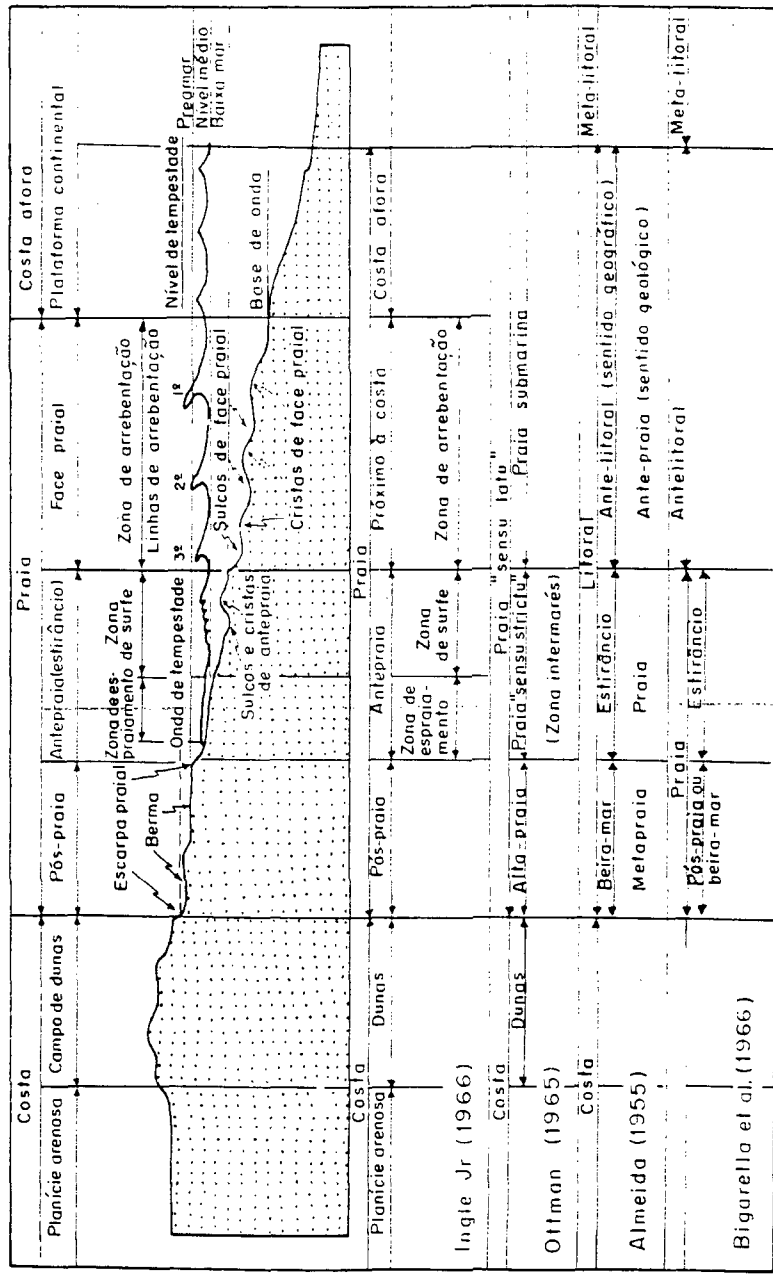


Fig. 20. Terminologia utilizada na literatura para designação dos sub-ambientes praias (in SUGUIO, 1992).

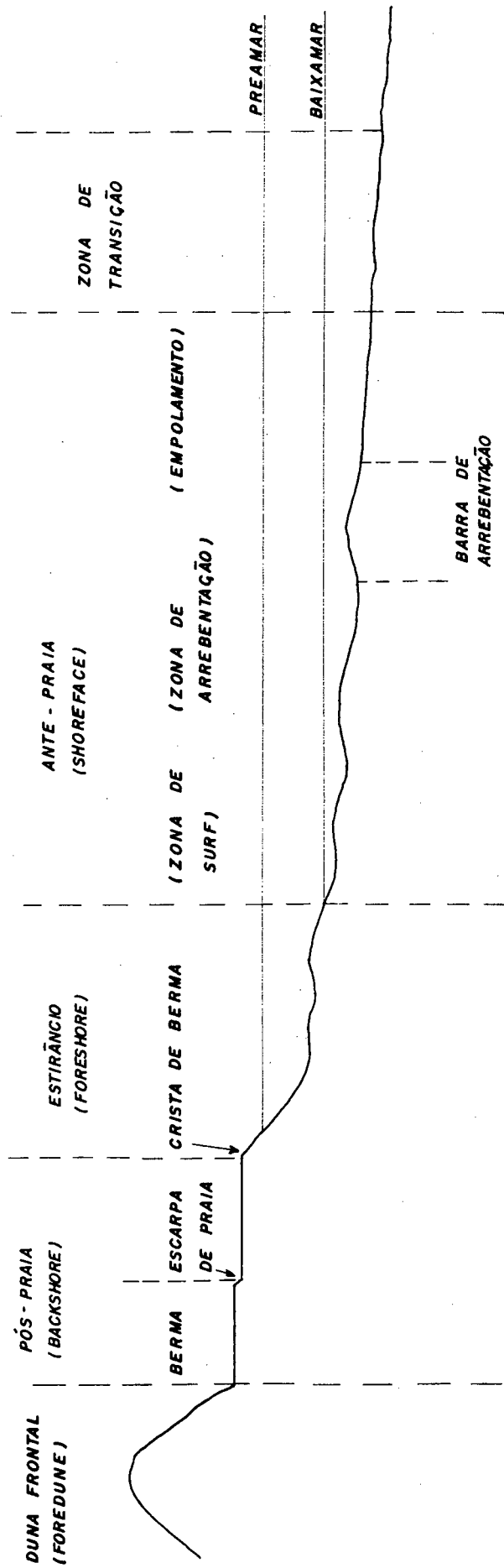


Fig. 21. Terminologia adotada neste trabalho para os sub-ambientes praias.

Vários autores, utilizando métodos mais ou menos sofisticados, têm apresentado classificações para caracterizar a variabilidade do perfil praiial. SAVILLE (apud ARAYA-VERGARA, 1986) apresentou duas classificações: perfil de ressaca e de verão; SHEPARD (apud ARAYA-VERGARA, 1986) classificou o perfil de verão e de inverno; HAYES e BOOTHNOYD (apud ARAYA-VERGARA, 1986), de tempestade e de pós-tempestade; ARAYA-VERGARA (1986), de erosional e acrescional; SUGUIO (1992) definiu o perfil de verão, construído por ondulações e o de inverno, construído por ondas de tempestades. Esses autores baseiam suas classificações no caráter sazonal dos perfis, de acordo com a alternância entre tempo bom (acresção) e tempestade (erosão). Todavia, para ARAYA-VERGARA (1986), o perfil de inverno não é sinônimo de erosão, pois experimentos comprovam que processos de acresção podem estar ligados ao impacto de ondas de tempestade.

Um modelo classificatório mais completo de variabilidade do perfil praiial foi desenvolvido pela escola australiana de geomorfologia. Seis estados ou estágios morfológicos distintos foram reconhecidos, associados a diferentes regimes de ondas e marés, caracterizados por dois estágios extremos (estágio dissipativo e reflexivo) e quatro estados intermediários (SHORT, 1979; WRIGHT et al., 1979; WRIGHT et al., 1982; WRIGHT & SHORT, 1984, entre outros).

Nestes trabalhos, os autores estabelecem relações entre largura e gradiente da antepraia, altura e esbeltez das ondas, granulometria e estoque de sedimentos, na definição dos estágios ou estados morfodinâmicos do perfil praiial.

Essas interações entre as variáveis morfodinâmicas foi sintetizada pelos autores através do parâmetro empírico adimensional ômega (Ω), o qual é expresso pela equação $\Omega = H_b / w_s \cdot T$, onde H_b é a altura de arrebentação da onda, w_s a velocidade de sedimentação da partícula e T o período da onda (WRIGHT & SHORT, 1984).

Ainda segundo esses autores, valores de Ω inferior a 1 caracterizam praias reflectivas, enquanto os valores superiores a 6 definem praias dissipativas. As praias reflectivas têm como característica elevada declividade do estirâncio e são geralmente associadas a sedimentos de granulometria grosseira, além de estreita zona de arrebentação. As praias dissipativas apresentam baixo declive, zona de arrebentação desenvolvida e granulometria geralmente fina. Entre os dois extremos, outros quatro estados morfodinâmicos intermediários são possíveis, reunindo características dos dois extremos. Nesses casos, Ω apresenta valores entre 1 e 6.

De acordo com GUZA & INMAN e WRIGHT & SHORT (apud TOLDO Jr. et al., 1993), os dois estágios extremos no modelo da escola australiana, ou seja estágio dissipativo e reflectivo, podem ser identificados através do parâmetro "surf scaling parameter", o qual associa o tipo de rebentação (deslizante, mergulhante, frontal e ascendente), com o estágio do perfil praial.

Segundo MUHE (1994), uma praia pode variar amplamente de configuração em relação ao seu estado mais freqüente ou modal. E são tanto o estado modal quanto a amplitude de variação em relação a este estado que, segundo o autor, diferenciam as praias no tocante a sua morfodinâmica.

A manutenção do estado modal do perfil praial ao longo do tempo, bem como de suas amplitudes de variação, definem praias com balanço sedimentológico equilibrado. A remoção de sedimentos praiais pela ação das ondas, correntes de maré, correntes de deriva ou vento pode gerar um déficit nesse balanço, levando à erosão do perfil praial (SUGUIO, 1992), e a um conseqüente recuo da linha de costa.

O monitoramento da praia da Armação durante um período de 14 meses, através do levantamento de perfis topográficos entre junho de 1992 e outubro de 1993, permitiu a caracterização sedimentológica da praia, bem como a

identificação do comportamento morfodinâmico ao longo do arco praiial durante o período de amostragem.

Os perfis distribuem-se do nº 1 ao nº 8, respectivamente de Sul a Norte da praia, sendo que os primeiros quatro apresentam espaçamento de aproximadamente 250m e os restantes de 500m (Fig. 22).

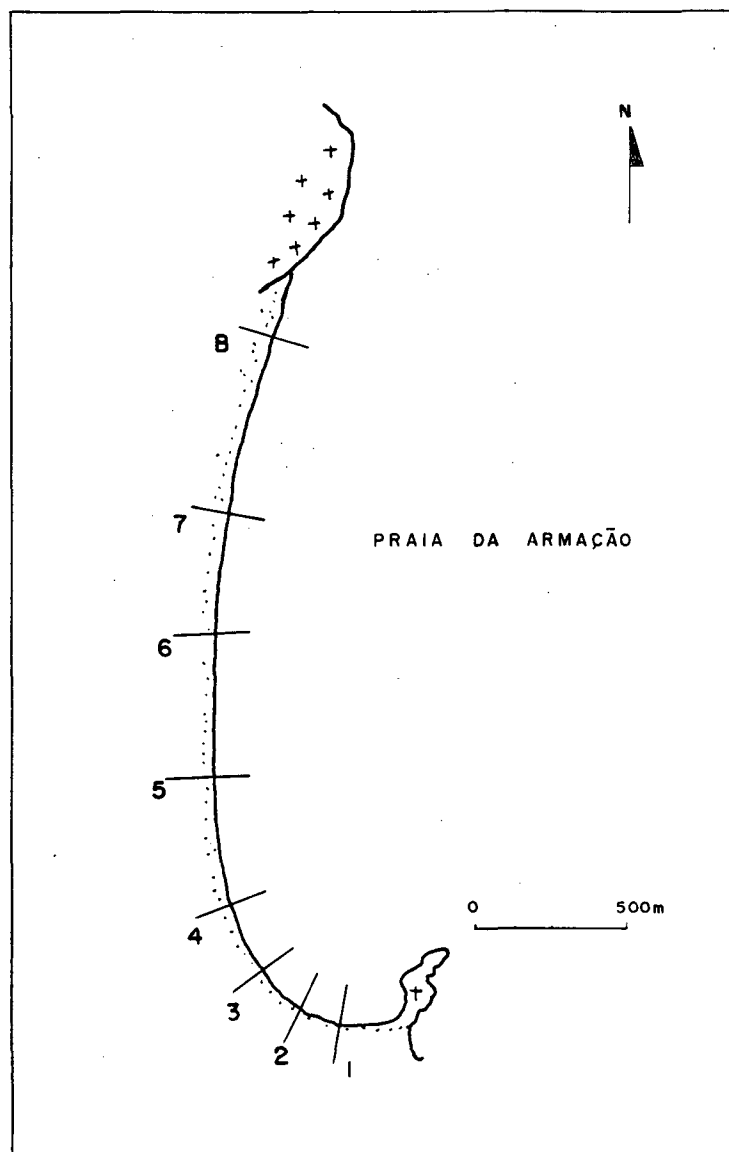


Fig. 22. Localização dos perfis topográficos monitorados na Praia da Armação.

6.2. Caracterização Sedimentológica

6.2.1. Análise textural

A análise granulométrica das 122 amostras coletadas nos perfis, junto ao estirâncio durante o período de amostragem, indica o predomínio de areia fina no setor Sul da praia, passando a grossa e muito grossa em direção ao Norte. Tanto dentro da classe de areia fina como na classe de areia grossa, observa-se um aumento da média do tamanho médio de Sul para Norte, como pode ser observado na tabela IV.

Nos perfis 1 e 2, a média do tamanho médio das amostras foi de 2,78 ϕ e 2,69 ϕ respectivamente. Os valores médios de desvio padrão indicam a presença de areias muito bem selecionadas, com população unimodal neste setor da praia. Observou-se, no entanto, um empobrecimento nesse selecionamento na amostra de 08/07/93 do Perfil 1 e de um selecionamento oscilando de pobre a muito bom em 29% das amostras do Perfil 2. Essa situação resulta do incremento de areias grossas a muito grossas nesse setor da praia durante algumas amostragens, indicativas de variação no transporte litorâneo.

A média dos valores de curtose evidenciaram o predomínio de amostras mesocúrticas em 92% das amostragens relativas ao Perfil 1 e 85,5% no Perfil 2.

Para a assimetria, os valores médios das amostras apontam o predomínio de curvas aproximadamente simétricas nos dois perfis, como pode ser observado na tabela IV. Os valores indicando assimetria positiva a muito positiva em algumas amostras estão relacionados ao incremento ocasional de areia mais grossa, como no caso da amostra de 08/07/93.

Tabela IV: Média aritmética dos parâmetros estatísticos de FOLK & WARD (1975) dos sedimentos da Praia da Armação e porcentagem em relação ao total das amostras para cada perfil.

Perfil	Média	Desvio Padrão	Assimetria	Curtose
P1 (92%)	2.78	0.33	-0.08	1.09
07/93	0.92	1.31	0.37	0.60
P2 (71%)	2.69	0.33	-0.06	1.04
12/92	-0.28	0.27	0.14	1.03
07/93	-0.33	0.51	0.14	0.14
08/93	0.08	0.36	-0.09	0.93
10/93	0.53	1.29	0.62	1.12
P3 (50%)	2.51	0.52	-0.16	1.20
06/92-09/92				
11/92-12/92				
06/93-08/93	0.68	0.63	0.13	1.01
10/93				
P4 (65%)	-0.25	0.44	0.17	0.91
08/92				
12/92				
03/93	2.30	0.61	-0.35	1.34
05/93				
07/93				
P5 (70%)	0.42	0.47	0.09	0.98
09/92				
12/92				
08/93	-0.15	0.35	0.002	0.96
10/93				
P6 (78%)	0.30	0.31	0.05	1.04
06/92				
08/92	1.74	0.65	-0.22	-0.22
12/92				
P7 (100%)	0.23	0.50	0.02	1.06
P8 (58%)	0.19	0.38	-0.01	0.94
06/92				
08/92				
09/92	-0.15	0.38	0.08	1.06
12/92				
06/93				
10/93				

Nos Perfis 3 e 4 observa-se um aumento da fração arenosa mais grossa em detrimento das areias finas.

No perfil 3, no entanto, constatou-se um equilíbrio na presença de areias fina e grossa durante o período de amostragem. A análise granulométrica evidenciou o predomínio de areia fina em 50% das amostras com média de tamanho médio de 2,51 ϕ e de areia grossa nos 50% restantes com média de tamanho médio 0,68 ϕ . Nos dois casos o desvio padrão, com valores médios de 0,52 e 0,63 respectivamente, na classe com predomínio de areia fina e de grossa, indicou selecionamento moderado dos grãos, refletindo a mistura de populações diferentes.

As amostras com predomínio de areia fina apresentaram valores médios de 1,20 para a curtose, enquanto que nas areias grossas esse valor ficou em 1,01, evidenciando um bom selecionamento na parte central da distribuição dos sedimentos nas amostras de areia fina, com curvas leptocúrticas e um mal selecionamento central nessa distribuição junto às amostras de areia grossa, as quais apresentaram curvas platicúrticas.

A assimetria foi negativa para as amostras de areia fina com valor médio de - 0,16 e positiva nas amostras com predomínio de areia grossa. Os valores médios encontrados para o desvio padrão, a curtose e a assimetria nas amostras com predomínio de areia grossa são indicativos da presença de diferentes populações, associada ao aporte lateral de areias mais grossas durante os meses de inverno e primavera.

O Perfil 4 apresentou a menor porcentagem de amostras com predomínio de areia fina (35%). A média do tamanho médio dos grãos para essas amostras foi de 2,30 ϕ . O restante das amostras apresentou tamanho médio de - 0,25 ϕ indicando areias muito grossas. O desvio padrão foi de 0,61 e 0,44, respectivamente nas amostras com predomínio de areia fina e muito grossa,

evidenciando um selecionamento moderado nos sedimentos no primeiro caso, passando a bom no segundo.

Os valores para a curtose indicam a ocorrência de curvas leptocúrticas para as amostras de areia fina e mesocúrticas para aquelas compostas de areia muito grossa. A assimetria apresentou-se muito negativa na fração arenosa fina e positiva na grossa.

A análise granulométrica das amostras do Perfis 5, 6, 7 e 8 mostraram o predomínio de areia grossa com o mínimo de 58% das observações no Perfil 8, atingindo 100% no Perfil 7. A média do tamanho médio foi de 0,42, 0,30, 0,23 e 0,19 ϕ respectivamente nos Perfis 5, 6, 7 e 8. A média do desvio padrão para essa classe de areia ficou em 0,47 no Perfil 5, 0,31 no Perfil 6, 0,50 no Perfil 7 e 0,38 no Perfil 8, indicando um selecionamento das amostras oscilando entre bom e muito bom.

A curtose indicou o predomínio de curvas mesocúrticas e a assimetria nos três perfis mostrou-se aproximadamente simétrica.

Pode-se observar igualmente na tabela IV a ocorrência do predomínio de areia muito grossa no perfil 5 e de areia média no Perfil 6, respectivamente em 30 e 22% das amostras.

No Perfil 8 observa-se igualmente a presença de uma população de areia muito grossa, representada por 42% da amostras com uma média do tamanho médio de - 0,15 ϕ .

6.2.2. Mineralogia

A composição mineralógica dos sedimentos na praia da Armação apresenta-se predominantemente quartzosa no que tange à fração leve. Com relação aos minerais pesados, estudo realizado por MARTINS et al. (1970)

indicou o predomínio de minerais opacos, sobretudo de ilmenita e magnetita em porcentagens acima de 75% na classe granulométrica de 2 a 3 Ø. Segue a ocorrência de zircão, com freqüência entre 10 e 25%. Outros minerais, segundo os autores, atingem freqüência máxima como minerais raros, com no máximo 5% de ocorrência. Entre estes, os autores assinalaram a ocorrência de hornblenda no setor Sul da área de estudo.

O teor total em carbonato na maioria das amostras coletadas foi de até 15%, sendo que os teores máximos foram observados nos Perfis 1, 2 e 4, com teores de 39, 21 e 22% respectivamente, em amostras coletadas em 28/09/92, 11/03/93 e 09/06/93.

Nesses perfis, a fração biodetrítica apresenta-se bastante fina e associada a areias finas, enquanto que a fração carbonática mais grosseira apresenta concentrações maiores junto ao setor Norte da praia, principalmente no Perfil 8. A ocorrência dessa fração biodetrítica grosseira no Perfil 8 está associada sobretudo ao pós-praia, não estando representada pelas amostras coletadas. De acordo com CALLIARI & KLEIN (1993), que descreveram esse tipo de sedimento em praias do litoral do Rio Grande do Sul, essas concentrações biodetríticas podem resultar do retrabalhamento de paleolíneas de praias afogadas durante a transgressão holocênica e/ou do retrabalhamento de depósitos concentrados na cava de bancos arenosos pela hidrodinâmica atual.

6.2.3. Área fonte

A presença de minerais opacos como zircão e hornblenda, nas amostras da Praia da Armação analisadas por MARTINS et al.(1970), está associada à proximidade da área fonte, constituída pelas rochas ígneas presentes ao sul da área de estudo, representadas pelo Riolito Cambirela (CARUSO Jr., 1993).

Outra área fonte de sedimentos para a praia seria a Plataforma Continental, sobre a qual estendia-se a planície costeira pleistocênica. Com a

elevação do nível do mar durante o Holoceno, os sedimentos da planície foram retrabalhados, constituindo em parte as planícies costeiras holocênicas e as praias atuais.

Dessa forma, as areias na Praia da Armação teriam uma componente policíclica representada pelos sedimentos da plataforma e por depósitos mais antigos aflorantes na praia atual, bem como uma componente de primeiro ciclo associada à erosão das rochas do embasamento ao Norte e ao Sul da área, onde a praia se encontra ancorada.

6.3. Parâmetros Oceanográficos

6.3.1. Ondas

As observações visuais de altura de onda na arrebentação e do período durante a amostragem indicaram um aumento progressivo da altura de onda a partir da Ponta das Campanhas em direção ao Norte. A altura média das ondas na arrebentação passou de 0,50m no Perfil 1 a 1,31m no Perfil 8 (Tab VIII). Neste último caso, a altura de onda na arrebentação atingiu até 2,5 a 3m durante algumas observações.

6.3.2. Correntes de deriva litorânea

Considerando a orientação da Praia da Armação, as ondulações dominantes de NE e S - SE levam à formação de correntes de deriva, ocasionando transporte lateral ao longo da praia.

A tabela V reúne as porcentagens das direções dominantes de correntes de deriva litorânea observadas durante o período de amostragem e respectivas velocidades. Ao total foram realizados 100 testes de deriva, os quais evidenciaram o predomínio de correntes de deriva para Norte nos Perfis 1 e 2 e

para Sul nos Perfis 3, 4, 5, 6, 7 e 8. A diminuição gradativa do tamanho médio do grão de Norte para Sul é indicativa de transporte longitudinal predominante neste sentido. A indicação de correntes de deriva para Norte nos Perfis 1 e 2 não foi confirmada pelo estudo granulométrico.

A velocidade das correntes oscilou entre 0,05 e 0,66m/s, sendo que as maiores velocidades estão associadas às maiores alturas de onda na arrebentação e maior declividade da praia.

Tabela V: Frequência (%) de direção dominante de deriva litorânea e velocidade (m/s).

Direção e Velocidade	P1	P2	P3	P4	P5	P6	P7	P8
N	64.0	76.0	33.0	42.8	40.0	46.0	42.8	38.5
S	36.0	24.0	58.7	57.2	60.0	46.0	57.2	61.5
<0.05				7.0				8.3
0.05 - 0.20	77.0	46.0	25.0	35.7	38.5	25.0	30.8	41.6
0.20 - 0.35	22.2	30.8	42.0	35.7	38.5	25.0	15.4	33.3
0.35 - 0.50		7.7	17.0	25.0	7.7	25.0	38.5	8.3
>0.50		15.4	8.3		7.7	8.3	15.4	8.3

6.4. Largura e Declividade da Praia

6.4.1. Largura

As larguras de praia observadas durante os meses de amostragem apresentaram um aumento de Sul para Norte, com valores médios de 9,85m no Perfil 1 e 61m no Perfil 8 (Tab.VI). Observa-se, no entanto, um estreitamento da praia no Perfil 6, o qual pode estar associado à maior declividade da antepraia nesse setor, com 1:40, contra 1:100 e 1:70 nos setores Norte e Sul.

Tabela VI: Largura da praia emersa (m) e declividade (°) dos perfis.

Perfil	Largura máxima (m)	Largura mínima (m)	Largura média (m)	Declividade máxima (°)	Declividade mínima (°)	Declividade média (°)
P1	13.6	6.1	9.8	15.0	5.0	9.3
P2	45.0	23.0	35.0	20.0	5.0	11.2
P3	50.0	28.0	38.0	15.0	8.0	12.7
P4	49.0	29.0	38.0	22.5	8.5	16.6
P5	47.0	34.0	41.0	25.0	15.0	21.5
P6	38.0	23.0	30.0	30.0	10.0	19.3
P7	45.0	30.0	37.0	25.0	10.0	20.5
P8	70.0	50.0	61.0	30.0	15.0	22.8

As maiores larguras de praia são observadas de modo geral entre dezembro e junho, enquanto que as menores entre junho e dezembro.

6.4.2. Declividade

Assim como para a largura de praia, a declividade apresentou um acréscimo progressivo nos seus valores de Sul para Norte (Tab.VI).

Os Perfis 1, 2 e 3 apresentaram declividades médias de respectivamente 9,3°, 11,2° e 12,7°. O Perfil 4 acusou declividade média de 16,6°, enquanto que os perfis restantes apresentaram valores médios em torno de 20° (Fotos 24, 25, 26 e 27).

Entre o Perfil 1 e o Perfil 4, as declividades mínimas e máximas estão respectivamente associadas aos meses de inverno-primavera e verão-outono. Nos Perfis 5, 6, 7 e 8 não foi observada uma distinção com relação à distribuição dos valores durante o ano.

A figura 23 ilustra a estreita relação entre declividade e tamanho médio de grão ao longo da praia da Armação. Enquanto as menores declividades ao Sul estão associadas à presença de areias finas, o predomínio de areia grossa a

muito grossa no setor centro-Norte da praia determina maiores valores para a declividade do perfil praial.

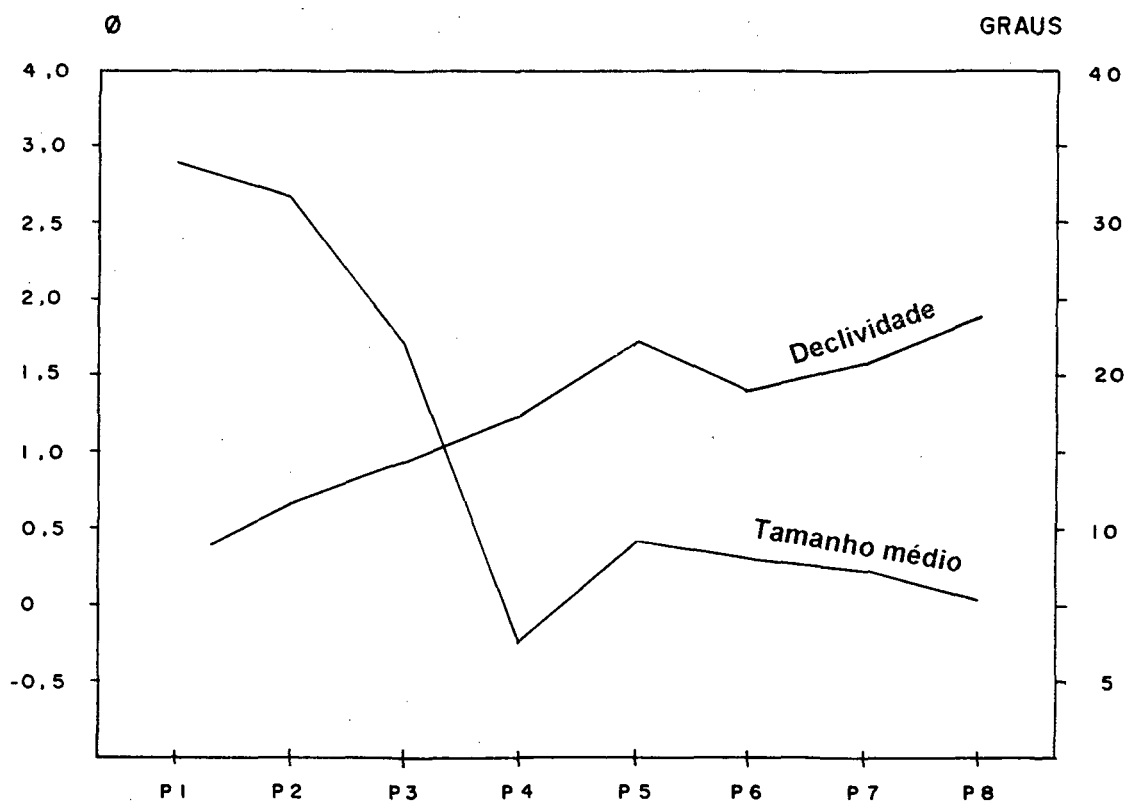


Fig. 23. Relação entre declividade e tamanho médio de grão ao longo da Praia da Armação.



Foto 23. Aspecto da declividade do perfil praiar n° 2, ao Sul da praia.



Foto 24. Aspecto da declividade da praia junto ao perfil n° 4 e a zona de transição entre a área de sombra da Ponta da Armação e o setor mais exposto da praia.



Foto 25. Aspecto da declividade da praia junto ao setor central (perfil n° 5).



Foto 26. Aspecto da declividade da praia junto ao setor centro-Norte (perfil n° 7).

6.5. Mobilidade do Perfil

A variabilidade do perfil praial está condicionada ao nível energético do ambiente. Dessa forma, durante o período de amostragem observou-se que, quanto maior a exposição do segmento de praia em relação às ondulações de maior amplitude, maiores foram as variações de volume de sedimentos.

Outro fator de influência nas variações temporais e espaciais ao longo da praia é o tipo e abundância de sedimentos que compõem o sistema praial (SONU, 1973; SUNAMURA, 1984, apud. CALLIARI & KLEIN, 1993).

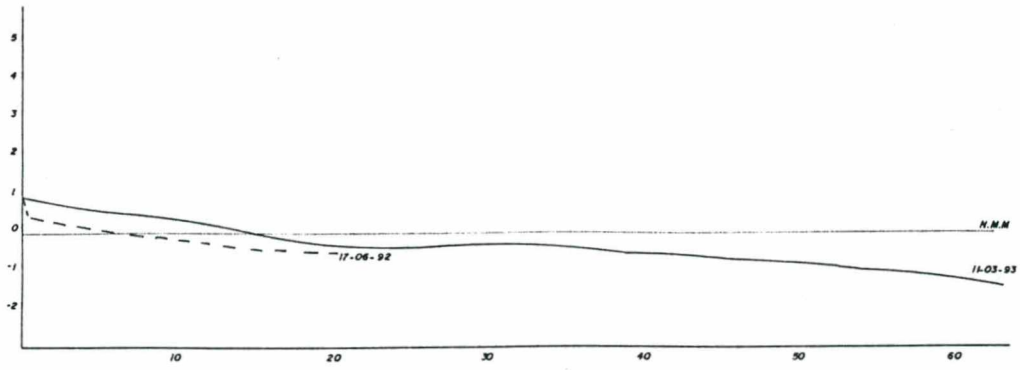
Na Praia da Armação, as maiores variações de volume durante o período de amostragem foram observadas nos Perfis 6, 7 e 8. A variação de volume entre o máximo de erosão e o máximo de acumulação atingiu 39,44, 51,07 e 103,00 m³/m respectivamente nesses perfis.

Os Perfis 2, 3, 4 e 5 apresentaram amplitudes intermediárias de variação no volume de sedimentos. Os valores atingiram respectivamente 22,11, 14,85, 22,83 e 22,62 m³/m.

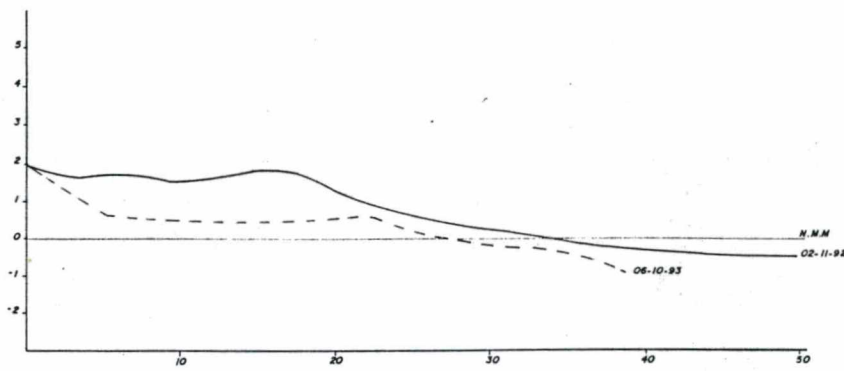
No Perfil 1 a amplitude de variação foi de 5,40m³/m, indicando baixa mobilidade volumétrica do perfil, situação que pode ser explicada pela proteção induzida pela presença da Ponta das Campanhas no setor.

Essas variações de amplitude de volume ao longo da praia podem ser visualizadas nas figuras 24 e 25. Nessas figuras foram plotadas as observações representativas dos máximos erosivos e máxima acresção para cada perfil durante o período de monitoramento.

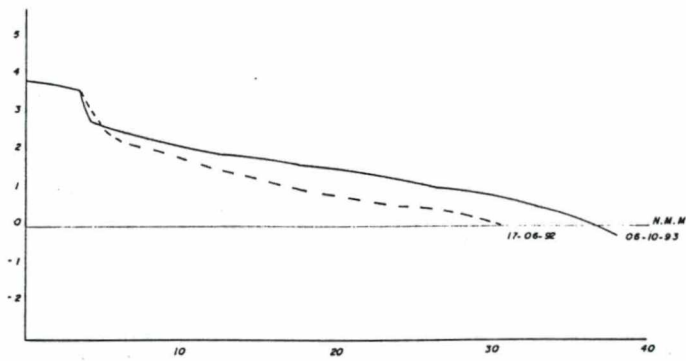
PERFIL 1



PERFIL 2



PERFIL 3



PERFIL 4

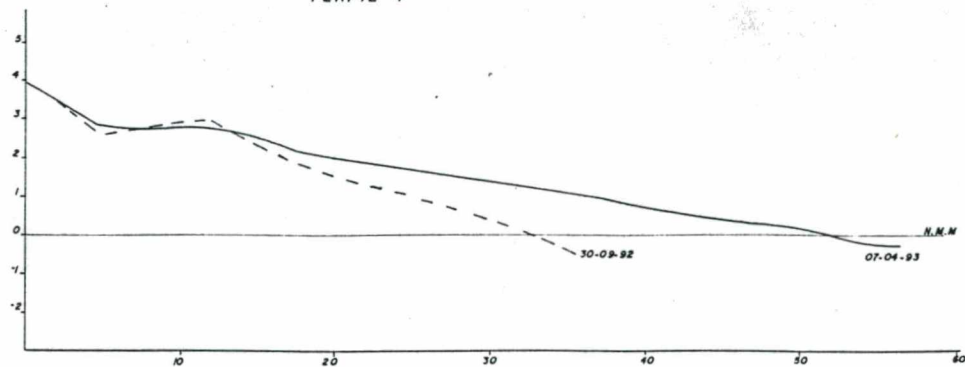


Fig. 24. Perfil máximo de erosão e de acumulação nos perfis 1,2,3 e 4.

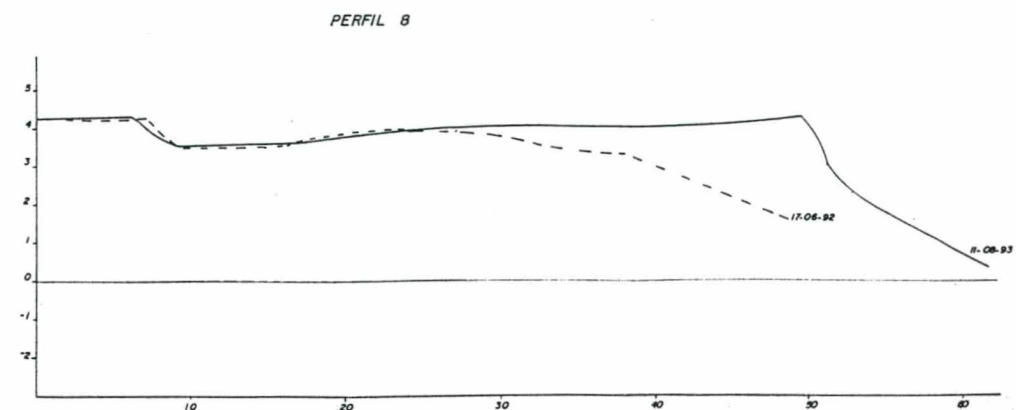
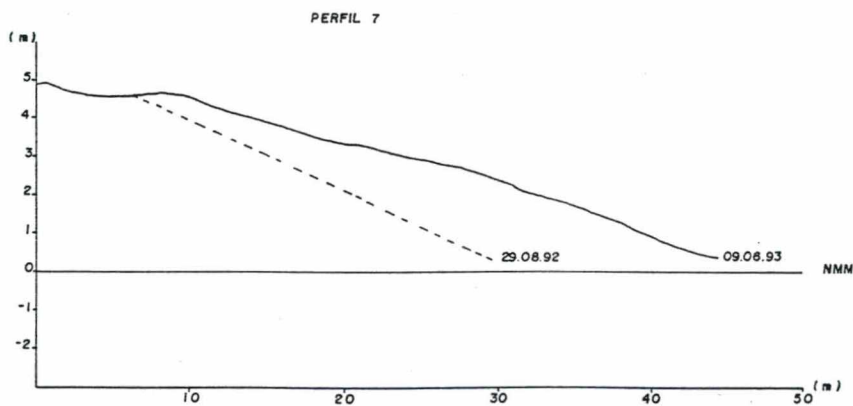
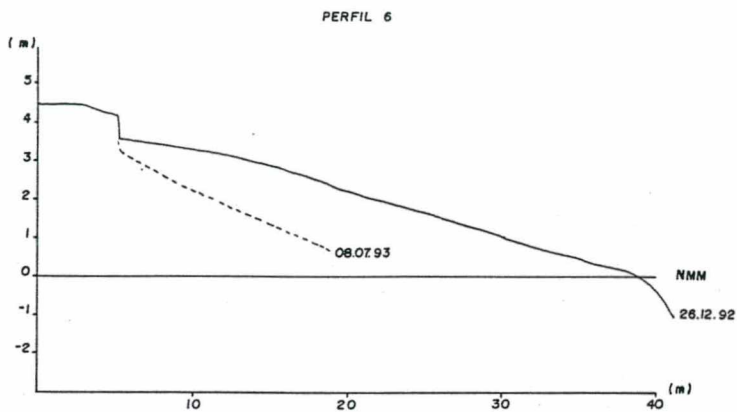
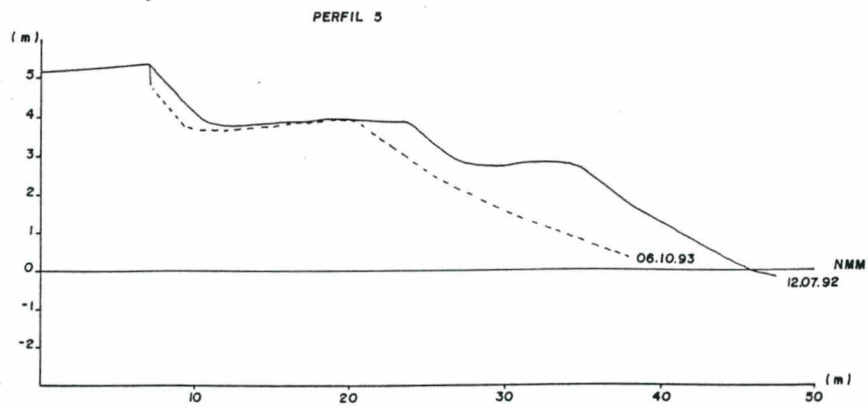


Fig. 25. Perfil máximo de erosão e de acumulação nos perfis 5,6,7 e 8.

O cálculo do volume total de sedimentos mobilizados em cada perfil durante a amostragem revelou um incremento considerável de Sul para Norte, como pode ser observado na tabela VII. O volume de material erodido e acumulado passou de 8 a 11m³/m no perfil 1 a 174,74 e 204,41 m³/m no Perfil 8.

Tabela VII: Variação de volume de sedimentos da praia emersa em m³/m nos perfis levantados durante o período de amostragem.

Perfil	Erosão total	Acumulação total	Balanco
P1	-8.57	10.67	2.10
P2	-37.31	23.68	-13.63
P3	-15.61	30.74	15.13
P4	-11.27	35.21	23.94
P5	-80.79	76.14	-4.65
P6	-89.44	72.16	-17.28
P7	-85.72	85.14	-0.58
P8	-174.74	204.41	29.94
Total	-503.45	538.15	35.00

Este cálculo de volume refere-se apenas à praia emersa, não sendo computada aqui a variabilidade do perfil abaixo do nível médio do mar, em função das dificuldades encontradas para a obtenção desses dados durante a amostragem. Todavia, apesar dessas limitações, as observações no campo e dados de alguns perfis onde foi possível uma amostragem subaquática, sugerem um maior transporte de sedimentos normal à linha de praia no setor Norte da área. No setor centro-Sul, os perfis onde foi possível comparar a variabilidade do perfil na praia e antepraia indicaram que, durante as observações, uma maior acreção ou erosão da praia emersa não corresponde necessariamente à erosão ou acumulação na antepraia, e que as variações subaquáticas não guardam proporção com as variações subaéreas.

Essa situação é indicativa de transporte predominante ocorrendo paralelamente à costa através da atuação de correntes de deriva litorânea, como verificado durante os testes realizados e da importância desse transporte longitudinal na determinação da variabilidade do perfil praiial nesses setores.

A ocorrência de correntes de maior intensidade em direção ao Sul da praia explica a ausência de areia fina nos perfis situados no centro-Norte da praia. Esses grãos finos, por serem mais suscetíveis ao transporte, são facilmente retirados da praia em função da maior energia nesses setores. Deslocados para Sul, acumulam-se contra o obstáculo proporcionado pela Ponta das Campanhas. O bom selecionamento das amostras na componente grosseira ao Norte e na fina ao Sul da praia ilustram a variabilidade de energia ambiente ao longo do arco praiial.

Salienta-se, no entanto, que essas correntes de deriva para Sul, como assinalado no capítulo 5, podem estar contribuindo para recuo da linha de costa no Sul da praia, com a perda de areia através da atuação de correntes de retorno além da Ponta das Campanhas.

Apesar do relativo equilíbrio entre o volume de sedimentos erodido e acumulado durante o período de amostragem, a limitação temporal e espacial das medições na Praia da Armação não permite uma análise mais efetiva sobre o balanço local de sedimentos. Para tanto seria necessário um maior número de dados ao longo de vários anos, bem como a realização de um estudo de detalhe sobre o comportamento hidrodinâmico no setor.

Por outro lado, a diferenciação na mobilidade do perfil praiial permitiu a verificação do caráter sazonal do perfil ao longo da praia, principalmente no setor Norte, como pode ser observado nas fotos 28 e 29 próximo ao Perfil 8. Nesse

setor, o recobrimento arenoso de uma área onde afloram blocos do Embasamento e a posterior erosão desse depósito deixa no local pacotes suspensos de acumulação, indicativos da marcante sazonalidade no extremo Norte da praia.

Desse modo, durante os meses de verão e outono, a praia tende a uma maior acumulação, enquanto que durante o inverno e a primavera, com a intensificação dos sistemas frontais, a praia encontra-se sujeita à atuação de processos erosivos mais intensos. No Perfil 6, é nítida essa acentuação dos processos erosivos durante o inverno e a primavera, levando inclusive ao afloramento de depósitos marinhos praias mais antigos, como pode ser observado nas fotos 8, 9 e 27. Na parte centro-Sul, o caráter sazonal da praia é menos marcante, embora alguns pontos apresentem configuração distinta entre os meses de inverno-primavera e verão-outono.

A sazonalidade da praia é indicada igualmente pelos valores máximos e mínimos de largura de praia observados durante a amostragem (Tab. VI). As maiores larguras foram em geral registradas entre os meses de dezembro e junho, enquanto que as menores ocorreram entre julho e dezembro.

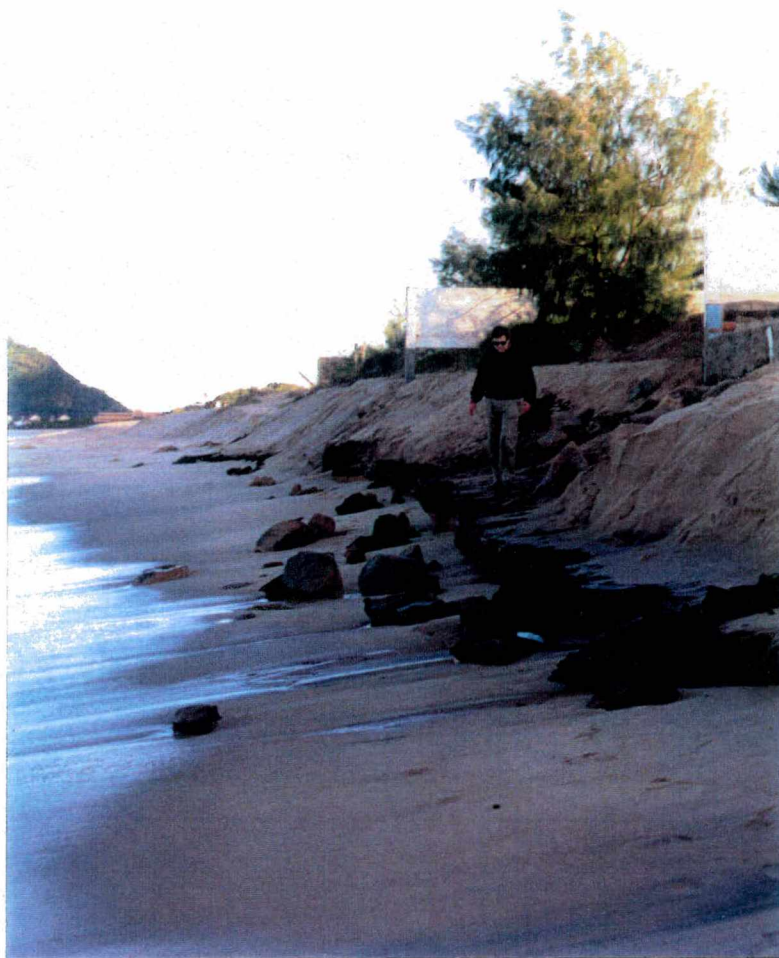


Foto 27. Erosão no perfil nº 6 durante o inverno e primavera (07/93).



Foto 28. Sazonalidade do setor Norte da praia: inverno-primavera (10/93).



Foto 29. Sazonalidade do setor Norte da praia: verão-outono (04/94).

6.6. Classificação Morfodinâmica da Praia

Com base nas características morfométricas dos perfis de praia, tais como tamanho médio do grão, declividade, energia de ondas, bem como nas feições morfológicas ao longo da praia, efetuou-se a classificação da Praia da Armação quanto ao seu estado morfodinâmico durante a amostragem, em comparação com o modelo apresentado pela escola australiana de geomorfologia (FIG. 29). Para tanto foi calculado o valor de Ω para cada perfil, além do índice de mobilidade do pós-praia (CV%), o qual representa a relação entre o desvio padrão da largura de praia e a largura média. Esses últimos parâmetros, apresentados por SHORT & HESP(1982), são, segundo os autores, excelentes indicadores da suscetibilidade do perfil à erosão e à acresção. Os parâmetros morfodinâmicos da Praia da Armação são apresentados na tabela VIII.

Tabela VIII Parâmetros morfodinâmicos da Praia da Armação.

	P1	P2	P3	P4	P5	P6	P7
N°	13	14	14	14	14	14	14
Hb (m)	0,50	0,66	0,73	0,91	0,93	1,01	1,04
T (s)	11,90	12,50	12,07	11,50	11,90	11,60	11,70
Mz	2,78	2,69	1,69	-0,25	0,42	0,30	0,23
Ws (cm/s)	1,42	1,42	3,91	13,62	8,72	10,19	10,19
Ω	2,96	3,72	4,27	0,58	0,89	0,85	0,87
Declividade	9,30	11,20	12,70	16,60	21,50	19,30	20,50
Vv (m ³ /m)	1,48	4,35	3,31	3,32	11,20	11,50	12,20
Yb(m)	9,85	35,00	38,00	38,00	41,00	30,00	37,00
δYb (m)	3,75	12,00	11,00	10,00	7,00	7,50	7,50
CV (%)	38,07	34,28	28,94	26,00	17,07	25,00	20,27

N°	=	número de pesquisas
Hb	=	altura da arebentação
T	=	período das ondas
Mz	=	tamanho médio do sedimento
Ws	=	velocidade de sedimentação das partículas
Ω	=	$Hb/T.Ws$
Yb	=	largura média da praia
δYb	=	mobilidade da largura de praia
CV (%)	=	índice de mobilidade do pós-praia
Vv	=	Varição do volume acima do datum

Desta maneira, os valores de Ω para a Praia da Armação indicam a ocorrência, ao longo da praia, de dois estados morfodinâmicos apresentados no modelo de WRIGTH & SHORT (1984).

O setor entre os Perfis 1 e 4 é classificado como intermediário e o setor entre os perfis 5 e 8 como reflectivo. As porcentagens elevadas para o índice de mobilidade do pós-praia confirmam estes estados morfodinâmicos. Os maiores valores foram encontrados nos quatro primeiros perfis, com 26.00, 38.07, 34.28 e 28.94 %, respectivamente nos Perfis 1, 2, 3 e 4, indicando para o setor, alta suscetibilidade à erosão e à acumulação, típica de praias intermediárias (TabVIII). Essa maior mobilidade do pós-praia nos quatro perfis pode ser observada na figura 26, onde foram plotados todos os perfis levantados durante o monitoramento da praia.

Observa-se igualmente na figura 26 o aspecto aparentemente dissipativo do Sul da praia, representado pelo Perfil 1. Isso se deve à presença de areia fina no setor, conferindo ao perfil menores declividades. Por outro lado, se o perfil 1 não apresenta fases de importante acumulação, encontra-se, no entanto, mais suscetível aos processos erosivos, de acordo com os aspectos relacionados à forma em espiral da praia, discutidos no capítulo 5.

Entre os Perfis 5 e 8, as características aproximam-se mais do estado reflectivo, como pode ser observado na tabela VIII e figura 27. Os valores de ω e a menor mobilidade do pós-praia definem praias reflectivas, com atuação dos processos erosivos limitando-se mais freqüentemente ao estirâncio. O importante estoque arenoso subaéreo nesse setor, especialmente nos Perfis 5 e 8, induz à formação de escarpas erosivas junto ao estirâncio, durante os episódios tempestuosos. O pós-praia nos dois casos, é atingido com menor freqüência e intensidade, apresentando, desse modo, menor mobilidade.

Os Perfis 7 e 6, apesar de serem classificados como reflectivos, apresentam valores maiores de mobilidade do pós-praia. O maior gradiente da

antepraia no Perfil 6, assinalado anteriormente, pode explicar esses valores elevados de mobilidade do pós-praia, através de uma possível concentração de energia no local, levando à erosão de todo o perfil. A acentuação dos processos erosivos nesse perfil é facilitada pelo predomínio de areia média observado. A figura 25 ilustra a importante mobilidade nesse ponto da praia. Um mês após a ocorrência de um intenso episódio erosivo, o perfil encontrava-se totalmente recuperado, apresentando inclusive valores máximos de acumulação para o período de monitoramento.

A presença no setor centro-Sul da praia de feições como cúspides praias, uma maior variabilidade de largura de praia, além de estoque subaéreo e tamanho de grão intermediários, são componentes típicas de praias intermediárias, enquanto no setor centro Norte, feições importantes de bermas e escarpas, associadas a um grande estoque de sedimentos de granulometria grossa, confere ao setor características reflectivas.

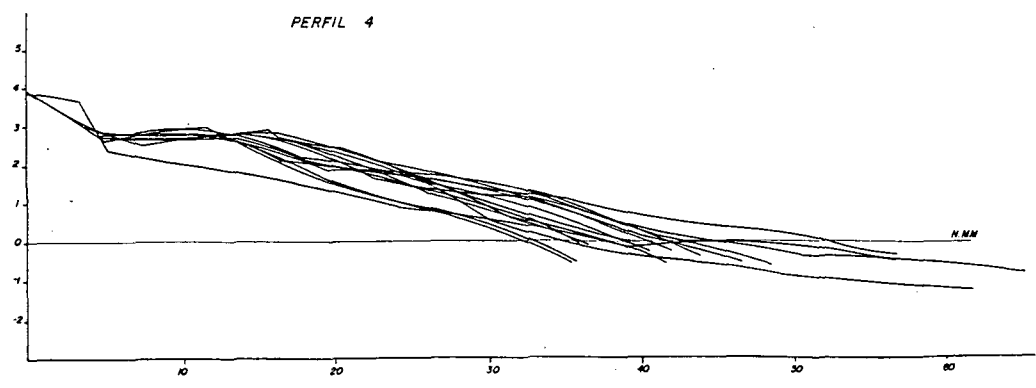
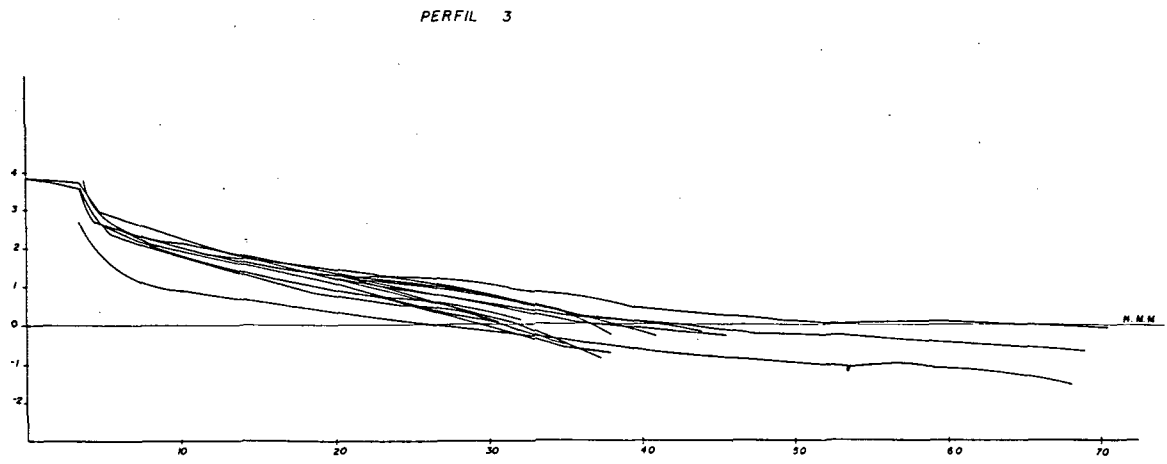
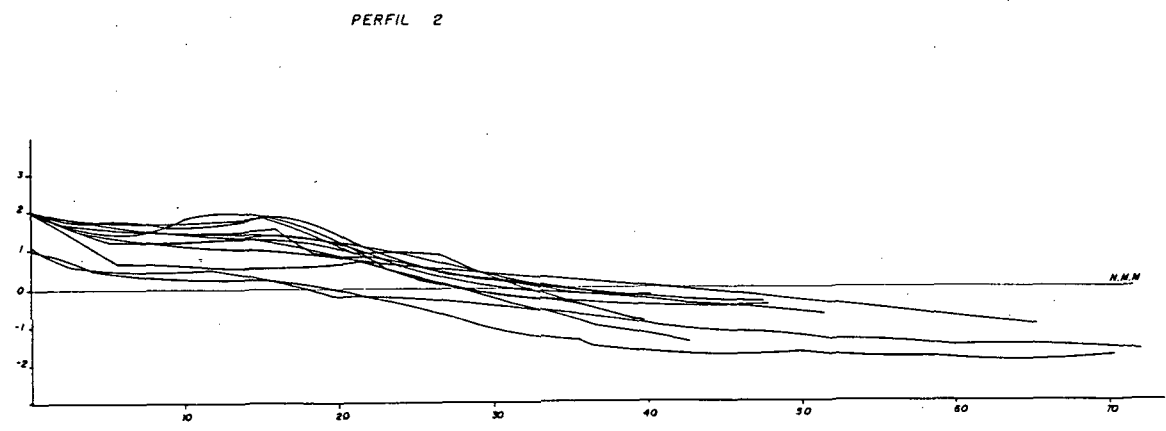
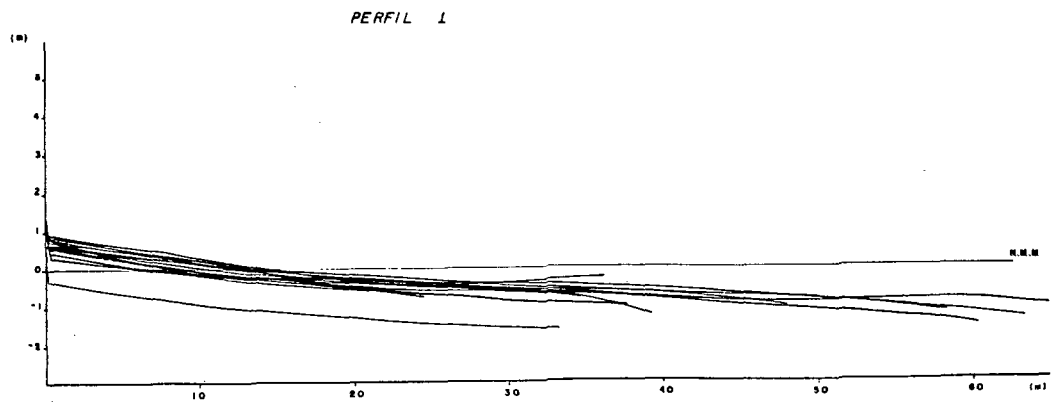
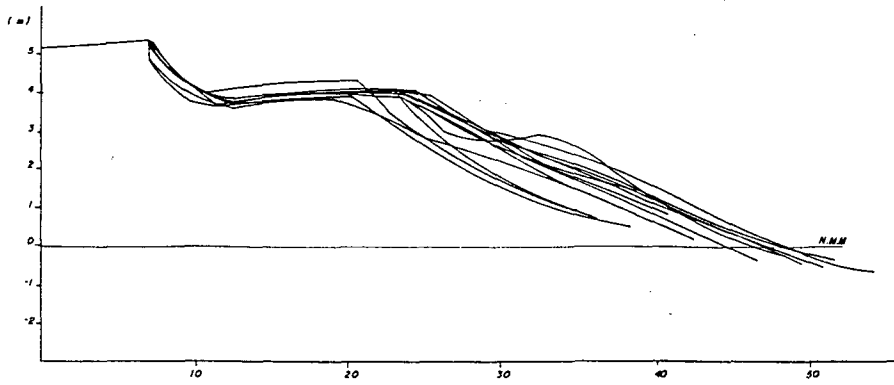
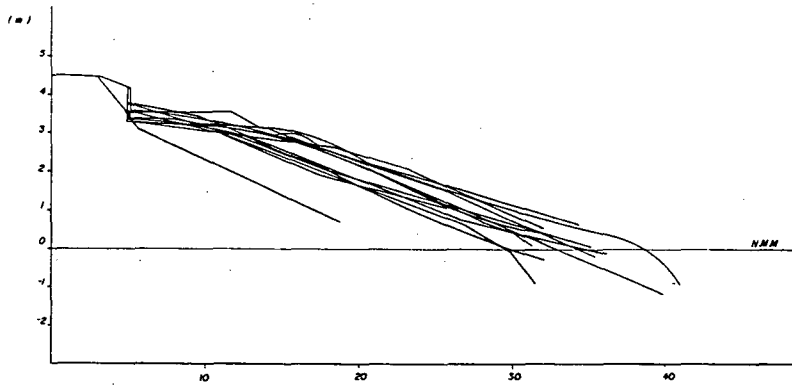


Fig. 26. Mobilidade do perfil de praia: perfis 1,2,3 e 4.

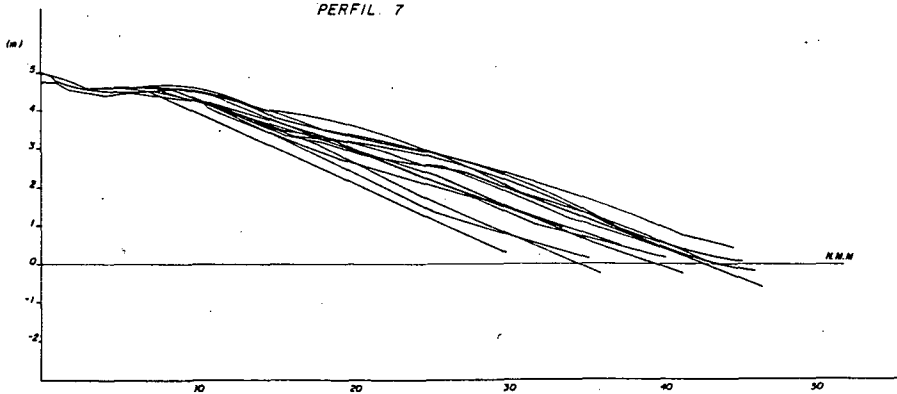
PERFIL 5



PERFIL 6



PERFIL 7



PERFIL 8

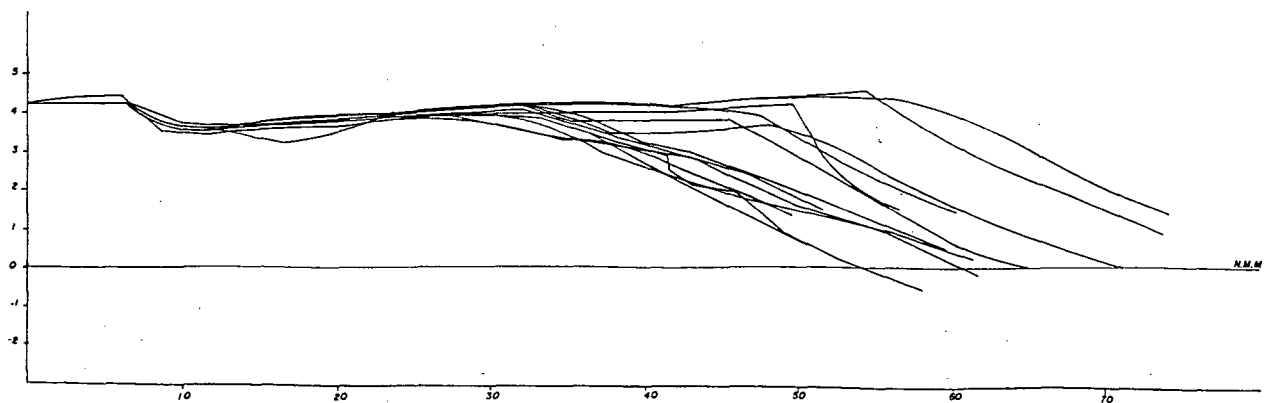


Fig. 27. Mobilidade do perfil de praia: perfis 5,6,7 e 8.

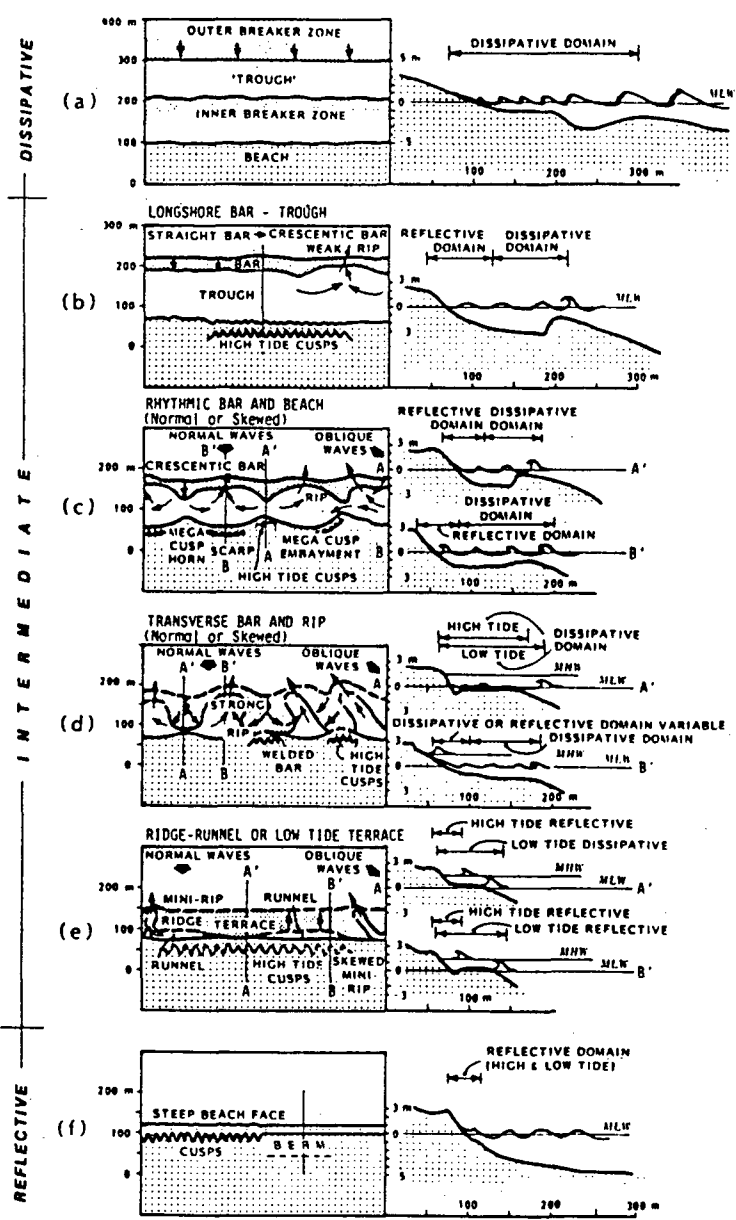


Fig. 28. Estados morfodinâmicos do perfil de praia de acordo com WRIGTH & SHORT, 1984.

6.7. Considerações Finais

A comparação dos resultados obtidos no estudo morfodinâmico da praia com aqueles extraídos do estudo evolutivo da linha de costa nos últimos 56 anos confirmaram a tendência ao recuo no setor centro-Sul e Sul da praia. Os valores médios de largura de praia observados nesses setores durante o monitoramento dos perfis são compatíveis com os determinados através da fotointerpretação, atestando a validade da utilização do método aplicado para avaliar a tendência evolutiva da linha de costa em praias com características dissipativas a intermediárias.

Por outro lado, o valor médio para largura de praia no setor Norte, durante o monitoramento, não é comparável ao observado na fotointerpretação. A maior mobilidade do estoque subaéreo de sedimentos nesse setor da praia explica a diferença e aponta uma menor confiabilidade do método fotointerpretativo na avaliação da evolução da linha de costa em praias reflexivas.

O aumento de largura da praia de Sul para Norte, identificado através da fotointerpretação foi igualmente verificado durante o monitoramento.

A maior estabilidade da linha de costa observada nos 56 anos, no setor Norte da praia, tem sua explicação nas características granulométricas dos sedimentos encontrados neste segmento. Apesar da grande mobilidade do setor, expressa sobretudo no Perfil 8, as areias de granulometria grossa a muito grossa encontradas no local são menos vulneráveis ao transporte longitudinal, o que favorece a manutenção do estoque de sedimentos. Acrescenta-se a isso a elevada declividade do estirâncio, resultante das características granulométricas, a qual limita a atuação dos processos erosivos praias junto à linha de preamar, conferindo maior estabilidade ao pós-praia.

Os aspectos morfodinâmicos observados na Praia da Armação, tais como maiores valores de largura de praia, tamanho médio de grão, declividade do

estirâncio e altura de onda a partir da Ponta das Campanhas, são condizentes com o modelo apresentado para as praias em forma de espiral. No entanto, essas características das praias em espiral parecem estar intimamente relacionadas à localização da área fonte de sedimentos, aspecto que não é ressaltado pelo modelo apresentado na literatura.

Na Praia da Armação, a presença de afloramentos de depósitos mais antigos ao Norte, com características granulométricas mais grosseiras, bem como a proximidade das rochas do Embasamento representadas pelo Morro das Pedras, são determinantes para a variabilidade granulométrica e morfológica observada ao longo da praia. Desse modo, a localização da área fonte, bem como o tipo de sedimentos, pode assumir papel determinante na configuração das feições morfológicas ao longo de praias em forma de espiral, indicando em função da variável geológica as limitações do modelo apresentado.

7. CONCLUSÕES

O presente estudo sobre os aspectos evolutivos da Praia da Armação aponta para as seguintes principais conclusões:

- Planície Costeira

- A Planície Costeira da Praia da Armação é formada por dois sistemas deposicionais laguna/barreira de idade pleistocênica e holocênica. A barreira mais antiga está associada ao evento transgressivo de 123.000 A.P., enquanto a holocênica está relacionada ao máximo transgressivo de 5.100 A.P..

- A evolução paleogeográfica da área de estudo durante o Holoceno sugere um rebaixamento geral do nível relativo do mar a partir de 7.000 A.P., marcado por três níveis de estabilização, provavelmente em torno dos níveis máximos de 5.100, 3.600 e 2.500 anos A.P. indicados por SUGUIO et. al. (1985) para o litoral do Estado de Santa Catarina.

- O afloramento na praia de depósitos de intermarés mais antigos, revela a participação dos mesmos como área fonte para os sedimentos praias, sugerindo uma aceleração contemporânea dos processos erosivos junto à costa.

- Evolução da Linha de Costa

- A tendência ao recuo da linha de costa nos últimos 56 anos na área de estudo, analisada a partir de método fotointerpretativo, mostrou-se diferenciada ao longo do arco praias. Enquanto o setor Norte apresenta-se relativamente estável, o setor Sul apresentou recuo elevado nos últimos cinquenta e seis anos. Essa diferenciação tem sua origem na forma em espiral da praia, gerando uma maior fragilidade natural aos processos erosivos no setor Sul, através da atuação de correntes longitudinais e de retorno. Tais correntes, segundo o modelo

apresentado para as praias em forma de espiral, podem promover a perda de sedimentos nesse setor, levando ao recuo da linha de costa.

- A essa fragilidade natural do setor Sul, soma-se uma ocupação local inadequada que, ao avançar sobre a duna frontal e mesmo sobre a praia, introduz perturbações nos processos praias, podendo acentuar a vulnerabilidade desse setor durante os episódios erosivos.

Morfodinâmica praial

- O estudo dos parâmetros morfodinâmicos, obtidos através do monitoramento realizado, indicaram uma grande variabilidade do perfil ao longo da praia. Essa variabilidade traduz-se no aumento do tamanho médio do grão, da declividade e da largura de praia de Sul para Norte, compatível com a maior exposição da praia nessa direção.

- A presença da área fonte e o tipo de sedimento encontrado no setor Norte da praia são determinantes para a variabilidade morfológica encontrada ao longo do arco praial.

- A classificação dos perfis realizados, de acordo com o modelo de praias da escola australiana, evidenciou a presença de dois setores distintos: o setor centro-Sul com características intermediárias, e o setor centro Norte com características reflectivas.

- Finalmente, o presente estudo evidenciou a importância do entendimento dos processos costeiros locais no planejamento das áreas passíveis de serem ocupadas, sem comprometimento da dinâmica natural do meio e sobretudo, da qualidade ambiental.

8. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ABREU DE CASTILHOS, J. J. & CORRÊA, C. H. T. (1991) Avaliação preliminar dos processos erosivos na Praia da Armação - Ilha de Santa Catarina - Florianópolis - SC. In: IX Simpósio de Geografia Física Aplicada. Anais. Porto Alegre. 1:218-229.
- ABREU DE CASTILHOS, J. J. (1993) Análise da Qualidade Ambiental e a Ocupação das praias na Ilha de Santa Catarina. In: IV Encontro Nacional de Estudos sobre o Meio Ambiente. Anais. Cuiabá. 1:31-38.
- ABREU DE CASTILHOS, J. J., KLINGEBIEL, A. & GRÉ, J. C. R. (1995) Les plages de l'Île de Santa Catarina (Brésil): un système sédimentaire évolutif et précaire. In: Coastal change 95 - BORDOMER. Abstracts. Bordeaux, p. 1-3.
- ALMEIDA, F. F. M. (1948) Contribuição à Geomorfologia da região oriental de Santa Catarina. Associação Brasileira de Geógrafos. Anais. São Paulo, V. III, tomo I, p. 10-37.
- ALMEIDA, E. S.; ABREU DE CASTILHOS, J. J.; SIMON, A. F. AVILA, E. L.; AUMOND, J. J. PINTO, N. L. C.; DAL SANTO, N. A.; INFANTE, N. (1991) Observações geomorfológicas na Praia do Forte - Ilha de Santa Catarina, Município de Florianópolis - SC. Geosul, UFSC, Depto de Geociências Florianópolis, 6(11):38-54.
- ALVAREZ, J. A.; GRÉ, J. C. R. & TOLDO Jr. E. E. (1981) Estudo da praia a nordeste do molhe do Rio Grande do Sul. Pesquisas, Instituto de Geociências, UFRGS, Porto Alegre, 14: 131-148.
- ALVAREZ, J. A.; GRÉ, J. C. R. & TOLDO Jr. E. E. (1982) Estudos oceanográficos e sedimentológicos preliminares da Praia Tramandaí - R.S. Pesquisas, Instituto de Geociências, UFRGS, Porto Alegre, 15:66-85.

ANGULO, R. J. & SUGUIO, K. (1992) Reavaliação dos máximos da curva de variação de nível do mar durante o Holoceno no Estado do Paraná. In: 37º CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA. Boi. Resumos Exp., São Paulo, 1: 82-83.

ANGULO, R. J. (1992) Geologia da Planície Costeira do Estado do Paraná. São Paulo, Instituto de Geociências, USP. 334 p. Tese de Doutorado.

ANGULO, R. J. & SUGUIO, K. (1995) Re-evaluation of the Holoceno sea-level maximum for the State of Paraná, Brazil. PALAEO. Abstract. 113:385:393.

ARAYA-VERGARA, J.F. (1986) Toward a classification on beach profiles. Journal of Coastal Research, 2(2) : 159-165.

BARROS, F C R ; SOARES, C.R. & BORZONE, C. A. (1994) Caracterização morfodinâmica das praias adjacentes à baía de Guaratuba (PR): subsídios para uma abordagem ecológica. In: VII Semana Nacional de Oceanografia. Resumos. p.48.

BIGARELLA, J. J. (1949) Contribuição ao estudo da planície sedimentar da parte Norte da Ilha de Santa Catarina. Arquivos de Biologia e Tecnologia, IBPT, Curitiba, 4(16):107-140.

BIGARELLA, J.J.; SALAMUNI, R.; PAVAO, L. (1959) Contribuição ao estudo dos sedimentos praias recentes I. Praia de Ubatuba, SC., Bol. da Universidade Federal do Paraná, Geologia. Curitiba, 1:1-102.

BIGARELLA, J. J. & FREIRE, S. S. (1960) Nota sobre a ocorrência de cascalheiro marinho no litoral do Paraná. Bol. da Universidade Federal do Paraná, Geologia. Curitiba, 3 :1-22.

- BIGARELLA, J.J.; FREIRE, S.S.; SALAMUNI, R.; VIANA, R. (1966a) Contribuição ao estudo dos sedimentos praias recentes II. Praias de Matinhos e Caiobá. Bol. da Universidade Federal do Paraná, Geografia Física, Curitiba, 6 : 1-109.
- BIGARELLA, J.J.; MARQUES FILHO, P.L.; SALAMUNI, R.; VIANA, R. (1966b) Contribuição ao estudo dos sedimentos praias recentes III. Características texturais das praias e terraços da região litorânea paulista. Bol. da Universidade Federal do Paraná, Geografia Física, Curitiba, 7 : 1-34.
- BIGARELLA, J.J.; POPP, J.H. (1966) Contribuição ao estudo dos sedimentos praias recentes IV. Praias e dunas de Barra do Sul, SC. Bol. Paranaense de Geociências, Curitiba, 18/20 : 133-149.
- BIGARELLA, J. J. (1975a) Lagoa dune field (State of Santa Catarina, Brazil), a model of eolian and pluvial activity. Boletim Paranaense de Geociências, Curitiba, 33:133-67.
- BIRD, E. C. F. (1981) Recent changes on the world's sandy shorelines. In: Coastal dynamics and scientific sites, E. C. F. Bird e K. Koike ed., Tokyo, p. 5-30.
- BIRD, E. C. F. (1983) Factors influencing beach erosion and accretion: a global review. In: Sandy beach as ecosystems, A. McLachlan and T. Erasmus ed., Ls Haye, p.709-717.
- BIRKEMEIER, W. A. (1985) A User's Guide to ISRP: The Interactive Survey Reduction Program. Instruction Report CERC -84-1. U.S. Army Engineer Water-ways Experiment Station. Coastal Engineering Research Center, Vicksburg, Mississippi, 101 p.

- BITTENCOURT, A. C. da S. et al. (1979) Quaternary marine formations of the coast of the State of Bahia, Brazil. In: International Symposium on Coastal Evolution in the Quaternary. São Paulo. Proceedings. p. 232-53.
- BITTENCOURT, A. C. da S.; de FARIAS, F. F. & ZANINI Jr., A. (1987) Reflexo das variações morfodinâmicas praias nas características texturais dos sedimentos da Praia da Armação, Salvador Bahia. Rev. Bras. de Geociências, São Paulo, 17(3):276-282.
- BITTENCOURT, A. C. S.; DOMINGUEZ, J. L. M. ; MOTTA FILHO, O. (1990) Variações texturais induzidas pelo vento nos sedimentos da face da praia (Praia de Ataláia - Piauí). Rev. Bras. de Geociências, São Paulo, 20(1-4):201-207.
- BREMNER, J. M. (1983) Properties of logarithmic spiral beaches with particular reference to Algoa Bay. In: Maclachen A. & Erasmus T. Ed. Sandy beaches as ecosystems. TheHoque/Boston/Lancaster, Dr.W. Junk Publishers, p.97-113.
- CALLIARI, L. J. & KLEIN, A. H. (1993) Características morfodinâmicas e sedimentológicas das praias oceânicas entre Rio Grande e Chuí, RS. Pesquisas, Instituto de Geociências, UFRGS, Porto Alegre. 20 (1): 48-56.
- CARTER, R. W. G. (1988) Coastal environments: an introduction to the physical, ecological and cultural systems of coastlines. London: Academic Press, 617 p.
- CARUSO Jr., F (1989) Geologia e características ambientais da Lagoa da Conceição - Ilha de Santa Catarina. Rio de Janeiro, Curso de Pós-Graduação em Geociências, UFRJ. 120p. Dissertação de Mestrado.

- _____. (1992) Geologia dos depósitos de conchas calcárias no Estado de Santa Catarina. Geosul, Depto de Geociências, UFSC, Florianópolis, , 7(14):101-136.
- CARUSO Jr., F. (1993) Texto explicativo para o Mapa Geológico da Ilha de Santa Catarina, escala 1:100.000. Notas Técnicas/CECO, UFRGS, 6:28p.
- CARUSO Jr. (1995) Geologia e recursos minerais da região costeira do Sudeste de Santa Catarina - com ênfase no cenozóico. Porto Alegre, Curso de Pós-Graduação em Geociências, UFRGS. 179p. Tese de Doutorado.
- CARUSO Jr., F. & AWDZIEJ. (1993) Mapa Geológico da Ilha de Santa Catarina. Escala 1:100.000. CECO, Porto Alegre, UFRGS.
- CRUZ, O. SUGUIO, K. & EICHLER, B.B. (1985) Sedimentação acelerada de pontais e barras arenosas na Enseada de Caraguatatuba, SP: causas naturais e artificiais. Boletim do Inst. Oceanográfico, São Paulo, 33(1) : 39-53.
- CRUZ, O. (1993) Estudo geomorfológico em áreas costeiras da Ilha de Santa Catarina e do continente circunvizinho (Município de Florianópolis, São José, Palhoça, Biguaçu e Governador Celso Ramos). Relatório Técnico Final de Pesquisa para o CNPq. 182p.
- DAVIS, J. L. (1964) A morphogenic approach to the world's shorelines. 2. Geomorph. 8, 127-42.
- DUARTE, G. M. (1981) Estratigrafia e evolução do Quaternário do Plano Costeiro Norte da Ilha de Santa Catarina. Porto Alegre, Curso de Pós-Graduação em Geociências, UFRGS. 279 p. Dissertação de Mestrado.
- EMERY, K. O. (1961) A simple method of measuring beach profiles. Limnology and Oceanography, 6(1):90-93.

FARIA Jr., L.E.C.; MARÇAL, M.S. & PINHEIRO, R.V.L. (1987) A dinâmica sedimentar da Praia do Maçarico / Salinópolis e sua importância para a Geologia da região costeira do Estado do Pará. In: 1º Congresso da ABEQUA.. Anais . Porto Alegre, 1:343-356.

FOLK, R. L. & WARD, W. C. (1957) Brazos River bar: a study in the significance of grain size parameters. Journal of Sedimentary Petrology, Tulsa, 27(1):3-37.

FREYSLEBEN, L. M. C. (1979) Aspectos essenciais do ritmo climático de Florianópolis. Florianópolis, UFSC. 49 p. Tese Prof. Adjunto.

FAIRBRIDGE, R. W. (1983) Shorelines and isostasy. In: Smith, D. & Dawson, A. G. eds. London: Academic Press. p. 3-25.

GOURLAY, M. R. (1974) Wave set-up and wave generated currents in the lee of breakwater or headlands. In: 14th Conference on Coastal Engineers. Copenhagen. Proceedings. 1976-1995.

GRÉ, J. C. R. KLINGEBIEL, A.; HORN FILHO, N. O. & CARUSO Jr, F. (1993) Morphologie, structure et évolution du cadre géologique du système lagunaire "Santo Antônio", Etat de Santa Catarina, Brésil. Bul. Inst. Géol. Bassin d'Aquitaine. Bordeaux, 53:159-167.

GRÉ, J. C. R.; ABREU DE CASTILHOS, J. J. & HORN FILHO, N. O. (1993a) Quaternary deposits of the Pantano do Sul Beach, Santa Catarina Island, Brazil. In: J. ARGOLLO & P. MOURGUIART ed. Climas Cuaternarios en America del Sur. ORSTOM, La Paz. 121-131.

GRÉ, J. C. R.; ABREU DE CASTILHOS, J. J.; HORN FILHO, N. O. (1994) Morphodynamic and Sedimentological Study of the "Mole" Beach, Santa

Catarina Island, SC, Brazil. In: 14th International Sedimentological Congress. Abstracts. Recife. J-23.

GRÉ, J. C. R.; ABREU DE CASTILHOS, J. J. & KLINGEBIEL, A. (1995) Evolution Holoceno du Delta du Tubarão dans le systeme lagunaire Santo Antônio - Imaruí - Mirim, Etat de Santa Catarina (Brésil). In: COASTAL CHANGE CONFERENCE 95 - BORDOMER. Abstracts. Bordeaux.

HALLIGAN, G. H. (1906) Sand movement on the New South Wales coast. Limn. Soc. N.s.w. Proceedings. 31:619-40.

HERRMANN, M. L. P.; ROSA FILHO, O.; REGO NETO, C. B.; MENDONÇA, M.; da SILVA, J. T. N. & SILVA, A. D. (1987) Aspectos ambientais dos entornos da porção Sul da Lagoa da Conceição. Geosul Depto de Geociências, UFSC, Florianópolis. 2(4): 7-41.

HERRMANN, M. L. P. (1989) Aspectos ambientais da porção central da Ilha de Santa Catarina. Florianópolis, Curso de Pós-Graduação em Geografia, UFSC. 229 p. Dissertação de Mestrado.

HESP, P. (1988) Surfzone, beach, and foredune interactions on the Australian south east coast. Journal of Coastal Research, Special Issue. 3:15-25.

HOGBEN, N. & LUMB, F. E. (1967) Ocean waves Statistics. National Physical Laboratory. Ministry of Technologie, Londres.

HOGBEN, N. (1986) Global Waves Statistics.

HORN FILHO, N. O.; DIEHL, F. L.; ABREU DE CASTILHOS, J. J. & GRÉ, J. C. R. (1993) Mapeamento geológico preliminar do Quaternário Costeiro da Ilha

de São Francisco do Sul, Santa Catarina, Brasil. In: Congrso da Associação brasileira de Estudos do Quaternário, 4. São Paulo. Resumos. p. 59.

HORN FILHO, N. O.; STRENZEL, G. M. R.; BORGES, S. F.; dos SANTOS, C. R. & CAMARGO G. (1994) Aspectos geológicos do Quaternário Costeiro de um segmento do litoral Norte catarinense. In: 38º Congresso Brasileiro de Geologia. Camboriú. Resumos Expandidos. 1: 389-390.

HORN FILHO, N.; GRÉ, J. C. R. & KLINGEBIEL, A. (1995) Evolution Holoceno de la Plaine Côtière de l'État de Santa Catarina (Brésil): caracterisation morphologique de la progradation des cordons littoraux. In: COASTAL CHANGE CONFERENCE 95 - BORDOMER. Abstracts. Bordeaux.

HSU, J. C.; SILVESTER, R. & XIA, Y. M. (1987) New characteristics of equilibrium shaped bays. 8th Aust. Conf. Coastal and Ocean Engineers. Proceedings. 140-44.

HSU, J. C. & EVANS, C. (1989) Parabolic bay shapes and applications. Instr. Civil. Engineers. Proceedings. 87:557-70.

JOST, H. & MARTINS, L. R. (1972) Feixes de restinga da Ilha de Santa Catarina. Pesquisas, Instituto de Geociências, UFRGS, Porto Alegre. 1: 56-67.

KETZER, J. M.; MARTINS, R.; ELIAS, A. R.D.; MARCHIORI, C. A. M.; & CORREA, I. C. S. (1994) Transgressão marinha na Plataforma Continental Sul e Sudeste brasileira durante o Holoceno. In: 38º Congresso Brasileiro de Geologia. Camboriú. Resumos Exp., Camboriú, 1:422-423.

KLEIN, R. M. (1978) Mapa fitogeográfica do Estado de Santa Catarina. Herbário "Barbosa Rodrigues". Itajaí, 24 p.

- KOWSMANN, R. (1970) Variações de curto e longo prazo de um perfil de praia de Copacabana, Rio de Janeiro. Publicação do Instituto de Pesquisas da Marinha, 39:1-15.
- KOMAR, P. D. (1976) Beaches processes and sedimentation. New Jersey, Prentice-Hall, 429 p.
- KOPPEN, W. (1948) Climatologia. México, Fundo de Cultura Econômica. 380p.
- KRUMBEIN, W. C. (1944) Shore processes and beach characteristics. U.S. Corps. of Engineers, Beach Erosion Board, Tech. Mem. N. 3.
- LESSA, G. & ANGULO, J. R. (1995) A proposed model for the stratigraphy and evolution of the Paranagua Coastal Plain - Paraná, Brazil. Anais In: Congresso da Associação Brasileira de Estudos do Quaternário, 5. Niterói. Resumos. p. 92-98.
- LEBLOND, P. H. (1972) On the formation of spiral beaches. Thirteenth Conference on Coastal Engineering. American Society of Civil Engineers. New York. Proceedings. 1331-1345.
- _____. (1979) An explanation of the logarithmic spiral plan shape of headland bay beaches. Journal of Sedimentary Petrology, 49(4):1093-1100.
- MARTIN, L.; SUGUIO, K.; FLEXOR, J.M. & AZEVEDO, A. E. G., (1988) Mapa geológico do Quaternário costeiro dos Estados do Paraná e Santa Catarina. Brasília, DNPM. 40p. (Série Geologia, 28; Seção Geologia Básica, 18).
- MARTIN, L., BITTENCOURT, A.C.S.P.; VILAS BOAS, G.S. (1982) Primeiras datações de corais pleistocênicos do litoral brasileiro: idade do máximo da penúltima transgressão. Revista Ciências da Terra, 3:16-17.

- MARTINS, L.R.S.; GAMERMANN, N.; SCHEIBE, L. F. & TEIXEIRA, V. H. (1970) Sedimentologia da Ilha de Santa Catarina - areias praias. Pub. Esp. da Esc. de Geologia, Porto Alegre, 18 :1-55.
- MENDONÇA, M.; CARVALHO, L.R.; SILVA, A.D.; SLOMPO, C. T.; RIBEIRO, C. M. B.; FREITAS, J.O.; ROSA FILHO, O.; FUCHS, R.B.H.; SOUZA, R. R.; FERREIRA, S. B.; MENDONÇA, S. (1988) Estudo preliminar de geomorfologia costeira na Ilha de Santa Catarina: Daniela e Ponta das Canas, mun. de Florianópolis-SC. Geosul, Florianópolis, UFSC, 3(5) : 52-74.
- MENDES, J.C. (1984) Elementos de Estratigrafia. São Paulo, T.A. Queiroz/Ed. da USP. 566p.
- MONTEIRO, M. A. (1992) Avaliação das condições atmosféricas de Florianópolis para controle da qualidade do ar. Florianópolis, Dep. Geociências, UFSC. (inédito). Monografia de conclusão de curso.
- MORAIS, J.O., (1977) Evolução sedimentar da área adjacente ao Porto de Itaqui, Estado do Maranhão, Brasil. Arquivos de Ciências do Mar, Fortaleza, 17: 71-86.
- MUEHE, D. (1971) Subsídios ao estudo da geomorfologia costeira da praia dos Bandeirantes - restinga de Jacarepaguá. Revista Brasileira de Geografia, 33(2):103-136.
- MUEHE, D., MARANHÃO, V.A.; RIBEIRO JR, R.N.; SOUZA, J.R.F.; COSTA, M.G.F. (1977) Características texturais dos sedimentos de algumas praias do litoral Sul-oriental do Estado do Rio de Janeiro. Academia Brasileira de Ciências. Anais, 49:435-441.
- MUEHE, D. & DOBEREINER, C. (1977) Dinâmica do fundo marinho ao longo do pier de Ipanema. Academia Brasileira de Ciências. Anais, 49(2) : 281-86.

- MUEHE, D. & CARUSO Jr., F. (1989) Batimetria e algumas considerações sobre a evolução geológica da Lagoa da Conceição. Ilha de Santa Catarina. Geosul, Florianópolis, UFSC. 7:32-44.
- MUEHE, D. & CORREA, C. H. T. (1989) Dinâmica de praia e transporte de sedimentos na restinga da Maçambaba-RJ. Rev. Bras. de Geociências, 19 (3) :387-392.
- MUHE, D. (1994) Geomorfologia costeira. In: Geomorfologia, uma atualização de bases e conceitos. Ed. Guerra, A.J.T.; Cunha, S. B. Bertrand Brasil, 459p.
- NINER, E. (1989) Climatologia do Brasil. Rio de Janeiro, IBGE.
- PETHICK, J. (1984) An introduction to coastal geomorphology. Edward Arnold, London, 260p.
- PILKEY, O.H. Jr., NEAL, W.J. & PILKEY, O. H. (1978) From Currituck to Calabash, n.c. Science and Technology Research Center, North Caroline.288p.
- PSUTY, N.P. (1988) Sediment budget and dune/beach interaction. Journal of Coastal Research, Special Issue, 3 :1-4.
- REA, C.C. & KOMAR, P.D. (1975) Computer simulation models of a hooked beach shoreline configuration. Journal Sed. Petrology, 45(4): 672 - 866.
- ROSMAN, P.C.C.; VALENTINI, E. (1989) Recent erosion in the "stable" Ipanema-Leblon beach in Rio de Janeiro. In: NEVES, C.; MAGOON, O.T. ed. Coastlines of Brazil. American Society of Civil Engineers, 278-291.

- SANTOS, G. F.; da SILVA, J. T. N.; MENDONÇA, M. & VEADO, R. W. (1988) Análise Ambiental da Lagoa do Peri. Geosul, Depto de Geociências, UFSC, Florianópolis. 4(8):101- 123.
- SCHEIBE, L.F & TEIXEIRA, V.H. (1970) Mapa topo-geológico da Ilha de Santa Catarina, Escala 1:50.000. UFSC, Florianópolis. (inédito).
- SERVANT, M. (1984) Climat Variations in the low continental latitudes during the last 30.000 years. In: MORNER, N. A. & KARLEN, W. ed. Climatic changes on a yearly to millennial basis. Reide Publishing Company. Boston. 117: 120.
- SHORT, A. D. (1979) Wave power and beach stages - a global model. 16th Intern. Cong. Coastal Eng. Hamburg. 1145-1162.
- SHORT, A. D. & HESP, P. A. (1982) Wave beach and dune interaction in southeastern Australia. Marine Geology, 48: 259-284.
- SILVESTER, R. (1960) Stabilisation of sedimentary coastline. Nature 188, 4749: 467 - 469.
- _____. (1970) Developement of crenulate shaped bays. In: American Society of Civil Engineers, 96 (WW2); 275-87.
- SILVESTER, R. & HO, S. K. (1972) Use of crenulate shaped bay to stabilize coasts. 13th Intern. Conf. Coastal Eng. ASCE. Proceedings. 2 : 1347-65.
- SILVESTER, R; TSUCHIYA, Y & SHIBANO, Y. (1980) Zeta bays, pocket beaches and headland control. Proc. 17th Int. Conf. Coastal Eng. ASCE. Proceedings. 2: 1306 - 19.
- SILVESTER, R. & HSU, J. R. C. (1993) Coastal Stabilization - innovative concepts. New Jersey, Prentice Hall, Inc. , 578 p.

STAFFORD, D. B & LANG FELDER, J. (1971) Air Photo Survey of Coastal Erosion. Photogramm. Eng. 37: 565 - 575.

SUGUIO, K. & MARTIN, L. (1978) Quaternary marine formations of the states of São Paulo and southern Rio de Janeiro. São Paulo, INQUA. Special Publication. 55p.

SUGUIO, K; MARTIN, L. BITTENCOURT, A.C.S.P.; DOMINGUEZ, J. M. L. ; FLEXOR, J. M. ; AZEVEDO, A. E. G. (1985) Flutuações do nível relativo do mar durante o quaternário superior ao longo do litoral brasileiro e suas implicações na sedimentação costeira. São Paulo, Revista Brasileira de Geociências, 15 (4): 273 - 286.

SUGUIO, K. (1992) Dicionário de geologia marinha. São Paulo, Ed. T.A. Queiroz. 171p.

SUGUIO, K; MARTIN, L. & TURCQ, B. (1992) Problems in forecasting possible near future climate change based on past and present climate. In: 37º Congresso Brasileiro de Geologia. Bol. Resumos Expandidos, São Paulo. 1: 87-90.

TOLDO Jr, E. & MEDEIROS. R. K. (1986) Programa Interpola em linguagem Basic para Análise Estatística e Propriedades Texturais de Amostras Sedimentares em computador. 18: 91-100.

TOLDO Jr., E.; DILLENBURG, S.R.; ALMEIDA, L.E.S.B.; TABAJARA, L.L; MARTINS, R. R.; CUNHA, L.O.B.P. (1993) Parâmetros morfodinâmicos da Praia de Imbé, RS. Pesquisas, Instituto de Geociências, UFRGS, Porto Alegre. 26(1):27-32.

TOMAZELLI, L. J. , & VILLWOCK, J. A. (1989) Processos erosivos atuais na costa do Rio Grande do Sul, Brasil: evidências de uma provável tendência contemporânea do nível relativo do mar. In: II Congresso da Associação Brasileira de Estudos do Quaternário. Anais .Rio de Janeiro (no prelo).

TOMAZELLI, L. J. & VILLWOCK, J. A. (1992a) Um novo modelo evolutivo para o Holoceno costeiro do Rio Grande do Sul: resultados preliminares. 37º Cong. Bras. de Geologia. São Paulo. Resumos Expandidos. 69-70p.

TOMAZELLI ,L.J. & VILLWOCK, J.A. (1992b) Considerações sobre o ambiente praiial e a deriva litorânea de sedimentos ao longo do litoral Norte do Rio Grande do Sul, Brasil. Pesquisas, Instituto de Geociências, UFRGS, Porto Alegre. 19 :3-12.

TOMAZELLI, L. J ; VILLWOCK, J. A ; BACHI, F. A; DEHNHARDT, B. A. (1995) A tendencia atual de subida do nível relativo do mar na costa do Rio Grande do Sul: uma análise das evidências. 1995. In: 6º Simpósio Sul-Brasileiro de Geologia, 1º Encontro de Geologia do Cone Sul. Bol. Resumos Expandidos, Porto Alegre. 281-283.

VALENTINE, & NEVES, C. F. (1989) The coaatline of Rio de Janelro from a coastal engineerin point of view. In: Coastlines of Brazil, American Society of Civil Engineers, New York, 30-44.

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: Rabassa, J. (ed.), International Symposium on Sea Level Changes and Quaternary Shorelines, São Paulo, Quaternary of South América and Antartic Peninsule. Balkema, Rotterdan 4: 79-97.

- VILLWOCK, J. A. (1987) Processos costeiros e a formação de praias arenosas e campos de dunas ao longo da costa Sul e Sudeste brasileira. In: Simpósio sobre Ecossistemas da Costa Sul e Sudeste Brasileira : Síntese dos conhecimentos. Anais. Cananéia, Academia de Ciências do Estado de São Paulo. 2:380-398.
- VILLWOCK, J. A. (1992) Mapa geológico da província costeira do Rio grande do Sul. 37º Congresso Brasileiro de Geologia, São Paulo. 1: 85-86.
- WALKER, H. J. (1981) Man and Shoreline Modification in: Bird, E. C. T. & KOIKE, K (eds). Coastal Dynamics and Scientific Sites. Komazawa University, Tokio. p. 55-90. 1981.
- WENTWORTH, C. K. (1922) A scale of grade and class term for clastic sediments. Journal of Geology, 30:377-392.
- WRIGHT, L. D.; CHAPPELL, J.; THOM, B.; BRADSHAW, M.; COWELL, P. (1979) Morphodynamics of reflective and dissipative beach and inshore systems, South Australia. Marine Geology. 32:104-140.
- WRIGHT, L. D., GUZA, R.T.; SHORT, A. D. (1982) Dynamics of a high energy dissipative surf-zone. Marine Geology. 45:41-62.
- WRIGTH, L.D. & SHORT, A. D. (1984) Morphodynamic variability of surf zones and beaches: A synthesis. Marine Geology, 56:93-118.
- YASSO, W. (1965) Plan geometry of headland-bay beaches, Journal of Geology, 73(5), 702-714.
- YASSO, W. (1982) Headland-bay beach. In: SCHWARTZ, M. L. (ed), The Encyclopedia of beaches and coastal environments. Stroudsburg, Pennsylvania: Hutchinson Rossi p.p 460-461.

ZANINI, L. F. P. ; BRANCO, P. de M.; CAMAZZATO, E. & RAMGRAB, G.E.(orgs.)
(1991) Programa de Levantamentos geológicos Básicos do Brasil, Folhas
Florianópolis / Lagoa, SG. 22-2-d-V/VI, Estado de Santa Catarina: escala
1:100.000. Brasília: DNPM/CPRM. 1V (inédito).