UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**INTERPRETAÇÃO PALEOAMBIENTAL DO SISTEMA
DE DUNAS FIXADAS DO MÉDIO RIO
SÃO FRANCISCO, BAHIA.**

Alcina Magnólia Franca Barreto

Orientador: Prof. Dr. Kenitiro Suguio

TESE DE DOUTORAMENTO

Programa de Pós-Graduação em Geologia Sedimentar

SÃO PAULO
1996

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**INTERPRETAÇÃO PALEOAMBIENTAL DO
SISTEMA DE DUNAS FIXADAS DO MÉDIO RIO
SÃO FRANCISCO, BAHIA.**

ALCINA MAGNÓLIA FRANCA BARRETO

Orientador: Prof. Dr. Kenitiro Suguio

TESE DE DOUTORAMENTO

COMISSÃO JULGADORA

Nome

Assinatura

Presidente: Prof. Dr. Kenitiro Suguio
Examinadores: Prof. Dr. Armando Márcio Coimbra
Prof. Dr. Louis Martin
Prof. Dr. Luiz José Tomazelli
Prof. Dr. Paulo César Fonseca Giannini

SÃO PAULO
1997

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**INTERPRETAÇÃO PALEOAMBIENTAL DO SISTEMA
DE DUNAS FIXADAS DO MÉDIO RIO
SÃO FRANCISCO, BAHIA.**

Alcina Magnólia Franca Barreto

Orientador: Prof. Dr. Kenitiro Suguio

TESE DE DOUTORAMENTO

Programa de Pós-Graduação em Geologia Sedimentar

DEDALUS - Acervo - IGC

30900004609

**SÃO PAULO
1996**

**A Geronimo,
Tiago,
Geronimo Filho e
Alexandre
com amor**

SUMÁRIO

AGRADECIMENTOS.....	I
ÍNDICE DE FIGURAS.....	III
ÍNDICE DE FOTOGRAFIAS.....	VIII
ÍNDICE DE TABELAS.....	IX
ABSTRACT	XI
RESUMO	XIII
1. INTRODUÇÃO.....	1 +
1.1. Objetivos.....	3 +
2. ÁREA DE ESTUDO	5 x
2.1. Localização geográfica.....	5
2.2. Geomorfologia.....	5
2.2.1. Domínio morfoestrutural	5
2.2.1.1. A depressão periférica do médio rio São Francisco	7
2.2.2. Evolução geomorfológica regional	8
2.3. O rio São Francisco.....	9
2.4. Clima, vento e vegetação	10
2.5. Aspectos geológicos regionais.....	12
3. TRABALHOS PRÉVIOS SOBRE OS SEDIMENTOS EÓLICOS DO MÉDIO RIO SÃO FRANCISCO.....	17
4. MÉTODOS.....	22 x
4.1. Trabalhos de gabinete.....	22
4.2. Trabalhos de campo	23
4.2.1. Coleta de amostras	24
4.3. Trabalhos de laboratório.....	27
5. DESENVOLVIMENTO DE MARES DE AREIA E CAMPOS DE DUNAS.....	30 x
5.1. Introdução	30
5.2. Tectônica e topografia de ambientes desérticos.....	31
5.3. Migração dos corpos arenosos - o caso das dunas fixadas do médio rio São Francisco	32

5.4. Desenvolvimento de mares de areia e campos de dunas associados a variações climáticas	33
6. INTERPRETAÇÃO E PROBLEMAS NO ESTUDO DE SISTEMAS DE DUNAS FIXADAS	36 x
6.1. Condições necessárias para designar uma duna de fixada	36
6.2. Paleoaridez e paleocirculação	37
6.3. Fatores que afetam a duna pela implantação da vegetação	38
7. ESTUDO MORFOLÓGICO	40 x
7.1. Generalidades	40
7.1.2. Dunas parabólicas	41
7.2. A área de estudo	42
7.2.1. Mapa geológico-geomorfológico	42
7.2.2. Domínios geomorfológicos	44
7.2.3. Morfologia eólica	53
7.2.4. Paleoventos	61
7.2.5. Interdunas	61
7.2.6 Drenagens interiores do sistema de dunas	64
7.2.7. Lineamentos	64
7.2.7.1. Resultados parciais obtidos	66
8. ANÁLISES SEDIMENTOLÓGICAS	69 x
8.1. Análise granulométrica	69
8.1.1. Apresentação dos resultados	70 x
8.1.2. Comparação dos resultados e principais conclusões	70 x
8.2. Análise morfoscópica-apresentação dos resultados	81
8.2.1. Discussão e principais conclusões	84 x
8.3. Análises mineralógicas	88
8.3.1. Minerais leves	88
8.3.1.1. Apresentação dos resultados e conclusões	89 x
8.3.2. Minerais pesados	91
8.3.2.1. Apresentação dos resultados	93 x

8.3.2.2. Discussão e conclusões.....	96
9. SONDAgens ELÉTRICAS VERTICAIS (SEVs).....	102
9.1. Trabalhos de campo	102
9.2. Análise qualitativa das medições.....	103
9.3. Análise quantitativa das medições elétricas	106
9.4. Conclusões preliminares	107
10. DATAÇÃO DOS SEDIMENTOS EÓLICOS DO MÉDIO RIO SÃO FRANCISCO PELO MÉTODO DA TERMOLUMINESCÊNCIA	190
10.1. Introdução	109
10.2. Aplicações da termoluminescência.....	111
10.3. Métodos.....	113
10.3.1. Aparelho medidor de termoluminescência.....	113
10.3.2. Tratamento das amostras.....	113
10.3.3. Princípios básicos e metodologia experimental.....	114
10.3.3.1. Método das doses aditivas	116
10.3.3.2. Método do fotoesvaziamento total.....	117
10.3.4. Determinação da dose anual	118
10.4. Resultados obtidos e discussão	119
10.4.1. Confronto entre as idades TL, características geomorfológicas, sedimentológicas e C-14	128
10.4.1.1. Interpretação das idades TL em função da geomorfologia e do grau de intemperismo	131
10.4.1.2. Idade TL em função das cores e granulometrias.....	131
10.4.1.3. Idades TL e C-14	133
10.4.1.4. Interpretações paleoambientais em função das idades TL	134
11. PROVÁVEIS VARIAÇÕES CLIMÁTICAS HOLOCÊNICAS EVIDENCIADAS POR CARVÃO VEGETAL	138
11.1. Significado da presença de carvão em depósitos holocênicos	138
11.2. Conclusões parciais	143

12. PALINOLOGIA, PALEOVEGETAÇÃO E PALEOCLIMAS NO HOLOCENO DO SISTEMA DE DUNAS FIXADAS DO MÉDIO RIO SÃO FRANCISCO	144
12.1. Introdução	144
12.2. Materiais e métodos	145
12.2.1. Técnicas de campo	145
12.2.2. Técnicas de laboratório.....	145
12.3. Resultados.....	146
12.3.1. Datação pelo método do Carbono-14	146
12.3.2. Resultados palinológicos	146
12.4. Interpretação e discussão	155
12.5. Assimetria climática no médio Holoceno entre o sistema de dunas fixadas do médio rio São Francisco e o sudeste do Brasil	157
12.6. Conclusões.....	158
13. PALEOAMBIENTE	160
14. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	165

AGRADECIMENTOS

Queremos expressar aqui os nossos sinceros agradecimentos a todas as pessoas e entidades que contribuíram para a realização do presente trabalho.

Ao Prof. Dr. Kenitiro Suguio por ter me indicado a área de estudo e a linha de pesquisa a seguir, por estar presente em todos os momentos necessários, dispensando compreensão, amizade, apoio e orientação seguros e insubstituíveis.

Ao Prof. Dr. Paulo Eduardo de Oliveira pela realização da análise palinológica, pelo apoio, dedicação e pelas importantes discussões sobre paleoclima e paleovegetação da área de estudo.

À Prof^a. Dr^a. Sonia Tatumi, pela orientação na datação por termoluminescência, além da paciência e amizade durante os dois anos de trabalhos, como também ao Prof. Dr. Shigueo Watanabe e sua equipe de pesquisadores do IF-USP pelo uso de aparelhos e valiosa colaboração.

Aos Professores Edilton Feitosa da UFPE, pela interpretação das sondagens elétricas verticais e Teodoro I. R. de Almeida que, juntamente com o colega e geólogo, Fábio C. Branco, processaram as imagens de satélite utilizadas neste trabalho.

As geólogas Célia Regina Gouveia de Souza, Monica Perez Menezes e Geysa Machado pela amizade e ajuda nos trabalhos de campo e a todos os colegas e amigos do curso de pós-graduação do Instituto de Geociências-USP, em especial a Angela Beatriz de Menezes Leal, Maria Zélia Aguiar, Fernando Mancini, Ana Claudia Acioly, Elizete Salvador, Paulo Alves de Souza, Luís Anelli, Ana Lúcia Gesicki, Alexandre Sales, Cláudio Limeira Mello, Paulo César Boggiani, Sérgio Luís Matos, Patrícia Cristalli, Fresia Branco e Ana Flora Mandarim de Lacerda.

Ao laboratório de sedimentologia do Instituto de geociências da USP, nas pessoas do Prof. Dr. Armando Márcio Coimbra e da técnica Elaine Aparecida Sifrônio.

Às equipes da biblioteca, na pessoa de Maria Aparecida Bezerra, às secretárias do DPE e da pós-graduação e à gráfica, na pessoa do Sr. Dalton da Silva, do Instituto de Geociências, pelo atendimento cordial do cotidiano.

Ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq), pela concessão da bolsa de estudo a nível doutorado. À Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo (FAPESP) que, através do processo Geologia - 93/3867-0, concedeu o subsídio financeiro necessário à execução deste trabalho. À Companhia Baiana de Pesquisa Mineral (CBPM), que gentilmente cedeu o seu cordial motorista Sr. Gilberto Vaz de Jesus Filho e o

veículo imprescindíveis no campo e à Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais (CPRM) de Salvador, na pessoa do Dr. Augusto Pedreira, por empréstimo das fotografias aéreas e por toda colaboração.

Às pessoas e às prefeituras dos municípios de Barra e Pilão Arcado pelo apoio, colaboração e amizade, durante os trabalhos de campos.

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1- Localização dos sistemas de dunas reliquias ou fósseis encontrados na literatura.....	2
Figura 2 - Localização geográfica da área de estudo.....	6
Figura 3 - Mapa geológico da região noroeste do estado da Bahia.....	13
Figura 4 - Localização dos pontos amostrados	25
Figura 5 - Variações na morfologia de dunas parabólicas.....	43
Figura 6 - Mapa hipsométrico da área de estudo.....	46
Figura 7 - Perfis topográficos entre a Serra do Estreito e o rio São Francisco.....	47
Figura 8 - Mapa de domínios geomorfológicos.....	48
Figura 9 - Imagem de satélite da região sul do mar de areia, mostrando os domínios geomorfológicos 2, 4 e 5	54
Figura 10 -Imagem de satélite do domínio geomorfológico 3.....	55
Figura 11 -Imagem de satélite do domínio geomorfológico 4.....	56
Figura 12 -Imagem de satélite do domínio geomorfológico 4.....	57
Figura 13 -Imagem de satélite dos domínios geomorfológicos 4 e 5.....	58
Figura 14 -Imagem de satélite dos domínios geomorfológicos 3 e 4.....	59
Figura 15 -Representação gráfica da orientação preferencial dos paleoventos formadores das dunas na área estudada, conforme as 263 medidas obtidas.	62
Figura 16 -Mapa de drenagens da área de estudo	65
Figura 17 -Principais lineamentos associados ao embasamento e a cobertura sedimentar	67
Figura 18 -Representação gráfica da orientação preferencial dos lineamentos no embasamento (a) e na cobertura sedimentar (b).....	68
Figura 19 -Análise de frequência do domínio geomorfológico 2	71
Figura 20 -Análise de frequência do domínio geomorfológico 3	72
Figura 21 -Análise de frequência do domínio geomorfológico 4	73
Figura 22 -Análise de frequência do domínio geomorfológico 5	74
Figura 23 -Mapa de isovalores do parâmetro granulométrico diâmetro médio.....	75

Figura 24 -Mapa de isovalores do parâmetro granulométrico desvio padrão	76
Figura 25 -Mapa de isovalores do parâmetro granulométrico assimetria	77
Figura 26 -Variação dos parâmetros granulométricos diâmetro médio e desvio padrão e distância de SW para NE da área ao longo do rio São Francisco	79
Figura 27 -Variação dos parâmetros granulométricos diâmetro médio e desvio padrão e distância de SE para NW da área ao longo do rio Icatu	79
Figura 28 -Variação dos parâmetros granulométricos diâmetro médio e desvio padrão e distância de SE para NW da área ao longo da estrada Barra - Brejo da Cabeceira	79
Figura 29 -Variação dos parâmetros granulométricos diâmetro médio e desvio padrão e distância de S para N da área ao longo da estrada entre os brejos Umburana - Saquinho, no domínio geomorfológico 5	80
Figura 30 -Variação do parâmetro granulométrico diâmetro médio e desvio padrão e distância de E para W da área ao longo da estrada entre os brejos Zacarias -Dois Irmãos, no domínio geomorfológico 4.....	80
Figura 31 -Comparação dos valores médio dos parâmetro granulométricos de Folk & Ward, 1957) nos diferentes domínios geomorfológicos.....	80
Figura 32 -Variações dos graus de arredondamento em grãos de quartzo, de SE-NW ao longo do perfil paralelo ao rio Icatu, da sua foz para a nascente.....	85
Figura 33 -Variações das texturas superficiais em grãos de quartzo de SE-NW ao longo de perfil paralelo ao rio Icatu, da sua foz para a nascente.....	85
Figura 34 -Variações dos graus de arredondamento em grãos de quartzo, de E-W ao longo da estrada entre os brejos Zacarias - Dois Irmãos	86
Figura 35 -Variações da textura superficial em grãos de quartzo, de E-W ao longo da estrada entre os brejos Zacarias - Dois Irmãos	86

Figura 36 -Variações dos graus de arredondamento em grãos de quartzo, nos domínios geomorfológicos	87
Figura 37 -Variações da textura superficial em grãos de quartzo, nos domínios geomorfológicos	87
Figura 38-Variações das relações Q/F médias analisadas nas amostras de areia provenientes dos domínios geomorfológicos.....	92
Figura 39 -Variações de frequências dos diferentes tipos de grãos de quartzo classificados segundo vacúolos e micrólitos, tipos de extinção e as naturezas simples ou composta.	92
Figura 40 -Porcentagem média de minerais pesados transparentes não micáceos nos domínios geomorfológicos.....	97
Figura 41 -Variações dos minerais pesados transparentes não micáceos metaestáveis e instáveis em relação as duas frações analisadas, nos domínios geomorfológicos.....	98
Figura 42 -Variação dos minerais pesados transparentes não micáceos ultraestáveis em relação as duas frações analisadas, nos domínios geomorfológicos.....	98
Figura 43 -Variações das frequências médias dos minerais pesados classificados segundo os seus graus de estabilidade.	99
Figura 44 -Assembléia de minerais pesados transparentes não micáceos em sedimentos atuais do rio São Francisco	99
Figura 45 -Curvas de sondagem elétrica	104
Figura 46 -Relação entre nível de base, altitude e profundidade do embasamento no local das sondagens elétricas	107
Figura 47 -Vários tipos de materiais, de diferentes composições e proveniências, utilizados na datação por termoluminescência	112
Figura 48 -Diagrama do aparelho leitor termoluminescente	112
Figura 49 -Esquema básico da datação de sedimentos por Termoluminescência	115
Figura 50 - Esquema de datação por termoluminescência pelo método das doses aditivas.....	116

Figura 51 -Esquema de datação por termoluminescência pelo método do fotoesvaziamento total.....	117
Figura 52 -Curvas de emissão TL da amostra TL-I-21-1,5 (a) e curvas de decaimento TL em função do tempo de exposição à luz solar das amostras TL S-3 e I-21-0,5 (b)	121
Figura 53 -Método das doses aditivas para a amostra TL-I-21-0,5	123
Figura 54 -Curva de crescimento TL da amostra TL-P-2, metodo das doses aditivas (a) e fotoesvaziamento total (b)	124
Figura 55-Tipos de crescimento de quartzo encontrado nas amostras datadas.	125
Figura 56 --Curva de crescimento TL da amostra TL-S-8, metodo das doses aditivas (a) e fotoesvaziamento total (b)	126
Figura 57 Curva de crescimento TL da amostra TL-S-2, metodo das doses aditivas (a) e fotoesvaziamento total (b)	127
Figura 58 -Localização das idades obtidas pela datação por TL.....	130
Figura 59 -Representação gráfica do número de amostras datadas em função da idade TL	136
Figura 60 -Mapa de localização da coleta de carvões em dunas	139
Figura 61 -Comparação das idades obtidas dos fragmentos de carvão da área estudada com as de outras regiões do Brasil.....	141
Figura 62 -Confronto entre as idades dos carvões das dunas com informações de episódios climáticos do tipo El Niño.	142
Figura 63 -Perfis palinológicos de elementos de floresta tropical	148
Figura 64-Perfis palinológicos de elementos de caatinga e cerrado	149
Figura 65 -Perfis palinológicos de elementos botânicos de ampla distribuição ecológica	150
Figura 66-Perfis paleoecológicos dos elementos encontrados em formações vegetais montanas, de plantas herbáceas, indeterminados, esporos de pteridófitas (samambaias) e soma total dos tipos arbóreos, herbáceos e indeterminados.	151

Figura 67 -Diagrama resumido dos valores percentuais dos elementos restritos à caatinga, caatinga/cerrado, floresta, vegetação montana, concentração da soma total de pólen, partículas carbonizadas >20µm/pólen e número de datações TL.	152
Figura 68 - Representação esquemática da evolução da vegetação na vereda do Saquinho durante o Holoceno.	159
Figura 69 - Diagrama esquemático mostrando as possíveis variações das intensidades da atividade eólica de temperaturas e de umidades, durante o Quaternário tardio, segundo interpretações baseadas em dados palinológicos e geocronológicos	164

ÍNDICE DE FOTOGRAFIAS

Fotografia 1 - Domínio geomorfológico 1	49
Fotografia 2 - Domínio geomorfológico 2	49
Fotografia 3 - Domínio geomorfológico 3	50
Fotografia 4 - Domínio geomorfológico 4	50
Fotografia 5 - Domínio geomorfológico 5	52
Fotografia 6 - Interduna com lagoa efêmera associada a drenagem	52
Fotografia 7 - Interduna apresentando crosta de sílica (silcrete?)	63
Fotografia 8 - Visão geral do rio Icatu, próximo a localidade do Saquinho	63
Fotografia 9 - Poço aberto em duna com idade TL de 3.300 anos (TL-I-23)	132
Fotografia 10 - Poço aberto em duna com idade TL de 7.400 anos (Arenas, 1993)..	132

ÍNDICE DE TABELAS

Tabela 1- Altitudes, temperaturas, médias anuais e índices pluviométricos de algumas cidades da região pesquisada	11
Tabela 2 - Sentido e velocidade dos ventos nas estações meteorológicas de Barra e Remanso.....	11
Tabela 3 - Principais características dos domínios geomorfológicos.....	51
Tabela 4 - Graus de esfericidade, arredondamento e de textura superficial em grãos de quartzo em amostras do domínio geomorfológico 2	81
Tabela 5 - Graus de esfericidade, arredondamento e de textura superficial em grãos de quartzo em amostras do domínio geomorfológico 3	82
Tabela 6 - Graus de esfericidade, arredondamento e de textura superficial em grãos de quartzo em amostras do domínio geomorfológico 4	82
Tabela 7 - Graus de esfericidade, arredondamento e de textura superficial em grãos de quartzo em amostras do domínio geomorfológico 5	83
Tabela 8 - Teores percentuais de quartzo e feldspato.....	89
Tabela 9 - Tipos de extinção, natureza, vacúolos e micrólitos em grãos de quartzo	90
Tabela 10- Variações das frequências de ocorrência dos minerais pesados transparentes não micáceos	94
Tabela 11- Análise de frequência dos minerais pesados transparentes não micáceos nas duas frações analisadas	94
Tabela 12 - Cadernetas de campo corrigidas (SEVs)	102
Tabela 13 - Minerais utilizados na datação por Termoluminescência.....	111
Tabela 14 - Métodos, tipos de ajustes, valor da TL residual, dose acumulada, dose anual de radiação e idade TL das amostras.....	119
Tabela 15 - Teores totais de U, Th, e K nos sedimentos datados	128
Tabela 16 - Confronto entre as informações geomorfológicas, sedimentológicas e de idades TL e C-14	129
Tabela 17 - Idades obtidas pelo C-14 das doze amostras de carvão de dunas.....	140

Tabela 18 - Datações pelo método C-14 da turfeira da Umburana e do

Saquinho..... 146

ABSTRACT

The fixed dunefield along the middle São Francisco River, northwestern State of Bahia, Brazil, represent an important Late Quaternary record of palaeoclimatic and palaeoenvironmental changes in semi-arid northeastern Brazil. It was originated by eolian accumulation of sands through time, supplied by the São Francisco River and blown by E and SE winds.

Apparently, the establishment of this extensive system of fixed dunes has undergone in the past the influence of various palaeoclimatic and morphostructural factors.

A vast majority of the dunes is characterized by unusually large dimensions and compound parabolic shapes, with different degrees of preservation of their eolian morphology, allowing the establishment of five different geomorphological domains in the studied area. These oversized dunes, some of which reach 13km in length, must reflect the combined effects of past high wind energy, abundant supply of sands, resistance to their migrations by the local vegetation. These factors allowed the formation of an extensive and deep dunefield, as various dune generations were successively deposited upon each other during the Quaternary.

Grain size, morphoscopical and mineralogical studies have shown high textural and mineralogical maturity of the eolian sediments. These results have also been employed in the establishment of the different geomorphological domains.

Vertical electrical measurements have shown, in the studied sites, that the bedrock of the dunes is below the present base level of the São Francisco River, by at least 140m and that the deposited sands have depths ranging between 50 and 150m. The dunes substrate is made up mostly of the Chapada Diamantina and/or of the Bambuí Groups metasediments and locally by limestones belonging to the Caatinga Formation.

Thermoluminescence (TL) dating has shown the existence of important eolian activity in the region at least since 28,000 and until 900 years BP. The absence of thermoluminescence ages between 10,500 and 9,000 years BP suggest more limited eolian activity in the early Holocene. Whenever possible, TL dates have been compared to C^{14} dates obtained for the same sediments. The results have shown TL dates to be in good agreement to the radiocarbon dates and thermoluminescence to be a reliable dating method for the studied sediments.

Palynological analyses were conducted in a peat-bog sediment sequence found in the Icatu River Valley (10°24'S; 43°13'W). These sediments dated 11,000 yr BP at the base, contain a

complete vegetational and climatic history for the center of the fossil sand dunefields region of the mid São Francisco River. The present drainage pattern of the Icatu River watershed could only be established definitely in the region after the end of the glacial period in the northern hemisphere. The early Holocene was more humid than present, which allowed the expansion of a very moist tropical gallery forest in the Icatu River Valley between 11,000 and 10,540 yr BP. Pollen percentage and concentration data indicate that caatinga vegetation elements, although poorly represented on the landscape between 11,000 and 8,910 yr BP, were always present on the adjacent dunes since at least the onset of peat-bog sediments accumulation. Their expansion occurred in two phases dated at 6,236 and 4,240 yr BP. The present arboreal caatinga and cerrado vegetation and the semi-arid climate of the studied area were established after 4,240 yr BP.

The vast majority of TL dates of the eolian sands is apparently in agreement with intensified aridity in the region, suggested by the progressive increase in caatinga and cerrado vegetation in the last 4,000 years and by the presence of charcoal fragments found in the sand dunes. Possibly this intensification of aridity could be linked to longer-than-present El Niño-like climatic phenomena that have been reported in the Late Holocene of various regions of Brazil and elsewhere in South America.

The stabilized dunefield system of the middle São Francisco River contains a long and complex evolutionary history influenced by climatic fluctuations that have occurred during the Late Quaternary. This system is intimately associated with the São Francisco River aggradational flat.

RESUMO

O sistema de dunas fixadas do médio rio São Francisco, noroeste da Bahia, representa um importante registro de variações paleoclimática e paleoambiental do Quaternário do nordeste brasileiro. Ele foi formado pela acumulação eólica de areias, ao longo do tempo, supridas pelo rio São Francisco e transportadas pelos ventos de SE e E.

Aparentemente, o estabelecimento deste sistema de dunas fixadas sofreu controles paleoclimáticos e morfoestruturais.

A maioria das dunas exibe grandes dimensões e apresenta forma parabólica composta, com diferentes graus de preservação na morfologia eólica, permitindo o reconhecimento de cinco domínios geomorfológicos distintos. O gigantismo das dunas (até 13km) deve refletir efeitos combinados de alta energia dos ventos, abundante suprimento de areias e resistência oferecida pela vegetação local à migração das dunas, originando extenso e espesso *mar de areia*, gerado pelo empilhamento sucessivo de várias gerações de dunas durante o Quaternário.

Os estudos granulométricos, morfoscópicos e mineralógicos indicaram altas maturidades textural e mineralógica para os sedimentos eólicos, características que serviram também para a delimitação dos diferentes domínios geomorfológicos.

As sondagens elétricas verticais indicaram, nos locais estudados, que o embasamento das dunas apresenta desníveis em relação ao nível de base atual do rio São Francisco de até cerca de 140m e que as areias encontram-se acumuladas com espessuras variáveis entre 50 e 150m. O substrato das dunas é constituído principalmente pelos metassedimentos dos grupos Chapada Diamantina e/ou Bambuí e localmente pelos calcários da Formação Caatinga.

As datações por termoluminescência indicaram que existiu atividade eólica importante na região pelo menos desde 28.000 anos até 900 anos AP. A ausência de idades entre 10.500 e 9.000 anos sugere que no início do Holoceno a atividade eólica na área tenha sido bem mais limitada. As idades obtidas, quando passíveis de comparação com as datações pelo radiocarbono, mostraram boa concordância e confiabilidade.

O estudo palinológico de turfeira do rio Icatu (10°24'S; 43°13'W), principal afluente do rio São Francisco na área das dunas, apresentou idade basal de 10.990 anos AP. Este estudo indicou a presença de fases distintas de mudanças de vegetação e no clima ocorridos nos últimos 11.000 anos na região estudada. A rede de drenagem só pôde instalar-se mais definitivamente na

área depois do término da última fase glacial do hemisfério norte. O início do Holoceno foi mais úmido que o atual, permitindo a expansão de floresta úmida de galeria no interior da planície de turfeira. Embora estivesse pouco representada na paisagem entre 11.000 e 8.910 anos AP, a vegetação de caatinga sempre esteve presente, mas a sua participação na paisagem aumentou progressivamente em duas fases, isto é, 6.236 e 4.240 anos AP. Os padrões atuais de clima semi-árido e a vegetação de caatinga estabeleceram-se na paisagem após 4.240 anos AP.

A grande maioria das datações por termoluminescência das areias eólicas está aparentemente de acordo com o aumento de aridez na área, sugerido pelo aumento de vegetação de caatinga e cerrado nos últimos 4.000 anos e pela presença de fragmentos de carvão nas dunas. Possivelmente o aumento de aridez poderia estar associado a fenômenos climáticos do tipo El Niño, de duração bem mais longa que os atuais.

O sistema de dunas fixadas do médio rio São Francisco possui história evolutiva complexa fortemente influenciada por flutuações climáticas durante o Quaternário tardio, estando intimamente associado ao aporte sedimentar do médio rio São Francisco.

1. INTRODUÇÃO

As dunas ativas se formam essencialmente como resultado do transporte de grãos de areia por saltação e rastejamento, ocorrendo apenas onde a cobertura vegetal é rarefeita e exigindo adequado suprimento de areia com granulação apropriada (em geral, areia fina a muito fina), além de ventos competentes para o seu transporte. Nas regiões costeiras e nas imediações de rios sazonalmente secos, elas podem se formar mesmo sob condições de climas úmidos, mas para que ocorram dunas continentais ativas em grandes áreas, a média anual de precipitação deve ser inferior a 250 mm (Thomas & Goudie, 1983). Em contrapartida, as dunas fixadas são aquelas que se desenvolveram sob um regime climático prévio provavelmente mais seco ou sob condições de maior aporte sedimentar e foram preservadas; fazem parte da paisagem mas estão inativas ou estabilizadas e não mais sujeitas a remobilização pelo vento (Thomas & Shaw, 1991). Apresentam-se geralmente cobertas por vegetação e têm a forma original parcialmente modificada por processos erosivos e/ou pedogenéticos atuantes posteriormente à sedimentação eólica. Ocorrem em diversas partes do mundo, inclusive nos desertos atuais ou próximo a eles (figura 1), representam, quase sempre, situações de maior aridez no passado e por isso têm sido utilizadas como evidências geomorfológica e geológica indicadoras de mudanças climáticas, servindo para interpretações de paleoclimas e paleoventos (Melton, 1940).

As dunas fixadas do médio Rio São Francisco representam importante área de sedimentação eólica principalmente, pela sua localização no interior do continente e pela extensão que ocupam, pois ocorrem sob a forma de concentrações isoladas com dimensões de poucas centenas de quilômetros quadrados até cerca de 7.000 km², sendo esta região o objeto desse estudo.

A datação absoluta de depósitos eólicos é problemática, principalmente pela escassez de materiais utilizados na técnica do radiocarbono (biodetritos calcários ou carbonosos, concreções calcárias etc.), que é a técnica mais consagrada na datação do Quaternário Superior. Atualmente estão sendo desenvolvidas outras técnicas físicas na datação de sedimentos arenosos como, por exemplo, a da termoluminescência, com resultados mais ou menos satisfatórios.

Neste trabalho foi utilizado o método da termoluminescência na tentativa de datação dos sedimentos eólicos e quando possível, também o método de radiocarbono, para tentar datar as

Figura 1

Localização dos sistemas de dunas reliquias ou fósseis encontrados na literatura. América do Norte: 1. Deserto de Mojave; 2. Arizona; 3. Colorado; 4. Nebraska. América do Sul: 5. Lhanos, Venezuela e Colômbia; 6. São Francisco, Brasil; 7. Pantanal, Brasil; 8. Pampas, Argentina. África: 9. Mauritânia; 10. Senegal; 11. Hausaland, Nigéria; 12. Mali; 13. Níger; 14. Bacia do Chad; 15. Kordofan, Sudão; 16. Zaire; 17. Zâmbia - Angola; 18. Zimbábue; 19. Kalahari. Ásia: 20. Deserto de Thar. Oceania: 21. Noroeste da Austrália; 22. Deserto de Gt. Sandy; 23. Deserto de Simpson - Mallee - Strezelecki; 24. Oeste da Austrália; 25. Sul da Austrália; 26. Tasmânia.

(Thomas & Shaw, 1991)

fases de retrabalhamento eólico ocorridas nos últimos milhares de anos na área de estudo, refletindo provavelmente mudanças ambientais.

Inseridas no Quaternário continental brasileiro, além das dunas fixadas do médio rio São Francisco, são mencionadas na literatura as das regiões dos pantanais Matogrossense (Klamer, 1982) e Setentrional (Santos *et al.* 1993).

1.1. Objetivos

Este trabalho tem como principais objetivos:

☛ Caracterização morfológica e sedimentológica dos depósitos eólicos do médio rio São Francisco, entre as cidades de Barra e Pilão Arcado (BA). Através do estudo morfológico, podem-se caracterizar as formas eólicas e as mudanças pós-deposicionais, além de permitir o estabelecimento de inferências sobre os padrões de paleoventos geradores destes depósitos. Com o estudo sedimentológico pretende-se caracterizar qualitativa e quantitativamente as areias buscando subsídios para a distinção de domínios geomorfológicos, área-fonte e diferentes gerações de dunas.

Tentativa de datação de sedimentos arenosos eólicos pelo método da termoluminescência que, sendo viável, constitui ferramenta de grande interesse para o geólogo. Isto permite reconhecer, datar e caracterizar as últimas gerações de dunas existentes na área observando a correlação, quando possível, com as fases secas identificadas em outras regiões do Brasil e em outros países durante o Quaternário, uma vez que sistemas de dunas fixadas podem fornecer valiosas informações sobre variações climáticas (temperatura, precipitação e regime de ventos) locais ou regionais, e sua evolução ao longo do tempo.

Como as informações obtidas são baseadas em amostras coletadas em subsuperfície de poços com 0,30 até 3,90 m de profundidade, e sabendo-se que a espessura das areias eólicas é bem superior a estas cifras, as idades em relação ao início da sedimentação eólica não poderão ser obtidas neste trabalho.

Obter informações sobre a espessura do pacote sedimentar e seu substrato utilizando-se o método de sondagens elétricas verticais.

Estudo palinológico da turfeira do rio Icatu, principal afluente da margem esquerda do São Francisco na área para, juntamente com as informações geológicas, geomorfológicas, e cronológicas, obter uma possível reconstituição paleogeográfica e paleoclimática a partir do Quaternário Superior para a área estudada.

2. ÁREA DE ESTUDO

2.1. Localização geográfica

A região estudada está localizada a noroeste do Estado da Bahia, no médio curso do rio São Francisco, na porção sul da região denominada de “polígono das secas”. Situa-se entre as longitudes 42° 30' e 43° 20' Oeste, e as latitudes 10° 00' e 11° 00' Sul (figura 2).

Dista cerca de 700 km de Salvador e está situada entre os municípios ribeirinhos de Barra, Xique-Xique e Pilão Arcado. Em 1975, este trecho do rio, em especial a sua planície aluvial, foi profundamente alterado em função da construção da Usina Hidrelétrica do Sobradinho. Sítios de antigos povoados foram inundados e novos núcleos urbanos foram construídos para abrigar as populações.

O acesso à área pode ser feito de Salvador pela Br-324 até Juazeiro em seguida, pela Br-235 até Pilão Arcado. Em virtude das condições areosas do terreno, ausência de estradas asfaltadas, e da precária infra-estrutura existente na região, só é possível a locomoção na área em veículos tipo *jipe* com tração nas quatro rodas ou de tração animal.

2.2. Geomorfologia

2.2.1. Domínio morfoestrutural

De acordo com IBGE (1977), dois grandes conjuntos de fatores morfogenéticos explicam o relevo e o modelado do relevo do Nordeste brasileiro, quais sejam:

a) Os fatores estruturais, que condicionam os grandes domínios morfoestruturais são formadores da base espacial do relevo regional.

b) Os fatores climáticos que são responsáveis pela diversificação das formações vegetais e dos processos morfogenéticos atuantes nos diferentes meios morfoclimáticos.

Aos dois grandes grupos de fatores supracitados, devem ser somados os dados fornecidos pela evolução paleogeográfica, capazes de preservar paleoformas ou *heranças*, que continuam a influenciar a evolução morfogenética atual.

FIGURA 2— Localização geográfica da área de estudo.

LEGENDA

● CIDADE

▨ ÁREA ESTUDADA

— RIO PRINCIPAL

BR 116
RODOVIA

Os fatores estruturais, são definidos em escala macrorregional, como as grandes estruturas geológicas do escudo cristalino e das bacias sedimentares. Cada um desses fatores morfogenéticos, por sua vez, apresenta-se constituído por elementos menores, capazes de introduzir modificações nos climas e nas coberturas vegetais e, conseqüentemente, nos processos morfogenéticos dominantes na evolução do modelado dentro das grandes zonas climáticas.

O relevo do Nordeste brasileiro pode ser subdividido em dois grandes domínios estruturais, o domínio pré-cambriano com restos de cobertura sedimentar paleozóica e mesozóica e o domínio das bacias sedimentares, cada um desdobrado em unidades estruturais menores.

As formações arqueozóicas e proterozóicas correspondem ao trecho do escudo exposto, exibindo deformações tectônicas tais como arqueamentos, abaulamentos, flexuramentos e falhamentos. Estes são capazes de dar origem a blocos solevados ou maciços expostos ou a blocos deprimidos ou depressões tectônicas, onde podem se alojar sedimentos. Em certos casos, no entanto, os sedimentos foram também solevados em função de arqueamentos.

Entre os blocos soerguidos destacam-se o da Borborema, o da Chapada Diamantina, o norte do Espinhaço e os blocos falhados que formam os planaltos da Serra Geral na Bahia. Rebaixadas entre os blocos soerguidos, estendem-se as depressões sertanejas, ou depressões intermontanas ou periféricas, modeladas pelos processos morfogenéticos semi-áridos formando extensos pediplanos entre relevo serrano, no interior das quais a rede de drenagem dos principais rios nordestinos se instalou. Entre essas depressões, tem-se a do médio São Francisco, onde se situa a área de estudo.

2.2.1.1. A depressão periférica do médio São Francisco

A depressão periférica do médio rio São Francisco, segundo IBGE, 1977, tem direção N-NE no território baiano, tendo sido modelada em terrenos cristalinos que se estendem da borda da Bacia de Parnaíba até a porção setentrional da Chapada Diamantina, com altitudes de 400 a 800m. O relevo serrano apresenta-se sob a forma de cristas alongadas principalmente de quartzitos, localmente com cotas entre 480 e 860 m, representadas pelas serras do Estreito, Chapada Diamantina e Preta. Este relevo encontra-se aplainado segundo cotas que correspondem à Superfície Sul-americana (King, 1956).

Os pediplanos têm cotas em torno de 400m, estendendo-se continuamente por até mais de 90km em ambas as margens do rio São Francisco. Essa grande superfície aplainada é regionalmente recoberta por areias que incluem as áreas de campos de dunas aqui estudados. A idade inferida para a superfície é do Pleistoceno inferior, tendo sido formada provavelmente sob condições de clima seco, tão ou ainda mais rigoroso que o atual. Tem sido citada com as denominações de Superfície Velhas (King, 1956) ou Superfície Sertaneja (Ab'Saber, 1969).

As drenagens apresentam-se com baixa densidade, sendo mais comuns os rios de caráter intermitente ou temporário. Somente o rio São Francisco e seus afluentes da margem esquerda, os rios Grande e Preto, são perenes por toda sua extensão.

Tricart & Cardoso da Silva (1968) descrevem o vale do médio São Francisco como uma depressão sinclinal em área do embasamento cristalino, onde os alvéolos puderam se espalhar largamente mas sem formar preenchimento espesso, dando origem a várias bacias sucessivas por estreitamento, com faixas aluviais variando de poucos a muitos quilômetros de largura. As bacias seriam caracterizadas por depósitos aluviais de aspectos particulares, mostrando predominância de aportes locais sobre o transporte à longa distância, principalmente devido ao baixo gradiente do rio no seu médio curso.

Brajnikov (1950, *in* IBGE, 1977) reconhece a depressão periférica do médio São Francisco como fossa de afundamento (gráben) de origem tectônica.

2.2.2. Evolução geomorfológica regional

Do mesmo modo que os grandes conjuntos estruturais refletem os processos herdados da tectônica e da erosão diferencial, as extensas superfícies aplainadas e a acumulação de depósitos detríticos traduzem uma evolução geomorfológica cujas marcas se mantêm visíveis no modelado atual. Assim, relevo do Nordeste brasileiro pode também ser dividido em vários compartimentos, cujas superfícies correspondem a ciclos de agradação e degradação.

O aplainamento geral da região parece ter ocorrido antes do início da Reativação Wealdeniana, no Jurássico Inferior a Médio, sendo atribuível à Superfície Pd3 (Bigarella & Ab'Saber, 1964) ou Superfície Gondwana (Mabesoone & Castro, 1975). Esta superfície, que é encontrada acima de 1.000m de altitude, não se acha representada na área de estudo.

Provavelmente entre o Albiano e o Oligoceno ocorreu um arqueamento regional, associado à Orogênese Andina (Mabesoone & Castro, 1975). O aplainamento subsequente deu origem a Superfície Sul-americana (King, 1956) ou à superfície Pd2 de Bigarella & Ab'Saber (1964), representada por dois níveis: Cariris Velhos e Borborema, situados entre 400 e 900m.

Talvez durante o Pleistoceno Inferior, foi elaborada outra superfície, devido à degradação da Superfície Sul-americana e à exumação de áreas da Superfície Gondwana. Essa superfície corresponde à fase de aplainamento geral da região, que no interior é conhecida como Superfície Sertaneja e no litoral por Superfície dos Tabuleiros ou Pd1 (Bigarella & Ab'Saber, 1964). Embutidos nessa superfície, encontram-se nos vales fluviais e no litoral, os níveis de depósitos sedimentares que correspondem a um ciclo polifásico: o ciclo Paraguaçu, representado por P1 e P2 de Bigarella & Ab'Saber (1964).

Na área de estudo, as superfícies Sul-americana (rochas cristalinas) e Sertaneja (sedimentos eólicos), acham-se conspicuamente representadas.

2.3. O rio São Francisco

O rio São Francisco é o rio mais caudaloso do Nordeste brasileiro, possuindo uma área total de bacia com 490.770 km² (Silva, 1974) completamente situada dentro dos limites do Cráton de São Francisco.

Segundo IBGE, 1977, as cabeceiras do rio São Francisco localizam-se em zonas de precipitações abundantes, superiores a 3.000 mm anuais na Serra da Canastra, sul de Minas Gerais, porém, à medida que o curso se desenvolve para o norte, penetra na zona sertaneja semi-árida sujeita à intensa evaporação, em decorrência das elevadas temperaturas, e baixas pluviosidades aí encontradas, passando as chuvas a serem novamente abundantes só no baixo curso e embora o rio São Francisco, ao atravessar a região semi-árida, sofra redução no seu volume de água, recebendo afluentes pela sua margem direita, apenas temporários, mantém-se perene durante todo o ano. As chuvas que caem abundantemente no alto curso e a água suprida pelos afluentes, no centro de Minas Gerais e no oeste da Bahia asseguram-lhe a perenidade.

A distribuição dos índices pluviométricos e o substrato geológico explicam as características verificadas no médio curso do São Francisco no território baiano, recebendo pela margem esquerda afluentes perenes e pela margem direita tributários intermitentes. Seus

tributários da margem direita atravessam uma área semi-árida, esses rios interrompem-se na época da estiagem, porque fluem em terrenos cristalinos com capacidade quase nula de retenção das águas pluviais, no caso, já escassas. Os afluentes da margem esquerda, beneficiando-se da ocorrência de sedimentos arenosos que, ao contrário, favorecem o armazenamento das águas pluviais no subsolo, mantem-se perenes durante a estação seca, como o rio Grande e parte do rio Icatu, na área estudada.

O rio São Francisco, ao penetrar no sertão semi-árido, diminui o seu volume de água, e com isto reduz sua capacidade de transporte de sedimentos, depositando-os no próprio leito. Nos arredores de Remanso, a jusante da área de estudo, inflete em direção ao Oceano Atlântico, após vencer obstáculos, e começa, graças à ação abrasiva do material que traz em suspensão, e ao aumento do seu gradiente, a intensificar o seu potencial erosivo, originando rápidos e a Cachoeira de Paulo Afonso onde segue encaixado formando um *canyon*.

Deste modo, a bacia do médio São Francisco caracteriza-se pelo baixo gradiente e pela acentuada dissimetria de suas vertentes apresentando-se com os afluentes da margem esquerda, implantados sobre amplos espaços de terrenos sedimentares que funcionam como bons retentores de água pluvial sendo além de perenes, mais extensos que os da margem direita, onde a grande maioria chega a secar-se completamente no período de estiagem.

2.4. Clima, ventos e vegetação

O clima da região é classificado segundo Köppen (Leal, 1970), como Bsw^h'(quente e semi-árido com grande estação seca, de 7 a 8 meses de duração). As chuvas ocorrem no verão, de outubro a março, sendo a pluviosidade anual média de 400 a 800 mm. A temperatura média do mês mais frio é superior a 18° C e as temperaturas médias anuais não são superiores a 27° C. A tabela 1 apresenta os dados de temperatura e precipitação obtidos nas estações meteorológicas mais próximas à área de estudo.

CIDADES	ALTITUDES (m)	TEMPERAT. MÉDIAS (°C)	PRECIPITAÇÃO (mm)				
			MÉDIA ANUAL	JUNHO	JULHO	AGOSTO	SETEMBRO
REMANSO		26.8	400-600	< 10	< 10	< 10	< 10
PILÃO ARCADO	358	-	600-800	< 10	< 10	< 10	< 10
XIQUE- XIQUE	403	-	600-800	< 10	< 10	< 10	< 10
BARRA	408	26.2	600-800	< 10	< 10	< 10	< 10

Tabela 1 - Altitudes, temperaturas médias e índices pluviométricos de algumas cidades da região pesquisada.

Fontes: Silva (1974) e Pessoa (1979)

As flutuações sazonais dos ventos estão ligadas, no inverno à Massa Equatorial Atlântica e à Massa Tropical Atlântica (ventos alísios), e no verão à Massa Equatorial Continental. Os dados disponíveis relativos aos sentidos e às velocidades de ventos são fornecidos pela SUDENE (Silva, 1974; Pessoa, 1979) e pelo 4º Distrito de Meteorologia (Salvador). Os dados, obtidos nas duas estações mais próximas da área, nas cidades de Barra e Remanso, apresentam os rumos predominantes dos ventos para NE e E, respectivamente. As velocidades médias dos ventos em ambas estações são baixas, entre 1,1 e 4,8 m/seg., com valores mais altos nos meses de estiagem (junho a setembro). A tabela 2. apresenta as velocidades médias e o sentido dos ventos dos últimos anos nas duas estações. Os dados mostram baixas velocidades médias e sugerindo certo aumento durante o período de 1979 a 1987

MESES	1 - PERÍODO: 1925 - 1942				2 - PERÍODO: 1979 - 1987			
	SENTIDO		VELOCIDADE (m/seg.)		SENTIDO (azimute)		VELOCIDADE (m/seg.)	
	Barra	Remanso	Barra	Remanso	Barra	Remanso	Barra	Remanso
Janeiro	C-NE	C-E	1.6	1.2	50	90	2.1	2.8
Fevereiro	C-NE	C-E	1.6	1.4	50	90	2.0	3.1
Março	C-NE	C-E	1.6	1.1	50	90	2.0	2.7
Abril	C-SE-E	C-E	1.5	1.2	50	90	1.8	3.0
Maio	C-NE	C-E	1.6	1.4	50	90	1.8	3.2
Junho	C-E	C-E	1.6	1.3	50	90	1.8	3.5
Julho	C-E	C-E	1.8	1.6	50	90	2.1	3.8
Agosto	NE	C-E	2.0	1.5	50	90	2.7	3.9
Setembro	NE	C-E	2.3	1.5	50	90	3.1	4.1
Outubro	NE	C-E	2.4	1.5	50	90	3.0	3.8
Novembro	NE	C-E	2.0	1.3	50	90	2.8	3.6
Dezembro	NE	C-E	1.7	1.4	50	90	2.4	3.1
Média anual	NE	C-E	1.8	1.4	50	90	2.3	3.4

Tabela 2- Sentido e velocidades dos ventos nas estações de Barra e Remanso nos períodos de 1925/1942 e 1979/1987. observam-se velocidades médias relativamente baixas e sugerem certo aumento durante o período de 1979/1987. C=calmaria. Fontes: 1 - Silva (1974) e 2 - Pessoa (1979)

Quanto a vegetação, segundo Jacomine *et al.*, 1976, a caatinga é o tipo de vegetação predominante na área, correspondendo a formações lenhosas e espinhosas, que no período seco perdem as folhas de quase a totalidade dos seus componentes. Está associada a solos arenosos e pouco desenvolvidos. Na área, encontra-se dividida em hiperxerófila (caatinga arbustiva) e hipoxerófila (caatinga arbórea).

A caatinga hiperxerófila domina nas porções mais próximas ao rio São Francisco e exhibe aspecto rasteiro e aberto, variando entretanto, às vezes, em densidade. São comuns a favela (*Cnidoscolus phillacanthus*), o pinhão bravo (Euphorbiaceae), o araçá-de-boi (Myrtaceae), a caatinga rasteira (*Caesalpinia micriphilla* Mart), a macambira (*Bromelia sp.*) e as touceiras mistas do cactus quipá (*Opuntia inamoena*).

A caatinga hipoxerófila ocorre extensivamente sobre os depósitos eólicos e se assemelha a uma vegetação de transição entre Caatinga e Floresta Caducifolia. São típicas as Bombacaceae (*Pseudobombax*), Celastraceae (*maytnus*), algumas cactáceas arborescentes (*Pilo cereus*), xique-xique (*Pilo cereus sp.*) e a coroa de frade.

Margeando o rio São Francisco, encontra-se a Floresta Ciliar de Carnaúba, com espécies do tipo: carnaúba (*Copernicia cerifera*), umari (Palmae), quixabeira (*Bromelia sartorum* Mart). Nos leitos de pequenos rios e em algumas baixadas interdunares é comum uma vegetação típica de veredas, desenvolvida em solos hidromórficos. As espécies vegetais encontradas são, por exemplo, o buritizinho, a pindaíba, o buriti e a taboa (Jacomine *et al.*, 1976).

2.5. Aspectos geológicos regionais

A área estudada ocupa a porção norte-noroeste do Cráton de São Francisco (Almeida, 1977). O mapa geológico da figura 3 mostra as unidades principais que ocorrem neste setor do cráton no Estado da Bahia, onde estão destacados os sedimentos eólicos em estudo.

*As rochas do embasamento cratônico, constituídas pelos terrenos granítico-gnáissico-migmatíticos, de médio grau metamórfico, de idades arqueana e proterozóica inferior. Nesta unidade estão também incluídos vários corpos graníticos e complexos metamórficos vulcanossedimentares, como o complexo de Xique-Xique, que aflora próximo ao rio São Francisco, na área de estudo, junto às localidades da antiga Pilão Arcado e Queimadas. Esta

FIGURA 3— Mapa Geológico da região noroeste do estado da Bahia.
Simplificado e modificado de Bruni *et al.* (1974) e Schobbenhaus (1976).

LEGENDA

- 1— Terrenos graníticos—gnáissicos—migmatíticos.
- 2— Complexo de Xique—Xique.
- 3— Grupo Colomí—Salgueiro.
- 4— Grupo Chapada Diamantina.
- 5— Grupo Santo Onofre.
- 6— Grupo Una.
- 7— Formação Caatinga.
- 8— Cobertura arenosa detrítica.
- 9— Formação Vazantes.

unidade é formada por itabiritos e quartzitos com níveis de silexitos intercalados, mostrando-se fortemente deformados segundo eixos de direção N-S.

As rochas de idades proterozóica média e superior são representadas por seqüências metassedimentares de cobertura cratônica: Supergupo Espinhaço e Supergupo São Francisco (Grupo Una). O Supergupo Espinhaço, na área de pesquisa, abrange os domínios da Chapada Diamantina e Espinhaço Setentrional (Pedreira *et al.*, 1978).

O domínio do Espinhaço Setentrional é constituído por quartzitos, filitos e quartzitos sericíticos do Grupo Santo Onofre (Inda & Barbosa, 1978). O ambiente de sedimentação deste grupo teria variado entre continental, litorâneo, plataformaraso e marinho profundo, segundo Dominguez & Rocha, 1989).

O domínio da Chapada Diamantina abrange a maior parte da área em estudo, sendo representado pelo Grupo Chapada Diamantina (Leal & Brito Neves, 1968), composto pelas formações Tombador, Caboclo e Morro do Chapéu. A Formação Tombador é constituída de arenitos e conglomerados, que segundo Souza, 1986, seriam resultantes de sedimentação por processos eólicos, de leques aluviais e de rios entrelaçados. A Formação Caboclo, é constituída de arenitos finos, folhelhos, argilitos, siltitos e calcários, foi interpretada por Pedreira & Rocha (1990) como formada em ambientes de plataforma e de planície de maré siliciclásticas. A Formação Morro do Chapéu, composta por arenitos róseos finos, representaria depósitos de planícies aluvial e aluvio-eólica. O metamorfismo que afetou as rochas deste grupo atingiu no máximo a fácies xistos-verdes e a tectônica plástica deu origem a dobras abertas, em geral com vergência para leste e mergulho dos eixos no sentido NNW. Uma segunda fase de deformação, através de tectônica rígida, ocasionou o surgimento de falhas e fraturas de direções aproximadas N 40° W e, subordinadamente, N-S.

A Cobertura arenosa detrítica, segundo Inda & Barbosa, 1978, é considerada como do Terciário e/ou Quaternário, recobre cerca de 30% da área do estado da Bahia, estando representada amplamente na área de estudo. Corresponde a depósitos residuais, pouco espessos com cerca de 30 m de espesura. Litologicamente predominam areias com argilas associadas que localmente encontram-se lateritizadas. A definição desta cobertura como categoria estratigráfica é informal existindo controvérsias se estes depósitos são entidades litoestratigráficas formalmente definíveis ou se constituem, em parte, unidade(s) aloestratigráfica(s). Sua cronologia também é

duvidosa, tendo sido datada em termos relativos, com base em dados geomorfológicos precários (Inda & Barbosa, 1978). Na área de estudo, a cobertura arenosa detrítica ocorre em contato com os sedimentos eólicos nas porções norte e sul da área.

A designação Formação Caatinga foi introduzida, na literatura geológica, no início do século por Branner (1911), tendo sido posteriormente estudada por vários autores e recebido diferentes designações como calcário Vazantes, calcário Maçaroca, Formação Tiririca e calcário Cacimba. No entanto, Brito Neves (1967, *apud* Brito Neves, 1972), revalidou a designação original de Branner (1911), voltando a ser adotada a denominação Formação Caatinga. Ela ocorre principalmente nos vales dos rios Salitre, Verde e Jacaré, afluentes da margem direita do rio São Francisco. É composta de calcários brancos de textura fragmentária ou muito compacta, localmente explorados como rocha ornamental. Ocorrem variações faciológicas para margas pulverulentas, conglomerados com seixos de quartzo e brechas carbonáticas com blocos poliédricos de calcários do Supergrupo São Francisco (grupos Bambuí e Una) que, muitas vezes, constitui o embasamento desta unidade. Estudos paleontológicos sugerem idade entre o Terciário Superior e o Quaternário (Leal, 1971; *apud* Brito Neves, 1972) e ambientes continentais lacustre e fluvial. Suguio *et al.* (1980) consideraram estes sedimentos como sendo do tipo calcrete, formado a partir de alteração de rochas carbonáticas preexistentes sob clima árido a semi-árido. Penha (1994) caracterizou a Formação Caatinga como sequência carbonática de origem continental, constituída predominantemente de uma matriz micrítica, parcialmente neomorfizada para microespato e/ou pseudoespato e às vezes mineralogicamente substituída por dolomita e/ou sílica, estando associado a essa matriz elementos constituintes que diagnosticam um depósito calcrete, com texturas e estruturas que variam ciclicamente e verticalmente dentro do perfil que se desenvolveu em decorrência da ação de processos pedogenéticos e diagenéticos sobre uma rocha carbonática pré-existente de idade mais antiga e exposta sub-aereamente, constituindo um perfil de calcrete poligenético, maduro, composto e parcialmente fossilizado, apresentando, nas partes mais superiores do depósito características de um calcrete do tipo pedogenético e nas camadas mais inferiores, abaixo de 10m, feições indicativas de calcrete freático.

Azevedo & Azevedo (1991, *in* Penha, 1994) estudaram amostras do calcário Caatinga da região de Ourulândia com o objetivo de verificar a utilização do uso de dados isotópicos do carbono e do oxigênio, no estudo da paleoclimatologia de regiões tropicais. Através de datações com base na atividade do $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$, estes autores estabeleceram um perfil cronológico do

calcário Caatinga de Orolândia, cujas idades variam entre 250 ka no topo das seqüências e 10 ka na sua base. Os valores isotópicos mais negativos do topo das seqüências, segundo os autores, indicam para as camadas mais litificadas do calcário, um período de mais água e maior atividade orgânica do solo.

Na área de estudo, esta formação ocorre como embasamento dos sedimentos eólicos na região sul, próximo à cidade de Barra, junto a margem esquerda do rio São Francisco, embora até hoje tivesse sido descrita e mapeada somente na margem direita deste rio.

A Formação Vazantes, definida por Moraes Rego (1926), compreende os depósitos aluviais do rio São Francisco e os depósitos eólicos associados, bem desenvolvidos principalmente ao longo do seu curso médio, objeto desse trabalho de pesquisa. Leal (1970) excluiu desta formação os sedimentos eólicos atribuindo somente aos depósitos aluviais antigos e recentes a designação de Formação Vazantes. Os depósitos aluviais mais antigos são constituídos predominantemente de areias de granulação média a fina, intercaladas por lentes de silte e argila. Cascalhos e outros sedimentos de granulometria grossa ocorrem esporadicamente no meio do pacote arenoso com mais frequência, nas porções basais do pacote. Nos terraços mais recentes e nas planícies de inundação, ocorrem depósitos silticos e argilosos, com pouca areia. As lagoas, associadas às planícies aluviais, são também constituídas por sedimentos finos e o conteúdo fossilífero, quando presente, sugere idade pleistocênica (Inda & Barbosa, 1978).

3. TRABALHOS PRÉVIOS SOBRE OS SEDIMENTOS EÓLICOS QUATERNÁRIOS DO MÉDIO RIO SÃO FRANCISCO.

Williams (1925) foi o primeiro a mencionar os sedimentos eólicos do médio rio São Francisco, referindo-se a eles como *um pequeno Saara ao longo do São Francisco*. Observou que as dunas estavam cobertas por vegetação e sugeriu que a provável área-fonte das areias seria o rio São Francisco. As areias, segundo o autor, expostas nas suas margens durante as estiagens, teriam sido transportadas com facilidade pelos ventos gerando as dunas.

Moraes Rego (1926) denominou de Formação Vazantes ou das Vazantes os sedimentos fluviais e eólicos associados do rio São Francisco. Este mesmo autor mencionou a existência de dunas *ativas* próximo ao rio e *extintas* em direção ao interior.

Domingues (1948) foi o primeiro a fazer considerações paleoclimáticas sobre as dunas, considerando a região entre a serra do Estreito e o rio São Francisco, como testemunho de uma fase de acentuada aridez, que seria correlacionável ao último período glacial do hemisfério norte. Também fez considerações paleogeográficas sobre o São Francisco, dizendo que no Pleistoceno o mesmo teria assumido um caráter senil, apresentando intensa sedimentação, com seu curso divagando devido a menor capacidade de transporte e maior sedimentação. O seu curso teria sido diferente do atual, testemunhado pelos meandros abandonados e grandes lagos.

King (1956) considerou as areias eólicas do médio rio São Francisco como pertencentes a um ciclo de erosão *pós-Superfície Velhas* (superfície de aplainamento de idade plio-pleistocênica). Este autor também sugeriu mudanças no curso deste rio durante o fim do Terciário, estando o canal principal a noroeste, até o rio Tocantins e por captura, chegando à posição atual.

Ricci & Petri (1965), analisando fotos aéreas de região próxima a Xique-Xique, consideraram que algumas dunas estavam extintas e outras fixadas por vegetação raquítica e apresentavam morfologia de barcanas parcialmente destroçadas, tendo sido de SE para NW os ventos predominantes, na ocasião em que se formaram. Deveriam ser referidas ao Quaternário, uma vez que as condições para a sua formação ainda persistem na região.

Leal (1970) denominou de Formação Casa Nova os depósitos arenosos com nítidos traços de ação eólica que se desenvolvem nas margens do São Francisco, excluindo-os da Formação Vazantes de Moraes Rego (1926). Segundo o autor, na região de Casa Nova, as areias são brancas, bem selecionadas e com espessura máxima de 20 m, sendo os ventos formadores das dunas orientados de E para W.

Silva (1974) considerou como prováveis fontes dessas areias os arenitos e quartzitos do Grupo Santo Onofre e das formações Urucuia e Tombador, ocorrendo atualmente retrabalhamentos apenas em áreas restritas e próximas ao nível de base local.

Tricart (1974), utilizando-se de imagens de satélite e mosaicos de radar, reconheceu três regiões na América do Sul que testemunhariam a ocorrência de um clima mais árido do que o atual durante o Quaternário Superior, associado ao período glacial Wisconsiniano (18.000 AP): a planície do rio Orinoco (Venezuela e Colômbia) com dunas fósseis; a região a oeste de Santarém e leste da Amazônia, área atualmente recoberta por floresta, mas com relevo bastante dissecado, típico de área com cobertura vegetal bem menos densa do que a atual; e no médio vale do rio São Francisco com as dunas fósseis. Tricart (1974) considerou que no médio rio São Francisco, a extensa área onde atualmente ocorre a maior concentração das dunas, era recoberta por areias do rio, que durante o período de atividade eólica, tinha drenagem endorréica, formando um grande lago. No final do último período glacial (cerca de 12.000 anos AP), o rio São Francisco teria assumido as características exorréicas atuais.

Costa (1976) consideraram as dunas como subatuais e atuais, destacando áreas com barcanas agrupadas e com barcanas isoladas, ambas indicaram direção geral de vento WNW e sentido de leste para oeste, em virtude da ausência dessas feições na margem direita do rio. Os autores, no entanto, parecem ter confundido a morfologia eólica barcana com a parabólica, pois na mesma área analisada por eles foram encontradas somente formas parabólicas isoladas e compostas. Se fossem barcanas, como foram descritas pelos autores, o sentido dos ventos deveria ser oposto ao sugerido por eles.

Santos *et al.* (1977), utilizando imagens de satélite e radar, observaram dunas longitudinais, alinhadas na direção NW-SE, formando elevações retilíneas e paralelas, entre as drenagens segundo este alinhamento. Os autores também notaram duas manchas esbranquiçadas no limite norte da área de ocorrência das dunas e sugeriram que elas poderiam representar zonas

desprovidas de vegetação e com dunas ativas. Durante os trabalhos de campo, os locais citados pelos autores foram visitados mas não foi constatada atividade eólica significativa, sendo a vegetação local composta de caatinga arbustiva, bastante aberta, com areias de cor branca, pouco diferente do resto da área. Quanto às drenagens, em alguns locais, parecem orientar-se segundo padrão subparalelo às dunas, já em outros locais, elas não parecem estar subordinadas à morfologia das dunas, seccionando as feições eólicas.

Segundo Inda & Barbosa (1978) Os sedimentos eólicos quaternários do médio rio São Francisco, representam uma notável expressão morfológica, e formaram-se provavelmente em ambiente desértico que se encontrava na margem esquerda do rio São Francisco, entre as cidades de Barra e Pilão Arcado.

Goudie (1983), baseado em Tricart (1974), incluiu o campo de dunas do médio rio São Francisco em um mapa mundial (figura 1) que apresenta a distribuição das áreas com atividade eólica durante o último máximo glacial, há 18.000 anos AP.

Shobbenhaus *et al.* (1984) descreveu a área como uma vasta região coberta por depósitos eólicos continentais, que representariam o único exemplo atual de formações dunares em ambiente desértico do Brasil.

Costa (1984) referiu-se à área de *modelados de acumulação eólica, constituídos por depósitos arenosos remodelados pelo vento*, formados por dunas longitudinais e parabólicas com alturas de até 50m; Os ventos na época de formação das dunas foram de leste e sudeste e a granulação das areias entre 0,150 a 0,170 mm. Admitiu que a expansão da área de deposição esteve ligada à simultaneidade da mobilização dos detritos de pedimentação e carga aluvial do rio São Francisco durante ciclos erosivos. Considerou que a serra do Estreito, ao mesmo tempo que participou como uma das áreas fontes das areias, funcionou também como barreira topográfica, limitando a expansão dos edifícios dunares, e que o campo de dunas foi elaborado no decorrer do Pleistoceno Superior, em vista da aridez mais acentuada e do endorreísmo da drenagem, seguindo a sugestão de Tricart (1974), tendo participação no carreamento da areia que, sem proteção da vegetação, foi submetida à ação de processos eólicos. O período úmido que se seguiu, segundo Costa (1984), favoreceu não só o exorreísmo da drenagem como também possibilitou a conseqüente colonização das dunas pela vegetação, gerando formas estabilizadas porém dotadas de equilíbrio muito frágil. A autora ainda menciona que o campo de dunas do médio rio São

Francisco é considerado pela Divisão de Vegetação do Projeto RADAMBRASIL como uma área de tensão ecológica e salientou que a *estabilidade das dunas deriva de uma ocupação humana inexpressiva face as limitações edáficas e hídricas que elas encerram, sendo os vales que dissecam as dunas as únicas áreas possíveis de serem cultivadas e habitadas*. Em função da fragilidade do ambiente propôs a autora incorporação do campo de dunas ao Sistema Nacional de Unidades de Conservação, para que tenha preservação em caráter permanente e compulsório. É importante mencionar aqui que a estabilidade das dunas deve ter ocorrido em função da mudança climática que propiciou o desenvolvimento da cobertura vegetal e não em função da ocupação humana inexpressiva da área.

Mantovani & Riché (1987), estudando as formações superficiais do médio rio São Francisco, baseados na variação da cor das areias, sugeriram a ocorrência de duas gerações de dunas: as mais antigas, constituídas por areias de coloração amarela e as mais novas, de cor branca, ambas com a morfologia de barcana. Estas características de morfologia e de cor não puderam ser comprovadas durante os trabalhos aqui desenvolvidos.

Rodrigues (1991), estudando a fauna de lagartos psamófilos que vivem nos sedimentos eólicos e nas areias da região, descobriu espécies novas e bastante especializadas, anteriormente conhecidas apenas nos desertos australianos e sul-africanos. Na área de estudo, os lagartos psamófilos partiram de um ancestral comum que teve suas áreas de dispersão isoladas por uma barreira geográfica, e com o passar do tempo, gerou três novas espécies diferenciadas (representando neste caso um exemplo de vicariância). Segundo o autor, o fato que mais chama atenção quanto ao padrão de distribuição do gênero de lagartos, que se diferenciou nas três espécies distintas, é a pequena distância geográfica que separa as formas. Duas das espécies, na margem direita do rio que encontram-se isoladas por uma área ecologicamente desfavorável e separadas da terceira, que é restrita à margem oposta. Baseado em Ab'Saber (1969) e Tricart (1974), o autor levantou hipóteses sobre possíveis barreiras geográficas que poderiam ter ocorrido na área e sugeriu a mudança de curso do São Francisco como a melhor explicação para a especiação do grupo. Observou também que as dunas que ocorrem na ilha fluvial do Gado Bravo e na margem direita do São Francisco, nas proximidades da lagoa de Itaparica, apresentam vegetação e formas idênticas às da margem esquerda do rio.

Barreto (1993), em estudo morfológico e sedimentológico, caracterizou a parte norte da maior concentração dos depósitos eólicos, próxima à cidade de Pilão Arcado, chegando às seguintes conclusões: a) O principal padrão morfológico observado consiste de grandes dunas (*draas*) parabólicas compostas. Atualmente, elas encontram-se em franco processo de dissecação pela fase erosiva atual, apresentando a morfologia original modificada em diferentes intensidades; b) a sedimentação eólica do médio rio São Francisco ocorreu provavelmente de maneira policíclica, com alternância de fases de geração e dissecação de dunas; c) Corroborando com os dados de paleoventos obtidos a partir de imagens de satélites, a análise dos dados granulométricos dos sedimentos como os aumentos dos graus de seleção granulométrica, da porcentagem dos grãos arredondados e da textura superficial fosca, também indicam que o retrabalhamento dos sedimentos ocorreu de leste (rio São Francisco) para oeste; d) A razão quartzo/feldspato indicou que os sedimentos apresentam uma supermaturidade mineralógica ($> 95\%$ de quartzo) sugerindo intenso retrabalhamento ou ausência de feldspato na área-fonte. A assembléia de minerais pesados mostrou-se relativamente pobre, constituída predominantemente pelos ultraestáveis (zircão, turmalina e rutilo) e estáveis (estauroлита e cianita) e menores proporções dos instáveis (epídoto e anfíbólios), encontrados apenas próximo do rio São Francisco, e provavelmente os metassedimentos do Grupo Santo Onofre retrabalhados pelo rio São Francisco e afluentes, foram importante fonte das areias; e) A análise dos lineamentos presentes na parte norte da cobertura sedimentar eólica, evidenciados pela orientação das drenagens superpostas às dunas, e no embasamento próximo (Serra do Estreito), mostrou semelhantes sistemas orientados NW-WNW e NE-ENE, podendo representar estruturas do embasamento, reativadas, que afetaram os sedimentos.

A única referência cronológica absoluta é do Arenas (1993), utilizando o método de datação de termoluminescência encontrou uma idade de 7.400 anos para areias eólicas na localidade de Queimadas, junto ao rio São Francisco. Esta idade foi interpretada por Barreto (1993) como correspondente a uma fase com atividade eólica na área.

Barreto & Suguio (1993), baseados no fato de que o São Francisco e seus afluentes contribuíram como principal fonte das areias formadoras das dunas, compararam a carga de areia transportada atualmente pelo rio com o volume estimado de areia eólica encontrada entre Pilão Arcado e Barra e encontraram uma idade de no mínimo 100.000 anos necessários para que o rio fornecesse toda a areia para a formação das dunas.

4. MÉTODOS

Na execução deste trabalho, diversos métodos foram empregados em distintas etapas. Por questões de ordem, alguns métodos serão descritos apenas nos seus respectivos capítulos, sendo as etapas realizadas, descritas a seguir.

4.1. Trabalhos de gabinete

As atividades desenvolvidas durante o planejamento para as etapas de campo constaram de trabalhos de revisão bibliográfica, compilação de documentos cartográficos e fotográficos, inspeção de produtos de sensoriamento remoto (imagens de satélite e fotos aéreas) e confecção de mapa geológico e geomorfológico.

A pesquisa bibliográfica foi realizada em duas fases. Na fase preliminar, durante a elaboração do plano inicial do trabalho, foi feita uma revisão pormenorizada dos trabalhos existentes sobre a geologia regional do noroeste do Estado da Bahia, com ênfase aos sedimentos cenozóicos, abrangendo mais especificamente, os depósitos eólicos da região. Na segunda fase, foi analisada uma literatura relacionada a dunas e dunas fósseis em geral, incluindo-se aí outras ocorrências no Brasil e em outros países. Foi também estudada literatura sobre a datação de sedimentos por termoluminescência.

Para a confecção dos mapas geológico e geomorfológico preliminares e para o planejamento dos trabalhos de campo foram utilizados os documentos listados abaixo.

a. Produtos de sensoriamento remoto:

-Cerca de 250 fotografias aéreas da USAF (1966) na escala de 1:60.000, cedidas gentilmente por empréstimo pela CPRM (Bahia), foram usadas para obtenção de dados geológicos e planejamento de trabalhos de campo

-Mosaico de imagem de radar do projeto RADAMBRASIL, na escala 1:250.000, correspondente à folha Xique-Xique;

- Imagens de satélite *Landsat-5*, escala 1:100.000 (26 de novembro de 1990), em papel preto e branco, banda 4, que foram escolhidas pela sua maior sensibilidade às características espectrais do terreno, permitindo principalmente a obtenção de informações sobre solos, geomorfologia e vegetação. Estas imagens correspondem apenas a porção norte e ao centro da área de estudo;

-Fitas *streamer*, contendo imagens de satélite *Landsat-5*, bandas 3-4-5, correspondentes à porção centro e sul da área de estudo. A aquisição das fitas foi feita através do INPE em Cachoeira Paulista e foi processada no SITIM do DGE/IG-USP;

b. Bases cartográficas

Carta geológica de Xique-Xique e Barra, na escala 1:250.000 (Costa, 1976);

Carta geológica do Brasil ao milionésimo, folhas Rio São Francisco SC-23; e Aracaju SC-24 (Bruni *et al.*, 1974);

Mapa geológico do Estado da Bahia, na escala 1:1.000.000 (Inda e Barbosa, 1978);

Cartas topográficas na escala 1:100.000 folhas:

Pilão Arcado, Xique-Xique e Gentio do Ouro (IBGE);

Brejo da Serra, Campo Alegre de Lurdes, Campo Grande, Saldanha, Serra do Estreito, Santo Inácio e Serra do Estreito (SUDENE-CODEVASF);

Barra (Min.Exército).

4.2. Trabalhos de campo

Duas etapas de campo, totalizando 55 dias de trabalhos foram realizadas na região visando o reconhecimento das unidades cenozóicas, em especial dos depósitos eólicos, com observações geológicas e geomorfológicas, coleta de amostras para estudos sedimentológicos em poços, sondagens elétricas verticais e coleta de materiais para estudos palinológicos e geocronológicos.

Durante os trabalhos de campo, além das observações geológicas e geomorfológicas convencionais, procuravam-se os seguintes aspectos:

1) Evidências de atividade eólica atual - ocorrência ou possibilidade de formação de dunas ativas, tendo por área-fonte areias de dunas mais antigas ou barras arenosas atuais do rio São Francisco, fato observado na localidade de Mocambo do Vento, sul da área, junto ao São Francisco.

- 2) Evidências de processos pedogenéticos, erosivos fluviais e/ou pluviais nas dunas e nos lençóis de areia, além da verificação da possível influência da ocupação humana local intensificando a remobilização de dunas.
- 3) Comparação e interpretação de possíveis causas de atenuação ou intensificação local dos processos pluviais/fluviais/pedogenéticos/biológicos (vegetação).
- 4) Variação do relevo evidenciando mudanças de altura e densidade das dunas fixadas, indicando maior ou menor preservação das mesmas, podendo sugerir a ocorrência de diferentes gerações.
- 5) Ocorrência de erosão das dunas pelo rio São Francisco.

4.2.1. Coleta de amostras

Análises sedimentológicas - Foram coletadas 175 amostras com pesos variáveis entre 0,5 a 1,0 kg, para análises sedimentológicas. A maior parte da amostragem foi realizada entre 30 e 50 cm de profundidade. Outras foram obtidas a partir de poços mais profundos, escavados até 390 cm. A figura 4 apresenta a localização dos pontos de amostragem. As coletas foram específicas para os sedimentos com características essencialmente eólicas, e foram geralmente feitas no topo das dunas ou nas áreas arenosas bastante planas circunvizinhas. Não foram coletadas amostras para análises sedimentológicas nas áreas de interdunas, exceção de uma obtida de crosta salina, na qual foi determinada a composição do sal. Esta decisão foi tomada por observar-se que, nas áreas de interdunas, a densidade local de vegetação influencia na cor, porcentagem de finos e no teor de matéria orgânica, dificultando a interpretação dos dados sedimentológicos priorizados nessas análises. O espaçamento entre as amostras foi variável geralmente entre 3 e 5 km e foi concentrada na parte centro e sul da área. A parte norte foi pouco amostrada pois foram usados os resultados de análises granulométricas, morfoscópicas e mineralógicas obtidas por Barreto (1993).

Datação por termoluminescência (TL) - Para a seleção dos pontos de coleta de amostras para datação por termoluminescência foram adotados critérios de gabinete e de campo. O primeiro grupo de critérios serviu para através das observações de fotos aéreas e imagens de satélite, distinguir as diferentes intensidades e os tipos de modificação morfológica das dunas. Pelo

segundo grupo de critérios, procurou-se, a despeito das limitações de vias de acesso, que eram poucas e precárias, obter as amostras do topo das dunas ou em porções de relevo destacado onde, pelo menos teoricamente, devem predominar processos erosivos atuais sobre deposicionais. Estes critérios foram seguidos porque, nestas áreas, provavelmente processos muito recentes ainda não remobilizaram as areias após a deposição eólica.

Foram coletadas cerca de 80 amostras, das quais 43 foram datadas e estão localizadas na figura 4. As amostras pesaram cerca de 2 a 3 kg e foram todas colocadas em sacos plásticos pretos, para a proteção contra a radiação solar. As amostras foram retiradas de poços escavados com 30 a 390 cm de profundidade, sendo mais comuns as coletadas entre 30 e 50 cm. Em três poços mais profundos, foram retirados duas ou três amostras com espaçamento de 50 a 150 cm. Também foram coletadas com a finalidade de datação as areias basais da turfeira do Saquinho (2 amostras a 345 e 390cm de profundidade) e da turfeira arenosa da Umburana (100 cm). Estas turfas também foram datadas pelo C-14 e as idades obtidas pelos dois métodos foram comparadas, quando possível.

Coleta de material para estudo palinológico - Na primeira viagem de campo, observou-se que algumas drenagens entre as dunas, em especial no rio Icatu (veredas do Saquinho e da Umburana) apresentam-se com o canal e planície aluvial bem desenvolvidos, chegando até cerca de 400m de largura, onde se constatou o conspícuo desenvolvimento de turfeiras. A região é pouco habitada e pouco utilizada para agricultura, por isso, bastante preservada, permitindo estudo palinológico mais sinificativo.

Na coleta, foi empregado foi o amostrador de *Livingstone*, que permite obter, testemunhos indeformados com 100 cm de comprimento em cada operação. Uma série de hastes pode ser emendada conforme o tubo amostrador avança em profundidade. A cada avanço, o amostrador é retirado com o sedimento contido no interior de um tubo de alumínio com 5 cm de diâmetro, sendo o topo e base do tubo fechados com tampa plástica e numerados.

Foram testados vários locais, tendo a escolha final recaído na planície aluvial da vereda do Saquinho. O comprimento total do testemunho obtido foi de 340 cm de turfa e sua localização é apresentada na figura 4, no ponto TL-SAQ. Na base desta turfa, foram encontradas areias eólicas, as quais foram datadas por termoluminescência. Também foi escavado poço na turfeira do Brejo da Umburana (localização na figura 4, ponto TL-UMB), onde foram coletadas amostras de 10 em 10 cm até 100 cm. Esta turfeira se mostrou bastante arenosa e estéril em pólen, porém foi

possível obter-se a idade, na profundidade de 100 cm, pelos métodos de termoluminescência e C-14, permitindo a comparação das idades encontradas entre os dois métodos.

Além destas turfeiras, também procurou-se coletar material para estudo palinológico na Lagoa de Itaparica (SE da área) e em outras lagoas próximas a cidade de Barra, porém os trabalhos foram infrutíferos, pois as lagoas são muito rasas e/ou secam durante grande parte do ano, não acumulando matéria orgânica capaz de preservar pólen. O estudo palinológico da turfeira do Saquinho foi realizado pelo Prof. Dr. Paulo Eduardo de Oliveira do Departamento de Paleontologia e Estratigrafia do Instituto de Geociências da USP.

Sondagens Elétricas Verticais (SEV) - Durante os trabalhos de campo também foram realizados oito sondagens elétricas verticais com finalidade de tentar obter a espessura aproximada dos depósitos arenosos eólicos. Suas localizações são apresentadas na figura 4. Estas sondagens foram interpretadas pelo prof. Edilton Carneiro Feitosa da Universidade Federal de Pernambuco (UFPE, Recife).

4.3. Trabalhos de laboratório

Análises sedimentológicas

As análises sedimentológicas estiveram voltadas à caracterização textural e mineralógica dos sedimentos eólicos, tendo constado de determinação de cor das areias e análises granulométrica, morfoscópica e mineralógica de leves e pesados.

As cores das areias foram descritas, por comparação, com a tabela de cores das rochas (Goddard *et al.*, 1963).

Para a análise granulométrica, as amostras foram quarteadas em quarteador do tipo *Jones*, com a finalidade de obtenção de amostra final representativa com cerca de 50 a 100 gramas. Durante as análises as amostras contendo teores visíveis de silte e argila com valores superiores a 10%, foram dispersas com pirofosfato de sódio ($\text{Na}_3\text{P}_2\text{O}_7 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$) com agitação mecânica de duração padronizada de 15 minutos, submetidas a um ensaio único de pipetagem, conforme Galehouse (1971), para dosagem de silte-argila total e elutriadas através de fluxo de água ascendente em funil liso, para eliminação do sobrenadante pelítico. Em seguida, após a secagem, foram submetidas ao peneiramento. As amostras visivelmente arenosas, aquelas com menos de

10% de finos, após quarteamento e pesagem foram imediatamente submetidas ao processo de peneiramento.

As 29 amostras selecionadas para as análises morfooscópicas (grau de arredondamento, esfericidade e textura superficial) e mineralógicas visavam cobrir de maneira homogênea toda a porção centro e sul da área estudada. Para o estudo da porção norte foram utilizados os resultados obtidos para 23 amostras, tratadas segundo a mesma metodologia, de Barreto (1993). O material selecionado para estas análises foi previamente tratado com ácido oxálico a 5% a quente, para eliminação de películas ferruginosas, geralmente impregnadas nos grãos minerais, dificultando as análises em lupa binocular ou ao microscópio. A análise foi realizada em grãos de quartzo, na fração de areia média (0,500-0,250mm), por corresponder ao intervalo granulométrico das areias transportadas por tração (Visser, 1969 *in* Suguio, 1973). A análise foi feita em lupa binocular e para comparação visual foram utilizadas as tabelas de Krumbein & Sloss (1963) e Powers (1953) para determinação do grau de esfericidade e de arredondamento, respectivamente.

Para os estudos mineralógicos, os minerais leves foram separados dos acessórios ou pesados, através da técnica de líquidos densos, utilizando-se o bromofórmio (CHBr_3) de densidade aproximada $2,85 \text{ g/cm}^3$, seguindo os procedimentos descritos em Carver (1971). Para o estudo dos minerais leves foram usadas as frações areia fina (0,250-0,125mm) e muito fina (0,125-0,062 mm), que foram montadas em lâminas em meio líquido com índice de refração $n=1,545$, não-permanente, preparado a partir de nujol e alfa-bromonaftaleno. Para cada amostra, foi feita uma contagem de cem grãos, com a finalidade de se obter a relação quartzo/feldspato. Outros cem grãos, apenas de quartzo, foram contados e analisados quanto à extinção, presença de vacúolos e/ou micrólitos e natureza dos grãos segundo Folk, 1974, objetivando o estudo de áreas-fonte. Para o estudo dos minerais pesados, os intervalos granulométricos foram os mesmos dos leves, analisados separadamente. Estes intervalos foram escolhidos por apresentarem maior concentração de minerais pesados, devido à razão hidráulica e por facilitarem o estudo ao microscópio (Rittenhouse, 1943). As frações foram pesadas em balança analítica, para a determinação da porcentagem de pesados na amostra total, separados os minerais opacos magnéticos por meio de ímã manual, com a finalidade de facilitar a análise microscópica dos pesados transparentes não-micáceos. Em seguida foram montadas lâminas das duas frações analisadas, seguindo o mesmo procedimento usado para os leves, com a finalidade de contagem

de 100 grãos de minerais pesados transparentes não-micáceos. Segundo Yamamoto (1977), este número de grãos por lâmina é suficiente para uma determinação semi-quantitativa, tomando-se cuidado de registrar os minerais traços (frequência $<1,0\%$) observados durante a “varredura” geral da lâmina.

5. DESENVOLVIMENTO DE MARES DE AREIA E CAMPOS DE DUNAS

5.1. Introdução

Os *mares de areia* ou *ergs* são extensas áreas (10^3 a 10^6 km²) de acumulação de areias em superfícies mais ou menos planas, associadas geralmente a regiões topograficamente baixas, com intensa atuação de ventos sobre antigos depósitos aluviais ou lacustres. Comumente as areias transportadas pelo vento podem interferir no curso inferior do rio ou do lago aos quais estejam associadas, podendo ser transportadas para longe da sua fonte (Glennie, 1970). McKee (1982) descreve os *mares de areia* como uma fácies eólica maior, formada por subfácies de dunas e interdunas. Para Lancaster (1988) correspondem às extensas e espessas acumulações resultantes do cavalcamento múltiplo e complexo de várias gerações de dunas eólicas. Segundo Glennie (1970), a denominação *campo de dunas* é geralmente atribuída a áreas com acumulação de areias por atividade eólica com menores extensões, chegando no máximo a centenas de quilômetros quadrados (10^2).

Os mares de areia e os campos de dunas ocorrem em regiões onde o vento é o principal agente de deposição. São melhor desenvolvidos em extensos desertos quentes (latitudes baixas) e ao longo da costa por todo o mundo (latitudes variáveis). A distribuição geográfica dos desertos atuais sugere que a sua formação é favorecida nas bacias sedimentares rasas, caracterizadas pelas taxas médias de evaporação superiores às de precipitação, pouca ou nenhuma vegetação, grande disponibilidade de areia na granulação adequada para o transporte eólico e ventos competentes freqüentes para transportar grandes volumes de areia. Sendo esses os principais fatores favoráveis na migração das areias e na formação dos *mares de areia* e campos de dunas. As variações do nível do mar nas regiões costeiras, a influência tectônica na topografia e a variação climática para condições mais úmidas podem inibir o desenvolvimento dos *mares de areia*. Estes fatores em exceção das variações do nível do mar, serão abordados neste capítulo.

5.2. Tectônica e topografia de ambientes desérticos

A tectônica não é um fator de controle primário nas regiões desérticas mas áreas montanhosas barram as chuvas que deveriam ser distribuídas pelo continente e também contribuem com grande suprimento de areia são muitas vezes resultantes de uma topografia tectonicamente controlada. Além disso, ela atua diretamente na preservação dos sedimentos e na determinação do padrão de distribuição de fácies sedimentares (Galloway & Hobday, 1983).

Espessas acumulações de sedimentos desérticos ocorrem tanto em ambientes tectonicamente ativos, em áreas de rápida subsidência em bacias controladas por falhas, como também nas bacias intracratônicas, de subsidência mais lenta. Nas bacias tectonicamente ativas como por exemplo, a SW dos Estados Unidos e na Depressão de Danakil na Etiópia, comumente se desenvolvem leques aluviais nas margens da bacia falhada e os depósitos de lagos efêmeros (*playas lakes*) e dunas ocorrem rumo as porções mais centrais da bacia. Nas bacias sedimentares intracratônicas, como as do Saara e as dos desertos australianos, as margens são difusas, os processos fluviais são mais evidentes nas margens e freqüentemente mostram padrão de drenagem interno (endorréico), enquanto que os sedimentos eólicos ocorrem na parte mais central.

Nas regiões desérticas atuais, os padrões de drenagem observados foram parcialmente herdados dos episódios pluviais do Pleistoceno e Holoceno, quando provavelmente as drenagens eram mais permanentes e alguns *campos de dunas* foram fixados (Galloway & Hobday, 1983).

Em muitos casos, a localização dos *mares de areia* instalados nas partes centrais das bacias intracratônicas, parece coincidir com áreas de afloramento de antigos arenitos, sugerindo que abundante suprimento de areia, bem como região topograficamente favorável podem ser fatores importantes para existência e manutenção dos mesmos (Galloway & Hobday, 1983).

Segundo Potter (1986), o registro sedimentar de antigos *ergs* sugere que alguns deles permanecem confinados pela topografia pronunciada ou por grandes corpos de água e podem ficar estacionários, enquanto outros, sem estes fatores limitantes, são caracterizados pela

migração por grandes distâncias, apresentando freqüentemente forma alongada segundo a direção dos ventos, como por exemplo o grande *mar de areia* do Egito.

5.3. Migração dos corpos arenosos - O caso das dunas fixadas do médio rio São Francisco

Como o vento é o principal agente de transporte nos *mares de areia*, a sua intensidade, sentido e persistência controlam diretamente a forma das dunas e o regime de transporte das areias. A taxa média da migração dos corpos arenosos é diretamente proporcional à altura e à extensão da duna, embora cada parte dela apresente diferentes taxas. A taxa média de migração da parte central da duna em relação aos braços, pode ser usada para indicar o grau de uniformidade da migração. Caso ocorram mudanças, temporais ou espaciais, na taxa de migração, pode haver modificação na morfologia da duna (Khalaf & Al-Ajmi, 1983).

O valor médio anual das taxas de migração das dunas varia de 20 a 50 m/ano, mas nas grandes formas (*draas*), já se observam valores menores, em torno de poucos centímetros até 10 m/ano. Esses valores estão associados à velocidade dos ventos e ao potencial de evapotranspiração da região. Ash & Wasson (1983) utilizaram as seguintes equações para o cálculo da taxa média de migração das dunas (M):

$$1) 5 \times 10^{-4} (P)^2 / (E_a/E_p)$$

$$2) 3,8 \times 10^{-4} (V_m)^4 / (E_a/E_p)$$

Onde: P=porcentagem anual de dias com ventos competentes capazes de transportar areia (>8m/seg., Brookfield, 1970).

V_m =velocidade média dos ventos a 10 m de altura da superfície do solo.

E_a/E_p =taxa média anual do potencial de evapotranspiração.

A migração das dunas ocorrerá quando o valor de M for maior que 1.

Modificações induzidas por mudanças climáticas recentes podem limitar o uso da equação, mas a correlação entre parâmetros climáticos, cobertura vegetal e taxa de migração são ainda aplicáveis ao passado.

Utilizando-se estas equações para o caso da área estudada, com os dados de velocidade do vento e potencial de evapotranspiração fornecidos pelo Inventário Hidrogeológico do Nordeste (Pessoa, 1979 e Silva, 1974) nas duas estações meteorológicas

mais próximas da área, as cidades de Barra (sul da área estudada e limite a ocorrência das dunas) e Remanso (cerca de 60km do limite norte de ocorrência das dunas), foram obtidos resultados que indicam que atualmente não há condições favoráveis ao retrabalhamento eólico intenso (Barreto & Suguio, 1995):

Barra - P - sem informação $V_m=2,4$; $E_a/E_p=0,760$ $M=0,0165$ (equação 2)

Remanso - P - sem informação $V_m=4,1$ $E_a/E_p=1,531$ $M=0,07013$ (equação 2)

5.4. Desenvolvimento de *mares de areia* e *campos de dunas* associados a variações climáticas

A localização dos desertos atuais sugere que as áreas de grande aridez são controladas principalmente por fatores regionais, tais como padrão de circulação atmosférica e distância do oceano, pois à medida que as massas de ar vão migrando continente a dentro, vão perdendo a umidade e atingindo as partes mais interiores dos continentes geralmente muito secas. Fatores locais de controle, tais como a existência de regiões montanhosas, podem barrar a umidade criando um microclima com alto índice de precipitação no lado a barlavento da montanha e aridez acentuada a sotavento. Além disso, em áreas costeiras onde ocorre o fenômeno da ressurgência o clima é em geral mais árido. Não obstante, tanto fatores locais como regionais tornam as regiões áridas e semi-áridas fortemente sensíveis às oscilações climáticas.

Os grandes desertos atuais não se formaram no Pleistoceno, porém muitos deles aumentaram suas extensões durante os períodos glaciais. Assim, no Pleistoceno, os eventos que levaram à expansão e contração das grandes geleiras no hemisfério norte também introduziram mudanças ambientais nas regiões tropicais e sub-tropicais do mundo. Neste sentido, por exemplo, o último máximo glacial do hemisfério norte pode ser correlacionado com a última regressão de maior amplitude da linha de costa e ao último período de máxima aridez em várias regiões de baixas latitudes (Lowe & Walker, 1984).

Nas regiões de altas latitudes as variações climáticas são mais fortemente impressas no registro global e, em contrapartida, nas baixas latitudes, geralmente poucos dados precisos são preservados principalmente devido às próprias características erosivas do ambiente deposicional e do clima tornando o registro geralmente afossilífero, descontínuo e incompleto

(Zubakov & Borzenkova, 1990), porém de relevante importância principalmente para estudos de correlações paleoclimáticas globais.

Segundo a origem das variações paleoclimáticas são cíclicas e multicausais, resultantes da interação de diversos fenômenos astrofísicos, geofísicos e geológicos. Assim, não existe uma única causa para mudança climática, mas sim uma interação de diversas causas. Os mecanismos suscetíveis de provocar variações refletem-se diretamente através da intensidade de radiação solar e podem ter origem em forças externas ou internas, tais como

1- Causas astronômicas- Variáveis astronômicas do sistema Sol/Terra (variáveis de Milankovitch), caracterizada por ciclos de dezenas de milhares de anos, como precessão dos equinócios (21.000-25.800anos), obliquidade (41.000-44.000anos) e excentricidade da órbita terrestre (92.000-97.000 anos); variação da atividade das manchas solares (11 anos); quantidade de partículas estelares ou variação na densidade de material interestelar no espaço entre o Sol e a Terra (Martin *et al.*, 1986).

Entre as causas astronômicas que poderiam favorecer o desenvolvimento dos campos de dunas, por exemplo, a variação da atividade de manchas solares poderia ser um fator importante. Neste sentido, Fortes (1992) relaciona as cicatrizes deixadas a barlavento por dunas barcanas com a curva das manchas solares dos anos correspondentes e encontra uma relação sistemática de maior ou menor taxa de migração das dunas com os pulsos de atividade solar, concluindo que elas influenciam sensivelmente o clima da região, tanto nas variações de pluviosidade e nebulosidade, como na velocidade dos ventos, podendo relacionar-se diretamente com as secas do Nordeste brasileiro.

2- Causas internas (Zubakov & Borzenkova, 1990)- Variação do albedo da superfície terrestre (intensidade de radiação solar que é refletida por uma superfície). Modificações na composição da atmosfera terrestre, sob condições completamente naturais, devido a variações no espectro da radiação solar; das superfícies dos oceanos, responsáveis pela mudança no teor de CO₂ e de vapor de água (efeito estufa); além da atividade vulcânica, que introduz matéria em suspensão na alta atmosfera, provocando modificação na transmissividade e na absorção da radiação solar incidente; do campo magnético terrestre que reduz ou aumenta o efeito de blindagem da ação dos raios cósmicos, provocando mudanças na taxa de absorção da radiação solar pela atmosfera (períodos de campo magnético intenso permitem maior penetração do

fluxo de raios cósmicos primários aumentando a taxa de ionização dos átomos componentes da atmosfera).

Em relação às causas internas, outro fator que tem sido associado às secas do Nordeste e em quase todo o interior da América do Sul, são as perturbações meteorológicas do tipo ENSO (El Niño Southern Oscillation). Atualmente, nessa região, os anos de seca mais intensa correspondem à aqueles em que se observa este fenômeno.

Os *El Niños* estão relacionados às alterações na pressão atmosférica sobre o Oceano Pacífico, acarretando aquecimento nas águas deste oceano e gerando em consequência maior evaporação, acúmulo de nuvens, umidade e chuvas intensas acima dos níveis normais de precipitação local, na costa do Pacífico, provocando com isso seca no interior do continente.

Este fenômeno, que até os anos 60 era visto como de ocorrência estritamente local, tem sido recentemente alvo de muitos estudos que têm mostrado sua importância em escala continental do fenômeno.

6. INTERPRETAÇÕES E PROBLEMAS NO ESTUDO DE SISTEMAS DE DUNAS FIXADAS

As dunas que fazem parte do modelado do relevo atual, porém encontram-se estabilizadas devido a alteração de algum parâmetro climático são denominadas de fixadas, fixas, fósseis, reliquias ou inativas. Têm sido utilizadas como indicadoras de mudanças climáticas mais ou menos recentes permitindo fazer inferências sobre paleoaridez e paleoventos. Neste sentido, várias pesquisas sistemáticas têm sido desenvolvidas como, por exemplo, as de Melton (1940), Grove (1958), Verstappen (1969), Goudie (1983), Lowe & Walker, (1984), Thomas & Shaw (1991). Os sistemas de dunas inativas têm sido amplamente usados como indicadores geomorfológicos de mudanças climáticas durante o Quaternário, sendo interpretados como indicadores de períodos de expansão dos desertos, devidos à paleoaridez ou à mudança no padrão de circulação atmosférica.

6.1. Condições necessárias para designar uma duna de *fixada*

A designação de duna fixada é normalmente atribuída a aquelas dunas que se encontram cobertas por vegetação, entretanto só a existência de uma cobertura vegetal não é diagnóstica, pois algumas dunas se movimentam mesmo sob uma cobertura vegetal, que normalmente varia em densidade e em composição. De acordo com Thomas & Shaw (1991), alguns pré-requisitos, agrupados como morfológicos, sedimentológicos, estratigráficos e biológicos devem ser satisfeitos para que uma duna possa ser qualificada como *fixada*.

Os critérios morfológicos são baseados na degradação da morfologia original do depósito e, entre algumas dessas propriedades tem-se a redução da altura da duna, a modificação dos ângulos de repouso de barlavento e sotavento, o ravinamento na superfície da duna, dissecação de dunas por drenagens, dunas degradadas ou dissipadas e recobertas por sedimentos lacustres ou costeiros.

Os critérios sedimentológicos e estratigráficos são baseados na modificação das características sedimentológicas ou estratigráficas intrínsecas dos depósitos eólicos, tendo-se

entre os principais a ausência de seleção e granulometria típicas de depósitos eólicos, presença de silte e argila (até mais de 10%), desenvolvimento de solo na superfície da duna e dissipação das estruturas sedimentares.

Os critérios biológicos são ligados ao desenvolvimento de cobertura vegetal, como a presença de árvores e desenvolvimento de vegetação do tipo savana ou similar.

Pode-se incluir ainda mais um critério que normalmente pode ser analisado, que diz respeito ao padrão dos paleoventos. Embora não seja regra, as dunas fixadas formam-se sob condições de ventos diferentes dos atuais. Portanto, uma comparação entre as orientações dos paleoventos e ventos atuais, além de poder qualificar um sistema de dunas como reliquiar, também indicaria mudanças no padrão de circulação atmosférica (Melton, 1940).

6.2. Paleoaridez e paleocirculação

As coberturas vegetais de dunas fixadas são normalmente interpretadas como uma consequência biológica direta do aumento no índice de precipitação após a fase em que elas eram ativas. Porém, nos locais onde se encontram dunas ativas não-vegetadas e vegetadas estabilizadas, próximas ou adjacentes, observa-se que os valores limites da precipitação para deflagração da atividade eólica são bastante variáveis de lugar para lugar (Thomas & Shaw, 1991).

Desta forma, a cobertura vegetal não pode ser interpretada diretamente como causada pelo aumento efetivo do índice de precipitação local, pois a alta precipitação e a baixa evaporação (dependente da temperatura e velocidade dos ventos) contribuem juntas para o aumento da disponibilidade de umidade, favorecendo o desenvolvimento de plantas.

Investigações realizadas na Austrália e no deserto de Thar, na Índia (Ash & Wasson, 1983, e Wasson & Hyde, 1983), têm demonstrado que, em regiões áridas e semi-áridas, não existem limites claros e definidos entre atividade e inatividade de dunas, porém observam-se mudanças transicionais de duna ativa para estabilizada. Este fato, juntamente com a informação de que o limite de precipitação para a atividade eólica, difere de lugar para lugar sugere que outros fatores climáticos e ambientais, além da precipitação, e independente do aporte sedimentar, devem ser considerados para a estabilização das dunas (Thomas & Tsoar, 1990).

A comparação minuciosa entre a orientação dos ventos formadores das dunas estabilizadas e a dos ventos atuais, resultantes da atividade de dunas atuais ativas ou de dados obtidos em estações meteorológicas, podem fornecer boas informações sobre os padrões pretéritos de circulação (por exemplo, Goudie, 1977; Lancaster, 1981; Thomas, 1984; Muhs, 1985).

6.3. Fatores que afetam a duna pela implantação da vegetação

A existência de cobertura vegetal na duna não implica automaticamente que ela não responda a atividade eólica. O impacto que o transporte sedimentar causa na vegetação afeta fatores a ela relacionados, como por exemplo, a composição das comunidades vegetais no ambiente da duna. As comunidades vegetais podem apresentar variações em escala de campo de dunas e em escala de duna, sendo a primeira resposta à variação dos gradientes ambientais e climáticos e à segunda, consequência de mudanças locais no regime dos ventos e propriedades sedimentares dentro de um perfil de duna podendo dar origem a superfícies de estabilização dentro da duna. (Tsoar, 1985).

As características físicas das plantas e da comunidade vegetal, por sua vez, têm influência no transporte eólico da duna. Em geral, alta densidade de plantas e espessa cobertura de solo tenderão a gerar uma superfície de estabilização devido à proteção da superfície coberta e ao efeito de compactação das raízes (Bendali *et al.*, 1990). O movimento efetivo de areias poderá ocorrer quando elas estiverem expostas pelo menos em cerca de 30% (Ash & Wasson, 1983). O transporte eólico, sob tais condições, é mais fácil de acontecer junto à crista da duna, onde os ventos são mais fortes e as areias mais soltas.

A efetividade de uma cobertura vegetal, como fator estabilizador de dunas, não pode ser considerado sem se recorrer a outras variáveis ambientais como, por exemplo, a diminuição da velocidade dos ventos. Nesse sentido, embora a densidade de vegetação de muitos campos de dunas australianos seja menor que 10%, atualmente a migração de dunas é apenas localizada, em virtude da baixa velocidade dos ventos modernos (Ash & Wasson, 1983). Portanto, o efeito estabilizador não é definido pelo aumento da cobertura vegetal em consequência da variação do índice pluviométrico (Thomas & Shaw, 1991).

As variações na composição da comunidade vegetal em uma duna, freqüentemente não resultam só de modificações nos índices de precipitação e, mesmo em escala de campo de dunas, poderão refletir vários fatores climáticos, não só das taxas médias anuais de precipitação, normalmente inferidas em estudos de estabilidade de dunas desérticas (Thomas & Tsoar, 1990).

Alguns estudos tem se preocupado com uma série de fatores, que pode afetar a mobilidade das areias em vez de apenas inferir modificações na taxa de precipitação, encarando o sistema de forma interativa, com inferências das taxas de precipitação e evapotranspiração, além de temperatura e velocidade dos ventos (por exemplo, Lancaster, 1988).

7. ESTUDO MORFOLÓGICO

Embora a área de estudo seja composta principalmente por dunas fixadas que, portanto, já perderam total ou parcialmente a morfologia eólica em resposta a fatores hidrológicos e pedológicos pós-deposicionais, é possível detectar algumas variações das formas predominantemente parabólicas.

7.1. Generalidades

Segundo Pye (1993), apesar de mais de um século de pesquisas, os fatores que determinam a morfologia das acumulações de areias eólicas ainda são pouco compreendidos. Em parte, isso ocorre porque os estudos realizados sobre fluxo de ventos e transporte de sedimentos através de modelos simulados nos laboratórios não conseguem reproduzir totalmente o que ocorre efetivamente na natureza, surgindo muitas dificuldades de extrapolar seus resultados aos casos de campo de dunas e mares de areia muito extensos, que necessitam de décadas ou séculos para se desenvolverem. Porém, sabe-se que a forma e a densidade de dunas eólicas dependem de sete principais fatores:

- 1- disponibilidade de areia;
- 2- granulometria do material a ser transportado pelo vento;
- 3- variação da velocidade e sentido dos ventos;
- 4- tipo e densidade de cobertura vegetal;
- 5- condições topográficas locais e regionais;
- 6- mudanças climáticas e variação do nível do mar;
- 7- padrão tectônico de longo prazo, para subsidência ou soerguimento.

Muitos desses fatores são interdependentes e podem modificar-se de forma complexa, apresentando resposta morfológica freqüentemente não-linear. E entretanto as evidências disponíveis atualmente indicam que as grandes dunas dos tipos barcanas, transversais e dômicas são as formas predominantes que se desenvolvem em regiões áridas com regimes de ventos predominantemente unidirecionais.

Onde existe padrão de ventos multidirecionais (*cross-wind*), as formas das dunas tendem a apresentar geometrias assimétricas e reversas superimpostas com diferentes orientações (Pye &

Tsoar, 1990). Nos locais com regime de ventos marcadamente bimodal, formando ângulo agudo, as dunas lineares do tipo *seif* são as predominantes, enquanto que nos regimes de ventos bimodais, porém formando ângulo obtuso, e nos multimodais, as formas de dunas mais comuns são as reversas, transversais e estreladas. Em áreas semi-áridas ou úmidas, que apresentam cobertura vegetal relativamente desenvolvida, a formação de dunas parabólicas alongadas é favorecida por regime de ventos unidirecionais, enquanto que em áreas com regimes de ventos bimodais ou complexo há tendência à formação de dunas parabólicas com baixa relação comprimento/largura, que podem ser assimétricas ou digitadas (Pye, 1993).

Segundo Pye (1993), a granulometria parece não controlar, de maneira marcante, a morfologia e o tamanho das dunas, porém a disponibilidade de areia pode influir na morfologia e no tamanho das dunas, mas nem sempre se verifica uma relação direta entre a morfologia, o tamanho e o espaçamento individual das dunas dentro de uma área. Por exemplo, embora barcanas tendam a se formar em áreas desprovidas de vegetação quando o suprimento de areia é relativamente limitado, as cristas transversais parecem prevalecer quando a areia for relativamente abundante e barcanas individuais podem atingir dimensões de megadunas, mesmo quando a areia é escassa. Em muitos *mares de areia*, as dunas maiores e mais espaçadas ocorrem a grandes distâncias da área-fonte devido ao crescimento das formas de leito, quando elas se movem a favor do vento, ou devido a longo prazo de acumulação de areia com sucessivas gerações de dunas superimpostas, dentro de uma bacia controlada por fatores climáticos ou topográficos.

Neste capítulo, são considerados alguns fatores que supõe-se influir na forma, na orientação e na estruturação das dunas parabólicas do *mar de areia* aqui estudado.

7.1.2. Dunas parabólicas

O termo duna *parabólica* foi introduzido por Steenstrip (*in* Howel, 1960) para descrever dunas com formato em planta análogo ao de uma parábola, cuja concavidade era voltada contra o vento. Com o tempo o seu uso generalizou-se para outras formas parabolóides com mesmo tipo de orientação, incluindo formas em U e em V. Atualmente, as dunas descritas genericamente como parabólicas mostram grande variedade de formas, que segundo McKee (1979), seriam classificáveis em formas parabólicas simples, compostas e complexas.

As dunas parabólicas simples consistem de única forma parabólica, apresentando três elementos básicos:

- 1- nariz ou ápice - corresponde à parte central e mais alta da duna resultante da maior acumulação de areia;
- 2- braços - geralmente caracterizados por maior densidade de vegetação;
- 3- corredor de deflação - canal aberto entre os braços, na face a favor do vento.

Segundo Pye (1993), as dunas parabólicas simples podem ser subdivididas com base na relação comprimento/largura (C/L). As dunas parabólicas simples que apresentam razão C/L menor que 0,4 são denominadas de luniformes (*lunate*), com relação C/L entre 0,4 e 1,0 são denominadas de hemicíclicas (*hemicyclic*), com relação C/L entre 1,0 e 3,0 são as chamadas de lobadas (*lobate*) e as que tem a relação maior que 3,0 são referidas como alongadas (*elongate*), conforme a figura 5. Em alguns casos, dunas lobadas ou alongadas podem apresentar um braço mais desenvolvido do que o outro e formas assimétricas.

Ainda segundo o mesmo autor, as dunas parabólicas compostas são originadas pelo agrupamento ou coalescência de várias formas parabólicas superimpostas ou adjacentes. Quatro variedades podem ser encontradas: aninhada (*nested*), escalonada (*en-echelon* ou *rake-like*), digitada (*digitate*) e superimposta (*superimposed*), observadas na figura 5. Esses tipos são membros extremos e, na prática, são encontradas variedades representando fases de transição entre eles (Pye, 1993).

As dunas parabólicas complexas são formadas pelo agrupamento de dunas de diferentes morfologias, podendo consistir de grande variedade de elementos arquiteturais com diversas combinações.

7.2. A área de estudo

7.2.1. Mapa geológico-geomorfológico

O mapa geológico-geomorfológico (Anexo 1) da área com cerca de 7.000 km², correspondente à região de maior concentração dos sedimentos eólicos, forneceu subsídios para os estudos geomorfológicos. Foram encontradas diferentes unidades geológicas e feições geomorfológicas. As feições geomorfológicas foram analisadas nos seguintes aspectos: reconhecimento da morfologia preservada; padrão pretérito de ventos na região; modificações pós-deposicionais das morfologias eólicas; definição de possíveis gerações de dunas ou de áreas

Dunas parabólicas - vista em planta

Figura 5 - Variações na morfologia de dunas parabólicas
(A) Dunas simples (B) Dunas compostas
 Modificado de Pye (1993)

com formas de relevo semelhantes, caracterizando, deste modo, vários domínios geomorfológicos.

Para a determinação da morfologia eólica, foi usada a representação do traçado das cristas das feições eólicas. Porém, uma vez que as dunas encontram-se com a morfologia modificada por erosão, fato evidenciado principalmente pela redução da altura, modificação dos ângulos de inclinação de barlavento e sotavento, presença de ravinas, leques de areia e cobertura vegetal, o traçado da crista ou ápice da duna representa apenas uma aproximação da forma eólica original. A forma das cristas das feições eólicas é reproduzida como linhas contínuas ou tracejadas, evidenciando diferentes graus de preservação que podem se observar nas dunas. A ausência delas representa as regiões de ocorrência dos lençóis de areia, na forma de extensos corpos tabulares livres de irregularidades topográficas notáveis, áreas de interdunas ou as áreas sem preservação da morfologia eólica..

As dunas fixadas tem se formado essencialmente como resultado da acumulação, por relativo longo período de tempo, de areias transportadas do sul, pelo rio São Francisco e formadas sob a influência de ventos predominantes de E-W e SE-NW. Aparentemente, ocorreram fatores de controles climático e morfoestrutural, favorecendo a acumulação dos sedimentos. A maioria das dunas tem relativamente grande extensão e exhibe formas parabólicas compostas, refletindo regime de paleoventos unidirecionais porém com certa variabilidade durante sua formação.

O tamanho excepcional das dunas deve refletir efeitos combinados de alta energia do vento, do abundante suprimento de areia, provinda principalmente da planície do rio São Francisco nas épocas mais secas, de depósitos residuais locais, além da resistência criada pela vegetação regional para a migração da duna, conduzindo à acumulação de extenso e compacto *mar de areia*, provavelmente gerado por empilhamento sucessivo de várias gerações de dunas, talvez durante todo o Quaternário.

7.2.2. Domínios geomorfológicos

De acordo com a variação do aspecto geomorfológico, foram selecionadas possíveis áreas com características semelhantes de preservação de dunas, embora estas áreas possam incluir mais de uma fase de geração de dunas. A hipótese de existência de gerações dunares serviu de apoio à

coleta de amostras para datações por termoluminescência e para a compartimentação da área de estudo em domínios geomorfológicos. Na figura 6, tem-se o mapa hipsométrico da área de estudo, elaborado a partir da compilação de seis cartas topográficas, escala 1.100.000, posteriormente reduzido e simplificado, onde verifica-se que:

O nível de base local do rio São Francisco está situado entre cotas de 400m e o nível de cimeira, com 860 m, é representado pela serra do Estreito;

As areias eólicas ocorrem entre as cotas de 400 e 680m, estando as maiores altitudes localizadas junto à serra do Estreito; as maiores altitudes das areias eólicas também estão situadas próximo as maiores altitudes da serra do Estreito

Observa-se uma tendência à suavização progressiva de relevo, a partir do sul (Barra) para o norte (Pilão Arcado) e de oeste para leste. Este fato torna-se mais evidente quando se observam perfis topográficos, localizados na figura 6 e apresentados na figura 7.

Confrontando os mapas hipsométrico e o geológico-geomorfológico, é possível compartimentar a área de estudo nos seguintes domínios geomorfológicos (Anexo 1 e figura 8):

- Domínio 1 - (fluvial)- É constituído pelo rio São Francisco e afluentes, além das suas planícies de inundação. Apresenta-se com relevo plano e cotas que correspondem ao nível de base e superfícies erosivas locais, com cotas de 400 (São Francisco), 440, 480 e 520m, nas drenagens interiores as dunas (fotografia 1).

- Domínio 2 - (lençóis de areia) - Neste domínio o relevo é plano a suavemente ondulado, com cotas de 400-440m, onde prevalecem processos fluviais e eólicos (eólico com posterior retrabalhamento fluvial) (fotografia 2).

- Domínio 3 - (dunas com morfologia nítida) - É representado pelas formas eólicas mais definidas que aparecem principalmente junto ao rio São Francisco, embora também ocorram, na porção norte do *mar de areia* no domínio 4. O espaçamento interdunar, no domínio 3, é relativamente pequeno, ocorrendo grande densidade de dunas na área. O relevo apresenta-se fortemente ondulado. As cotas topográficas mais comuns estão entre 440 e 480m, apresentando-se em média com cotas 40m acima do domínio 2 e 40m abaixo do domínio 4 (fotografia 3).

Domínio 4 - (Dunas com morfologia nítida e tênues) - Este domínio é o que exhibe a maior extensão, constituindo-se principalmente de formas eólicas moderadamente preservadas. O relevo

43° W

MAPA HIPSOMÉTRICO

42° 30' W

10° S

10° 30' S

11° S

FIGURA 6- Mapa Hipsométrico. 1, 2 e 3 perfis topográficos.

LEGENDA

- Até 400m.
- 400-440m.
- 440-480m.
- 480-520m.

- 520-600m.
- 600-680m.
- 680-800m.
- 800-860m.

PERFIL TOPOGRÁFICO 1 $Y=500-0.84887X$

PERFIL TOPOGRÁFICO 2 $Y=583-1.751X$

PERFIL TOPOGRÁFICO 3 $Y=672-4.509X$

Figura 7 - Perfis Topográficos entre a serra do Estreito e o rio São Francisco. Localização dos perfis na figura 6.

FIGURA 8— MAPA SIMPLIFICADO DE DOMÍNIOS GEOMORFOLÓGICOS

LEGENDA

- Domínio Geomorfológico 1.
(fluvial)
- Domínio Geomorfológico 2.
(lençóis de areia)
- Domínio Geomorfológico 3.
(dunas com morfologia nítida)
- Domínio Geomorfológico 4.
(dunas com morfologia nítida e tênue)
- Domínio Geomorfológico 5.
(eólico sem forma definida)

Fotografia 1- Domínio geomorfológico 1. Visão geral da planície aluvial do rio São Francisco próximo à localidade de Ibiraba. Nota-se a grande extensão da planície de inundação deste rio e ilhas arenosas.

Fotografia 2- Domínio geomorfológico 2, próximo a localidade de Brejo do Banguê, onde o relevo é suave, ondulado a plano e a vegetação é de caatinga arbustiva.

Fotografia 3- Domínio geomorfológico 3. Visão geral das dunas junto ao rio São Francisco, apresentando-se com relevo fortemente ondulado, com leques de areia de erosão pluvial e vegetação de caatinga arbustiva.

Fotografia 4- Domínio geomorfológico 4. Aspecto geral do relevo moderadamente ondulado e da vegetação de caatinga arbórea densa. Nota-se também a coloração branca das areias junto ao Brejo de São Gonçalo.

é forte a moderadamente ondulado, com altitudes variáveis de 440 a 600m (fotografia 4).
 Domínio 5 - (Dunas dissipadas). Neste domínio, não é possível a definição das formas eólicas através das imagens de satélite ou das fotografias aéreas. Corresponde a uma faixa mais ou menos estreita alinhada acompanhando a serra do Estreito, com relevo suavemente ondulado a plano, situado entre cotas de 600 e 680m, constituindo os depósitos situados a maiores altitudes na área de estudo (fotografia 5).

A tabela 3 apresenta as principais características dos domínios geomorfológicos e na figura 8 tem-se o mapa de domínios geomorfológicos simplificado.

Domínios Geomorfológicos	Altitudes médias (m)	Forma principal de relevo	Densidade e preservação das dunas	Processos/agentes	Principais tipos de depósitos
Domínio 1 Fluvial	400-440, 480 e 520	Plano	-	Fluvial	Fluvial -
Domínio 2 Lençóis de areia	400 a 440	Plano a suavemente ondulado	-	Eólico com retrabalhamento fluvial e pluvial importante	Canais fluviais difusos
Domínio 3 Dunas com morfologia nítida	400 a 480	Fortemente ondulado	Alta densidade e boa preservação	Eólico com retrabalhamento fluvial e pluvial	Dunas parabólicas nítidas
Domínio 4 Dunas com morfologia tênue e nítida	440 a 600	Forte a moderadamente ondulado	Densidade e preservação variável	Eólico com retrabalhamento fluvial e pluvial	Dunas com formas tênues, nítidas e indefinidas
Domínio 5 Dunas dissipadas	600 a 680	Tabuleiros e suave ondulado	Baixa	Eólico com intenso retrabalhamento fluvial/pluvial	Tabuleiro

Tabela 3- Principais características dos domínios geomorfológicos.

Fotografia 5- Domínio geomorfológico 5, apresentando relevo plano a suavemente ondulado e vegetação de cerrado. No fundo, vê-se a serra do Estreito. A foto foi obtida na estrada brejo da Umburana-brejo do Saquinho.

Fotografia 6- Interduna com lagoa efêmera associada a drenagens, apresentando delgada crosta de carbonato de cálcio(calcrete) no brejo de Dois Irmãos.

7.2.3. Morfologia eólica

Neste item, serão abordados os aspectos morfológicos dos diferentes domínios eólicos, bem como a forma e orientação das dunas fixadas com morfologias parcialmente preservadas (formas parabólicas nítidas e tênues), ao longo do *mar de areia* do médio rio São Francisco.

O domínio geomorfológico 2 apresenta-se cortado por drenagens efêmeras associadas ao rio São Francisco. As drenagens têm nascentes na serra do Estreito ou dentro do próprio *mar de areia*. A figura 9 ilustra o caso, mostrando algumas drenagens que saem das dunas e devido ao gradiente topográfico acentuado, formam leques aluviais (constituídos principalmente de areia) lagoas ou áreas inundáveis. Estes formam-se associados à passagem gradual de canais mais ou menos definidos para canais difusos, os quais se espalham por grande parte da área. Praticamente não se observam formas eólicas.

O domínio geomorfológico 3 apresenta-se com maior densidade de dunas e maior concentração de formas eólicas nítidas (figura 10), ocorrendo numa faixa descontínua ao longo do São Francisco. Nele predominam as formas parabólicas compostas aninhadas e escalonadas, com presença subordinada de formas superimpostas e digitadas.

O domínio geomorfológico 4 abrange a maior extensão da área estudada e é caracterizado por densidade de dunas variável e formas eólicas tênues associadas a mais nítidas (figuras 11 e 12). As formas tênues são comumente parabólicas compostas digitadas, aninhadas, enquanto as formas mais nítidas são parabólicas simples alongadas e assimétricas e parabólicas compostas aninhadas.

No domínio geomorfológico 5, não é possível observar-se formas eólicas. A figura 13 apresenta a maior parte deste domínio o qual se destaca na imagem pela grande quantidade de drenagens que saem da serra do Estreito para formar o rio Icatu, e pela tonalidade fotográfica mais clara devido principalmente a diferenciação da vegetação de caatinga arbórea no domínio 4, para cerrado no domínio 5.

De forma geral, a morfologia de dunas (nítida ou tênue) mais comum na área de estudo consiste de grandes dunas parabólicas compostas aninhadas, observadas por exemplo, na figuras 10, 11, 12 e 14. Secundariamente, observam-se as formas parabólicas simples alongadas assimétricas (figuras 11 e 12) e simétricas (figura 14). As compostas do tipo escalonadas (figura 10), digitadas e superimpostas também ocorrem. (figuras 11, 12 e 14). A altura das dunas

Figura 9- Região sul do *mar de areia*, em que se observam os domínios geomorfológicos 2 (abaixo), 4 (central) e 5 (acima, à esquerda). Em detalhe, leques aluviais formados por drenagens que têm nascente nas dunas. 1 - Ilha do gado Bravo; 2 - serra do Estrito; 3 - Brejo de São Gonçalo; 4 - Brejo da Umburana; 5 - Brejo do Banguê.

Imagem TM-Landsat banda 4
Região sul da área.

Figura 10- Domínio geomorfológico 3, com predominância de formas parabólicas compostas aninhadas e escalonadas (em detalhe). No canto inferior direito, observa-se trecho do rio São Francisco e, à esquerda, seu tributário rio Icatu.

Imagem TM - Landsat
Dominio morfológico 3

Figura 11- Domínio geomorfológico 4, exibindo dunas parabólicas (tênuas) aninhadas, com terminações em forma de V e U (parte central da figura), superimpostas por parabólicas simples simétricas e assimétricas (detalhe) além de formas compostas aninhadas. 1 - Brejo do Saquinho; 2 - Brejo do Urubu e 3 - Vereda do Sacão.

Figura 12- Domínio geomorfológico 4, com predominância de dunas de formas parabólicas tênues, associadas a parabólicas, nítidas, simples, alongadas e assimétricas (em detalhe), além de compostas aninhadas superimpostas (1); 2 - Vereda Brejo do Limoeiro e 3 - Vereda de São Domingos.

Figura 13- Domínio geomorfológico 4 (à direita) e 5 (à esquerda), onde a drenagem principal é o rio Icatu (Brejos Saquinho (1), Umburana (2) e São Gonçalo (3). A serra do Estreito é vista à esquerda.

Imagem TM-Landsat banda 4
Cabeceiras do Rio Icatu

Figura 14- Domínios geomorfológicos 3 e 4. No domínio 3, são observadas dunas parabólicas compostas aninhadas e superimpostas e no canto inferior esquerdo, o sentido dos paleoventos formadores das dunas variou de E-W para SE-NW. No domínio 4 (acima) observa-se grande densidade de drenagens dissecando as dunas e pequenas formas parabólicas aninhadas superimpostas (1). No detalhe, observa-se uma parabólica alongada simples, em forma de V, com cerca de 7 km de comprimento, em 2 - o rio São Francisco; 3 - Vereda de São Domingos; 4 - Saldanha; 5 - Lagoa de Santo Antônio e; 6 - Vereda Brejo do Limoeiro.

Imagem TM - Landsat
Dunas parabólicas

varia de 5-10m até 50-60 m, sendo a média entre 15 e 25m. Possuem extensões entre 400m e 13km, sendo mais comuns as formas de 1 a 3km. O tamanho excepcionalmente grande dessas dunas pode estar associado a efeitos combinados de alta energia do vento, suprimento e retrabalhamento de areias locais e provindas da planície aluvial do rio São Francisco e da resistência criada pela vegetação regional para a migração das areias.

A grande maioria das dunas com morfologia parcialmente preservada se formou sob a influência de ventos predominantes de SE-NW e E-W, sendo que na porção centro e norte predominam as dunas com direção SE-NW (figuras 11, 12 e 14) enquanto, na porção sul, as de direção E-W (figuras 9 e 10).

A variedade morfológica das dunas parabólicas do mar de areia do médio São Francisco, pode estar relacionado a variabilidade direcional dos paleoventos em escala regional e influência da topografia local, responsável pela derivação do regime de ventos. Porém uma variação do padrão regional dos paleoventos ao longo do Pleistoceno e Holoceno não é totalmente descartada, sendo necessários ainda estudos mais detalhados na área para sua confirmação ou não. Corroborando esta possibilidade, as figuras 10, 11, 12 e 14 exibem formas parabólicas compostas aninhadas superimpostas com variabilidade de direções.

As formas parabólicas simples alongadas ou as compostas aninhadas e seriadas, típicas do mar de areia, aparentam estar associadas a certa variabilidade regional do regime dos paleoventos e influência topográfica local. As parabólicas simples alongadas, observadas secundariamente, devem refletir regime de ventos marcadamente unidirecional (com pequena dispersão) na época de sua formação.

O tamanho da duna é comumente associado à disponibilidade de areia, sendo as grandes dunas geralmente formadas por retrabalhamento eólico de antigas unidades de dunas. As formas compostas e complexas são comuns onde várias gerações de dunas foram iniciadas seguidas de parcial estabilização e posterior desenvolvimento de deflação dentro ou próximo da duna estabilizada (Pye, 1993).

Na área de estudo, a maioria das dunas são excepcionalmente grandes. Este fato é indicativo de que elas passaram por história evolucionária complexa, envolvendo várias fases de estabilidade, estabilização parcial, reativação e retrabalhamento eólico.

7.2.4. Paleoventos

Segundo Spearing (1974), as formas parabólicas fornecem a direção e sentido dos ventos formadores pela orientação do ápice ou da parte central da duna, em visão em planta. Por isso utilizaram-se as imagens de satélite para obtenção da orientação dos ventos formadores daquelas dunas fixadas que ainda apresentam as morfologias nítidas e tênues. Foi possível obter-se 263 formas eólicas possíveis de indicar a orientação dos paleoventos.

As medidas foram tratadas estatisticamente na forma de diagrama circular do tipo rosácea, sendo agrupadas em seis classes com intervalos de 10° (figura 15). Obteve-se uma predominância das classes entre 290-300 (34%) e 270-280 (26%) e sendo o valor médio correspondente a 287° e dispersão de 53°.

As formas parcialmente preservadas indicam que os ventos formadores de grande parte das dunas, eram predominantemente unimodais, porém com certa dispersão, e sentido de E-W e SE-NW.

7.2.5. Interdunas

O espaçamento interdunar é bastante variável uma vez que também varia a densidade de dunas no mar de areia, sendo que na região do domínio geomorfológico 3, apresenta-se mais uniforme, mais denso e conseqüentemente menor espaçamento interdunar. (figuras 10 e 14).

As áreas interdunares apresentam-se densamente vegetadas, com vegetação diferenciada daquela que ocorre nas dunas, e em alguns casos, apresentam-se com lagoas efêmeras que permanecem secas a maior parte do ano.

É comum o desenvolvimento mais ou menos intenso de solos argilosos e orgânicos e também de crostas pedogenéticas pouco espessas onde precipita o carbonato de cálcio, formando depósitos do tipo calcrete (fotografia 6), que são mais comuns na porção N-NW da área. O conteúdo de carbonato de cálcio desses depósitos, segundo Barreto (1993), varia de 9 a 70%. Junto ao rio São Francisco, na localidade de Queimadas, observou-se também, a presença de crostas cimentadas por sílica (silcrete?) (fotografia 7). O material silicoso encontra-se com espessura de 70 a 90cm preenchendo fraturas verticais e horizontais, com espaçamento de 10

Figura 15 - Representação gráfica da orientação preferencial dos paleoventos formadores das dunas na área estudada, conforme as 263 medidas obtidas. Nota-se a predominância das classes 270° - 280° e 290° - 300°, sendo o valor médio correspondente a 287° e dispersão de 53°.

Fotografia 7- Interduna com crosta de sílica (silcrete?) na localidade de Queimadas. O material cimentado tem espessura aproximada de 90cm, apresentando-se com fraturas verticais e horizontais, preenchidas por material silicoso.

Fotografia 8- Visão geral do rio Icatu, próximo a localidade de brejo do Saquinho. A planície fluvial que tem cerca de 400m de largura apresenta vegetação de vereda com predomínio de buritis (*Mauritia vinifera*). No primeiro plano, as dunas estão vegetadas por caatinga e ao fundo, vê-se a serra do Estreito

a 15cm de espessura podendo esta associado a processo de ascensão por capilaridade de soluções silicosas, não se descartando a possibilidade de hidrotermalismo.

7.2.6. Drenagens interiores do sistema de dunas

Entre os depósitos eólicos, tanto nas margens como nas porções interiores do *mar de areia*, observa-se nitidamente grande quantidade de rios que se apresentam de forma discordante ou concordante com a morfologia geral do terreno, e por vezes, truncando, dissipando (destruindo) ou limitando as formas dunares. As drenagens de hierarquia menor apresentam-se em parte conseqüentes e exibem padrão subparalelo ao se aproximarem do rio São Francisco, enquanto as de hierarquia maior aparentemente são discordantes com a topografia, devendo estar associadas a outro tipo de controle. Embora todas permaneçam secas a maior parte do ano, com a exceção do rio Icatu, essas drenagens se apresentam escavadas mais ou menos intensamente e com área de inundação definida. A figura 16 apresenta o mapa de drenagens da área de estudo.

As drenagens encontram-se com depósitos essencialmente arenosos, sendo que na porção norte da área, nos brejos do Zacarias, da Serra e Dois Irmãos, são comuns os depósitos areno-argilosos contendo carbonato de cálcio, sob a forma de crostas duras do tipo calcrete. Estes sedimentos são pouco espessos (espessuras decimétricas), sugerindo pouca idade para esse tipo de depósito e para as drenagens.

O rio Icatu é o principal afluente do São Francisco na área e tem suas cabeceiras na serra do Estreito (figura 13). Corta toda a porção centro e sudeste das dunas e chega ao São Francisco. Tem como principais afluentes os brejos do Saquinho, Umburana e São Gonçalo e, ao contrário dos rios da parte norte da área, tem, associados a suas planícies de inundação, depósitos orgânicos mais ou menos arenosos, sendo bastante comum extensas áreas de depósitos de turfas (fotografia 8).

7.2.7. Lineamentos

Durante a confecção dos mapas geológico e geomorfológico, observou-se que parte das drenagens sobrepostas aos depósitos eólicos apresentam-se orientadas, possivelmente refletindo

FIGURA 16— Mapa de drenagens da área de estudo.

estruturas localizadas no embasamento. Com o intuito de verificar a possível relação entre os lineamentos observados na cobertura eólica e no seu embasamento, foram analisados os lineamentos encontrados nas drenagens da área sedimentar e no embasamento aflorante mais próximo. O embasamento aflorante corresponde a serra Preta (Complexo de Xique-Xique), localizada junto ao rio São Francisco, orientada N-S, e a serra do Estreito, feição topográfica marcante, também orientada segundo a direção N-S e cortada por fraturas de direção NW e NE, localizada a oeste da área estudada e constituída por quartzitos do Grupo Santo Onofre (Inda & Barbosa, 1978).

O levantamento dos lineamentos foi realizado empregando-se imagens TM-LANDSAT em escala 1:100.000, que apresentam azimutes de N51E e N72E, com tendência para realce segundo as direções NNW a NW. O termo *lineamento* é aqui empregado com o mesmo sentido utilizado por Sabins JR. (1978) ou seja, feição linear topográfica ou tonal expressa no terreno, imagens ou mapas, que pode representar uma zona de fraqueza estrutural. Foram construídos gráficos circulares com orientações preferenciais dos lineamentos na cobertura sedimentar e no embasamento

7.2.7.1. Resultados obtidos

Os lineamentos encontrados na cobertura sedimentar e no embasamento próximo estão representados na figura 17. A figura 18 apresenta a orientação preferencial dos lineamentos na cobertura sedimentar (18a) e no embasamento (18b), conforme as medidas realizadas nas imagens de satélite.

Em nível geral, podem ser verificados na área do embasamento dois sistemas principais de lineamentos orientados segundo NNE e E-W a NW. Na cobertura sedimentar eólica, foram constatados três sistemas principais de lineamentos, segundo as direções NW a NNW, E-W e NNE. Os lineamentos orientados segundo NNE, NW e E-W, estão presentes tanto nas rochas do embasamento como no próprio *mar de areia* podendo tratar-se de estruturas do embasamento herdadas do elevô ou reativadas, afetando os sedimentos.

Esses sistemas de lineamentos encontrados na área são, aparentemente compatíveis com esforços compressivos de direção E-W, já verificados na região leste e sudeste do Brasil (Riccomini *et al.* 1989; Assumpção, 1992).

FIGURA 17 - Principais lineamentos associados ao embasamento (em vermelho) e cobertura sedimentar (em branco).

Figura 18 - Representação gráfica da orientação preferencial dos lineamentos no embasamento (a) e na cobertura sedimentar (b), conforme as medidas obtidas na imagem de satélite.

8. ANÁLISES SEDIMENTOLÓGICAS

As análises sedimentológicas objetivaram a caracterização qualitativa e quantitativa dos sedimentos, bem como, constituíram uma etapa para preparação das amostras para as análises morfooscópica e de minerais pesados. A análise granulométrica teve como objetivo principal a obtenção da distribuição de tamanho das partículas clásticas, tais como elas foram depositadas visando o reconhecimento da natureza da área-fonte e dos processos operantes no ambiente deposicional. Os estudos morfooscópicos compreenderam a análise de três características texturais dos grãos: esfericidade, grau de arredondamento e textura superficial. Estas características forneceram informações sobre o meio e distância de transporte. O estudo dos minerais leves e pesados que compõem o sedimento forneceu informações sobre a natureza da área-fonte e a maturidade mineralógica dos sedimentos.

Quanto às análises sedimentológicas, excetuando-se a determinação da mineralogia dos leves, as amostras foram tratadas segundo os domínios geomorfológicos e foi dada prioridade à caracterização dos sedimentos eólicos, que tiveram as amostras coletadas nos domínios 3 (dunas com morfologia nítida), 4 (dunas com morfologia tênue e nítida), 5 (dunas dissipadas) e nas regiões planas, de cotas mais baixas, representadas pelos lençóis de areia do domínio 2. A figura 4 fornece a localização das amostras.

8.1. Análise granulométrica

Os resultados de análises granulométricas foram tratados estatisticamente usando-se os parâmetros granulométricos de Folk & Ward (1957), porcentagens das classes granulométricas (grânulos, areia, silte e argila), classificação textural de Shepard (1954) e número de classes texturais, conforme a escala de Wentworth (1922).

8.1.1. Apresentação dos resultados

O Anexo 2 sintetiza as análises granulométricas realizadas e as figuras 19 a 22 apresentam simplificada os valores médios resultantes das análises de frequência na distribuição total para os domínios 2, 3, 4 e 5 respectivamente.

No domínio geomorfológico 2- predominam as areias finas (89%), moderada (43%) a pobremente selecionadas (39%). Quanto à assimetria, 39% das amostras apresentam-se aproximadamente simétricas e 38% com assimetrias positivas. A curtose varia predominantemente entre leptocúrtica (39%) a muito leptocúrtica (37%) (figura 19).

O domínio geomorfológico 3 - apresenta-se com areias finas (82%) a médias (18%), moderadamente selecionadas (58%) a bem selecionadas (34%), com predomínio de distribuições aproximadamente simétricas (84%), e curtoses mesocúrticas (54%) a leptocúrticas (44%) (figura 20).

O domínio geomorfológico 4- é constituído essencialmente de areias finas (71%) e médias (29%), moderadamente selecionadas (57%) a bem selecionadas (41%), com predomínio de distribuições aproximadamente simétricas (82%), com certa dispersão para assimetria positiva (15%), mesocúrticas (58%) e leptocúrticas (34%) (figura 21).

O domínio geomorfológico 5- apresenta-se composto essencialmente por areias finas (95%) a muito finas (5%), bem selecionadas (63%) a moderadamente selecionadas (32%), aproximadamente simétricas (68%) a assimétricas positivas (21%), leptocúrticas (58%) a mesocúrticas (42%) (figura 22).

8.1.2. Comparação entre os resultados e principais conclusões

Para uma visualização ampla dos parâmetros granulométricos de diâmetro médio, desvio padrão e assimetria na área de estudo, independente do agrupamento das amostras nos domínios geomorfológicos, as figuras 23, 24 e 25 apresentam mapas da variação geral das medidas.

Figura 19 - ANÁLISE DE FREQUÊNCIA DO DOMÍNIO 2
(77 AMOSTRAS)

DIÂMETRO MÉDIO

■ AREIA MÉDIA ■ AREIA FINA ■ AREIA MUITO FINA ■ SILTE+ARGILA

SELEÇÃO GRANULOMÉTRICA

■ BEM SELECIONADA ■ MODERADAMENTE SELECIONADA
■ POBREMENTE SELECIONADA ■ MUITO POBREMENTE SELECIONADA

ASSIMETRIA

■ APROX. SIMÉTRICA ■ ASSIM. POSITIVA ■ ASSIM. MUITO POSITIVA

CURTOSE

■ PLATICURTICA ■ MESOCURTICA
■ LEPTOCURTICA ■ MUITO LEPTOCURTICA
■ EXTREM. LEPTOCURTICA

FIGURA 20 - ANÁLISE DE FREQUÊNCIA DO DOMÍNIO 3
(45 AMOSTRAS)

FIGURA 21 - ANÁLISE DE FREQUÊNCIA DO DOMÍNIO 4
(113 AMOSTRAS)

FIGURA 22 -ANÁLISE DE FREQUÊNCIA DO DOMÍNIO 5
(22 AMOSTRAS)

Figura 23 - Mapa de isovalores do parâmetro granulométrico diâmetro médio:
1- areia média; 2- areia fina; 3- areia muito fina

Figura 24- Mapa de isovalores do desvio padrão gráfico de Folk & Ward (1957);
1-muito bem selecionado; 2- bem selecionado; 3- moderadamente selecionado;
4- pobremente selecionado.

Figura 25- Mapa de isovalores da assimetria gráfica de Folk & Ward (1957);
1- aproximadamente simétrica; 2- assimetria positiva; 3- assimetria muito positiva

Também são apresentadas as variações de diâmetro médio e desvio padrão dos sedimentos, ao longo dos rios São Francisco (Figura 26) e Icatu (figura 27) e nas estradas Barra- Brejo da Cabeceira (figura 28), brejos Umburana-Saquinho (figura 29) e Zacarias-Dois Irmãos (figura 30). Nos mapas e gráficos nota-se que as maiores mudanças das variáveis analisadas coincidem com os limites mapeados dos domínios geomorfológicos.

De modo geral, os sedimentos estudados apresentam pouca variação de granulometria e de grau de selecionamento, fato que sugere homogeneidade no processo sedimentar. Quando se comparam aos resultados obtidos nas análises de frequência de cada um dos diferentes domínios, verificam-se certas semelhanças e diferenças de distribuições granulométricas entre eles (figura 31), conforme segue.

Diâmetro médio- os domínios 2 e 5 apresentam valores próximos, mostrando certa tendência para maiores porcentagens de areia fina ou muito fina nestes dois domínios. Os domínios 3 e 4 também exibem valores semelhantes entre si com predominância de areias médias e finas. Esta diferença de granulometria entre os domínios 2 e 5 versus 3 e 4 pode ser observada no mapa da variação do diâmetro médio e nos perfis das figuras 26, 27 e 28

Desvio padrão- as amostras do domínio 2 são pobremente selecionadas, enquanto que os demais domínios apresentam-se moderadamente a bem selecionadas. A área como um todo apresenta, tendência a aumento do grau de seleção de leste para oeste, do rio São Francisco rumo à serra do Estreito.

Assimetria e curtose- Todos os domínios apresentam curvas de distribuição granulométrica aproximadamente simétrica, sendo que os domínios 3 e 4, apresentam maior tendência para curvas aproximadamente simétricas que os domínios 2 e 5, os quais exibem maiores tendência para assimetrias positivas e muito positivas, refletindo as maiores porcentagens de areia fina, muito fina ou de frações siltico-argilosas. Quanto ao grau de agudez dos picos as curtoses, variaram entre leptocúrticas e mesocúrticas, com exceção do domínio 2 em que ela se apresentou muito leptocúrtica.

No geral, os sedimentos eólicos do médio rio São Francisco apresentam poucas variações dos parâmetros granulométricos, definidos segundo Folk & Ward (1957). Nos domínios geomorfológicos 2 e 5, predominam areias finas e muito finas sendo praticamente ausente as

VARIAÇÃO SW-NE DE MEDIDAS GRANULOMÉTRICAS

Figura 26 - Variação dos parâmetros granulométricos diâmetro médio e desvio padrão e distância de SW-NE da área ao longo do rio São Francisco. O ponto 24Km corresponde ao limite entre os domínios 2 e 3.

VARIAÇÃO SE-NW DE MEDIDAS GRANULOMÉTRICAS

Figura 27 - Variação dos parâmetros granulométricos diâmetro médio e desvio padrão e distância de SE-NW da área ao longo do rio Icatu. O ponto 15Km corresponde ao limite entre os domínios 3 e 4.

VARIAÇÃO SE-NW DE MEDIDAS GRANULOMÉTRICAS

Figura 28 - Variação dos parâmetros granulométricos diâmetro médio e desvio padrão e distância de SE-NW da área ao longo da estrada Barra-Brejo da Cabeceira. O ponto 34,7Km corresponde ao limite entre os domínios 2 e 4.

Figura 29 - Variação dos parâmetros granulométricos diâmetro médio e desvio padrão e distância de S-N da área ao longo da estrada entre os Brejos Uburana-Saquinho, no domínio 5.

Figura 30 - Variação dos parâmetros granulométricos diâmetro médio e desvio padrão e distância de E-W da área ao longo da estrada entre os Brejos Zacarias-Dois Irmãos, no domínio 4.

Figura 31 - Comparação dos valores médios dos parâmetros granulométricos de Folk & Ward (1957) nos diferentes domínios geomorfológicos. Nota-se a predominância de areias finas nos domínios 2 e 5; melhor grau de selecionamento nos domínios 3,4,5; curvas de distribuição granulométrica aproximadamente simétricas com tendência assimetrias positivas nos domínios 2 e 5; predominam as curtoses leptocúrticas e mesocúrticas

areias médias, enquanto que os domínios 3 e 4 são caracterizados por areias finas e médias. Esta diferença de granulometria pode ser atribuída à contribuição de diferentes fontes.

As amostras do domínio geomorfológico 2 e 3 apresentam menor grau de seleção que as dos domínios 4 e 5. Este fato é compatível com os dados obtidos para os paleoventos, que sugeriram transporte das areias de SE para NW e de E para W. O retrabalhamento contínuo das areias neste sentido tenderia assim a aumentar o grau de seleção granulométrica.

8. 2. Análise morfoscópica - Apresentação dos resultados

Os resultados da análise morfoscópica são apresentados na forma de tabelas e gráficos, de acordo com os diferentes domínios geomorfológicos. As tabelas 4 a 7 correspondem aos resultados dos domínios 2, 3, 4 e 5, respectivamente. A localização das amostras é vista na figura 4.

Amostra	Esfericidade (%)			Arredondamento (%)			Textura Superficial(%)	
	Baixa até 0.5	Média 0.5 a 0.8	Alta > 0.8	Anguloso até 0.30	Sang/Sar 0.40 -0.50	Arredon. > 0.60	Fosca	Polida
Domínio 2								
<i>I</i>	14	63	23	22	67	11	16	84
<i>I3</i>	7	71	22	24	60	16	16	84
<i>22</i>	6	77	17	27	64	9	23	77
B-1	16	44	40	11	62	27	56	44
TLB-5	13	54	33	5	70	25	75	25
B-47	13	62	25	19	72	9	32	68
B-51	17	50	33	11	78	11	52	48
B-68	17	39	44	9	60	31	64	36

Tabela 4-Graus de esfericidade (Krumbein & Sloss, 1963), de arredondamento (Powers, 1953) e de textura superficial em grãos de quartzo de amostras do Domínio 2. Os resultados para as amostras em *itálico* foram obtidas por Barreto (1993). Observa-se o predomínio de grãos com esfericidades médias a altas, subangulosos a subarredondados e com textura superficial polida.

Amostra	Esfericidade (%)			Arredondamento (%)			Textura Superficial(%)	
Domínio 3	Baixa até 0.5	Média 0.5 a 0.8	Alta > 0.8	Anguloso até 0.30	Sang/Sar 0.40 -0.50	Arredon > 0.60	Fosca	Polida
<i>139</i>	1	58	41	5	49	46	44	56
<i>122</i>	5	67	28	14	49	37	20	80
<i>127</i>	6	57	37	8	44	48	58	42
<i>140</i>	6	62	32	7	56	37	25	75
<i>13</i>	5	69	26	<i>11</i>	67	22	25	75
B-64	12	57	31	6	82	12	43	57
B-65	16	58	26	14	70	16	62	38
TLS-3	4	57	39	3	69	28	57	43
TLS-10	3	75	22	10	77	13	23	77
S-7	4	69	27	7	73	20	58	42
TLS-13	4	75	21	6	65	29	47	53
TLS-14	5	65	30	12	69	19	66	34
I-5	3	64	33	5	70	25	63	37
I-9	12	65	23	4	73	23	70	30
I-68	7	71	22	1	69	30	50	50

Tabela 5-Graus de esfericidade (Krumbein & Sloss, 1963), de arredondamento (Powers, 1953) e de textura superficial em grãos de quartzo em amostras do Domínio 3. Os resultados das amostras em itálico foram obtidas por Barreto (1993). Observa-se o predomínio de grãos com esfericidade média a alta, subangulosos/subarredondados a arredondados e sem predomínio de textura superficial fosca ou polida.

Amostra	Esfericidade (%)			Arredondamento (%)			Text.Superficial(%)	
Domínio 4	Baixa até 0.5	Média 0.5 a 0.8	Alta > 0.8	Anguloso até 0.30	Sang/Sar 0.40 -0.50	Arredon > 0.60	Fosca	Polida
<i>48</i>	10	51	39	6	50	44	74	26
<i>52</i>	8	54	38	14	49	37	73	27
<i>66</i>	10	59	31	9	49	42	87	13
<i>81</i>	3	65	32	3	25	72	89	11
<i>92</i>	7	55	38	3	48	49	84	16
<i>94</i>	14	58	28	4	49	47	84	16
<i>99</i>	13	67	20	1	39	60	87	13
<i>105</i>	2	69	29	1	46	53	88	12
<i>119</i>	3	68	29	3	52	45	84	16
TLB-7	15	59	26	-	68	32	70	30
TLB-8	12	56	32	-	75	25	76	24

Amostra	Esfericidade (%)			Arredondamento (%)			Text.Superficial(%)	
Domínio 4	Baixa até 0.5	Média 0.5 a 0.8	Alta > 0.8	Anguloso até 0.30	Sang/Sar 0.40 -0.50	Arredon > 0.60	Fosca	Polida
TLP-17	3	60	37	1	70	29	81	19
P-7	2	60	38	-	72	28	86	14
I-21	17	70	13	5	77	18	76	24
TL-SAQ	4	43	53	3	66	31	73	27
TLI-17	5	74	21	1	67	32	75	25
TLI-18	6	79	15	1	66	33	58	42
TLI-20	8	73	19	3	60	37	67	33
I-68	7	71	22	1	69	30	50	50

Tabela 6 Graus de esfericidade (Krumbein & Sloss, 1963), de arredondamento (Powers, 1953) e de textura superficial em grãos de quartzo em amostras do Domínio 4. Os resultados das amostras amostras em *itálico* foram obtidas por Barreto (1993). Observa-se o predomínio de grãos com esfericidade média a alta, subangulosos/subarredondados a arredondados e com predomínio de textura superficial fosca.

Amostra	Esfericidade (%)			Arredondamento(%)			Text.Superficial(%)	
Domínio 5	Baixa até 0.5	Média 0.5 a 0.8	Alta > 0.8	Anguloso até 0.30	Sang/Sar 0.40 -0.50	Arredon > 0.60	Fosca	Polida
TLI-8	6	83	11	1	65	34	86	14
I-36	7	71	22	2	65	33	79	21
I-42	12	68	20	1	61	38	78	22
TLI-14	14	71	15	1	75	24	76	24
I-46	8	74	18	1	60	39	80	20

Tabela 7- Graus de esfericidade (Krumbein & Sloss, 1963), de arredondamento (Powers, 1953) e de textura superficial em grãos de quartzo em amostras do Domínio 5. predominam os grãos com esfericidade média, subangulosos/subarredondados e com textura superficial fosca.

Esfericidade- Os graus de esfericidade dos grãos de quartzo revelaram que existe homogeneidade nos sedimentos em relação a todos os domínios geomorfológicos, predominando os valores de esfericidade médias. As esfericidades altas atingiram, em média, cerca de 30% dos grãos.

Arredondamento- Os graus de arredondamento, em grãos de quartzo variaram entre subangulosos/subarredondados e arredondados, notando-se aumento na porcentagem dos grãos arredondados nas amostras dos domínios 3, 4 e 5 em relação ao domínio 2.

Textura superficial- As amostras dos domínios geomorfológicos 2 e 3 apresentam-se em média com predominância em 55% de grãos polidos e 45% foscos. O domínio 4 apresenta-se com 76% de grãos foscos e 24%, polidos, enquanto que no domínio 5, os grãos encontram-se, em média 80% foscos e 20% polidos.

8.2.1. Discussão e principais conclusões

As figuras 32 a 35 representam as variações dos graus de arredondamento e de texturas superficiais na área de estudo de SE para NW e de E para W. Na figura 32, a distância 0 km representa o ponto de confluência do rio Icatu com o São Francisco, observando-se uma diminuição percentual dos grãos angulosos e tendência a pequeno aumento percentual de grãos arredondados de SE para NW, ou seja, da margem leste do *mar de areia* para a oeste. Este perfil seccionou os domínios 3, 4 e 5. A figura 33, apresenta as variações da textura superficial ao longo do mesmo perfil, onde se verifica no mesmo rumo o aumento percentual de grãos com textura superficial fosca, mais típica de transporte eólico, em detrimento dos grãos com textura polida, mais típica de ambiente fluvial. As tendências de incremento do arredondamento do domínio 3 para 5, bem como do aumento de frequência dos grãos foscos no mesmo sentido, poderiam indicar retrabalhamentos sucessivos neste rumo.

As figuras 34 e 35, exibem respectivamente os resultados das variações dos graus de arredondamento e de texturas superficiais dos grãos de quartzo ao longo da área, no sentido E-W, ao longo dos brejos Zacarias e Dois Irmãos, dentro do domínio 4. Na figura 34, observa-se tendência à pequena diminuição percentual de grãos angulosos, maior variabilidade entre as porcentagens de grãos subangulosos/subarredondados e certa tendência para o aumento da quantidade relativa de grãos arredondados para oeste. Enquanto isto, na figura 35 nota-se grande porcentagem de grãos com textura superficial fosca e pequena variabilidade ao longo do perfil. As tendências às modificações dos graus de arredondamento e de texturas superficiais não ficaram muito destacadas, nestas duas últimas figuras, provavelmente porque todas as amostras são originárias apenas do domínio geomorfológico 4.

As figuras 36 e 37 representam as variações dos graus de arredondamento médios e das texturas superficiais nos diferentes domínios geomorfológicos. Quanto ao grau de

Figura 32 - Variações dos graus de arredondamento em grãos de quartzo, de SE-NW ao longo do perfil paralelo ao rio Icatu, de sua foz para a nascente, verificando-se uma tendência de incremento dos graus de arredondamento. O ponto 12km corresponde ao limite entre os domínios 3 e 4

Figura 33 - Variações das texturas superficiais em grãos de quartzo de SW-NW ao longo do perfil paralelo ao rio Icatu, da sua foz para a nascente, notando-se uma tendência de incremento da frequência de partículas foscas. O ponto 12km corresponde ao limite entre os domínios 3 e 4

Figura 34 - Variações dos graus de arredondamento em grãos de quartzo, de E-W ao longo da estrada entre os brejos Zacarias-Dois Irmãos, verificando-se pequena diminuição percentual de grãos angulosos, certa variabilidade entre as porcentagens de grãos subangulosos/subarredondados e tendência para o aumento de grãos arredondados para oeste. Domínio 4

Figura 35 - Variações das texturas superficiais em grãos de quartzo, de E-W ao longo da estrada entre os brejos Zacarias-Dois Irmãos, notando-se a grande porcentagem de grãos com textura superficial fosca e pequena variabilidade ao longo do perfil. Domínio 4

Figura 36 - Variações dos graus de arredondamento em grãos de quartzo, nos domínios geomorfológicos, nota-se a diminuição dos grãos angulosos e aumento progressivo de grãos arredondados do domínio 2 para o 5, permanecendo alta e constante a proporção de grãos subangulosos/subarredondados.

Figura 37 - Variações da textura superficial em grãos de quartzo nos domínios geomorfológicas observando -se aumento dos grãos com textura superficial fosca do domínio 2 para 5.

arredondamento, as principais diferenças observadas entre os domínios são: diminuição da frequência dos grãos angulosos do domínio 2 para o 5 permanecendo alta e mais ou menos constante a proporção dos grãos subarredondados a subangulosos. Para as texturas superficiais (figura 37), nota-se uma diminuição dos grãos com textura superficial polida para o interior do *mar de areia* e conseqüente aumento dos que apresentam textura superficial fosca.

Os altos valores dos graus de arredondamento indicam que as areias apresentam-se com média a alta maturidade textural e juntamente com os dados da textura superficial, indicam que a seqüência de retrabalhamentos sucessivos das areias também está de acordo com sentidos dos paleoventos (SE-NW e E-W).

Os dados de arredondamento e textura superficial parecem ser indicativos de que o incremento dos graus de retrabalhamento na área processa-se de SE-NW ou E-W, permitindo supor que a principal área fonte fornecedora de areia para a construção das dunas foi a planície do São Francisco.

8.3. Análises mineralógicas

8.3.1. Minerais leves

Os estudos dos minerais leves, especialmente de quartzo e feldspato, visaram à caracterização da natureza da área-fonte e da maturidade mineralógica dos sedimentos.

A maturidade mineralógica, no caso de minerais leves, é obtida pela relação quartzo/feldspato (Q/F). As variações dos teores de feldspato podem fornecer indicações sobre o grau de maturidade do sedimento, em virtude da baixa estabilidade deste mineral em condições supérgenas. A abundância de feldspato pode indicar que os intervalos de tempo de transporte e sedimentação foram suficientemente rápidos para permitir sua preservação ou ainda, que o clima na área-fonte e no sítio deposicional era seco. Só a sua ausência, porém, não indica a maturidade de um sedimento, uma vez que ele já poderia estar ausente na área-fonte. A caracterização da área-fonte pode ser feita também através da análise dos tipos de quartzo presentes na amostra ou pelos graus de esfiricidade deste mineral. Folk (1974) classifica e fornece as características dos vários tipos de grãos de quartzo.

8.3.1.1. Apresentação dos resultados e conclusões

Os resultados de teores de quartzo e feldspato para 51 amostras analisadas encontram-se na tabela 8, e os resultados de tipos de grãos de quartzo na tabela 9.

Amostra	Quartzo	Feldspato	Amostra	Quartzo	Feldspato	Amostra	Quartzo	Feldspato
<i>1</i>	97	3	<i>127</i>	97	3	B-68	99	1
<i>13</i>	99	1	<i>138</i>	98	2	TLS-3	98	2
<i>22</i>	95	5	<i>139</i>	98	2	S-4	95	5
<i>48</i>	98	2	<i>140</i>	98	2	TLS-10	96	4
<i>52</i>	97	3	<i>143</i>	98	2	S-7	95	5
<i>66</i>	99	1	TLP-17	100	-	TLS-13	95	5
<i>70</i>	98	2	P-6	99	1	I-5	98	2
<i>TLP-10</i>	99	1	P-7	100	-	I-9	100	-
<i>92</i>	100	-	TLB-5	99	-	TLI-21-1,5	100	-
I-68	100	-	TLB-7	98	2	TLI-8	99	1
<i>94</i>	100	-	TLB-8	100	-	I-36	98	2
<i>99</i>	100	-	B-47	99	1	I-42	95	5
<i>105</i>	99	1	B-51	100	-	TLI-14	100	-
<i>119</i>	98	2	B-64	100	-	I-46	100	-
<i>122</i>	97	3	B-65	100	-	TLI-17	100	-
I-61	99	-	B-1	98	2	TLI-19	100	-
TL-SAQ	96	4	TLI-20	100	-	I-66	100	-

Tabela 8 valores percentuais de quartzo e feldspato. As amostras em itálico foram analisadas por Barreto (1993). Verifica-se alta relação Q/F e ausência de feldspato em grande número de amostras.

AM	Extinção (%)			Natureza dos grãos (%)			Vacúolos e micrólitos (%)		
	Homog	Ondulante		Simples	Composto		Sem	Poucos	muitos
		Fraca a Moderada	Forte		met recristaliz	met alongado			
1	22	66	12	97	3	-	3	52	45
13	42	42	12	94	6	-	3	76	21
22	35	52	13	96	3	1	3	85	12
48	54	33	13	94	6	-	7	59	34
52	51	39	10	97	3	-	7	60	33
66	23	55	22	94	6	-	4	63	33
70	33	50	17	98	2	-	3	66	31
TLP-10	26	44	30	93	7	-	3	69	28
92	35	53	12	98	2	-	7	61	32
94	55	33	12	96	4	-	10	65	25
99	16	54	30	94	6	-	8	67	25
105	55	43	2	99	1	-	9	68	23
119	57	40	3	98	2	-	8	71	21
122	38	54	8	95	5	-	7	73	20
127	39	53	8	96	4	-	5	67	28
138	60	31	9	91	8	1	10	74	16
139	63	30	7	94	6	-	10	66	24
140	77	20	3	98	2	-	7	71	22
143	61	34	5	99	1	-	12	63	65
B-1	52	36	12	97	3	-	13	64	23
TLB-7	42	38	20	93	7	-	11	63	26
TLB-8	42	50	8	96	4	-	1	66	33
B-65	50	35	15	96	4	-	15	65	20
I-5	50	37	13	93	7	-	7	60	33
I-36	53	34	13	96	4	-	10	72	18
TL-SAQ	54	33	13	93	7	-	19	68	13
TLI-17	45	35	20	90	10	-	-	36	64
I-68	46	35	19	92	8	-	4	66	30
P-7	34	41	25	98	2	-	12	69	19
TLS-3	56	40	4	97	3	-	10	68	22
S-7	56	33	11	96	4	-	15	71	14

Tabela 9- Tipos de extinção, natureza, vacúolos e micrólitos em grãos de quartzo (Folk, 1974). Nota-se a predominância da extinção homogênea a fraca ou moderadamente ondulante, grãos simples e com poucos a muitos vacúolos.

Todas as amostras analisadas apresentam alta relação Q/F (quartzo/feldspato), com valores superiores a 94% de quartzo. Os feldspatos são das variedades microclínio e plagioclásio, geralmente bastante alterados. 39% das amostras analisadas não contêm feldspato algum e a figura 38 apresenta os valores médios da relação Q/F para os diferentes domínios geomorfológicos onde nota-se os baixos valores médios principalmente nos domínios 4 e 5.

Estes resultados podem ser interpretados como ausência ou escassez de feldspato na área-fonte ou como alto grau de maturidade mineralógica para as areias estudadas; neste caso, elas poderiam ser produto de retrabalhamento por vários ciclos sedimentares sucessivos. Uma composição mineralógica com esta maturidade geralmente é produto de regiões de clima quente em área de relevo pouco acidentado (Suguio, 1973).

Embora altas relações Q/F, em sedimentos possam ser associadas à escassez do feldspato na área-fonte, nesse caso, considerando-se também os altos valores dos graus de arredondamento e de seleção das areias, todas as características parecem ser indicativos de alta maturidade para as areias aqui estudadas.

Em relação aos tipos de grãos de quartzo, em 64% das amostras predominam grãos de quartzo com extinção homogênea enquanto que no restante predominam grãos com extinção fraca a moderadamente ondulante (figura 39). Quanto à natureza dos grãos, são essencialmente simples, tendo sido encontrados poucos grãos compostos (máximo de 10%), dentre os quais, apenas 2% eram derivados de rochas metamórficas recristalizadas alongadas. Os vacúolos e micrólitos estão sempre presentes, predominando os grãos com poucas inclusões (1-10 inclusões). Essas características dos grãos de quartzo sugerem a proveniência de rochas-matrizes ígneas ou metamórficas de baixo grau.

8.3.2. Minerais pesados

Os minerais pesados são normalmente definidos como aqueles que possuem peso específico superior ao do quartzo ($2,65\text{g/cm}^3$), que é o mineral mais comum nas areias. Em geral, são divididos em cinco grupos (Suguio, 1980): opacos, micáceos, ultraestáveis (zircão, turmalina e rutilo), semiestáveis (apatita, cianita, sillimanita, andaluzita e estauroлита) e instáveis (olivina, piroxênio, hornblenda, granada e epidoto).

RELAÇÃO QUARTZO/FELDSPATO

Figura 38 - Variações das relações Q/F médias analisadas nas amostras de areia provenientes dos domínios geomorfológicos. Os altos valores de Q/F corroboram com os dados de graus de arredondamento mas é possível também que os teores de feldspato já fossem baixos nas rochas -matrizes

a) VACÚOLOS E MICRÓLITOS EM GRÃOS DE QUARTZO

b) EXTINÇÃO EM GRÃOS DE QUARTZO

c) NATUREZA DOS GRÃOS DE QUARTZO

Figura 39 - Variações de freqüências dos diferentes tipos de grãos de quartzo classificados segundo vacúolos e micrólitos, tipos de extinção e as naturezas simples ou composta. Verifica-se que, em média para as 31 amostras analisadas, os grãos de quartzo predominantes são simples, com poucos vacúolos, grãos simples e extinção homogênea e fraca a moderadamente ondulante.

Os minerais pesados ocorrem comumente como acessórios, formando, em média, 0,1 a 5% da fração terrígena dos sedimentos. Apesar de presentes sempre em pequenas quantidades, são de grande importância nos estudos relacionados à proveniência, transporte, erosão, intemperismo e correlação paleogeográfica, principalmente em arenitos maduros, nos quais faltam fragmentos de rochas e grãos minerais leves diagnósticos de proveniência. Suguio (1980), baseado em Hubert (1971) e Pettijohn (1975), apresenta a relação entre tipos de minerais pesados e a litologia da área-fonte.

Folk (1974) considera o conteúdo em minerais pesados como função de cinco variáveis: litologia da área-fonte, estabilidade diferencial dos minerais submetidos ao intemperismo, durabilidade diferencial ou resistência física dos minerais submetidos a processos contínuos de abrasão, comportamento hidráulico do mineral associado a tamanho, forma e ao peso específico dos grãos e fatores pós-deposicionais relacionados aos processos diagenéticos.

8.3.2.1. Apresentação dos resultados

A tabela 10 apresenta as variações percentuais dos minerais pesados magnéticos e não magnéticos em relação a amostra total e o anexo 3 contém as frequências percentuais, os índices de ZTR e as classificações de maturidade mineralógica baseadas nos minerais pesados transparentes não micáceos, encontrados nas duas frações analisadas. O índice de ZTR (zircão+turmalina+rutilo) representa a somatória das porcentagens destes minerais nas amostras analisadas. O grau de maturidade foi obtido através da subdivisão das frequências nos seguintes intervalos, modificados de Coimbra (1976):

0 - 9 % muito imaturo	40-59% submaturo (SUBM)	90-100% supermaturo(SUPM)
10-39 % imaturo (IMAT)	60 - 89 % maturo (MAT)	

A tabela 11 fornece os resultados das frequências percentuais totais dos minerais pesados transparentes não micáceos. A frequência média corresponde à média aritmética das frequências de um determinado mineral em todas as amostras. A frequência de ocorrência é a presença de um determinado mineral no conjunto de amostras e a frequência de classe está baseada na tabela de classificação de Coutinho & Coimbra (1974), onde o mineral é considerado como superabundante quando ocorre com frequência superior a 50%, abundante entre 10 e 50%, comum entre 2 e 10% e, raro entre 0 e 2%.

Amostra	% de minerais pesados	Amostra	% de minerais pesados	Amostra	% de minerais pesados
13	0.081	TLP-10	0.176	122	0.172
22	0.126	92	0.173	127	0.203
48	0.063	94	0.297	139	0.540
52	0.153	99	0.560	140	0.738
66	0.147	105	0.168	119	0.335
B-1	0.053	I-46	0.061	TLI-18	0.078
TLB-5	0.051	ICA-5	0.051	TLI-20	0.055
TLB-7	0.061	I-9	0.104	TLP-17	0.042
TLB-8	0.132	TLI21-1,5	0.131	P-7	0.033
B-47	0.064	TLI-8	0.135	TLS-10	0.012
B-51	0.078	I-36	0.138	S-7	0.087
B-64	0.089	I-42	0.139	TLS-3	0.049
B-65	0.024	TLI-14	0.19	TLS-13	0.077
B-68	0.029	I-46	0.061	TLSAQ	0.244
I-68	0.05	TLI-17	0.030	P-70	0.226

Tabela 10 Porcentagem minerais pesados magnéticos e não magnéticos em relação a amostra total. Observam-se valores percentuais muito baixos (inferiores a 0,8%). Localização das amostras na figura 4.

MINERAIS	FREQ. MÉDIA	FREQ. DE OCORRÊNCIA	FREQUÊNCIA DE CLASSE (*)			
			Super abund	Abundante	Comum	Raro
ZIRCÃO G	37.89	100	17.86	82.14	-	-
F	66.04	100	82.14	17.86	-	-
TURMAL G	31.18	100	-	100	-	-
F	13.32	100	-	60.71	35.71	3.57
RUTILO G	3.57	100	-	-	78.57	21.43
F	4.32	100	-	-	85.71	14.29
CIANITA G	9.29	100	-	35.71	57.14	7.14
F	4.96	100	-	-	85.71	14.29
ESTAURO G	14.50	100	-	57.14	42.86	-
F	9.75	100	-	28.57	71.43	-
EPÍDOTO G	2.54	50	-	3.57	21.43	75
F	0.93	42.86	-	-	7.14	92.86
ANFIBOL G	1	42.86	-	-	21.43	78.57
F	0.71	32.14	-	-	7.14	92.86

Tabela 11 análise de frequência dos minerais pesados transparentes não micáceos nas duas frações analisadas. (*) Coutinho e Coimbra (1974)

Os minerais pesados transparentes e não-micáceos encontrados foram a seguir descritos:

Zircão- Ocorrem nas variedades incolor, rósea, amarela e castanha. As formas dos grãos são alongadas ou irregulares, ambas com bordas arredondadas, e menos freqüentemente euedrais, sendo comum, na mesma fração analisada, variedade de cor e presença de grãos euedrais e arredondados.

Turmalina- Predominam os grãos com forte pleocroísmo de castanho claro a escuro, embora também ocorram as variedades incolor (acroíta), verde (elbaíta) e azul (indicolita), sendo estas duas últimas, apesar de raras, encontradas em cerca de 60% das amostras analisadas. Os grãos são alongados com bordas arredondadas, irregulares ou arredondados, ocorrendo secundariamente grãos prismáticos e angulosos. É comum a presença de inclusões e grãos com crescimento secundário, às vezes, já arredondados.

Rutilo- Aparece com coloração vermelha, predominando a forma alongada com bordas arredondadas, sendo poucos os irregulares com bordas angulosas ou subangulosas.

Cianita- Ocorre como grãos incolores, prismáticos e subangulosos, sendo também encontrados grãos irregulares e arredondados comumente. Algumas vezes apresentam inclusões carbonosas e superfícies de dissolução.

Estaurolita- Apresenta, em geral, forte pleocroísmo e as suas cores variam entre amarela clara, alaranjada, castanha e, raramente, as incolores. Os grãos têm formas irregulares, normalmente subangulosas ou arredondadas, com raros cristais euedrais. Apresentam muitas vezes feições de dissolução bem desenvolvida.

Epídoto- É mais comum a variedade incolor (zoisita ou clinozoisita) ou amarelo-esverdeada (pistachita), sendo comuns os prismáticos e alongados com bordas arredondadas, exibindo freqüentemente superfície de dissolução bem desenvolvida.

Anfibólio- Ocorre nas variedades tremolita (incolor) e hornblenda (verde escuro a pardo). Os grãos são principalmente de forma irregular e arredondada, sendo poucos os alongados. São comuns superfícies de dissolução e inclusões.

Minerais-traço- granada, andaluzita, dumortierita, monazita e sillimanita.

Os minerais com maiores freqüências médias nas duas frações analisadas são, em ordem decrescente, zircão, turmalina, estaurolita, cianita, rutilo, epídoto e anfibólios.

Em todas as amostras ocorrem zircão, turmalina, rutilo, estaurolita e cianita. O zircão apresenta-se sempre como mineral superabundante ou abundante. A turmalina chega a ser abundante, na fração grossa, em todas as amostras, e na fração fina é abundante na maioria. A estaurolita, na fração grossa, é abundante na maioria das amostras; já na fração fina, passa a ser comum na maioria. A cianita é comum nas duas frações na maioria das amostras. Os valores das porcentagens médias da assembléia dos minerais pesados transparentes não-micáceos nos domínios geomorfológicos estão mostrados na figura 40.

Dentre as amostras analisadas, para a fração grossa, 54% foram classificadas como maduras, 40% como submaduras e 5% como imaturas. Na fração fina 85% das amostras analisadas foram classificadas como maduras e 15% como supermaduras.

8.3.2.2. Discussão e conclusões

As assembléias de minerais pesados apresentam-se com porcentagens muito baixas em relação a amostra total, alcançando porcentagem máxima de 0,7%, podendo ser classificadas como relativamente pouco diversificadas, constituídas predominantemente pelos ultraestáveis (zircão, turmalina e rutilo) e estáveis (estaurolita e cianita) e proporções bem menores dos instáveis (epídoto e anfibólio), o que indica alta maturidade mineralógica dos sedimentos eólicos

A análise realizada em duas frações granulométricas, para cada amostra, não evidenciou diferença qualitativa importante porém quantitativamente apresentou diferenças. Na figura 41 encontram-se representadas as porcentagens de minerais pesados metaestáveis e instáveis e na figura 42 os ultraestáveis, nas duas frações analisada por domínio geomorfológico. A figura 43 apresenta os valores médios obtidos para as duas frações, podendo-se fazer as seguintes considerações:

As maiores porcentagens de minerais pesados instáveis encontram-se no domínio 2, embora não ultrapassem 11%, enquanto que nos outros domínios os valores vão decrescendo até 0,2%.

Figura 40 - Porcentagem média dos minerais pesados transparentes não micáceos nos domínios geomorfológicos. Nota-se que as assembléias minerais são relativamente pobres, constituídas predominantemente de ultraestáveis (principalmente zircão e turmalina), metaestáveis (estauroлита e cianita) e proporções bem menores de instáveis (epídotos e anfibólios)

Figura 41 - Variações dos minerais pesados transparentes não micáceos metaestáveis e instáveis em relação as duas frações analisadas, nos domínios geomorfológicos, notando-se a grande diferença entre o número de minerais contados para cada fração.

Figura 42 - Variações dos índices de minerais ultraestáveis nos domínios geomorfológicos, notando-se a diferença entre o número de minerais contados para cada fração analisada.

Figura 43 - Variações das freqüências médias dos minerais pesados classificados segundo os seus graus de estabilidade, nos domínios geomorfológicos. Observa-se diminuição percentual dos instáveis e aumento dos ultraestáveis do domínio 2 para o 5.

Figura 44 - Assembléia de minerais pesados transparentes não micáceos em sedimentos atuais do rio São Francisco, notando-se de altas porcentagens de zircão, turmalina e estauroлита e semelhança com assembléia dos depósitos eólicos.

Os minerais metaestáveis apresentam variação de 28 a 12%, sendo que nos domínios 2 e 4 encontram-se os valores mais altos. Estes valores mais altos estão ligados ao aumento percentual de estaurolita.

Os altos índices dos ultraestáveis são encontrados em todas as amostras, permitindo classificá-las, na sua totalidade, como maduras a supermaturas, sendo que nas amostras dos domínios 4 e 5 são encontrados os maiores valores percentuais.

Embora se verifique a relativa escassez de variedades, as análises das assembléias de minerais pesados, revelaram a influência de rochas sedimentares e rochas metamórficas de baixo a médio grau na área fonte. O caráter metamórfico é identificado pela presença de altas porcentagens de estaurolita e cianita, minerais típicos de metamorfismo; pela presença de turmalinas arredondadas com crescimento secundário prismático subeudral e subarredondado, indicativas de rocha-matriz metassedimentar de metamorfismo fraco dentro da fácies xisto-verde (Giannini, 1993); e pelas frequências relativamente altas de turmalinas com inclusões, indicativas de recristalização metamórfica na rocha-matriz primária (Krynine, 1946).

Segundo Schobbenhaus *et al.* (1984), o metamorfismo sobre as rochas do Grupo Chapada Diamantina atingiu, no máximo, fácies xisto-verde, e sendo esta a unidade de mais extensa distribuição regional, provavelmente teve importância como rocha-matriz para os sedimentos estudados.

A importante presença de zircão e turmalina em todas as assembléias de minerais pesados pode ser atribuída a sua abundância nas rochas-fontes regionais como nos terrenos granítico-gnássico-migmatíticos do embasamento do Cráton de São Francisco. Quanto à grande quantidade de inclusões observada nas turmalinas, segundo Krynine (1946) pode ser indicio de recristalização metamórfica na fonte primária. As variedades de turmalina como a elbaíta e a indicolita, segundo Petthijohn (1957) podem indicar rocha-matriz pegmatítica e sugerir também esta contribuição para a área.

O epidoto e o anfibólio, que possuem rocha-matriz bastante diversificadas, são encontrados em baixas porcentagens provavelmente pela facilidade de destruição por processos intempéricos. E embora não ocorram grandes variações, nota-se maiores porcentagens dos instáveis junto ao rio São Francisco em amostras do domínio 3, correspondente a dunas de morfologia mais preservada.

A dumortierita, mineral raro em sedimentos, mesmo encontrado como traço em amostra (48), sugere contribuição dos metassedimentos do Grupo Santo Onofre, pois ocorre importante mineralização neste mineral, a montante da área estudada.

Barreto (1993) descreveu a assembléia mineralógica de amostras de sedimentos atuais do rio São Francisco, próximo a localidade de Queimadas. Os valores médios são apresentados na figura 44. As areias fluviais apresentam-se submaturas com predomínio de zircão, estaurolita e turmalina. Comparando-se a assembléia das dunas aqui estudada com a dos sedimentos atuais do rio observa-se semelhança qualitativa e diferença quantitativa, principalmente em relação aos teores de estáveis na assembléia do rio São Francisco que são mais altos que o das dunas. Esta discrepância poderia ser explicada por processos seletivos durante o transporte eólico.

A grande semelhança entre as assembléias de minerais pesados nos diferentes ambientes é sugestiva de que, embora possam ocorrer contribuições locais, o rio São Francisco e os seus afluentes tiveram papel mais importante no suprimento dos sedimentos formadores do *mar de areia* aqui estudado.

9. SONDAGENS ELÉTRICAS VERTICAIS (SEVs)

9.1. Trabalhos de campo

Na segunda etapa de campo, foram realizadas oito sondagens elétricas verticais (SEVs). Foi adotado como dispositivo de medição um quadripolo linear simétrico de Schlumberger, além de um resistivímetro PER-80 Proel, que foi operado pelo técnico sênior da SUDENE, Sr. Paulo de Melo da Cunha Pedrosa. A distância máxima (linha AB) de envio de corrente foi de 1.400m.

As SEV foram executadas ao longo do rio Icatu, nos brejos de São Gonçalo (perfis 1 e 2), Umburana (perfil 3) e Boa Vista (perfis 4, 7 e 8). Estes brejos são drenados pelos afluentes do rio Icatu que, por sua vez, é afluente do rio São Francisco. Os perfis 5 e 6 foram feitos em níveis topográficos mais altos. Este trabalho visou, na medida do possível, face a grande extensão da área e a grande escassez de informações de subsuperfície, obter dados representativos do comportamento elétrico/geológico das dunas. A figura 4 apresenta as localizações das sondagens. Na tabela 12 são apresentados os dados corrigidos das cadernetas de campo.

AB/2	SEV-2	SEV-3	SEV-4	SEV-5	SEV-6	SEV-7	SEV-8
10	360		500	1200	30450		270
15	261		520	1450	20000		340
20	150		530	1500	16500		385
30	92		550	1000	8900		400
40	51		575	715	7500		400
50	37		610	560	7800	250	350
70	26	240	575	435	8000	190	300
100	25	155	540	425	8000	108	118
150	29	84	425	360	6500	57	48
200	33	60	270	300	5000	32	35
300	45	51	110	200	2250	30	42
400		53	75	150	750		48
500		63		127	320	40	53
700		75			185	60	63

Tabela 12- Cadernetas de campo corrigidas. Resistividades aparentes em ohm.m

9.2. Análise qualitativa das medições

As SEVs 5e 6 foram realizadas em cotas mais elevadas de 680 e 600m respectivamente. A maior espessura das areias, associada a sua altíssima resistividade, impediram a captação da manifestação elétrica das seqüências mais profundas, não tendo sido atingido o embasamento cristalino.

As curvas de resistividade obtidas pelas SEVs 2, 3, 4, 7, e 8 foram interpretadas com o auxílio de um modelo analítico de simulação, desenvolvido por José Márcio Marinho, da UFCE. A partir deste modelo, deve-se entrar com os dados de uma seção geoeletrica para obter a respectiva curva de sondagem elétrica. A figura 45 exibe as curvas obtidas. Curvas teóricas foram ajustadas às curvas de campo, sendo os resultados desses ajustes exibidos no anexo 4. Deve ser enfatizado que, em face da ausência de informações sobre as resistividades verdadeiras, os valores adotados para este parâmetro são hipotéticos. Nessas condições, as espessuras fornecidas pelo modelo utilizado não são reais, constituindo uma dentre inúmeras soluções possíveis. Os ajustes permitem, não obstante, obter os parâmetros elétricos de Dar-Zarrouk, resistência transversal (espessura x transmissividade) e condutância longitudinal (espessura/resistividade), que são únicos e distinguem os horizontes eletricamente resistivos dos condutivos. Esses parâmetros são extremamente úteis na elaboração de mapas qualitativos, que não foram construídos devido ao pequeno número de sondagens.

O ajuste das curvas permitiu visualizar a existência de quatro horizontes elétricos principais, repousando sobre um substrato com maior resistividade. Esses horizontes e suas litologias prováveis são sumariados no quadro abaixo.

HORIZONTE ELÉTRICO	RESISTIVIDADE (OHM.M)	LITOLOGIA PROVÁVEL
1	$\approx 200 - 500$	recobrimento superficial
2	$\approx 10 - 20$	solo úmido (zona radicular)
3	$\approx 100 - 200$	areias secas
4	≈ 10	areias saturadas
5	≥ 100	cristalino ou sedimentos antigos

Figura 45 - Curvas de sondagem elétrica vertical

Na interpretação da seqüência de horizontes elétricos acima proposta, cabem algumas especulações sobre o horizonte 5, isto é, sobre o substrato de maior resistividade detectado na área. As rochas cristalinas mostram sempre resistividades altíssimas, geralmente superiores a 20.000 ohm.m. Em presença de recobrimentos sedimentares, um substrato cristalino traduz-se nas sondagens elétricas, portanto, por ramos ascendentes a 45°, em consequência do enorme contraste de resistividade entre o sedimento e as rochas cristalinas. No caso em pauta, o ajuste de curvas teóricas às curvas de campo revelou que os ramos terminais, em alguns casos, parecem ascender a ângulos menores, tendendo para resistividades bem inferiores às esperadas para rochas cristalinas. Em face do exposto, o significado do substrato de maior resistividade das dunas, na parte sul da área, admite duas alternativas de interpretação:

a) A tendência de ascensão mais suave do ramo terminal é sutil, podendo ser questionada, sobretudo, quando se considera que a precisão das medições, no final das curvas, deixa muito a desejar. Esta tendência, além disso, não se verifica nas SEVs 3 e 7, não sendo portanto generalizada. As dunas, estariam, assim, repousando sobre o embasamento cristalino ou sobre os calcários compactos do Grupo Bambuí (Formação Sete Lagoas), uma vez que este último tem resistividade da ordem de 15.000 ohm.m, sendo facilmente confundido com rochas cristalinas.

b) A ascensão mais suave do ramo terminal poderia ser verdadeira e, neste caso, denotaria a presença de um substrato rochoso de resistividade elétrica moderada. O substrato das areias dunares poderia ser representado por rochas sedimentares mais antigas, excluídos os calcários do Grupo Bambuí. Feitosa (1976) realizou medições elétricas e observações de campo na região de Lage do Batata/Morro do Chapéu/Seabra (Bahia) e mostrou que a base do Grupo Bambuí (Formação Bebedouro) abriga espessos pacotes de metassiltitos e metargilitos, apresentando condutividade elétrica ou resistividade moderadas. Verificou ademais, na mesma região, a ocorrência de possantes camadas de siltitos e argilitos, também condutivos ou moderadamente resistivos, no topo dos quartzitos Morro do Chapéu, individualizados pela CPRM (Compahia de Pesquisa de Recursos Minerais) em 1973, sob a designação de Formações Lençóis e designadas posteriormente de Formação Guaribas. Considerando-se a possibilidade de ocorrência de sedimentos dos grupo Bambuí e Chapada Diamantina na área em foco, na margem direita do São Francisco, parece lícito admitir sua provável continuidade para oeste, sob as aluviões. As areias dunares poderiam estar recobrimdo completamente metassiltitos e metargilitos das formações Bebedouro e/ou Lençóis, além de folhelhos da Formação Caboclo, que constituiriam o substrato

moderadamente resistivo vislumbrado nas sondagens elétricas. Esta interpretação também está coerente com observações de campo onde, a aproximadamente 30 km da SEV 3, encontrou-se afloramento de metargilito de coloração cinza-escuro, com laminação plano-paralela. Este metargilito ocorre associado a um veio de quartzo, que localmente havia sido explorado pela população para a retirada de cristais de quartzo.

Ambas as alternativas acima deixam prever a possibilidade da ocorrência do grupos Bambuí e/ou do Chapada Diamantina como embasamento das dunas. A ocorrência extensiva de afloramentos desses grupos na margem direita do rio e sua quase ausência na margem oposta sugerem a possibilidade de um importante falhamento NE-SW, coincidente com a calha do São Francisco e totalmente mascarado pelas aluviões. Esta hipótese encontra ainda respaldo no estilo tectônico do Grupo Chapada Diamantina, caracterizado por freqüentes contatos de falha com o Pré-Cambriano mais antigo, ao longo dos seus 350 km de extensão, desde a região de Brumado, no vale do rio das Contas, até as vizinhanças de Barra/Xique-Xique (Brito Neves, 1972; Nascimento, 1973; Santos Lima, 1980). Deste modo, esses sedimentos estariam também alojados a oeste do rio São Francisco, em gnaisses e migmatitos mais antigos, obedecendo ao estilo tectônico que lhe é característico. O recobrimento pelas dunas poderia ter sido decorrente de uma somatória de condições favoráveis, tais como, paleorrelevo rebaixado por falhamentos, clima árido ou semi-árido, sentido E-SE-NW predominante dos ventos, praias do rio como principal área-fonte e anteparo formado pela serra do Estreito.

9.3. Análise quantitativa das medições elétricas

Na interpretação de sondagens elétricas, a quantificação é um procedimento que requer sólido apoio de informações adicionais, especialmente dos perfis de poços e teor em sais das águas subterrâneas. Sem este apoio, a quantificação deve ser encarada com extrema cautela. No presente caso, considerando o grande interesse demonstrado na avaliação das espessuras das dunas, poder-se-ia admitir profundidades do substrato de maior resistividade não superiores a 50m nas vizinhanças da SEV-2 e não superiores a 150m nas vizinhanças da SEV-7, com base nas cinco sondagens elétricas analisadas.

Considerando-se a relação entre o nível de base do São Francisco (400m) e as variações da altitude e profundidade dos sedimentos obtidas nos locais das sondagens, observa-se que as areias se encontram acumuladas com maiores altitudes na SEV-7, e é no local da SEV-3 que a bacia exibe a maior depressão no embasamento, acumulando sedimentos até 130m abaixo do nível de base regional, enquanto nas outras sondagens o embasamento se encontra próximo ao nível de base, variando a altitude (figura 46).

Figura 46 - Relação entre nível de base, altitude e profundidade do embasamento nas sondagens elétricas verticais. Localização das sondagens na figura 4

9.4. Conclusões preliminares

As medições elétricas realizadas, juntamente com as informações geológicas disponíveis na literatura, permitem estabelecer as seguintes conclusões preliminares:

A precisão das medidas nas porções terminais das curvas de sondagem elétrica, embora ainda aceitável, deixa muito a desejar. Este fato deve-se certamente à ocorrência de areias secas na superfície, desenvolvendo altas resistências de contato nos eletrodos.

Devem ser esperadas espessuras significativas de areias. Na área abrangida pelas medições, as profundidades máximas do substrato das dunas parecem variar de 50m (SEV-2) a 150m (SEV-7).

A literatura consultada (Silva, 1974), considera as dunas como um aquífero livre e sem utilização, em face da rarefação demográfica (2 habitantes por km²). Embora dunas eólicas tenham geralmente permeabilidades pouco expressivas ($7,0 \cdot 10^{-5}$ m/s em Beberibe/CE, segundo CAGECE/PLANAT, sem data), prováveis espessuras saturadas da ordem de 30m podem resultar em transmissividades bastante razoáveis, tornando-as atraentes para o suprimento de demandas rurais e pequenas irrigações.

As evidências de sondagens elétricas verticais e informações geológicas tornam lícito admitir que os metassedimentos dos grupos Bambuí e/ou Grupo Chapada Diamantina constituam provavelmente o substrato das dunas. Esta interpretação, entretanto, é bastante hipotética, carecendo de estudos específicos para sua confirmação ou contestação.

Pereira & Braz (1996), baseados em perfis de sondagens de poços hidrogeológicos situados no médio São Francisco, observaram que o rio apresenta pacote sedimentar com espessuras de até 60m, indicando aí que seu nível de base seria de 349m, sugerindo uma depressão do embasamento, enquanto à jusante, na região de Sobradinho, o embasamento cristalino aflora em cota de 390m, mostrando significativo desnível. Considerando que não ocorreu soergumentos importantes no Quaternário para a área, sugere que as águas do São Francisco não poderiam, nesta época, ultrapassar a barreira topográfica imposta em Sobradinho, ficando represadas e não fluindo à jusante. Os autores também comentam que na região de Xique-Xique estão as maiores *larguras* dos sedimentos.

Embora neste trabalho não se tenham encontrado litologias sugestivas da ocorrência de ambiente lacustre, a possibilidade da existência de um paleolago nas proximidades da área de ocorrência das dunas não é descartada e as observações dos autores acima citados, podem está relacionadas com o que foi observado na SEV-3, merecendo estudos posteriores.

10. DATAÇÃO DOS SEDIMENTOS EÓLICOS DO MÉDIO RIO SÃO FRANCISCO PELO MÉTODO DA TERMOLUMINESCÊNCIA (TL)

Conhecendo-se a importância de dunas fixadas para inferir períodos de acentuada aridez nas regiões desérticas e peridesérticas, principalmente durante o final do Quaternário, sua datação reveste-se de grande importância. A datação da formação e desenvolvimento de dunas, diretamente relacionados a fases mais áridas tem sido problemática, especialmente quando comparada com outras linhas de evidências geomorfológicas e sedimentológicas. Muitas vezes, as fases áridas têm sido inferidas relativamente, baseadas principalmente em *janelas* de intervalos úmidos, possíveis de datação pelo método do C-14, dentro do ambiente eólico (Lancaster, 1981; Heine, 1982; Wasson, 1984). A datação de eventos áridos, fica desta maneira quase que limitada à existência de episódios úmidos intercalados e restrito ao limite de idade do método convencional, isto é, aproximadamente os últimos 30.000 anos.

O problema geral de obtenção de dados geocronológicos diretos é consequência da esterilidade das areias das dunas desérticas em materiais mais comumente utilizados nas técnicas radiométricas. Neste sentido, o método de datação por termoluminescência (TL) muito pode colaborar para a obtenção de novas informações.

10.1. Introdução

A termoluminescência é a luz emitida quando materiais cristalinos ou vítreos previamente irradiados com uma radiação ionizante, são aquecidos por uma fonte de calor.

O método de datação por TL é uma aplicação da teoria da interação da radiação com a matéria, pois baseia-se no fato de que a idade do material a ser datado pode ser estimada através da medida das concentrações de *defeitos* induzidas no material por radiações ionizantes.

Materiais geológicos e arqueológicos sofrem incidência de radiações ionizantes provenientes dos raios cósmicos e de radioisótopos naturais que se encontram no interior dos materiais e sua vizinhança. Uma parte dessa radiação provoca ionização por efeito fotoelétrico, efeito de Compton e produção de pares, podendo os elétrons liberados produzir *defeitos* pontuais

ou vários tipos de *centros*. Estes centros resultam da captura de elétrons ou *buracos* (carga positiva) por estados metaestáveis criados por *defeitos* e impurezas. Quando a amostra é aquecida, os elétrons são liberados e podem se recombinar com um buraco, emitindo luz TL. O número desses centros, dentro de certo limite, cresce proporcionalmente à dose de radiação incidente que, por sua vez, é proporcional ao tempo de irradiação. Assim, medindo-se a luz emitida por esses centros por estimulação térmica (TL), é possível determinar o tempo em que um mineral se cristalizou ou que um sedimento foi depositado, por exemplo.

O método de datação por TL pode determinar a idade desde poucas dezenas de anos até cerca de 10^6 anos, dependendo das características da amostra e da sensibilidade do aparelho de medida TL.

No Brasil, a datação por TL iniciou-se com datação de urnas funerárias indígenas por Szmuk & Watanabe em 1971. Materiais geológicos, calcita da Formação Adamantina do Grupo Bauru, foram datados por Pretti & Watanabe (1984). Ikeya *et al.* (1984), Tatumi *et al.* (1989) e Tatumi (1994) dataram vários espeleotemas de cavernas do Vale do Ribeira, (SP). Poupeau *et al.* (1984 e 1988), Arenas (1993) e Ayta (1996), dataram depósitos eólicos e praias. Dillenburg (1994) datou depósitos lagunares.

Outras técnicas físicas, de possível uso na datação de materiais inorgânicos, são o arqueomagnetismo ou paleomagnetismo, espectroscopia de massa atômica acoplada a acelerador de partículas, traços de fissão, luminescência opticamente estimulada, radiofotoluminescência e ressonância paramagnética eletrônica (RPE).

Atualmente, dois centros brasileiros vem desenvolvendo pesquisas de datação por TL: em São Paulo o Instituto de Física da Universidade de São Paulo (IF-USP), e no Rio de Janeiro, o Centro Brasileiro de Pesquisas Físicas do Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CBPF-CNPQ).

As datações apresentadas neste trabalho foram desenvolvidas no Laboratório de Cristais Iônicos, Vidros e Datação do Instituto de Física da USP, com a colaboração do laboratório de datação da Universidade de Educação de Nara, Japão.

10.2. Aplicações da termoluminescência

A técnica da termoluminescência tem sido amplamente utilizada no estudo de propriedades de impurezas e de defeitos de cristalização em substâncias sólidas (Aitken, 1985). Na medicina nuclear, e na radioterapia a TL é uma das técnicas mais importantes da radioterapia, no que se refere ao controle das doses de radiação de fontes radioativas e aceleradores. Na arqueologia, é utilizada para datar restos de fogueira e cerâmica ligadas à atividade do homem primitivo. Na geologia, a TL é utilizada principalmente para datar depósitos sedimentares quaternários como areias de diversos ambientes, espeleotemas, lavas, cinzas vulcânicas e falhas geológicas.

O uso da TL para datação torna-se possível uma vez que a exposição à radiação solar, o aquecimento a altas temperaturas ou a pressão são capazes de produzir o momento *zero* que se quer determinar como, por exemplo, o momento de cristalização de um mineral, a exposição de um sedimento a luz solar durante o seu transporte, antes da sua deposição e soterramento, ou ainda durante o aumento de temperatura e alívio de pressão que uma rocha sofre em um processo de falhamento.

A figura 47 ilustra os diversos materiais geológicos e arqueológicos que são utilizados para datação, e a tabela 13, exibe os tipos de minerais que apresentam propriedades termoluminescentes e podem assim ser empregados na datação por TL.

MATERIAL	MINERAL
Espeleotemas	Calcita e dolomita
Falhas geológicas	Quartzo
Sedimentos	Quartzo
Sambaqui	Carbonatos
Cerâmica	Quartzo e carbonatos
Fósseis	Carbonato
Cinzas vulcânicas	Quartzo

Tabela 13 Materiais e minerais usualmente empregados na datação por TL

- ① Espeleotema
- ② Dunas
- ③ Sambaqui
- ④ Cerâmicas fósseis
- ⑤ Restos de fogueira
- ⑥ Falha geológica
- ⑦ Formação geológica

Figura 47 -Vários tipos de materiais, de diferentes composições e proveniências, utilizadas na datação por termoluminescência (Tatumi, 1994)

Figura 48 - Diagrama do aparelho leitor termoluminescente.

Daniels *et al.* (1953) propuseram, pela primeira vez, a aplicação da TL na datação de materiais diversos. Até então, a aplicação desta propriedade era restrita ao estudo das propriedades termoluminescentes dos minerais. O impulso inicial para o desenvolvimento da técnica deve-se ao advento do aparelho fotomultiplicador na década de 40, quando foram criadas condições para a amplificação e o registro da TL. As primeiras aplicações da TL, como ferramenta geocronológica, foram realizadas em datações de sítios arqueológicos nos anos 60. A década de 80 marca o início do uso da técnica na datação de depósitos sedimentares (Wintle & Huntley, 1980) e desde então, ela tem sido aplicada na datação de diferentes materiais como, marinho profundo, praiial, eólico, estuarino, fluvial e de *loess*.

10.3. Métodos

10.3.1. Aparelho medidor de termoluminescência

O aparelho leitor utilizado neste trabalho foi uma Harshaw, modelo 2000A, sem filtro ótico e com taxa de aquecimento linear de $7,8^{\circ}\text{C}/\text{seg}$. A figura 48 exibe o esquema do aparelho leitor termoluminescente que tem os seguintes componentes básicos, sistemas de aquecimento controlado, e de detecção de luz e conversão deste sinal elétrico em uma registradora. A amostra é colocada em uma câmara à prova de luz sobre uma placa constituída de uma liga de níquel e cromo (Kantal), que é aquecida eletricamente com uma taxa linear, monitorada através de um controlador de temperatura e com fluxo constante de nitrogênio gasoso. O fluxo constante de nitrogênio é empregado para evitar a luz induzida por agentes não-radioativos que interferem no sinal real de TL da amostra (TL *espúria*).

10.3.2. Tratamento das amostras

As amostras datadas por TL receberam os seguintes tratamentos sistemáticos, conforme Ichikawa (1965):

- a) Peneiramento para a obtenção da fração granulométrica de diâmetro 0,180-0,088 mm.
- b) Tratamento com ácidos para atacar a camada mais superficial dos grãos de quartzo, eliminando a influência da radiação alfa no sinal de TL e removendo outros minerais menos

resistentes, como as micas. Os ácidos utilizados foram: ácido fluorídrico (20%), por 20 a 30 minutos, e o clorídrico (20%) durante cerca de três horas.

c) Eliminação dos minerais pesados através da técnica dos líquidos densos utilizando-se o bromofórmio (CHBr_3), restando apenas grãos de quartzo para serem utilizados nas medições.

Após os tratamentos descritos acima, cada amostra foi dividida em 7 a 10 partes, colocadas em pequenos sacos de papel ou plásticos pretos para serem irradiadas a diferentes doses. Para a radiação das amostras foi usada uma fonte de ^{60}Co que emite radiação gama com energias de 1,17 e 1,33 Mev, pertencente ao IPEN/CNEN-SP. Durante a irradiação, as amostras foram colocadas entre duas placas de lucite de 3 mm de espessura, para garantir a homogeneização das doses e todas as irradiações foram feitas à temperatura ambiente.

10. 3.3. Princípios básicos da metodologia experimental

O sinal de TL do quartzo é destruído quando rochas ou sedimentos são expostos à luz solar ou aquecidos a altas temperaturas ou ainda quando o mineral é recristalizado. Por isso, a obtenção da idade através da TL nos sedimentos utiliza o princípio de que os grãos de quartzo tenham perdido a maior parte de sua TL, adquirida durante a sua história geológica, devido à exposição a luz solar durante os processos de erosão e transporte. A TL decresceria desse modo até um nível de TL residual (TL_R). O fenômeno chama-se fotoesvaziamento (*bleaching*). A acumulação de TL inicia-se novamente sob o nível de TL residual (TL_R) quando o sedimento é depositado, soterrado e protegido da luz solar devido a irradiação pela radioatividade ambiente. Esse crescimento continua até o momento que o sedimento é posto novamente em contato com a radiação solar ou aquecido (TL_N). Desta maneira, a idade de sedimentação pode ser determinada desde que se conheça a dose acumulada desde o soterramento do sedimento (D) e a taxa da dose anual de irradiação natural (D_{an}). A dose acumulada desde o soterramento do sedimento (D) será igual a dose acumulada desde seu *zeramento* (D_N) menos a dose residual (D_R) (Aitken, 1985).

$$\text{Idade TL (anos)} = \frac{D_N - D_R}{D_{an}} = \frac{D}{D_{an}}$$

A figura 49 apresenta o esquema da datação de sedimentos por TL, pelo método das doses aditivas, que será explicado a seguir.

Figura 49 - Esquema da datação de sedimentos por termoluminescência.

A intensidade de TL da amostra é obtida através da determinação de valores médios da intensidade do pico de temperatura mais alta, sendo necessário realizar-se de 4 a 6 medidas para cada dose, utilizando-se o valor médio obtido. Após a leitura da TL natural, realiza-se o mesmo procedimento para a amostra irradiada nas diferentes doses (para cada leitura, usam-se cerca de 10 mg de amostra por vez). Em seguida constrói-se para cada amostra, o gráfico de intensidade de TL (unidades arbitrárias) x dose (Gray). A partir deste gráfico deve-se analisar o comportamento do quartzo, quando sujeito à radiação. Procuram-se funções que melhor se ajustem ao comportamento da amostra e por extrapolação, encontra-se o valor da dose acumulada (D_N).

Os métodos mais utilizados na determinação da dose acumulada (D_N) são:

- 1- Dose aditiva ou curva de calibração (Singhvi *et al.*, 1982)
- 2- Método de regeneração ou fotoesvaziamento total (Prószynska, 1985)
- 3- Fotoesvaziamento parcial (Wintle & Huntley, 1980)

Eles são baseados no grau de fotoesvaziamento que supostamente aconteceu com o material a ser datado antes da sedimentação. Os métodos de fotoesvaziamento total e de regeneração pressupõem que, antes da sedimentação, o material tenha sido intensamente exposto à luz solar tendo atingido um nível de intensidade que não mais pode ser reduzido (TL_R). No

método de fotoesvaziamento parcial, usa-se a hipótese de que, antes da sedimentação, o material não tenha alcançado o nível TL_R de intensidade de emissão termoluminescente residual.

Partindo-se do princípio de que sedimentos eólicos, durante o transporte, tenham sofrido exposição à radiação solar por tempo suficientemente longo para eliminar o sinal de TL adquirido anteriormente. Ambos os métodos são descritos, em seguida, com mais detalhes.

10.3.3.1. Método das doses aditivas

Neste método, a amostra é dividida em várias porções, irradiando-se em laboratório com doses selecionadas e reconstituindo-se a curva de crescimento do sinal de TL com as diferentes doses de radiação. Extrapolando-se a curva até o sinal zero. O segmento D_N , no eixo das doses acumuladas, corresponde ao valor da dose de radiação total absorvida pela amostra, entre o momento do zeramento e o da medida de seu sinal de TL natural (Figura 50).

Figura 50 - Esquema de datação por termoluminescência pelo método das doses aditivas.

O método das doses aditivas é amplamente utilizado na datação de material cerâmico, pois o sinal de TL dos seus minerais constituintes é eliminado no momento do seu cozimento. Também é utilizado para datação de depósitos sedimentares que sofreram exposição à luz solar suficiente

para a eliminação completa do sinal de TL da amostra, antes da deposição (em torno de 5 horas). Esta situação não é verificada com muita frequência na natureza, sendo talvez mais facilmente observado em ambiente sedimentar eólico.

A maioria dos grãos minerais apresenta, mesmo antes da formação do depósito sedimentar, um sinal de TL denominado de sinal residual. Este sinal é uma herança do sinal de TL do depósito sedimentar anterior, que não teria sido apagado pela exposição à luz solar durante o transporte. Neste caso, deve-se levar em consideração a contribuição deste sinal de TL residual na intensidade da dose acumulada (D) (Singhvi & Mejdahl, 1985).

10.3.3.2. Método do fotoesvaziamento total (*total bleaching*)

No método de fotoesvaziamento total, separa-se uma pequena parte da amostra natural, suficiente para executar 5 a 10 leituras, colocando-se o restante da amostra em exposição a luz solar por várias horas (pelo menos 10 horas) para que o seu sinal chegue a TL_R , ou seja, que perca a TL adquirida, restando apenas o sinal que não pode ser apagado. Depois, esta parte da amostra que foi exposta a luz é dividida em várias porções que serão irradiadas com diferentes doses. Após a irradiação, são efetuadas as leituras e construída uma curva de crescimento, que é chamada de curva de crescimento regenerada. A intensidade de TL da amostra natural (TL_N) também é medida e colocada nesta curva. A dose acumulada é avaliada pela interseção entre a curva de crescimento regenerada e a linha horizontal correspondente à intensidade do ponto da TL da amostra natural (figura 51).

Figura 51- Esquema de datação por termoluminescência pelo método de fotoesvaziamento total

Neste trabalho, após a utilização dos métodos das doses aditivas e de fotoesvaziamento total em grande parte das amostras, optou-se por este último para a determinação das doses acumuladas, porque neste método o comportamento da intensidade TL no intervalo de baixas doses é determinado experimentalmente, sem a necessidade de uma extrapolação teórica, como no caso do método das doses aditivas.

10.3.4. Determinação da dose anual

A determinação da dose anual de irradiação natural (D_{an}) pode ser feita por diferentes métodos, como por exemplo:

1- Dosímetros sólidos termoluminescentes - Deve-se enterrar, embrulhada em plástico preto, bem vedado para evitar a penetração de umidade, cerca de 300 mg de substância sensível à TL, no mesmo local onde o material a ser datado foi retirado. Após no mínimo 3 meses deve-se retirar o dosímetro e efetuar-se a leitura de TL. Em seguida, usando a mesma massa e o mesmo material do dosímetro virgem, igual ao que foi enterrado, deve-se determinar a TL por unidade de dose. A comparação das leituras fornece a dose acumulada. Outra maneira para a determinação da dose anual consiste em trazer ao laboratório cerca de $(4\pi/3)R^3$ de volume do sedimento do local a ser datado, e repetir o processo descrito acima. O valor de R (raio) depende do alcance dos raios-gama da radioatividade do solo, sendo que um raio de cerca de 30cm, é em geral, suficiente.

2- Detetor de germânio - A determinação da concentração de radioisótopos, através dos espectros da emissão da radiação gama de uma amostra, pode ser feita utilizando um detetor de germânio. Os radioisótopos estudados em amostras geológicas são ^{238}U , ^{235}U , ^{232}Th e ^{40}K . A comparação dos espectros de radiação gama emitidos pela amostra estudada com os espectros fornecidos por amostras padrões (aquelas com as concentrações de radioisótopos previamente conhecidas) dará a concentração dos radioisótopos contidos na amostra. Uma vez encontrados os valores de suas concentrações, a equação de Bells (Aitken, 1985) permite encontrar a dose anual de radiação emitida por esses radioisótopos. Para a realização destes cálculos, deve-se supor que tenha ocorrido equilíbrio secular e a conservação de radioatividade natural da amostra. Este

procedimento deve ser seguido para cada amostra que apresentar características mineralógicas diferentes.

Neste trabalho, foi usado um detetor de germânio para doses baixas na determinação da dose anual de radiação. O detetor de radiação gama empregado foi o do laboratório de datação da Universidade de Educação de Nara (Japão) e as medidas foram realizadas pela Dra. Sonia Hatsue Tatumi com a colaboração do Prof. Dr. Tsuneto. Nagatomo.

10.4. Resultados obtidos e discussão

As amostras forneceram curvas de emissão TL similares. As amostras naturais têm um pico com temperatura máxima em 590° K aproximadamente; as amostras irradiadas fornecem picos em 400°K e 440°K. A figura 52 a mostra curvas de emissão TL da amostra I-21-1,5, natural e irradiadas nas doses 10, 50, 80, 100 e 300 Gy.

Observando o decaimento da intensidade do pico de 590°K em função da exposição da amostra à luz solar, nota-se que após aproximadamente 5 horas a intensidade do pico atinge a TL_R . A figura 52 b mostra os decaimentos fornecidos pelas amostras TL-S-3 e TL-I-21-0,5.

A tabela 14 apresenta o método e tipo de ajuste empregados na datação e os resultados obtidos para os valores de porcentagem de TL residual, dose acumulada, dose anual de radiação e idade para as amostras.

AMOSTRA TL	MÉTODO E AJUSTE	DOSE ACUM. (Gy)	DOSE ANUAL $\mu\text{Gy/ano}$	IDADE TL (anos)
P-1	FT-POLI-2°	3.78 ± 0.04	1603 ± 112	$(2.4 \pm 0.2) \times 10^3$
P-2	FT-POLI-2° DA-POLI-2°	5.47 ± 1.05 4.75	1603 ± 20	$(3.40 \pm 0.07) \times 10^3$
P-4	FT-POLI-2°	6.1 ± 0.1	1140 ± 151	$(5.3 \pm 1.8) \times 10^3$
P-5	FT-POLI-3°	0.95 ± 0.01	957 ± 96	$(9 \pm 1) \times 10^2$
P-9	FT-S/AJ	2.45 ± 0.05	607 ± 80	$(4.0 \pm 0.6) \times 10^3$
PA-10	FT-POLI-2°	1.02 ± 0.01	607 ± 80	$(1.7 \pm 0.2) \times 10^3$
P-11	FT-POLI-2°	4.69 ± 0.09	607 ± 80	$(7.7 \pm 1.1) \times 10^3$
P-12	FT-POLI-2°	6.72 ± 0.07	607 ± 80	$(1.1 \pm 0.2) \times 10^4$
P-14	FT-S/AJ	4.03 ± 0.08	607 ± 80	$(6.6 \pm 1.0) \times 10^3$
P-17	FT-S/AJ	4.10 ± 0.08	1242 ± 69	$(3.3 \pm 0.3) \times 10^3$
P-18	FT-LINEAR	9.25 ± 0.09	1242 ± 87	$(7.5 \pm 0.7) \times 10^3$
P-19	FT-POLI-4°	2.92 ± 0.03	1048 ± 73	$4.755 \pm 950) \times 10^3$
P-23	FT-S/AJ	7.5 ± 0.2	607 ± 31	$1.2 \pm 0.1) \times 10^4$
I-08	FT-POLI-2° DA-POLI-2°	6.23 ± 0.06 6.78	984 ± 50	$(6.3 \pm 0.4) \times 10^3$

AMOSTRA TL	MÉTODO E AJUSTE	DOSE ACUM. (Gy)	DOSE ANUAL $\mu\text{Gy/ano}$	IDADE TL (anos)
I-14	FT-S/AJ DA-POLI-2°	13.3 $\pm$ 0.1 8.74	956 $\pm$ 49	(1.39 $\pm$ 0.09) $\times 10^4$
I-17	FT-POLI-3° DA-POLI-4°	1.8 $\pm$ 0.04 2.38	970 $\pm$ 78	(1.8 $\pm$ 0.2) $\times 10^3$
I-18	FT-S/AJ DA-POLI-2°	4.8 $\pm$ 0.1 3.35	1204 $\pm$ 84	(4.0 $\pm$ 0.4) $\times 10^3$
I-19	FT-POLI-2° DA-POLI-2°	5.36 $\pm$ 0.05 5.57	1204 $\pm$ 84	(4.5 $\pm$ 0.4) $\times 10^3$
I-20	FT-POLI-3° DA-POLI-2°	14.0 $\pm$ 0.1 11.53	1204 $\pm$ 84	(1.2 $\pm$ 0.9) $\times 10^4$
I-21 0.5 m	FT-S/AJ	3.43 $\pm$ 0.03	1204 $\pm$ 60	(2.9 $\pm$ 0.2) $\times 10^3$
I-21 1.5m	FT-POLI-3°	9.9 $\pm$ 0.2	1204 $\pm$ 60	(8.2 $\pm$ 0.6) $\times 10^3$
I-21-3m	FT-POLI-3°	11.0 $\pm$ 0.2	1204 $\pm$ 60	(9.0 $\pm$ 0.6) $\times 10^3$
I-23	FT-LINEAR	4.00 $\pm$ 0.04	1204 $\pm$ 84	(3.3 $\pm$ 0.3) $\times 10^3$
I-24	FT-S/AJ	4.33 $\pm$ 0.09	1204 $\pm$ 84	(3.6 $\pm$ 0.3) $\times 10^3$
SAQ 3.40m	FT-POLI-2°	12.7 $\pm$ 0.3	1183 $\pm$ 12	(1.07 $\pm$ 0.03) $\times 10^4$
SAQ 3.95m	FT-POLI-3°	17.0 $\pm$ 0.3	1183 $\pm$ 12	(1.44 $\pm$ 0.04) $\times 10^4$
UMB.	FT-POLI-3°	2.29 $\pm$ 0.05	1138 $\pm$ 83	(1.9 $\pm$ 0.2) $\times 10^3$
S-1	FT-POLI-3° DA-POLI-2°	2.43 $\pm$ 0.2 3.38	958 $\pm$ 67	(2.5 $\pm$ 0.2) $\times 10^3$
S-2	FT-POLI-3° DA-POLI-2°	4.84 $\pm$ 0.05 4.75	958 $\pm$ 67	(5.0 $\pm$ 0.4) $\times 10^3$
S-3	FT-LINEAR DA-POLI-2°	26.1 $\pm$ 0.5 21.3	958 $\pm$ 67	(2.7 $\pm$ 0.3) $\times 10^4$
S-4	FT-POLI-3°	2.68 $\pm$ 0.03	958 $\pm$ 67	(2.8 $\pm$ 0.2) $\times 10^3$
S-5	FT-POLI-2°	7.5 $\pm$ 0.4	958 $\pm$ 62	(7.8 $\pm$ 0.9) $\times 10^3$
S-7	FT-POLI-3° DA-POLI-2°	2.00 $\pm$ 0.02 3.55	738 $\pm$ 52	(2.7 $\pm$ 0.2) $\times 10^3$
S-8	FT-POLI-2° DA-POLI-2°	2.73 $\pm$ 0.03 2.39	1366 $\pm$ 47	(2.0 $\pm$ 0.09) $\times 10^3$
S-10	FT-POLI-2° DA-POLI-2°	7.37 $\pm$ 0.07 8.03	1193 $\pm$ 60	(6.2 $\pm$ 0.4) $\times 10^3$
S-12	FT-POLI-2° DA-POLI-3°	2.29 $\pm$ 0.02 2.57	1246 $\pm$ 62	(1.8 $\pm$ 0.1) $\times 10^3$
S-13	FT-POLI-2° DA-POLI-2°	2.96 $\pm$ 0.06 2.88	1246 $\pm$ 87	(2.4 $\pm$ 0.2) $\times 10^3$
S-14	FT-POLI-2°	4.44 $\pm$ 0.04	1246 $\pm$ 87	(3.7 $\pm$ 0.3) $\times 10^3$
B-1	FT-LINEAR	1.19 $\pm$ 0.01	958 $\pm$ 67	(1.2 $\pm$ 0.1) $\times 10^3$
B-5	FT-LINEAR DA-POLI-3°	2.15 $\pm$ 0.02 1.70	958 $\pm$ 48	(2.2 $\pm$ 0.1) $\times 10^3$
B-7	FT-POLI-2° DA-POLI-3°	3.16 $\pm$ 0.03 2.79	958 $\pm$ 67	(3.3 $\pm$ 0.2) $\times 10^3$
B-8	FT-LINEAR DA-POLI-2°	26.4 $\pm$ 0.3 19.57	958 $\pm$ 67	(2.8 $\pm$ 0.2) $\times 10^4$
B-15	FT-POLI-2° DA-POLI-4°	10.032 8.0	588	(1.05 $\pm$ 0.09) $\times 10^4$

Tabela 14- Método usado na datação, tipo de ajuste, dose acumulada, dose anual de radiação e idade TL obtida para cada amostra. FT= Foto esvaziamento total; DA=Dose aditiva; POLI= ajuste polinomial

Figura 52 a - Curvas de emissão TL da amostra I-21-1,5.

Figura 52 b - Curvas de decaimentos TL em função do tempo de exposição à luz solar, amostras S-3 e I-21-1,5

Dose acumulada:

a) Método das doses aditivas (DA)

Observando-se as curvas de calibração, na maioria das amostras verifica-se um crescimento polinomial da intensidade de TL, como por exemplo, na amostra TL I-21-1,5 da figura 53 (TL-I-21-1,5, curva de calibração). As curvas obedeceram a comportamentos que variaram desde o polinômio de grau 4 até o de grau 1, isto é, comportamento linear. Estas curvas são semelhantes às obtidas por Chawla *et al.* (1992).

Neste método, para encontrar a dose acumulada deve-se necessariamente prolongar a curva até o valor da intensidade de TL igual a zero. A extrapolação é feita ajustando-se os pontos experimentais e a dose é encontrada levando-se em conta também a intensidade de TL residual, como se vê na figura 54a (TL-P-2, curva de calibração (a) e fotoesvaziamento total (b)). Os valores das doses acumuladas estão na tabela 14.

b) Método do fotoesvaziamento total (FT)

Este método permite a observação do comportamento da TL no intervalo de doses baixas, isto é, a região com doses da TL_R até um pouco acima da TL_{nat} . A figura 55 mostra os três tipos de crescimento encontrados no quartzo: 1- supralinear, 2- linear e, 3- sublinear

Devido aos diferentes comportamentos observados, os dois métodos foram empregados simultaneamente em 20 amostras. O método de fotoesvaziamento total forneceu doses acumuladas maiores que as obtidas pelo método das doses aditivas, fato verificado em 65% das amostras. Tal situação pode ter ocorrido devido ao comportamento supralinear da TL em doses baixas, conforme exemplo da figura 54b. Outras amostras, pelo método de fotoesvaziamento total, forneceram doses acumuladas menores que as obtidas pelo método das doses aditivas, fato que pode ser explicado pelo comportamento sublinear da amostra a baixas doses. A figura 56 exemplifica o caso (TL-S-8 curva de calibração (a) e fotoesvaziamento total (b)). Algumas amostras forneceram por sua vez, valores de doses acumuladas próximas, neste caso a sensibilidade TL não mudou drasticamente, apresentando a amostra comportamento linear, como no caso da amostra TL-S-2 da figura 57 (TL-S-2, métodos doses aditivas (a) e fotoesvaziamento total (b)), onde se tem um comportamento polinomial de grau 2 para os dois métodos. Mas estes casos ocorreram em menor número.

Figura 53 - Método das doses aditivas para a amostra TL-I - 21 -0,5.

Figura 54 a - Curva de crescimento da TL da amostra TL-P-2 , método das doses aditivas.

Figura 54 b - Curva de crescimento da TL da amostra TL-P-2, método do fotoesvaziamento total.

Figura 55 - Tipos de crescimento encontrados no quartzo: 1- supralinear, 2- linear e 3- sublinear

Usando-se apenas os dados experimentais obtidos pelo método das doses aditivas nem sempre é possível definir o comportamento da intensidade TL na região de baixas doses, onde se encontram os valores das doses acumuladas. Assim, a extrapolação necessária no método das doses aditivas (DA) poderá gerar uma grande margem de erro no valor da dose acumulada. Por esta razão, o método do fotoesvaziamento total foi o utilizado para a determinação das idades neste trabalho. Os valores da dose acumulada encontrados pelos dois métodos, estão também listados na tabela 14.

Dose anual

Embora os sedimentos datados sejam relativamente homogêneos em termos de suas composições mineralógicas, os valores obtidos para a dose anual de radiação variaram de 578 a 1.366 μ Gy. Este fato sugere a importância da determinação desta dose para cada amostra que se queira datar. Aparentemente estes valores estão relacionados diretamente aos teores de minerais pesados de feldspato do sedimento. Portanto, quanto maiores as porcentagens de feldspato e de certos minerais pesados na amostra, mais altos serão os teores de U Th e K. Segundo Deer *et al.* (1965) fontes importantes de U e Th são os minerais zircão e epidoto, e de K os feldspatos, turmalinas e anfibólios. Os valores observados na tabela 14 foram determinados a partir das concentração de urânio, tório e potássio apresentados na tabela 15.

As amostras datados apresentaram valores de doses anuais relativamente baixos, quando comparadas com de outras regiões. Provavelmente isso deve ocorrer devido aos baixos teores de feldspato e minerais pesados contidos nos sedimentos, tendo sido os valores de dose anual,

Figura 56 a - Curva de crescimento da TL da amostra TL- S - 8, método das doses aditivas

Figura 56 b - Curva de crescimento da TL da amostra TL - S - 8, método do fotoesvaziamento total.

Figura 57 a - Curva de crescimento da TL da amostra TL S- 2, método das doses aditivas

Figura 57 b - Curva de crescimento da TL da amostra TL - S - 2, método do fotoesvaziamento total.

relativamente mais altos da área, encontrados naquelas amostras que possuem maiores porcentagens de feldspato ou de minerais pesados em relação a amostra total.

AMOSTRA	Th (ppm)	U (ppm)	K (%)
P-2	6.51	2.22	0.328
P-4	0.95	3.5	0
P-5	2.71	2.26	0
P-8	1.28	2.07	0
P-17	4.5	1.45	0.329
P-20	3.75	2.29	0
P-21	2.39	0.6	0.280
P-23	2.48	0.99	0
S-5	1.08	1.57	0.290
S-7	2.70	0.48	0.230
S-8	4.93	2.04	0.355
S-10	2.06	2.13	0.300
S-12	3.70	2.12	0.230
B-5	1.95	1.71	0.310
SAQ-3,40	2.73	1.74	0.630
I-21	3.26	1.68	0.330
I-8	3.15	0.87	0.329
I-14	3.00	0.81	0.329
I-17	0.94	0.54	0.180

Tabela 15 Teores totais de U, Th e K nos sedimentos datados

10.4.1. Confronto entre as idades TL, características geomorfológicas, sedimentológicas, e idades C-14

A tabela 16 sumaria as idades TL e C-14 com as características geomorfológicas e sedimentológicas dos depósitos sedimentares aqui estudados e a figura 58 mostra as idades TL obtidas na área. As idades C-14 foram obtidas de fragmentos de carvão retirados da dunas e de turfas desenvolvidas em drenagens interiores *ao mar de areia*.

Nº am TL	Profund coleta (cm)	Grau de afeição e de intemperismo	Domín. geomorf	Cor	Diam. Médio	Nº de classes text	% Finos	Idade TL	Idade C-14
B-1	30-50	Suave ond - fraco	2	10yr 6/2	AF	4	1.18	1.200	
B-5	30-50	Suave ond - fraco	2	10yr 6/2	AF	4	1.13	2.200	
S-1	30-50	Suave ond - fraco	3	10yr 6/6	AM	3		2.500	
S-2	30-50	Moder ond - fraco	3	10yr 7/4	AF	3		5.000	
S-3	150	Suave ond - Af exposto por erosão do S. Francisco	3	5yr 7/2	AF	5	1.98	27.000	
S-4	30-50	Suave ond - fraco	3	10yr 6/6	AF	3		2.800	
S-8	30-50	Forte ond - fraco	3	10yr 6/6	AF	5	1.23	2.000	
S-10	30-50	moder ond - fraco	3	10yr 8/6	AF	3	0.88	6.200	
S-13	30-50	Forte ond - fraco	3	10yr 6/6	AF	4	1.28	2.400	
S-14	30-50	Forte ond - fraco	3	10yr 7/4	AM	3	0.26	3.700	
P-1	30-50	Suave ond - fraco	4	5rp 8/2	AM	3		2.400	
P-2	30-50	Suave ond - fraco	4	5rp 8/2	AM	3		3.400	
P-4	30-50	Suave ond - mod	4	10yr 7/4	AM	4		5.300	
P-5	30-50	Forte ond - fraco	4	10yr 8/2	AM	4		900	
P-9	30-50	Forte ond - mod	4	10yr 6/2	AF	3		4.000	
P-10	30-50	Forte ond - fraco	4	10yr 6/2	AF	3		1.700	
P-11	30-50	Suave ond - mod	4	10yr 6/2	AF	3	0.64	7.700	
P-12	30-50	Suave ond - mod	4	10yr 6/2	AF	3	0.48	11.000	
P-14	30-50	moder ond - fraco	4	5yr 6/4	AF	3	1.0	6.600	
P-17	30-50	Suave ond - mod	4	10yr 7/4	AF	4	1.39	3.300	
P-18	30-50	Suave ond - mod	4	5yr 5/2	AF	3	0.6	7.500	
P-19	70-90	Suave ond - mod	4	10yr 6/2	AF	3	0.5	2.800	1.220
P-23	30-50	Suave ond - mod	4	10yr 4/2	AF	4		12.000	
I-17	70-90	Moder ond - Fraco	4	5yr 6/4	AF	3	0.07	1.800	1.600
I-18	80-90	Moder ond - fraco	4	10yr 7/4	AF	3	0.21	4.000	1.250
I-19	80-90	Suave ond - mod	4	10yr 4/2	AF	4	0.39	4.500	1.570
I-20	80-90	Suave ond - mod	4	10yr 5/4	AF	4	0.75	12.000	850
I21-0.5	50	Moder ond - fraco	4	10yr 5/4	AF	4	0.37	2.900	
I21-1.5	150	Moder ond - fraco	4	10yr 7/4				8.200	3.310
I-21-30	300	Moder ond - fraco	4	10yr 7/4				9.000	
I-23	100	Moder ond - fraco	4	10yr 7/4	AF	3	0.96	3.300	
I-24	200	Moder ond - fraco	4	10yr 7/4				3.600	
SAQ	340	Areia basal - turfa	4	5yr 7/2	AF	3	0.1	10.700	10.990
SAQ	390	Areia basal - turfa	4	5yr 7/2	AF			14.400	
UMB	100	Turfa arenosa	4					1.900	2.190
S-5	30-50	Suave ond -	4	10yr 6/6	AF		0.28	7.800	
S-7	30-50	Moder ond - fraco	4	10yr 6/6	AF	5	1.15	2.700	
S-12	30-50	Moder ond - fraco	4	10yr 7/4	AF	4	0.37	1.800	
B-7	30-50	Forte ond - fraco	4	5yr 8/1	AF	3	0.43	3.300	
B-8	30-50	Moder ond - mod	4	10yr 6/6	AF	3	0.68	28.000	
B-15	30-50	Moder ond - fraco	4	10yr 5/4	AM	4	0.4	10.500	
I-8	70-90	Suave ond - mod	5	5yr 4/2	AF	4	1.34	6.300	1.700
I-14	80-90	Suave ond - mod	5	10yr 5/4	AF	4	1.19	13.900	1.410

Tabela 16 Comparação entre informações geomorfológicas, sedimentológicas e de idades TL e C-14. 5yr 4/2=marrom moderado, 5yr 6/4 e 6/2=marrom claro, 5yr 7/2=cinza amarelado, 5yr 8/1=cinza rosado, 5 rp 8/2=rosa pálido, 10yr 5/4=marrom amarelado moderado, 10yr 6/2=marrom amarelado pálido, 10yr 6/6=laranja amarelado escuro, 10yr 7/4= laranja acinzentado, 10 yr 8/2= laranja muito pálido.

Figura 58 - Idades obtidas pelo método da termoluminescência

- Domínio geomorfológico 2
- Domínio geomorfológico 3
- Domínio geomorfológico 4
- Domínio geomorfológico 5

10.4.1.1. Interpretação das idades TL em função da Geomorfologia e do grau de intemperismo

De modo geral, as idades menores foram encontradas em dunas com a morfologia eólica melhor preservada e com menor densidade de cobertura vegetal. Contrariamente, às formas eólicas menos preservadas forneceram idades maiores. Porém, esta não é a regra geral, pois existem outros fatores que interferem na relação entre idade e grau de preservação da forma eólica e assim, dentro dos domínios dunares onde o relevo residual apresenta-se suavemente ondulado, encontram-se idades variáveis entre 2.400 a 13.900 anos. Este fato pode ser explicado pela presença de drenagens instaladas nas proximidades das dunas, além de possíveis variações do substrato das dunas e do nível do lençol freático dentro do *mar de areia*, interferindo na implantação mais ou menos rápida da vegetação. Portanto, os fatores locais vão interferir na relação idade e grau de preservação da forma eólica.

No relevo fortemente ondulado do domínio 3, foram encontradas idades entre 900 a 2.000 anos, sendo as idades mais antigas encontradas onde não existia a interferência de drenagens, próximas às formas eólicas, e com vegetação de caatinga arbustiva.

Quanto aos graus de intemperismo ou pedogênese observados no topo das dunas, verificou-se que eram incipientes ou fracos a moderados (fotografias 9 e 10). As dunas com areias mais compactadas e mais densamente vegetadas, conseqüentemente com maior quantidade de raízes recentes apresentam idades mais antigas que 2.800 anos. Ocorrem algumas dunas com idade em torno de 10.000 anos ainda com formação de solo incipiente. Altas relações quartzo/feldspato, baixos teores de minerais pesados e os altos índices de ZTR devem, ao lado do clima da área, favorecer a lenta pedogênese dos depósitos dunares. É importante lembrar também que essas observações sobre solo foram feitas no topo da duna e, provavelmente, nas porções mais basais ou nos braços das formas parabólicas o aspecto geral deve ser diferente.

10.4.1.2. Idade TL em função das cores e granulometrias

Na área de estudo a cor das areias eólicas variam entre branca, vários tons de cinza, vários tons de amarelo, laranja até castanho. Observa-se uma maior frequência de areias brancas na

Fotografia 9- Poço aberto em duna com idade TL de 3.300 anos (TL-I-23). As areias extremamente brancas são completamente soltas e exibem raízes de árvores recentes, principalmente no primeiro metro mais superficial.

Fotografia 10- Poço aberto em duna com idade TL de 7.400 anos (Arenas, 1993). Nota-se a estrutura maciça, raízes de árvores recentes de maior porte e as areias mais compactadas que na fotografia 9. A fotografia foi tomada na localidade de Queimadas.

porção norte da área e areias amarelas junto ao rio São Francisco, enquanto no restante da área predominam os variados tons de cinza dados pelas variações dos teores de matéria orgânica.

A cor dos sedimentos eólicos tem sido utilizada por alguns autores para estabelecer diferenças cronológicas entre gerações de dunas, principalmente em regiões costeiras. No entanto, de acordo com Walker (*apud* McKee, 1979) a coloração dos sedimentos em desertos arenosos varia em função de diversos fatores, sendo o tempo apenas uma variável entre várias outras, como por exemplo a disponibilidade de minerais que contêm ferro no sedimento, quantidade e tipo de argilas presentes nos interstícios dos grãos de areia, quantidade de umidade disponível, tamanho e forma dos grãos, tempo e distância do transporte e porcentagem de grãos derivados de antigos sedimentos já avermelhados.

De modo geral, as areias de cores mais claras como brancas, cinza claro e amarelo pálido apresentaram idades de no máximo até 11.000. Não foi observado relação direta entre a cor da areia de duna com a idade obtida para todo o *mar de areia* porém, considerando-se as variações locais como por exemplo, junto ao rio São Francisco, foi possível obter certa relação entre aquelas areias com cores apresentando variações de tons amarelo. Sempre as amostras com tons mais escuros, apresentaram maiores idades do que aquelas de tons mais claros de localidades próximas, tendo variado a idade entre 2.000 anos (amarela clara) a 7.000 anos (castanha clara). No restante da área, os tons de cinza mais escuros algumas vezes, foram encontrados nas amostras relativamente mais antigas.

Quanto a granulometria, de acordo com os dados obtidos neste trabalho, não parece existir relação direta com a idade.

10.4.1.3. Idades TL e C-14

Dois conjuntos de amostras foram datadas pelo método do radiocarbono: carvões vegetais encontrados nas areias de dunas e turfas. As amostras de carvão vegetal foram coletadas nas mesmas localidades das amostras TL P-19, I-8, I-14, I-17, I-18, I-19, I-20, porém em menores profundidades do que as amostras coletadas para TL (veja tabela, 16). Em todos esses casos as idades TL obtidas foram mais antigas que as idades C-14. O mais comum foi a ocorrência de grande diferença entre as idades TL e C-14, fato que poderia ser explicado por processos

condicionantes à presença e preservação do carvão nas dunas. É possível que as diferenças de idades encontradas representem um hiato na sedimentação eólica, quando poderiam ter surgido condições favoráveis a implantação da vegetação, que posteriormente foi destruída por incêndios, e parcialmente preservada nas dunas. A amostra TL I-21-0,5, coletada a 50 cm de profundidade apresentou idade mais nova do que a do carvão coletado entre 80-120 cm, indicando coerência entre os resultados de datação C-14 e TL.

As idades obtidas para as amostras de turfas, apresentaram notáveis concordâncias de idade pelos dois métodos. A porção basal da turfeira do Saquinho (3,29m), localizada no rio Icatu, apresentou idade de 10.990 anos AP pelo C-14, enquanto que as areias eólicas situadas imediatamente abaixo (TL-SAQ-3,40m), apresentaram idade TL de 10.700 anos. As idades são próximas e a diferença situa-se no âmbito da margem de erro dos métodos. Essas idades próximas sugerem que tenha ocorrido uma mudança brusca do padrão de sedimentação, talvez como reflexo de brusca variação climática.

Fato ainda mais interessante na comparação de idades TL e C-14 foi constatado na turfeira da Umburana, localizada na vereda da Umburana no rio Icatu (TL-UMB) que, em 1m de profundidade, apresentou a idade de 2.190 anos pelo método do radiocarbono. Como esta turfa é bastante arenosa, uma amostra do mesmo nível pode ser datada também pela TL, fornecendo uma idade de 1.900 anos, novamente com uma diferença de idade situada dentro dos limites de erro dos métodos.

Por estas razões, o método de datação TL mostrou-se confiável, tendo sido de grande importância para a compreensão dos processos atuantes e interpretação paleoambiental da área de estudo.

10.5. Interpretações paleoambientais em função das idades TL

De acordo com as idades obtidas, é possível observar que, pelo menos desde 28.000 anos, existia na área condições propícias ao desenvolvimento de dunas, caracterizadas por clima árido ou semi-árido e ventos relativamente fortes, associados a abundante suprimento de areia disponível para o transporte eólico. É lícito concluir também que a idade mencionada acima trata-se provavelmente de um valor bastante inferior aos que teriam sido encontrados caso tivessem

sido feitas datações em níveis mais profundos, pois sabe-se que, pelo menos em algumas porções do *mar de areia*, a espessura das areias chega a cerca de 150m e como as amostras coletadas, na sua maioria, estavam localizadas entre 30 e 50 cm de profundidade, a idade citada deve corresponder a uma fase bem posterior ao início da sedimentação eólica na área de estudo.

Como as idades obtidas pelo método da TL devem representar os tempos decorridos após a última exposição ao sol das areias quartzosas, dentro dos domínios dunares, idades relativamente próximas podem ser interpretadas como representativas de fases mais importantes de atividade eólica. Neste sentido, agrupando-se as 41 idades obtidas nos domínios 3,4 e 5, encontram-se os seguintes resultados (figura 59):

- 22% (9 amostras) das idades TL encontradas situam-se no intervalo entre 28.000 e 10.500 anos, sendo que 78% destas situam-se entre 14.400 e 10.500 anos.
- Não foram encontradas amostras com idades entre 10.500 e 9.000 anos.
- 5% (2 amostras) apresentaram idades entre 9.000 e 8.200 anos, evidenciando a retomada de atividades eólicas na área.
- 7% (3 amostras) apresentaram idades entre 7.800 e 7.500 anos.
- 7% (3 amostras) continham idades entre 6.600 e 6.200 anos
- 5% (2 amostras) apresentaram idades entre 5.300 e 5.000 anos.
- 12% (5 amostras) situaram-se entre as idades de 4.500 e 4.000 anos.
- 15% (6 amostras) entre 3.600 e 3.300 anos.
- 19% (8 amostras) entre 2.900 e 2.000 anos
- 10% (4 amostras) apresentou idade entre 1900 e 1.700 anos.
- 2% (1 amostra) corresponde a idade de 900 anos.

Figura 59 - Representação gráfica do número de amostras datadas em função da idade TL.

Foram datadas um relativo grande número de amostras para que as idades obtidas pudessem ter alguma representatividade regional, para conhecer melhor as possíveis idades de retrabalhamento eólico nos últimos milhares de anos e inferir variações regionais, e embora levando-se em conta as limitações impostas pela amostragem (localização e profundidade da coleta, por exemplo) podem-se fazer algumas considerações paleoclimáticas:

A ausência de amostras com idades no intervalo entre 10.500 e 9.000 anos pode sugerir, que nesta fase não tenha ocorrido atividade eólica importante na área. Esta época corresponde ao início do Holoceno, quando se processou melhoria climática generalizada, devido ao término do último episódio glacial mais importante no hemisfério norte.

No Holoceno, entre 9.000 a 900, anos parecem ter ocorrido atividades eólicas bastante significativas na área, com retrabalhamento parcial das areias mais antigas, verificando-se aumento percentual e gradativo das idades obtidas entre 9.000 a 2.000 anos, o que pode sugerir, para este intervalo, que as condições favoráveis à atividade eólica foram se acentuando, podendo-se se invocar o aumento da intensidade dos ventos, a diminuição do índice de precipitação ou o

aumento da temperatura. Após 2.000 anos a atividade eólica na região parece sofrer uma nova diminuição de intensidade.

O grande número de amostras com idades entre 4.500 e 1.700 anos pode sugerir um aumento da atividade eólica nesse período, estando diretamente relacionado com aumento de aridez ou aumento da intensidade eólica.

As duas amostras que forneceram idades de 28.000 e 29.000 anos, podem sugerir, para a área de estudo, que, mesmo antes do derradeiro pleniglacial do último período glacial, já ocorreram condições climáticas favoráveis à fixação parcial de algumas dunas, principalmente junto a serra do Estreito, no domínio geomorfológico 5, como no caso da amostras I-14, de 13.900 anos.

O domínio geomorfológico 4 forneceu idades bastante variáveis entre 28.000 e 900 anos, implicando em tendência generalizada ao retrabalhamento parcial dos sedimentos mais antigos por atividades eólicas mais ou menos importantes ao longo do Holoceno principalmente na porção norte deste domínio que apresenta-se com maior tendência ao retrabalhamento eólico mais recente, enquanto a porção sul apresenta as idades mais antigas e formas eólica menos preservadas.

No domínio geomorfológico 3, predominam dunas com morfologia mais preservada, que forneceram idades entre 6.200 a 2.000 anos. A idade de 27.000 (TL-S-3) anos foi obtida em amostra coletada em sedimento eólico que foi exposto e está sendo erodido pelo São Francisco.

No domínio geomorfológico 2, correspondente aos lençóis de areia, as idades TL obtidas são relativamente novas e sugerem que as areias eólicas tenham sofrido retrabalhamentos pluvial ou fluvial, com posterior cobertura entre 1.200 (TL-B-1) e 2.200 anos (TL-B-5).

11. PROVÁVEIS VARIAÇÕES CLIMÁTICAS HOLOCÊNICAS EVIDENCIADAS POR CARVÃO VEGETAL

A presença de fragmentos de carvão em diferentes ambientes sedimentares e regiões do Brasil tem sido descrita com certa frequência: em solos, (Soubiés *et al.*, 1980; Sanford *et al.*, 1985; Servant *et al.*, 1989; Vernet *et al.*, 1994; Scheel *et al.*, 1995); em lagos (Absy *et al.*, 1980; Cordeiro, 1995); e em turfas (Barberi-Ribeiro, 1994). Em geral, eles têm sido atribuídos a incêndios naturais da vegetação local, podendo ter havido maior ou menor contribuição antrópica.

A ocorrência de carvão em dunas arenosas no Nordeste do Brasil, provavelmente foi descrita pela primeira vez por Barreto *et al.* (1995). O carvão foi encontrado, em doze sítios, em área com cerca de 2.900 km², na região mais central do mar de areia (figura 60). As areias foram submetidas a peneiramento para concentração dos fragmentos de carvão (dimensões de alguns milímetros a 1,5cm), que foram escolhidos e coletados manualmente. Os fragmentos foram encontrados entre 50-150 cm de profundidade, sendo mais freqüentes entre 60-80 cm.

As areias que continham o carvão, como no restante da área, exibiam estrutura maciça e freqüentemente estavam associadas a raízes de árvores recentes. Foi usado um intervalo maior de amostragem, quando as partículas de carvão eram mais escassas. O pequeno tamanho e o padrão de distribuição dos fragmentos de carvão sugerem que eles tenham sido transportados principalmente pelo vento e incorporados às areias de dunas.

11.1. Significado climático do carvão em depósitos holocênicos

Episódios de perturbação climática no Holoceno, com incêndios em florestas, são provavelmente consequência da interação entre períodos de clima seco e ocupação humana. Entretanto, evidências de incêndios em florestas durante o Holoceno médio, relacionadas à presença de fragmentos de carvão não são exclusivas de locais previamente ocupados pelo homem, pois partículas de carvão vegetal também têm sido encontradas em solos desenvolvidos sob vários tipos de florestas primárias (Sanford *et al.*, 1985).

Figura 60 - Mapa de localização da coleta de carvões

Embora não se possa descartar completamente uma origem antropogênica para a ocorrência das partículas de carvão na área estudada, nota-se a coincidência das idades obtidas pelo ^{14}C apresentados na tabela 17, com períodos de clima seco propostos por vários autores em muitas regiões do Brasil.

Na figura 61, tem-se a comparação das idades obtidas para os fragmentos de carvão das dunas do rio São Francisco e em outras regiões do Brasil. E na figura 62, são confrontadas as idades dos fragmentos de carvão do São Francisco e as informações sobre episódios climáticos do tipo *El Niño*.

AMOSTRA	NÚMERO LABORATÓRIO	PROFUNDIDADE (cm)	IDADE C-14
C-1	491	50-65	1.700 ± 60 AP
C-2	425	50-80	1.410 ± 60 AP
C-3	428	50-70	1.600 ± 80 AP
C-4	429	50-70	1.250 ± 60 AP
C-5	421	50-80	1.570 ± 60 AP
C-6	431	50-70	850 ± 60 AP
C-7	415	90-120	3.310 ± 70 AP
C-8	423	50-80	950 ± 60 AP
C-9	432	50-80	1.360 ± 70 AP
C-10	424	50-80	870 ± 60 AP
C-11	430	50-70	1.220 ± 60 AP
C-12	418	90-150	4.860 ± 70 AP

Tabela 17- Idades obtidas pelo radiocarbono das doze amostras de carvão do sistema de dunas fixadas do médio rio São Francisco. As amostras foram datadas pelo laboratório de radiocarbono do CENA/USP.

A idade mais antiga de 4.860 anos AP encontrada nos fragmentos de carvão, pode ser correlacionada com a encontrada por Soubiès (1980) em carvões de solo, na região de Santarém-Cuiabá e por Cordeiro (1995) e Absy *et al.* (1991), em depósitos lacustres na Serra dos Carajás, Amazônia. A idade de 3.310 anos AP coincide aproximadamente com a de partículas de carvão datadas por Soubiès (1980), Sanford *et al.* (1985), e as obtidas por Cordeiro (1995). As demais idades obtidas para os carvões das dunas situaram-se entre 1.700 e 850 anos AP, sugerindo que a

Figura 61 - Comparação das idades obtidas dos fragmentos de carvão nas dunas com as de outras regiões do Brasil.

Figura 62 -Confronto entre as idades dos carvões das dunas com informações de episódios climáticos do tipo El Niño.

ocorrência de fogo, durante muitos desses eventos, parece ter sido generalizada em várias regiões do Brasil.

Todos os trabalhos acima mencionados, que descreveram a presença de fragmentos de carvão em solos, lagos ou turfas, foram realizadas em regiões caracterizadas por clima úmido e com vegetação de floresta tropical, apresentando aspectos geográficos e climáticos bastante diversos da área estudada, que é caracterizada por clima semi-árido, com cobertura vegetal do tipo caatinga e, por isso mesmo, fortemente sensível às condições mais secas que facilmente reduziriam os índices de precipitação e conduziriam a área a condições áridas.

No entanto, a sincronia das idades encontradas para as partículas de carvão nas diferentes regiões sugere que, no Holoceno, pode ter existido períodos caracterizados por recrudescimento de incêndios em florestas com dimensões regionais.

11.2. Conclusões parciais

Supondo-se que os fragmentos de carvão encontrados nas dunas fixadas do médio rio São Francisco tenham sido originados de vegetação do tipo caatinga arbórea e arbustiva, talvez representando espécies desenvolvidas nas dunas parabólicas mesmo durante época de atividade eólica, uma vez que essas dunas são peculiares a regiões com alguma cobertura vegetal e que as idades, obtidas pelo radiocarbono, representem idades médias para os carvões é possível concluir que antes de 4.800 anos AP, o clima na área estudada não tenha sido favorável ao desenvolvimento de vegetação mais expressiva nas dunas.

A partir de 4.860 anos quando houve melhores condições para o desenvolvimento de vegetação sobre as dunas começou também a ser relativamente freqüente a ocorrência de fogos, antropogênicos ou não, fato que pode ser constatado pela grande extensão (cerca de 2.900 km²) da área de ocorrência de carvão vegetal nas dunas.

Entre 1.700 e 850 anos AP as queimadas foram bem mais comuns na área e depois de 850 anos AP a vegetação de caatinga arbórea e arbustiva, teria passado por tendência à maior estabilização.

12. PALINOLOGIA, PALEOVEGETAÇÃO E PALEOCLIMAS NO HOLOCENO DO SISTEMA DE DUNAS FIXADAS DO MÉDIO RIO SÃO FRANCISCO

12.1 Introdução

A paleovegetação e os paleoclimas do Holoceno e Pleistoceno tardio da região do nordeste do Brasileiro permanecem desconhecidos, apesar do grande avanço dos estudos de Paleoecologia do Quaternário do Brasil, ocorrido na última década. Um dos obstáculos principais ao desenvolvimento dessa área de estudos paleoecológicos tem sido a dificuldade de se encontrar lagos permanentes ou turfeiras com sedimentos não oxidados e com suficiente material paleobotânico, dentro da zona semi-árida coberta principalmente pela vegetação de caatinga. A elucidação das mudanças paleoclimáticas e de possíveis alterações da cobertura vegetal da região do Nordeste do Brasil é fundamental para o teste de várias hipóteses biogeográficas como a Hipótese dos Refúgios Florestais do Quaternário Tardio (Haffer 1969, 1990; Prance 1982) e de hipóteses climáticas que sugerem um aumento da aridez na região tropical durante o último máximo glacial (Hueck 1957; Ab'Saber 1982). Eventos climáticos relacionados à possíveis fenômenos do tipo El Niño (Kousky *et al.* 1984; Martin *et al.* 1995) também poderão ser analisados na região do noroeste da Bahia através dados palinológicos dessa região.

Os resultados de trabalhos palinológicos na região de cerrado de Minas Gerais (De Oliveira 1992; Ledru 1991, 1992), Brasil Central (Barberi-Ribeiro 1994; Ferraz-Vicentini 1993); Amazônia (Colinvaux *et al.* 1996; De Oliveira 1996) mostraram que algumas hipóteses paleoclimáticas e biogeográficas, amplamente difundidas na literatura científica, mostraram-se incorretas. Por exemplo, os perfis palinológicos de sedimentos lacustres e de turfeiras do Triângulo Mineiro (De Oliveira 1992; Ledru 1991, 1992) indicam que essa região teve temperaturas mais baixas e maior taxa de umidade simultaneamente com uma intensificação da Frente Polar Atlântica durante o máximo glacial. Fases de expansão da Floresta de *Araucaria* alternaram-se com períodos de expansão da Floresta Estacional Semidecídua. Atualmente, essa região é coberta por cerrados, cerradões e Floresta Semidecídua. A Hipótese dos Refúgios previa, para essa região, um aumento da aridez com consequente expansão de caatingas e cerrados (Ab'Saber 1982). Altas umidades e temperaturas mais baixas foram também registradas no Brasil

Central por Ferraz-Vicentini (1993) e Barberi-Ribeiro (1994). Estudos paleoecológicos na Serra dos Carajás (Absy *et al.* 1991) sugerem alguns períodos secos durante o último ciclo glacial na região sudeste da Amazônia, enquanto que períodos úmidos e mais frios foram encontrados durante o último máximo glacial no Alto Rio Negro (Colinvaux *et al.* 1996; De Oliveira 1996). Segundo Salgado-Labouriau (1993) "*a teoria dos refúgios tropicais tem que ser revista em base ao que já se conhece sobre o paleoclima do Quaternário, a sucessão e composição dos tipos de vegetação no passado*".

O objetivo principal deste estudo é reconstruir a história da vegetação e do clima do Pleistoceno tardio/Holoceno da região do sistema de dunas fixadas do Médio São Francisco e fornecer subsídios à uma reavaliação da Hipótese dos Refúgios Tropicais e ao estudo de Paleoclimas e Paleobiogeografia do Nordeste do Brasil.

12.2. Materiais e Métodos

12.2.1. Técnicas de campo

Usando-se um amostrador de Livingstone (modificado por Vohnout & Colinvaux segundo Colinvaux, 1993) foi testemunhado a turfeira do rio Icatu, na localidade do Saquinho (43°13'W 10°34'S). O testemunho obtido foi coletado em quatro seções de alumínio de 1m de comprimento e 5 cm de diâmetro, perfazendo um total de 3,29 m de sedimentos de turfa. Os sedimentos foram vedados no campo e posteriormente transportados para o Departamento de Paleontologia e Estratigrafia do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo.

12.2.2. Técnicas de Laboratório

Os tubos de alumínio foram abertos lateralmente com uma serra elétrica circular, permanecendo os sedimentos, intactos durante esta operação. As superfícies dos sedimentos foram limpas com uma espátula e em seguida foram sub-amostrados para análise palinológica, em intervalos de 10 cm. Seis amostras de sedimentos foram coletadas e enviadas para datação C^{14} , pela Beta Analytic Inc. (Coral Gables, Florida, EUA). A técnica palinológica empregada seguiu os padrões de Faegri & Iversen 1989; Moore *et al.* 1991; Salgado-Labouriau 1973 e De Oliveira 1992: remoção de silicatos e outros componentes minerais das amostras com ácido fluorídrico (HF), Hidróxido de Potássio (10% KOH) para a remoção de ácidos húmicos e dispersão da matéria orgânica, acetólise (9 partes de Anidrido Acético: 1 parte de Ácido Sulfúrico) para a

remoção da matéria orgânica contida no interior dos grãos de pólen e dispersa na amostra. A acetólise também causa um escurecimento da exina (parede celular exterior dos grãos de pólen, e outros palinórmfos facilitando assim a visualização de suas ornamentações. Centrifugação das amostras foi feita entre todas as etapas do processo químico dos sedimentos, para garantir a retenção de grãos delicados e pequenos no resíduo final. À cada amostra foram adicionadas 2-3 pílulas de esporos de *Lycopodium clavatum* (Stockmarr 1971) para a determinação da concentração de pólen, esporos e outros palinórmfos. Ao resíduo final de cada amostra foram adicionadas duas gotas de solução de safranina alcóolica 2% para corar os palinórmfos. As lâminas para o exame microscópico foram montadas em glicerina.

12.3. Resultados

12.3.1. Datações C-14

As datações C-14 da turfeira do Saquinho encontram-se na Tabela 18. Duas amostras, da seção basal da sequência sedimentar, tiveram datações que se enquadram nas proximidades da transição Pleistoceno/Holoceno. Com exceção das amostras obtidas nas profundidades 264.5-269.5 e 279.5-284.5, a turfeira teve sedimentação praticamente constante até os dias atuais.

Número de Laboratório	Localidade	Profundidade (cm)	Idade Medida	razão C13/C12	Idade corrigida (anos AP)
Beta 89265	T.Umburana	95.0-100.0	2.190±100	-28.4 0/00	2.190±100
Beta 97254	T. Saquinho	143.5-148.5	4240±70	-25 00	4.240±70
Beta 97255	T. Saquinho	214.5-215.5	6790±80	-25 00	6.790±80
Beta 97256	T. Saquinho	264.5-269.5	8910±80	-25 00	8.910±80
Beta 97257	T. Saquinho	279.5-284.5	8920±120	-25 00	8.920±120
Beta 97258	T. Saquinho	316.5-321.5	10540±80	-25 00	10.540±80
Beta 89265	T. Saquinho	324.0-329.0	11040±80	-25 00	10.990±80

Tabela 18. Datações pelo método do C¹⁴ das Turfeiras do Saquinho e Umburana (turfa arenosa, estéril para pólen, datada pela TL)

12.3.2. Resultados Palinológicos

Os sedimentos analisados mostraram conter pólen em bom estado de preservação, embora os níveis 98.5 cm, 113.5 cm, 133.5 cm, 199.5 cm, 209.5 cm, 304.5 cm, 309.5 cm, 314.5 cm, pobres em pólen, os continham em quantidades não suficientes para análises estatísticas.

Partículas carbonizadas, de várias dimensões, ocorreram em todas as amostras analisadas. Partículas carbonizadas maiores que 20 µm foram quantificadas em cada amostra usando-se da razão *Número Contado de Pólen/Número Contado de partículas Carbonizadas* (Berglund 1986). Diagramas de Porcentagem e Concentração de pólen foram feitos pelo Programa *Tilia* e *Tilia Graph*, usando-se a soma total de pólen, excluindo-se esporos de pteridófitas e algas e outros palinómorfs presentes nas amostras. As Figuras 63 e 64 mostram os perfis palinológicos dos elementos pertencentes às formações de floresta tropical, caatinga e cerrado, respectivamente. A Figura 65 mostra os perfis de elementos botânicos de ampla distribuição ecológica, *i.e.* que ocorrem em mais de um tipo de formação vegetal. A Figura 66 mostra os perfis paleocológicos dos elementos encontrados em formações vegetais montanas, de plantas herbáceas, indeterminados, esporos de pteridófitas (samambaias) e a soma total dos tipos arbóreos, herbáceos, esporos e indeterminados. A Figura 67 mostra um diagrama resumo dos valores de porcentagem de elementos restritos à caatinga, caatinga/cerrado, floresta e vegetação montana, seguidos do perfil de concentração da soma total de pólen, razão partículas carbonizadas > 20 µm/ pólen e número de datações TL encontradas no espaço de tempo delimitado pelas zonas polínicas. Um total de 7 zonas polínicas foram identificadas. Cada zona polínica é descrita a seguir:

Zona SA1 (10990-10540 anos AP)

Zona com os mais altos valores de concentração polínica, chegando acima de 900.000 grãos de pólen por cm³ de sedimento. É caracterizada pela ausência de *Mauritia vinifera* e pela presença de elementos típicos de florestas tropicais úmidas *e.g.* *Palmae* (<5%), *Alchornea* (*ca.* 5%), *Cecropia* (<5%), *Ilex* (5-9%), *Melastomaceae* (4-12%), *Mimosaceae*, *Myrtaceae* (4-11%). Alguns elementos arbóreos presentes atualmente em florestas da Amazônia e costa Atlântica *e.g.* *Symphonia* e *Simarouba* (Lorenzi 1992) estão restritas à esta zona polínica, ocorrendo com valores < 5% enquanto que *Rapanea* varia de 5 a 22%. *Ericaceae*, *Hedyosmum*, *Humiria* ocorrem em porcentagens < 5%. Esses taxons são atualmente encontrados em regiões elevadas da Amazônia, Sudeste e Sul do Brasil (Colinvaux *et al.* 1996; Ledru *et al.* 1996; Oliveira 1992; Oliveira 1996). *Rapanea*, *Ilex* e *Hedyosmum* são elementos botânicos comuns em espectros polínicos de idade glacial (Colinvaux *et al.* 1996; De Oliveira 1992; De Oliveira 1996; Ledru 1992). *Zanthoxylum* foi encontrado com valores < 5% nesta zona. Este gênero de espécies

Figura 63 Diagrama de Porcentagem da Turfeira do Saquinho

Figura 64 Diagrama de Porcentagem dos Elementos da Caatinga/Cerrado

Figura 65 Diagrama de Porcentagem de Elementos de Ampla Distribuicao

Figura 66 Diagrama Polínico de Porcentagem

Figura 67 Diagrama Porcentagem/Concentracao de Tipos de Vegetacao
 Perfil de Carvao > 20 um e Numero de Dat. TL/Zona polinica

arbóreas da floresta pluvial Atlântica/floresta latifoliada, tem uma espécie encontrada em florestas semidecíduas de altitude (Lorenzi 1992). Como *Zanthoxylum* está restrito à esta e à próxima zona, é possível que a espécie produtora desse tipo polínico esteja associada às formações vegetais alto-montanas. Os elementos de caatinga, *Arrabidaea*, *Bromelia*, *Cereus* (Cactaceae), *Caryocar*, *Chamaesyce*, *Cuphea*, *Eriocaulon*, *Jatropha* e *Mimosa* embora presentes, possuem valores < 1%. Os esporos encontrados pertencem a *Cyathea*, gênero de samambaias arborescentes (samambaia xaxim) e à família Lycopodiaceae. Esta zona é caracterizada por baixo número de partículas carbonizadas. Duas datações por Termoluminescência (TL) (10.500 e 10.700 anos) dos campos de dunas coincidem com o intervalo de tempo de SA1.

Zona SA2 (10540-ca. 8910 anos AP)

Caracterizada inicialmente pelo declínio do pólen de plantas arbóreas montanas, e dos taxons arbóreos de distribuição Amazônica. Ocorre um aumento significativo de Anacardiaceae atingindo ca. 35%. A sequência estratigráfica de SA2 é interrompida, na sua metade, por alguns níveis sedimentares destituídos de pólen. A fase final de SA2 registra o aparecimento pela primeira vez de *Mauritia vinifera*, acompanhado de um aumento na porcentagem de elementos arbóreos e.g. *Alchornea*, *Pterocarpus*, Urticaceae/Moraceae e do aparecimento, em porcentagens variáveis, de vários taxons de distribuição na caatinga e cerrado e.g. *Byrsonima*, *Chamaesyce*, *Cuphea*, *Curatella*, *Mimosa* e *Ouratea*. O pólen de Gramineae (Poaceae) e Cyperaceae, somados aos outros elementos herbáceos perfazem mais de 60% da soma total de pólen. A fase final de SA2 mostra um pequeno aumento da porcentagem de elementos da caatinga e cerrado, uma diminuição dos elementos florestais e um aumento relativo do número de partículas carbonizadas. Duas datações de TL (10500, 9000 anos) dos campos de dunas coincidem com o intervalo de tempo de SA2.

Zona SA3 (8920-8910 anos AP)

Zona diferenciada da anterior pelo grande aumento na porcentagem de *Ilex*, seguido de *Mauritia vinifera*. Embora represente 20 cm de deposição de sedimentos de turfa, as datações e os espectros polínicos obtidos sugerem uma alta taxa de sedimentação instantânea, provavelmente sob condições de clima úmido e quente.

Zona SA4 (ca. 8910-6790 anos AP)

Esta zona mostra duas fases distintas. A fase inicial marcada por um declínio acentuado de *Mauritia vinifera*, Melastomataceae, elementos de floresta e soma total de pólen arbóreo. A fase final é caracterizada por um aumento acentuado no pólen de *Cuphea*, que chega até ca. 20%, enquanto que *Mimosa* varia de 5 a 10%. Os elementos de floresta entram em declínio progressivo, acompanhado de um aumento simétrico nas porcentagens de elementos da caatinga e cerrados (Fig. 67). O número de partículas carbonizadas deste período mantém-se estável. São 4 as datações por TL (7500, 7700, 7800 anos) do campo de dunas, coincidentes com o período compreendido por SA4.

Zona SA5 (6790-ca.6236 anos AP)

Zona desprovida de pólen. A data de seu término foi extrapolada assumindo-se uma taxa de sedimentação constante para o período.

Zona SA6 (ca.6236-4240 anos AP)

Sua fase inicial indica uma nova expansão florestal acompanhada de um declínio nos elementos de caatinga e cerrado devido principalmente à diminuição nos valores de *Cuphea* e *Mimosa*. O máximo arbóreo é conferido pelo aumento significativo de *Mauritia* em 163 cm, seguido por um aumento progressivo dos elementos de caatinga e cerrado. As datações por TL do campo de dunas para este intervalo são 6200, 5300, 5000, 4389 anos AP.

Zona SA7 (4240 anos AP-Presente)

Esta zona polínica registra o início das condições atuais de clima e vegetação encontradas na região estudada. Sua fase inicial é caracterizada pela presença de sedimentos pobres em pólen em alguns níveis (133.5 cm, 113.5 cm e 98 cm). Esses níveis estão intercalados por níveis ricos em pólen indicando um declínio progressivo de *Mauritia*, *Mimosa* e níveis estáveis de *Cuphea* (5-10%). A fase final de SA7 inicia-se em 90 cm, quando *Cuphea* passa a dominar os espectros polínicos com valores entre 25 e 45%. Outros elementos característicos do término de SA7 são: *Cássia*, *Ilex*, Melastomataceae, *Myrtaceae*, *Mimosa*, *Byrsonima*. A fase final desta zona mostra uma clara tendência à uma expansão da vegetação de caatinga e cerrado em detrimento da vegetação de floresta (Fig. 67). Um aumento significativo do número de partículas carbonizadas e

aumento acentuado de datações por TL coincidentes com o intervalo de tempo de SA7 são outras características dessa zona. Com exceção da categoria de elementos de florestas, as categorias de vegetação estão bem representadas em SA7 o que confere a esta zona a maior paleodiversidade de toda a história da turfeira do Saquinho.

12.4. Interpretação e Discussão

A idade de 10990 ± 80 anos AP na parte basal dos sedimentos orgânicos de turfa em contato com areia eólica sugere que o atual sistema de drenagem só pôde ser instalado na paisagem depois do término da fase glacial, que aparentemente poderia ter sido caracterizada localmente por um clima mais frio e seco que o atual. Contudo, a ausência de sedimentos orgânicos e a inexistência de dados paleobotânicos com idade do ultimo máximo glacial não deve ser usada para quaisquer afirmações sobre a vegetação das dunas durante o tempo e avanço das geleiras no hemisfério norte e nas grandes elevações do hemisfério sul.

Clima e vegetação no final do Pleistoceno

O amplo registro palinológico da Turfeira do Saquinho indica sete mudanças principais na vegetação e no clima da região nos últimos 11.000 anos. O final do Pleistoceno foi caracterizado por condições climáticas inexistentes atualmente na região estudada. Um aumento expressivo da umidade e temperaturas mais baixas especialmente nas serras adjacentes (Serra do Estreito) permitiram a expansão de uma floresta tropical úmida com alta biodiversidade no período de 10990 a 10540 anos AP. Durante essa fase, alguns elementos de distribuição atual na Amazônia e Floresta Atlântica chegaram à região do Saquinho, provavelmente através de uma rede mais ampla de floresta de galerias, favorecida pela alta umidade no final do Pleistoceno, possibilitando uma antiga conexão da área estudada com estes grandes domínios fitogeográficos. Afinidades biogeográficas entre os domínios vegetais da Amazônia e da costa Atlântica sugerem que no passado muitas espécies de florestas puderam migrar para essas regiões e cruzar outras formações vegetais através de uma rede dendrítica de florestas de galeria (Oliveira-Filho & Ratter 1995). Meave *et al.* (1991) sugerem que florestas de galeria poderiam ter mantido grande parte da biodiversidade florestal da região tropical sul americana durante condições climáticas adversas do Pleistoceno.

O aumento de plantas de regiões mais altas e frias tais como *Hedyosmum*, *Rapanea* e *Ilex* no Saquinho no Pleistoceno final sugere temperaturas mais baixas, especialmente nas regiões mais elevadas na região da serra do Estreito. Decréscimo de 5°C nas temperaturas médias durante o Máximo Glacial foram encontradas por Stute *et al.* 1995 através do estudo de paleoaquíferos no nordeste do Brasil. A alta umidade e decréscimo de temperatura, encontradas nesse período no campo de dunas parecem estar associadas à intensificação da Frente Polar Atlântica observada no Pleistoceno tardio do Brasil central (Ledru 1991, 1993; Oliveira 1992) e na Amazônia (Colinvaux *et al.* 1996; Oliveira 1996).

Clima e vegetação do Holoceno

Elementos de florestas tropicais mantêm-se bem representados nos perfis polínicos até o médio Holoceno. Assim como na região dos campos de dunas, florestas de galeria expandiram-se entre 7500 a 8810 anos AP no Lago do Pires (Lat. 17°S) no extremo norte da região sudeste (Behling 1995). A paisagem da região do Saquinho mantêm-se dominada por elementos típicos de florestas tropicais até 8910 anos. De 8910 a 6790 anos AP, um aumento progressivo da aridez favorece o aumento de elementos da caatinga e cerrado na paisagem. No Brasil central, condições climáticas similares favorecem o desaparecimento de *Mauritia vinifera* em Cromínia (Ferraz-Vicentini 1994; Salgado-Labouriau *et al.* 1996) e desertificação em Águas Emendadas entre 7000 e 7500 anos AP (Barberi-Ribeiro 1994; Salgado-Labouriau *et al.* 1996).

O registro palinológico interrompido entre 6790 e a idade extrapolada de *ca.* 6236 anos AP, provavelmente associado à um clima mais seco, pode ser correlacionado com o clima da região do Lago do Pires onde houve um retorno de climas mais secos e aumento de fogos naturais entre 7500 e 5530 anos AP (Behling 1995). De *ca.* 6236 a *ca.* 2904 anos AP, houveram varias oscilações climáticas na região estudada. Uma alta concentração de *Mauritia* em 163.5 cm (*ca.* 4886 anos AP) indica um retorno da umidade. À partir de 4240 anos AP, torna-se claro uma tendência à expansão de elementos de caatinga e cerrado que persiste até o presente.

12.5. Assimetria climática no médio Holoceno entre o sistema de dunas fixadas do médio rio São Francisco e o sudeste do Brasil

De 11000 até ca. 5000 anos AP, a história da Turfeira do Saquinho encontra-se em concordância climática com os registros paleoecológicos da região sudeste (De Oliveira 1992; Ledru 1991,1992); Brasil central (Ferraz-Vicentini 1994; Barberi-Ribeiro 1994; Salgado-Labouriau *et al.* 1996). Contudo um padrão climático oposto ao registrado nessas regiões ocorre depois de 4000 anos AP na região dos campos de dunas. Enquanto ocorre um aumento da aridez com subsequente expansão dos elementos de cerrado e caatinga na paisagem da turfeira do Saquinho de 4240 anos AP até o presente, um aumento da umidade prevalece na Lagoa da Serra Negra (Lat. 18°55'S, Oliveira 1992), Lagoa Campestre (Lat.19°S, Ledru 1991, 1993, 1996), Lagoa dos Olhos (Lat.19°35'S, Oliveira 1992). Essa oposição climática entre a região estudada e outras áreas do Brasil parece estar fortemente correlacionada à possíveis fenômenos climáticos do tipo El Niño que ocorreram no Holoceno da região Sudeste (Martin & Suguio 1992) e da Amazônia (Absy *et al.* 1991; Colinvaux *et al.* 1996). Durante episódios climáticos do tipo El Niño (ENSO=El Niño Southern Oscillations) a Frente Polar Atlântica é bloqueada na latitude da região Sudeste, causando assim um aumento da precipitação nessa região e diminuição da precipitação nas regiões Norte e Nordeste (Sousky *et al.* 1984). O Holoceno tardio é caracterizado por muitas mudanças paleoclimáticas atualmente interpretadas como consequência dos efeitos de fenômenos do tipo El Niño. Por exemplo, várias oscilações do nível de água do Lago Titicaca ocorreram entre 4000-7000 anos AP. Eventos correlacionados a episódios de ENSO foram registrados em Carajás Amazônia Oriental (Absy *et al.* 1989). Dois eventos (1300 e 2300 anos AP) de ENSO foram registrados no Vale do Rio Doce (Martin & Suguio, 1992). Um total de 21 amostras de areia eólica com datação entre 1000 e 4000 anos AP apoiam a hipótese que um maior retrabalhamento de dunas ocorreu nesse período na região estudada. O aumento progressivo de elementos de caatinga e cerrado corroboram com a hipótese de aumento de aridez na região nos últimos 4000 anos, provavelmente associados a fenômenos climáticos do tipo El Niño.

Mais investigações paleoclimáticas são necessárias para a confirmação da hipótese que a assimetria climática observada no Holoceno médio entre a região do campo de dunas e a região Sudeste do Brasil é correlacionada com fenômenos climáticos do tipo El Niño.

12.6. Conclusões

As seguintes conclusões foram obtidas sobre a história do clima e da vegetação da região estudada:

1. Sete fases distintas de mudanças na vegetação e no clima ocorreram nos últimos 11000 anos na região estudada.
2. A datação de 10990 ± 80 anos AP para a parte basal da sequência sedimentar analisada sugere que o atual sistema de drenagem só pode ser instalado na paisagem local depois do término da fase glacial. Contudo, a ausência de perfis palinológicos mais velhos que 11000 anos não permitem o reconhecimento da paleovegetação e o paleoclimas prevalecentes no último máximo glacial. Supõem-se que o clima teria sido mais frio e mais seco, mas ainda não existem evidências diretas para esta suposição para a região estudada.
3. O início do Holoceno foi mais úmido que o atual, e permitiu a expansão de uma floresta úmida de galeria dentro da planície da turfeira do Saquinho. Alguns elementos arbóreos dessa floresta possuem distribuição geográfica atual na Amazônia e na Floresta Atlântica.
4. Embora estivesse pouco representada na paisagem entre 11000 e 8910 anos AP, o resultados palinológicos indicam que a vegetação de caatinga sempre existiu na região estudada. Sua representação na paisagem aumentou progressivamente em duas fases, entre 8910 e 6790 anos AP e entre ca. 6236 e 4240 anos AP.
5. Os padrões atuais de clima semi-árido e vegetação de caatinga ficaram estabelecidos na paisagem após 4240 anos AP.
6. Os resultados climáticos da Turfeira do Saquinho estão de acordo com os registros paleoclimáticos já identificados para as regiões Sudeste durante o período que inclui o final do Pleistoceno até o médio Holoceno.
7. À partir de 5000 anos AP a história climática da região do Saquinho seguiu um padrão climático oposto ao das regiões Sudeste e Central do Brasil. O grande número de datações por TL de areias eólicas aparentemente está correlacionado com um aumento da aridez e aumento da vegetação de caatinga e cerrado nos últimos 4000 anos. Possivelmente essa assimetria climática está relacionada com os efeitos de fenômenos climáticos do tipo El Niño.

A figura 68 exibe a representação esquemática da evolução da vegetação na Vereda do Saquinho durante o Holoceno.

Figura 68 - Representação esquemática da evolução da vegetação na Vereda do Saquinho durante o Holoceno

13. PALEOMBIENTE

O *mar de areia* interior do médio rio São Francisco representa importante evidência geomorfológica e geológica de um longo período de acumulação de areia durante o Quaternário. As dunas expostas na superfície são incipientemente intemperizadas, apresentando-se com solos pouco profundos e quartzoarenosos, embora o padrão morfológico de alteração pós-deposicional varie significativamente em resposta aos fatores hidrológicos, permitindo, juntamente com a variação do grau de preservação das dunas e características sedimentológicas, estabelecer a distinção de domínios geomorfológicos.

Pela falta de registro da seqüência estratigráfica completa *do mar de areia*, as evidências disponíveis são insuficientes para reconstituir a idade, extensão e causas dos episódios paleogeográficos e paleoclimáticos que atuaram na área. Um forte indício de que o início da sedimentação eólica tenha sido mais antiga que a maior idade obtida até o presente é sugerido principalmente pelas sondagens elétricas verticais que mostraram espessuras de areias que chegam até pelo menos 150m de profundidade. Também é de grande importância o fato de que é raro ou inexistente a exposição do embasamento no *mar de areia*, exceto nos seus limites, constituindo a área uma imensa bacia de sedimentação, sugerindo a possível existência de controle morfoestrutural na acumulação e preservação das areias.

Durante o final do Pleistoceno, o rio São Francisco possivelmente apresentava rede de drenagem amplamente entrelaçada com volume de água inferior ao atual. As areias das barras e ilhas, nos períodos de seca, deveriam ficar mais expostas a atividade eólica, favorecendo o desenvolvimento de dunas. No início do Holoceno, por causa do aumento da umidade, provavelmente algumas drenagens devem ter se instalado no *mar de areia*, inclusive o rio Icatu. Também o rio São Francisco deve ter aumentado seu volume de água e talvez modificado seu padrão de drenagem. A partir do Holoceno médio as condições climáticas novamente tenderia a imprimir modificações na área, a diminuição da umidade e o clima quente e seco tenderiam a favorecer a atividade eólica e expansão da vegetação de caatinga nas dunas. Quando a vegetação começa a se fixar nas dunas impõe certa dificuldade a migração das areias, reduzindo a efetividade dos ventos e favorecendo a fixação delas em algumas regiões. Os rios novamente tendem a diminuir o volume de água assumindo características de temporários, favorecendo o aporte de areias para a atividade eólica. O São

Francisco deve ter também diminuído seu volume de água, voltado a formar ilhas como por exemplo, a Ilha do Gado Bravo, no sul da área.

As idades disponíveis de termoluminescência sugerem que a atividade eólica ocorreu pelo menos, desde 28.000 até 900 anos, tendo havido certa diminuição da atividade entre 10.500 e 9.000 anos. Possivelmente, importante atividade eólica esteve associada ao último máximo glacial, quando as areias desprovidas de vegetação mais densa, devido a clima mais seco generalizado, foram retrabalhadas continuamente, embora na área já existissem condições localizadas para a fixação parcial de dunas como é sugerido por algumas idades TL.

Autores como Van der Hammen *et al.* (1992) reconhecem no último estágio glacial (Würm/Wisconsiniano) o Glacial inferior (90.000 a 75.000 anos AP), o Pleniglacial (75.000 a 13.000 anos AP) e o Glacial Tardio ou Tardiglacial (13.000 a 10.000 ano AP). Por outro lado, esses autores subdividiram o Pleniglacial em inferior (75.000 a 65.000 anos AP), médio (65.000 a 28.000 anos AP) e superior (28.000 a 13.000 anos AP), cada fase caracterizada por mudanças climáticas. As idades mais antigas encontradas para a atividade eólica na área estariam inseridas no Pleniglacial superior e no Tardiglacial, sendo o registro do Tardiglacial mais representativo.

No início do Holoceno, em cerca de 11.000 anos AP, o registro geológico, sugere que ocorreu uma mudança brusca de sedimentação na região do Saquinho (de eólica para fluvial). Esta mudança pode ter sido apenas local ou pode ter significado regional, podendo ser interpretada como reflexo de modificação aparentemente brusca do clima que pode ter passado de seco (sem registro palinológico) para úmido e frio (com registro palinológico). Com a melhoria climática a atividade eólica cessou ou torna-se mais localizada. Possíveis causas da diminuição da atividade eólica seriam à expansão da vegetação, levando à redução no suprimento de areia livre, ou por influência de diminuição da intensidade de ventos. Ambos casos favoreceria o desenvolvimento de solo nas dunas tendendo a estabilização.

Em torno de 8.900 anos, iniciou-se novamente significante retrabalhamento de areias, evidenciado pelas idades obtidas pela TL e algumas dunas que já deviam está mais ou menos fixadas foram novamente reativadas, outras começaram a se formar preferencialmente na parte norte do *mar de areia* e na faixa ao longo do rio São Francisco, onde parece existir maior suprimento de areia desprovido de vegetação, maior índice de aridez, ou talvez também por influencia dos ventos mais intensos nessa área. A partir de então, novamente a atividade eólica torna-se importante e as altas porcentagens das idades TL obtidas sugerem um aumento gradativo

ao longo do Holoceno até 2.000 anos, quando volta a apresentar nova diminuição percentual até 900 anos.

Não obstante entre 9.000 e 900 anos ter ocorrido significativa atividade eólica com formação de dunas, parece também ter havido a fixação de algumas formas, prevalecendo também na área, condições climáticas para que sincronicamente ocorresse o desenvolvimento de vegetação, fato claramente evidenciado não só pelo registro palinológico preservado e contínuo até os dias atuais, como pela morfologia dominante das dunas, que são variedades de formas parabólicas compostas que, embora ocorram em desertos interiores como, por exemplo, no deserto de Thar na Índia (Verstappen, 1969), não são típicas desses ambientes. Levando-se em conta a idade mínima deste *mar de areia* e sua grande extensão, pode-se imaginar que possivelmente outras formas dunares possam ter existido antes do Holoceno.

A diversidade de formas parabólicas compostas ocorreram aparentemente devido a variabilidade direcional dos paleoventos em escala regional, os quais foram aproximadamente unidirecionais porém com duas modas mais marcantes (NW e W) apresentando dispersão relativamente alta (53°). A grande extensão das formas eólicas, se comparadas com estudos em outros *mares de areias* (por exemplo Lancaster, 1988 e Pye, 1993), evidenciam, por sua vez, taxa anual de transporte de areia relativamente baixa e uma história evolutiva complexa, envolvendo fases de atividade eólica, estabilização e reativação parcial.

No nível atual de conhecimentos sobre a área, é difícil entender em detalhes os paleoventos ou as diferentes gerações de dunas e assim, os domínios geomorfológicos devem ser formados por mais de uma geração de dunas porém, algumas considerações são factíveis:

Do Pleistoceno tardio ao presente houve talvez, pelo menos três épocas importantes de geração de dunas, isto é entre 28.000 e 10.500 anos, quando as principais formas foram as parabólicas compostas aninhadas com tendência a formas fechadas em "V" e formas parabólicas simples alongadas, de direção geral dos ventos de SE para NW, refletindo regime de ventos unimodais com pequena dispersão.

Entre 9.000 e 4.000 anos, dunas parabólicas compostas aninhadas, escalonadas, superpostas e digitadas com formas predominantemente fechadas em forma de "U" foram as mais comuns, tendo sido a direção geral dos ventos E-W e SE-NW, nesta fase, o regime de ventos também era unimodal porém com maior dispersão, favorecendo a ocorrência das variedades das formas parabólicas.

Entre 4.000 a 900 anos pode-se distinguir uma nova geração de formas dunares superimpostas as mais antigas, onde as dunas de formas parabólicas compostas aninhadas e parabólicas alongadas assimétricas de menor tamanho são as mais comuns. Talvez refletindo ventos novamente com menor dispersão e com a direção predominante voltando a ser SE-NW.

Estas três gerações de dunas encontram-se superimpostas, principalmente, na parte centro norte do domínio geomorfológico 4. As duas últimas gerações são observadas principalmente no domínio geomorfológico 3, localizado ao longo do rio São Francisco, mostrando a significativa importância deste rio como principal fornecedor de areias para serem retrabalhadas pelo vento.

No domínio geomorfológico 5 apesar das areias apresentarem características sedimentológicas indicativas de que o vento foi o agente mais efetivo durante o transporte, atualmente não é possível mais distinguir as formas eólicas, provavelmente devido à grande densidade de drenagens junto à Serra do Estreito, e de modo geral condições mais favoráveis nesta região a estabilização.

A figura 69 apresenta esboço mostrando as possíveis variações das intensidades da atividade eólica, de temperatura e umidade durante o Quaternário tardio para a área de estudo, segundo as informações baseadas nos dados palinológicos e de datação.

Por todos os aspectos observados, verifica-se que o *mar de areia* do médio rio São Francisco possui uma história evolutiva complexa, caracterizado em geral por variações climáticas com flutuações durante o Quaternário tardio, e desde esta época tem estado intimamente associado ao aporte sedimentar do médio rio São Francisco.

Figura 69 Diagrama esquemático mostrando as possíveis variações das intensidades da atividade eólica, de temperaturas e umidades, durante o Quaternário tardio, segundo interpretações baseadas em dados palinológicos e geocronológicos.

13. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- AB'SABER, A. N. 1969. Participação das superfícies aplainadas nas paisagens do nordeste brasileiro. *Geomorfologia*, 9: 1-38.
- AB'SABER, A. N. 1982. The paleoclimate and paleoecology of Brazilian Amazonia. In: PRANCE, G.T. (Edit.) *Biological Diversification in the Tropics*. New York, p. 41-59.
- ABSY, M.L.; CLEEF, A.; FOURNIER, M.; MARTIN, L.; SERVANT, M.; SIFEDDINE, A.; SILVA, M.F. DA; SOUBIES, F.; SUGUIO, K.; TURCQ, B.; VAN DER HAMMEN, T. 1991. Mise évidence de quatre phases d'ouverture de la forêt dense dans le sud-est de l'Amazonie au cours des 60.000 dernières années. Première comparaison avec d'autres régions tropicales. *C.R. Acad. Sci. Paris*, t. 312, Série II, p.673-678.
- ABSY, M.L.; VAN DER HAMMEN, T.; SOUBIÈS, F.; SUGUIO, K.; MARTIN, L.; FOURNIER, M.; TURC, B. 1989. Data on the history of vegetation and climate in Carajás, Eastern Amazonia. In: INTERNATIONAL SYPOSIUM ON GLOBAL CHANGES IN SOUTH AMERICA DURING THE QUATERNARY, Special Publication nº1, p. 99-105.
- AITKEN, M. J. 1985. *Thermoluminescence Dating*. London, Academic Press, 351 p.
- ALMEIDA, F. F. 1977. O Cráton do São Francisco. *Revista Brasileira de Geociências*, 7 (4): 348-367.
- ARENAS, J. S. A. 1993. **Datação de sedimentos da Ilha de Cananéia, SP e da duna de Pilão Arcado, Bahia, pelo método da Termoluminescência**. São Paulo, 89 p, inédito (Dissertação de Mestrado, IF/USP).
- ASH, J. E. & WASSON, R. J. 1983. Vegetation and sand mobility in the Australian desert dunefield. *Zeitschrift für Geomorphologie (sppl.)*, 45:7-25.
- ASSUMPÇÃO, M. 1992. The regional intraplate stress field in South América. *Journal of Geophysical Research*, 97(11):889-903.
- AYTA, W. E. F. 1996. **Estudo das propriedades termoluminescentes dos grãos de quartzo dos sedimentos marítimos**. São Paulo, 77 p., inédito (Dissertação de Mestrado, IF-USP).
- BARBERI-RIBEIRO, M. 1994. **Paleovegetação e paleoclima no Quaternário tardio da vereda de Águas Emendadas, D.F. Brasília**, 110 p., inédito (Dissertação de Mestrado, UnB).
- BARRETO, A. M. F. 1993. **Estudo morfológico e sedimentológico da porção norte do mar de areia fóssil do médio Rio São Francisco, Bahia**. São Paulo, 98 p., inédito (Dissertação de Mestrado, IG-USP).
- BARRETO, A.M. F. & SUGUIO K. 1993. Considerações sobre a idade e a paleogeografia das paleodunas do médio Rio São Francisco, Bahia. In: CONGRESSO DA ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DE ESTUDOS QUATERNÁRIOS, 4, São Paulo, 1993. *Boletim de resumos expandido*, p. 11.
- BARRETO, A.M. F. & SUGUIO K. 1995. Possível significado paleoclimático do sistema de dunas fixadas do médio Rio São Francisco, Bahia. In: CONGRESSO DA ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DE ESTUDOS QUATERNÁRIOS, 5, Niterói, 1995. *Boletim de resumos expandido*, p. 32-36.

- BARRETO, A. M. F.; PESSENDA, L. C.; SUGUIO, K. 1996. Probable drier Holocene climate evidenced by charcoal bearing middle São Francisco river paleodunes, state of Bahia, Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*. No prelo.
- BEHLING, H. 1995. A high resolution Holocene pollen record from Lago do Pires, SE Brazil: vegetation, climate and fire history. *Journ. Paleolimnol.* **14**:253-268.
- BENDALI, F.; FLORET, C.; LE FLOCH, E. & PONTANIER, P. 1990. The dynamics of vegetation and sand mobility in arid regions of Tunisia. *Journal of Arid Environments*, **18**:21-32
- BERGLUND, B.E. 1986. Pollen analysis and pollen diagrams. In: BERGLUND, B.E. (Edit.) *Handbook of Holocene Palaeoecology and Palaeohydrology*, p. 455-484.
- BIGARELLA, J.J. & AB'SABER, A. N. 1964. Paleogeographische und paleoklimatische aspekte des kanozikum in sudbrazilien. *Zeistisch. geomorph.*, NF 8., p 286-312
- BRANNER, J. C. 1911. Aggraded limestone plains of the interior of Bahia and climatic changes suggested by them. *Geological Society of America Bulletin*, **22**(2):187-206.
- BRITO NEVES, B. B. 1972. **Inventário Hidrogeológico Básico do Nordeste, Folha 24 Aracajú SE**. SUDENE, DD, Recife, Série Hidrogeologia nº 26.
- BROOKFIELD, M. E. 1970. Dunes trend and wind regime in central Australia. *Zeitschrift für geomorphologie (suppl)*, **10**:121-153.
- BRUNI, M. A; ALMEIDA, J. T. BRUNI, E. C. 1974. **Carta geológica do Brasil ao milionésimo, folha rio São Francisco SC 23**. MME/DNPM., Brasília, 57p.
- CARVIER, R. E. 1971. Heavy mineral separation. In: CARVIER, R. E. (Edit.). *Procedures in sedimentary Petrology*. New York, Wiley-Interscience, p. 427-452 .
- CHAWLA, S.; DHIR, R. P. & SINGHVI, A. K. 1982. Thermoluminescence chronology of sand profiles in the Thar Desert and their implications. *Quaternary Science Reviews*, **11**:25-32 p
- COIMBRA, A. M. 1976. **Arenitos da Formação Bauru. Estudo de áreas-fontes**. São Paulo, 2 vol., inédito (Dissertação de Mestrado, IG-USP).
- COLINVAUX, P.A. 1993. *Ecology 2*. New York, John Wiley & Sons, 688 p.
- COLINVAUX, P.A., DE OLIVEIRA, P.E., MORENO, J.E., MILLER, M.C. & M. B. BUSH. 1996. A Long Pollen Record from Lowland Amazonia: Forest and Cooling in Glacial Times. *Science*. No prelo.
- CORDEIRO, R. C. 1995. **Mudanças paleoambientais e ocorrência de incêndios nos últimos 7.400anos na região de Carajás. Pará**. Niteroi, 115 p., inédito (Dissertação de Mestrado, UFRJ.)
- COSTA, L. A. M. 1976. **Projeto Leste do Tocantins-Oeste do Rio São Francisco**. DNPM/CPRM, Relatório final 11, Salvador, PROSPEC.
- COSTA, M. I. P. 1984. Caracterização e avaliação dos ambientes dunares nas folhas SA 24 Fortaleza; SB 24/25 Jaguaribe/Natal e SC 23 Rio São Francisco. *Boletim técnico do Projeto RadamBrasil*, Série Geomorfologia, **187**:84-87.

- COUTINHO, J. M. & E COIMBRA, A. M. 1974. Os pesados do Barreiras na costa Oriental brasileira: estudo de áreas-fontes. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 28, Porto Alegre, 1974. Anais... Porto Alegre, SBG., vol. 5, p. 27-41.
- DANIELS, F.; BYD, C. A. & SAUNDERS, D. F. 1953. Thermoluminescence as a research tool. *Science*, **117**:343.
- DEER, W. A.; HOWIE, R. A.; ZUSSMAN, J. (1995) **Minerais constituintes das rochas-uma introdução** (tradução). Fundação Caloute Gulben Kian. Lisboa, 558p
- DE OLIVEIRA, P.E. 1992. **A Palynological Record of Late Quaternary Vegetational and Climatic Change in Southeastern Brazil**. Columbus, Ohio, 238 p., inédito (Tese de Doutorado, The Ohio State University).
- DE OLIVEIRA, P.E. 1996. Glacial cooling and and forest disequilibrium in western Amazonia. Proceedings of the Regional Conference on Global Changes. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*. No prelo.
- DILLENBURG, S. R. 1994. A laguna de Tramandai: Evolução geológica e aplicação do método geocronológico da Termoluminescência na datação de depósitos sedimentares lagunares. Porto Alegre, vol. 1, inédito (Tese de Doutorado, UFRGS).
- DOMINGUES, A. J. P. 1948. Contribuição a geologia do sudeste da Bahia. *Revista Brasileira de Geografia*, **10**:255-289
- DOMINGUEZ, J. M. L. & ROCHA, A. G. M. F. 1989. Seqüências deposicionais do Espinhaço Setentrional na região sudeste do estado da Bahia. Uma margem continental Proterozóica?. In: SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, 5, Belo Horizonte, 1989. Anais... SBG, Núcleo MG-Brasília, p. 190-194.
- FAEGRI, K. & IVERSEN, J. 1966. *Textbook of pollen analysis*. New York, Haffner Pub. Co., 2nd ed.
- FAEGRI, K. & IVERSEN, J. 1989. *A textbook of pollen analysis*. New York, John Wiley & Sons, 4th ed.
- FERRAZ-VICENTINI, K.R.C. 1993. **Análise palinológica de uma vereda em Cromínia, GO**. Brasília, quantas páginas?, inédito (Dissertação de Mestrado, Dept^o. de Ecologia, UnB).
- FEITOSA, E.C. 1976. Reconhecimento Geofísico por Eletroresistividade da Faixa Marginal do Grupo Bambuí na Região de Lages do Batata/Morro do Chapéu/Seabra-Bahia. Área D do contrato CONESP/OESA. Recife. Relatório inédito.
- FOLK, R. L. & WARD, W. C. 1957. Brazos River bar, a study in the significance of grain-size parameters. *J. sediment. Petrol.*, **27**(1): 2-26.
- FOLK, R. L. 1974. *Petrology of sedimentary rocks*. Austin, Hemphill's. 185 p.
- FORTES, F. P. 1992. As manchas solares e o passo das dunas. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 37^o, São Paulo, 1992. Boletim de Resumos Expandidos..., SBG. Vol. 2, p.297-298.
- GALEHOUSE, J. S. 1971 Sedimentation analysis. In: CARVER, R.E. (Edit.). *Procedures in Sedimentary Petrology*. New York, Wiley-Interscience, p 69-94.

- GALLOWAY, W. E. & HOBDAV, D. K. 1983. *Terrigenous clastic depositional systems*. New York, Springer Verlag, 423 p.
- GIANNINI, P. C. F. 1993. **Sistemas deposicionais no Quaternário Costeiro entre Jaguaruna e Imbituba, SC**. São Paulo, 289 p., inédito (Tese de Doutorado, IG-USP).
- GLENNIE, K. W. 1970. *Desert sedimentary environments*. Amsterdam, Elsevier (Developments in sedimentology), 222 p.
- GODDARD, E. N.; TRASK, P. D.; DE FORD, R. K.; ROVE, O. N.; SINGEWALD JR., OVERBECK, R. M. 1963. *Rock Color Chart*. New York, The Geological Society of America.
- GOUDIE, A. 1977. *Environmental Change*. Oxford, Clarendon, edit., 244 p.
- GROVE, A. T. 1958. The ancient ergs of Hausaland and similar formations on the South side of Saara. *Geographical Journal*. **139**:243-257.
- HAFFER, J. 1969. Speciation in Amazonian birds. *Science*, **165**:131-137.
- HAFFER, J. 1990. Avian Species Richness in Tropical South America. *Studies on Neotropical Fauna and Environment*, **25**(3):157-183.
- HEINE, K. 1982. The main stages of the late Quaternary evolution of the Kalahari region, southern Africa. *Palaeoecology of Africa*, **15**:53-76.
- HOWELL, J. W. 1960. Glossary of Geology and Related Sciences. Washington, Am. Geol. Int., 325 p.
- HUBERT, J. F. 1971. Analysis of heavy mineral assemblages. In: CAVER, R. E. (Edit.). *Procedures in Sedimentary Petrology*. New York, Wiley Interscience Publ., p. 453-478.
- HUECK, K. 1957. Die Ursprünglichkeit der brasilianischen "Campos Cerrados". *Erdkunde* **11**:193-203.
- HUECK, K. 1966. *Die Wälder Südamerikas*. Stuttgart, Fischer Verlag, 422 p.
- IBGE. 1977. **Geografia do Brasil**. Rio de Janeiro, SERGRAF/IBGE, vol. 2.
- ICHIKAWA, Y. 1965. Dating of ancient ceramics by thermoluminescence. *Bulletin of the Institute of Chemical Research*, **43**:1-6
- IKEYA, M.; FILHO, B. O. & MASCARENHAS, S. 1984. ESR dating of cave deposits from Akiyoshi-dô cave in Japan and Diabo cavern in Brazil. *J. Speleol. Soc. Japão*, **9**:58-67
- INDA, H. A. V. & BARBOSA, J. F. 1978. **Mapa geológico do Estado da Bahia**. Salvador, SME/CPM (Texto Explicativo), 122p.
- JACOMINE, P.K.T.; CAVALCANTI, A.C.; RIBEIRO, M. R.; MONTENEGRO, J. O.; BURGOS, N. 1976. Levantamento Exploratório - Reconhecimento de solos da margem esquerda do Rio São Francisco, Estado da Bahia. *Boletim Técnico EMBRAPA*, nº **38**, 404 p.
- KALAF, F. I & AL-AJIMI, D. 1983. Aeolian processes and sand encroachment problems in Kuwait. *Geomorfology*. **6**:11-34.
- KING, L. G. 1956. A Geomorfologia do Brasil Oriental. *Revista Brasileira de Geografia*. **18**(2):147-265.

- KLAMER, G. 1992. Die Palaeowustre des Pantanal Von Mato Grosso und die Pleistozone klimageschichte der brasilianischen randtropen. *Zeitschrift für Geomorphologie*, **26**(4):393-416.
- KOUSKY, V.E., KAGANO, M.T. & CAVALCANTI, I.F.A. 1984. A review of the Southern Oscillation: Oceanic-Atmospheric circulation changes and related rainfall anomalies. *Tellus*, **36A**:490-504.
- KRUMBEIN, W. C. & SLOSS, L. L. 1963. Stratigraphy and Sedimentation. San Francisco, Freeman, 2nd ed., 660 p
- KRYNINE, P.D. 1946. The tourmaline group in sediments. *J. Geol.*, **54**(1):64-87.
- LANCASTER, N. 1981. Palaeoenvironmental implications of fixed dune systems in southern Africa. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **33**:327-346.
- LANCASTER, N. 1988. The development of large aeolian bedforms. *Sedimentary Geology*, **55**(1-2):69-89.
- LEAL, A. de S. & BRITO NEVES, B. B. 1968. Elementos de estratigrafia do Médio São Francisco. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE, 4^o, Recife, 1968. Resumo das comunicações... SBG, p. 17-19.
- LEAL, A. DE S. 1970. Inventário hidrogeológico básico do Nordeste. Folha 19-Aracaju - NO. *SUDENE, Série Hidrogeologia*, vol. **33**, 157 p.
- LEDRU, M.P. 1991. **Etude de la pluie pollinique actuelle des forêts du Brésil central: climat, vegetation, application à l'étude de l'évolution paléoclimatique des 30,000 dernières années.** Paris, inédito (Tese de Doutorado, Museu de História Natural de Paris).
- LEDRU, M.P. 1992. Late Quaternary Environmental and Climatic Changes in Central Brazil. *Quaternary Research*, **39**:90-98.
- LORENZI, H. 1992. Árvores brasileiras. *Manual de identificação e cultivo das plantas arbóreas nativas do Brasil*. Nova Odessa, Edit. Plantarum.
- LOWE, J. J. & WALKER, M. J. E. 1984. *Reconstructing Quaternary Environments*. London, Longman, 389 p.
- MABESOONE, J. M. & CASTRO, C. 1975. Desenvolvimento geomorfológico do Nordeste brasileiro. *Boletim do Núcleo Nordeste da SBG*, **3**:5-13.
- MEAVE, J.; KELMAN, M.; MacDOUGALL, A. & ROSALES, J. 1991. Iparian habitats as tropical refugia. *Global Ecology and Biogeography Letters*, **1**:69-76.
- MANTOVANI, L. E. & RICHÉ, G. R. 1987. Formações superficiais da região do sub-médio São Francisco. In: CONGRESSO DA ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DE ESTUDOS DO QUATERNÁRIO, 1^o, Porto Alegre, 1987. Anais. ABEQUA, p. 409-420.
- MARTIN, L.; MÖRNER, N. A.; FLEXOR, J. M.; SUGUIO, K. (1986) Fundamentos e reconstruções de antigos níveis marinhos do Quaternário. *Boletim I.G-USP. Publicação Especial*. **4**. 1-161.
- MARTIN, L. & SUGUIO, K. 1992. Variation of coastal dynamics during the last 7,000 years recorded in beach ridge plains associated with river mouths: example from the central Brazilian coast. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **99**:119-140.

- McKEE, E. D. 1979. A study of global sand seas. U.S. Geol. Survey, Profess.Papers, 1052, 423 p.
- McKEE, E. D. 1982. Sedimentary structures in dunes of the Namib Desert, South West Africa. *Geological Society of America*, Spec Papers n° 118, 64 p.
- MELTON, F.A. 1940. A tentative classification of sand dunes its application to dune history in the Southern High Plains. *Journal of Geology*, **48**(2):113-145.
- MOORE, P.D., WEBB, J.A. & COLLINSON, M.E. 1991. *Pollen Analysis*. Oxford. Blackwell Scientific Pub., 216 p.
- MORAES REGO, L. F. de. 1926. Reconhecimento geológico da parte occidental do Estado da Bahia. *Boletim do Serviço Geológico e Mineralógico*, **17**:33-54.
- MUHS, D. R. (1985) Age and paleoclimatic significance of Holocene dune sands in northeastern Colorado. *Annals of the Association of American Geographers*, **75**: 566-582.
- NASCIMENTO, P. A. B. 1973. Inventário Hidrogeológico Básico do Nordeste. Folha 27. Brasília NE. *SUDENE, Série Hidrogeologia*.
- OLIVEIRA-FILHO, A. T. & RATTER, J. 1995. A study of the Origin of Central Brazilian Forests by the Analysis of Plant Species Distribution Patterns. *Edinb. J. Bot.*, **52**(2):195-203.
- PEDREIRA, J. A. & ROCHA, A. J. D. 1990. Coberturas cratônicas Precambrianas e mineralizações do nordeste da Bahia- Serra de Jacobina, Chapada Diamantina, Bacia de Irecê. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 36^o, Natal, 1990. Roteiro de excursão n° 6, SBG, 31 p.
- PEDREIRA, J. A.; KISHIDA, A.; TORQUATO, J.R. & MASCARENHAS 1978. Inventário e reavaliação do conhecimento geológico da parte central do Cráton de São Francisco. Anais da reunião preparatória para o Simpósio sobre o Cráton de São Francisco e suas Faixas Marginais (agosto 1977). SBG/SME. p. 67-136.
- PENHA, A. E. P. P. 1994. **O calcário Caatinga de Ourolândia, Bahia: Feições diagnósticas, gênese e evolução de um perfil de Calcrete**. Salvador, 114 p., inédito (Dissertação de Mestrado, IG-UFBA)
- PEREIRA, A. D. C. & BRAZ, E. R. C. 1996. Paleocanyon do rio São Francisco. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 39^o, Salvador, 1996. Anais... SBG, vol. 4, p. 503-505.
- PESSOA, M. D. 1979. Inventário Hidrogeológico Básico do Nordeste. Folha 18. São Francisco NE. *SUDENE, Série Hidrogeologia*, Bol. n° 59.
- PETTIJOHN, F. J. 1975. *Sedimentary Rocks*. New York, Harper & Row, 3rd ed., 628 p.
- POTER, M. L. 1986. Sedimentary record of erg migration. *Geology*, **14**:497-500.
- POUPEAU, G.; SOLIANI JR., E.; LOSS, E. L.; VASCONCELOS, M. B. A. 1988. Datação por Termoluminescência de alguns depósitos arenosos costeiros do último ciclo climático, no nordeste do Rio Grande do Sul. *Pesquisas*, **21**:11-24.
- POUPEAU, G.; SOUZA, J. H.; SOLIANI JR., E.; LOSS, E. L. 1984. Dating quartzose sands of of the Coastal Province of Rio Grande do Sul, Brazil, by Thermoluminescence. *Pesquisas*, **16**:250-268.

- POWERS, M. C. 1953. A new roundness scale for sedimentary particles. *Journal of Sedimentary Petrology*, **23**:117-119.
- PRETTI, W. L. 1984. **Estudo das propriedades da termoluminescência da calcita natural e suas aplicações em geocronologia**. São Paulo, inédito (Dissertação de Mestrado, IF-USP).
- PRÓSZYNSKA, H.; STANSKA, P. W. & PRÓSZYNSKI, M. 1985. Termoluminescence dating of Partilly Bleached sediments by the regeneration method. *Quaternary Science Reviews*, **7**:265-271.
- PYE, K. & TSOAR, H. 1990. *Aeolian Sand and Sand Dunes*. London, Unwin Hyman, 396 p.
- PYE, K. 1993. Late Quaternary development of coastal parabolic megadune complexes in northeastern Australia. *Spec. Publ. of the Int. Ass. Sediment.*, **16**:23-44.
- RICCI, M. & PETRI, S. 1965. *Princípios de aerofotogrametria e interpretação geológica*. São Paulo, Edit. Nacional, 226 p.
- RICCOMINI, C.; PELOGGIA, A.V.G.; SALONI, J.C.L.; KOHNKE, M.W.; FIGUEIRA, R. M. 1989. Neotectonic activity in the Serra do Mar Rift System (Southeastern Brazil). *Journal of South America Earth Sciences*, **2**(2):191-197.
- RITTENHOUSE, G. 1943. Transportation and deposition of heavy minerals. *Geological Society of America Bulletin*, **54**:1725-1780.
- RODRIGUES, M. T. 1991. Herpetofauna das dunas interiores do Rio São Francisco, Bahia, Brasil. *Papéis Avulsos de Zoologia*, **37**(19):285-320.
- ROUBIK, D.W. & MORENO, P., J.E. 1991. *Pollen and Spores of Barro Colorado Island*. Monographs in Systematic Botany, Missouri Botanical Garden., vol. 36, p. 270.
- SABINS JR, F.F. 1978. *Remote Sensing: principles and interpretation*. San Francisco, Freeman, 464 p.
- SALGADO-LABOURIAU, M.L. 1973. *Contribuição à Palinologia dos Cerrados*. Rio de Janeiro, Acad. bras. Ci., 291 p.
- SALGADO-LABOURIAU, M.L.; VICENTINI, K. R. F.; BARBERI, M. ; PARIZZI, M. G. 1996. A dry climatic event during the Late Quaternary of Tropical Brazil. In: INTERNATIONAL PALYNOLOGICAL CONGRESS, IX, Houston, 1996. Abstracts.
- SANFORD, R.L.; SILDARRIAGA, J.; CLARCK, K.E.; UHL, C.; HERRERA, R. 1985. Amazon rainforest fires. *Science*, **227**:53-55.
- SANTOS LIMA, J.E. 1980. Inventário Hidrogeológico Básico do Nordeste. Folha 32. Salvador-BA. *SUDENE, Série Hidrogeologia* nº50.
- SANTOS, A. R. dos; MENEZES, P. R. & PORTO dos SANTOS, U. 1977. **Sensoriamento remoto aplicado ao mapeamento geológico regional**. Secretaria de Planejamento da Presidência da República, CNDCT. Relatório INPE nº 111-TPT/064.
- SANTOS, J.O.S.; NELSON, B.W.; GIOVANNINI, C.A. 1993. Corpos de areia sob leitos abandonados de grandes rios. *Ciência Hoje*, Suplemento Tecnologia nº 16, **93**:22-25.
- SCHEEL, R.; VERNET, J.L.; WENGLER, L.; FOURNIER, M. 1995. Carvões do solo em São Pedro, Estado de São Paulo, Brasil: datação, notas sobre o paleoambiente no Quaternário

recente, condições do depósito, origem do fogo e proposta de estudos antracológicos. In: CONGRESSO, V, 1995. Anais ABEQUA, p. 169-175.

- SCHOBENHAAUS, C. F. 1984. **Carta geológica do Brasil ao milionésimo. Folha Aracajú SC-24.** Brasília, MME/DNPM, 227 p.
- SCHOBENHAAUS, C. F.; ALMEIDA CAMPOS, D.; DERZE, G. R.; ASMUS, N. E. 1984. *Geologia do Brasil. Texto explicativo do mapa geológico do Brasil e da área oceânica adjacente incluindo depósitos minerais, escala 1:2.500.000.* Brasília, MME/DNPM., 501 p.
- SERVANT, M.; FOURNIER, M.; SOUBIES, F.; SUGUIO, K.; TURCQ, B. 1989. Sécheresse holocène au Brésil (18-20° latitude sud). Implications paléométéorologiques. *C. R. Acad. Sci. Paris*, t. 309, Série II:153-156.
- SHEPARD, F. P. 1954. Nomenclature based on sand-silt-clay ratios. *Journal of Sedimentary Petrology*, **24**(3):151-158.
- SILVA, A. B. 1974. Inventário Hidrogeológico Básico do Nordeste. Folha 23 São Francisco SE. *SUDENE, Série Hidrogeologia*, Bol. nº 50, 160 p.
- SINGHVI, A. K. & MEJDAHL, V. 1985. Thermoluminescence dating of sediments. *Nucl. Tracks*, **10**(4-6):137-161.
- SINGHVI, A. K.; SHARMA, Y. P. & AGRAWAL, D. P. 1982. Thermoluminescence dating of sand dunes in Rajasthan, India. *Nature*, **295**:313-315.
- SOUBIES, F. 1980. Existence d'une phase sèche en Amazonie brésilienne datée par le presence de charbons de bois (6.000-3.000 ans BP). *Cah. ORSTOM, Sér. Géol.*, **1**:133-148.
- SOUZA, W. S. T. & GUERRA, G. T. 1986. Estudo geológico da Chapada Diamantina Setentrional a partir do emprego do conceito de unidade deposicional. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 34^o, Goiânia, 1986. Anais... SBG, vol. 1:377-390.
- SPEARING, D. R. 1974. Summary Sheets of Sedimentary Deposits. *Geological Society of America*, (7 folhetos).
- STOCKMARR, J. 1971. Tablets with spores used in absolute pollen analysis. *Pollen et Spores*, **13**:615-621.
- STRAHLER, A.N. 1952. Dynamic basis of geomorphology. *Geological Society of America Bulletin*, **63**:923-938.
- STUTE, M.; FORSTER, M.; FRISCHKORN, H.; SEREJO, A.; CLARK, J. F.; SCHLOSSER, P.; BROECKER, W. S.; BONANI, G. 1995. Cooling of Tropical Brazil (5°) During the last Glacial Maximum. *Science*, **269**:379-383.
- SUGUIO, K. 1973. *Introdução a sedimentologia*. São Paulo, Ed. Edgard Blücher/EDUSP, 317 p.
- SUGUIO, K. 1980. *Rochas Sedimentares*. São Paulo, Ed. Edgard Blücher/EDUSP, 500 p.
- SUGUIO, K.; BARCELOS, J. N.; MATSUI, E. 1980. Significados paleoclimáticos e paleoambientais das rochas calcárias da Formação Caatinga (BA) e do Grupo Baurú (MG/SP). In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 31^o, Camboriú, 1980. Anais... SBG, vol. 1, p. 607-617.

- SZMUK, P. E. & WATANABE, S. 1971. Dating of brazilian indian pottery by. TLD. *Publ. IEA* nº 231.
- TATUMI, S. H. 1994. **Estudo das propriedades termoluminescentes e dos centros paramagnéticos da aragonita. São Paulo**,., inédito (Tese de Doutorado, IF-USP) 116 p.
- TATUMI, S. H.; BATISTA, L. R.; WATANABE, S. & MATSUOKA, M. 1989. Thermoluminescence dating of calcite deposits in a brazilian cave. *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research*, **A280**:510-513.
- THOMAS, D. S. G. & GOUDIE, A. S. 1983. Ancient ergs of the Southern Hemisphere. In: SAQUA INTERNATIONAL SYMPOSIUM, Swaziland, 1983. Abstracts..., p. 407-453.
- THOMAS, D. S. G. (1984) Ancient ergs of the former arid zones of Zimbabwe, Zambia and Angola. *Institute of British Geographers, Transactions (NS)*, **9**:75-88.
- THOMAS, D. S. G. & TSOAR, H. 1990. The geomorphological role of vegetation in desert dune systems. In: THORNES, J. B. (Edit.). *Vegetation and erosion*., p. 471-489.
- THOMAS, D.S.G. & SHAW, P.A. 1991 "Relict" desert systems: interpretations and problems. *Journal of Arid Environments*, **20**:1-14.
- TRICART, J. & CARDOSO DA SILVA, T. 1968. Estudos de geomorfologia da Bahia e Sergipe. *Fundação para o Desenvolvimento da Ciência na Bahia*, 167 p
- TRICART, J. 1974. Existence de périodes seches au Quaternaire en Amazonie et dans les régions voisines. *Revue Geomorphologie Dynamique*, **4**:145-158.
- TSOAR, H. 1985. Profiles analysis of sand dunes and their steady state signification. *Geografisker Annaler*, **67A**:47-59.
- VAN DER HAMMEN, T.; DUIVENVOORDEN, J. F.; LIPS, J. M.; URREGO, L. E.; ESPEJO, N. 1992. Late Quaternary of the middle Caquetá river area (Colombian Amazonia). *Journal of Quaternary Science*, **7**: 45-55.
- VERNET, J.L.; WEGLER, L.; SOLARI, M.E.; CECCANTINI, G.; FOURNIER, M.; LEDRU, M.P.; SOUBIES, F. 1994. Feux climatset végétations au Brésil central durant l'Holocène: les données d'un profil de sol à charbons de bois (Salitre, Minas Gerais). *C. R. Acad. Sci. Paris*, t. 319. Série II:1391-1397.
- VERSTAPPEN, H.T. 1969. On the origin of longitudinal (seif) dunes. *Zeitschrift für Geomorphologie*, **12**(2):200-220.
- WASSON, R. 1984. Late Quaternary palaeoenvironments in the desert dunefields of Australia. In: VOGEL, J. C. *Late Quaternary Palaeoclimates of Southern Hemisphere*. Rotterdam, Balkema, p.419-432.
- WASSON, R. J. & HYDE, R. 1983. factors determining desert dune type. *Nature*, **304**:337-339.
- WENTWORTH, C. K. 1922. A scale of grade and class terms for clastic sediments. *Journal of Geology*, **30**:377-392.
- WHITMORE, T.C. & PRANCE, G.T. 1987. *Biogeography and Quaternary history in tropical America*. Oxford, University Press.

- WILLIAMS, H. E. 1925. Notas geológicas e econômicas sobre o vale do Rio São Francisco. *Boletim do Serviço Geológico e Mineralógico*, nº 12, 56 p.
- WINTLE, A. G. & HUNTLEY, D. J. 1980. Thermoluminescence dating of ocean sediments. *Canadian journal of Earth Sciences*, 17:348-360.
- YAMAMOTO, J.K. 1977. **Perfil geológico entre Franca e Rifaina**. São Paulo, 33 p., inédito (Relatório de Iniciação científica, FAPESP-USP, processo nº 08 Geologia 75/0083).
- ZUBAKOV, V. A. & BORZENKOVA, I.I. (1990) **Global paleolimatic of the late Cenozoic**. *Developments in paleontology and stratigraphy*, 12. Elsevier, amsterdam.

ANEXO 1

MAPA GEOLÓGICO-GEOMORFOLÓGICO DO SISTEMA DE DUNAS
FIXADAS DO MÉDIO RIO SÃO FRANCISCO, BAHIA

(OLHAR NA ÚLTIMA CAPA)

ANEXO 2

**SÍNTESE DOS RESULTADOS DAS ANÁLISES GRANULOMÉTRICAS DOS
DOMÍNIOS GEOMORFOLÓGICOS**

**ANEXO 2 SÍNTESE DOS RESULTADOS DAS ANÁLISES GRANULOMÉTRICAS DO
DOMÍNIO GEOMORFOLÓGICO 2**

Amostra	% Grânulos	% Areia	% Silte + Argila	% Argila	Classes Texturais	Classificação de Shepard (1954)
B-1	0.0	93.11	6.89	1.32	5	Areia
B-2	0.0	91.67	8.33	2.83	5	Areia
B-3	0.0	89.35	10.65	1.67	9	Areia
B-4	0.0	89.15	10.86	2.85	8	Areia
B-5	0.0	85.87	14.14	3.84	9	Areia
B-6	0.0	75.83	24.17	4.64	9	Areia
B-7	0.0	88.97	11.04	3.48	6	Areia
B-8	0.52	62.44	37.05	18.37	9	Areia Siltica
B-9	0.0	97.44	2.56	0.0	4	Areia
TL-B-1	0.0	98.82	1.18	0.0	4	Areia
B-11	0.0	97.71	2.29	0.0	4	Areia
B-12	0.0	98.58	1.42	0.0	5	Areia
B-13	0.0	95.78	4.22	0.0	4	Areia
B-14	0.0	99.02	0.98	0.0	3	Areia
B-15	0.0	98.80	1.20	0.0	4	Areia
B-16	0.0	98.78	1.22	0.0	4	Areia
B-17	0.0	90.86	9.14	1.32	5	Areia
B-18	0.0	97.15	2.85	0.0	5	Areia
B-19	0.0	98.92	1.08	0.0	4	Areia
B-21	0.0	99.30	0.70	0.0	3	Areia
TL-B-5	0.0	98.87	1.13	0.0	4	Areia
B-23	0.0	99.59	0.41	0.0	4	Areia
B-24	0.0	99.56	0.44	0.0	4	Areia
B-25	0.0	98.68	1.32	0.0	4	Areia
B-26	0.0	99.35	0.65	0.0	3	Areia
B-27	0.0	99.57	0.43	0.0	3	Areia
B-38	0.0	95.78	4.22	0.0	5	Areia
B-39	0.0	98.22	1.78	0.0	4	Areia
B-40	0.0	98.59	1.41	0.0	4	Areia
B-41	0.0	98.82	1.18	0.0	3	Areia
B-42	0.0	99.49	0.51	0.0	3	Areia
B-43	0.0	98.78	1.22	0.0	4	Areia
B-44	0.0	92.03	7.97	5.01	5	Areia
B-46	0.0	91.69	8.31	3.82	6	Areia
B-47	0.0	97.69	2.30	0.90	4	Areia
B-48	0.0	97.90	2.10	0.0	5	Areia
B-49	0.0	98.03	1.97	0.0	4	Areia
B-50	0.0	98.67	1.33	0.0	4	Areia
B-51	0.0	99.07	0.93	0.0	3	Areia
B-52	0.0	99.17	0.83	0.0	3	Areia
B-53	0.0	99.69	0.31	0.0	3	Areia
B-54	0.0	99.63	0.37	0.0	3	Areia
B-55	0.0	98.34	1.66	0.0	3	Areia
B-57	0.0	94.61	5.39	0.0	5	Areia
B-58	0.0	91.15	8.85	0.0	5	Areia

Anexo 2 SÍNTESE DOS RESULTADOS DAS ANÁLISES GRANULOMÉTRICAS DOMÍNIO GEOMORFOLÓGICO 2 (Continuação)						
Amostra	% Grânulos	% Areia	% Silte + Argila	% Argila	Classes Texturais	Classificação de Shepard (1954)
B-60	0.0	71.08	29.93	12.60	8	Areia Siltica
B-61	0.0	54.55	45.45	19.16	8	Areia Siltica
B-62	0.0	67.53	32.47	13.94	8	Areia Siltica
3	0.0	93.60	6.40	4.45	6	Areia
4	0.0	91.55	8.45	5.21	6	Areia
5	0.36	83.81	15.83	6.32	9	Areia
6	0.27	87.28	12.45	5.77	7	Areia
7	0.10	85.53	14.37	2.13	10	Areia
8	0.43	83.37	16.20	4.62	10	Areia
10	0.07	92.17	7.76	2.61	7	Areia
11	0.24	85.54	14.21	5.56	8	Areia
12	0.09	89.51	10.40	3.93	8	Areia
13	0.28	87.18	12.55	2.79	6	Areia
14	0.27	91.35	8.38	3.06	6	Areia
15	0.0	91.49	8.51	3.02	7	Areia
16	0.07	93.35	6.58	4.25	5	Areia
17	0.0	95.50	4.51	2.28	5	Areia
18	0.0	81.19	10.82	5.42	7	Areia
19	0.0	93.51	6.49	4.27	5	Areia
20	0.0	93.34	6.65	3.19	6	Areia
21	0.05	91.45	8.51	3.33	7	Areia
22	0.20	91.41	8.38	3.72	6	Areia
24	0.68	87.54	11.78	4.35	8	Areia
25	0.82	86.01	13.17	6.85	8	Areia
26	0.0	71.67	28.33	4.67	7	Areia Siltica
27	0.53	85.95	13.53	4.73	10	Areia
28	0.41	88.92	10.67	4.17	7	Areia
29	0.40	87.20	12.40	5.15	7	Areia
68	0.0	99.20	0.80	0.0	4	Areia
70	0.0	99.25	0.75	0.0	4	Areia
72	0.20	93.89	5.91	1.96	6	Areia

MÉDIA ARITMÉTICA E DESVIO PADRÃO DOS PARÂMETROS ESTATÍSTICOS DE FOLK & WARD (1957) DOMÍNIO GEOMORFOLÓGICO 2

		Distribuição Total	Distribuição areia
Diâmetro médio	Valor médio	2.45	2.24
	Desvio Padrão	0.49	0.15
Desvio Padrão	Valor médio	1.02	0.64
	Desvio Padrão	0.55	0.14
Assimetria	Valor médio	0.19	-0.04
	Desvio Padrão	0.16	0.07
Curtose	Valor médio	1.54	1.07
	Desvio Padrão	0.58	0.10

ANÁLISE DE FREQUÊNCIA DOMÍNIO GEOMORFOLÓGICO 2

		Distribuição Total	Distribuição areia
Diâmetro médio	Grânulos	0.0	
	Areia muito grossa	0.0	0.0
	Areia grossa	0.0	0.0
	Areia média	2.63	3.95
	Areia fina	89.47	96.05
	Areia muito fina	3.95	0.0
	Silte grosso	3.95	
	Silte médio	0.0	
	Silte fino	0.0	
	Silte muito fino	0.0	
	Argila	0.0	
Seleção	Muito bem selecionado	0.0	0.0
	Bem selecionado	13.16	22.37
	Moderadamente selecionado	42.11	77.63
	Pobremente selecionado	39.47	0.0
	Muito pobremente selecionado	5.26	0.0
	Extremamente mal selecionado	0.0	0.0
Assimetria	Assimetria muito negativa	0.0	0.0
	Assimetria negativa	0.0	27.63
	Aproximadamente simétrica	39.47	69.74
	Assimetria positiva	38.16	2.63
	Assimetria muito positiva	22.37	0.0
Curtose	Muito platicúrtica	0.0	0.0
	Platicúrtica	2.63	5.26
	Mesocúrtica	19.74	59.21
	Leptocúrtica	39.47	35.53
	Muito leptocúrtica	36.84	0.0
	Extremamente leptocúrtica	1.32	0.0

ANEXO 2 - SÍNTESE DOS RESULTADOS DAS ANÁLISES GRANULOMÉTRICAS
DOMÍNIO GEOMORFOLÓGICO 3

Amostra	% Areia	% Silte + Argila	% Argila	Classes Texturais	Classificação de Shepard (1954)
S-1	96.37	3.63	0.0	4	Areia
B-13	99.0	1.0	0.0	3	Areia
I-2	99.88	0.12	0.0	3	Areia
I-3	99.06	0.94	0.0	3	Areia
I-4	99.40	0.60	0.0	4	Areia
B-63	98.63	1.37	0.0	5	Areia
B-64	99.73	0.27	0.0	3	Areia
B-65	99.61	0.39	0.0	4	Areia
S-1	9.39	0.61	0.0	3	Areia
TL-S-7	98.85	1.15	0.0	5	Areia
TL-S-8	98.77	1.23	0.0	5	Areia
S-4	99.64	0.36	0.0	3	Areia
TL-S-10	99.12	0.88	0.0	3	Areia
S-6	98.77	1.23	0.0	5	Areia
TL-S-12	99.63	0.37	0.0	4	Areia
TL-S-13	98.72	1.28	0.0	4	Areia
TL-S-14	99.74	0.26	0.0	3	Areia
120	99.87	0.13	0.0	4	Areia
121	99.83	0.17	0.0	3	Areia
TL-S-5	99.72	0.28	0.0	4	Areia
123	99.62	0.38	0.0	3	Areia
124	98.90	1.10	0.0	4	Areia
127	98.61	1.39	0.0	5	Areia
128	99.49	0.51	0.0	3	Areia
129	99.84	0.16	0.0	3	Areia
130	99.49	0.51	0.0	3	Areia
132	99.79	0.21	0.0	3	Areia
133	99.90	0.10	0.0	3	Areia
TL-S-4	99.87	0.13	0.0	3	Areia
135	97.64	2.36	0.0	5	Areia
136	99.33	0.67	0.0	4	Areia
P-137	99.10	0.90	0.0	3	Areia
140	99.72	0.28	0.0	3	Areia
141	99.96	0.04	0.0	2	Areia
TL-S-1	99.90	0.10	0.0	3	Areia
TL-S-2	99.43	0.57	0.0	3	Areia
TL-S-3	98.02	1.98	0.0	5	Areia
I-5	99.49	0.51	0.0	4	Areia
I-7	81.80	18.20	7.41	8	Areia
I-9	97.35	2.65	0.0	4	Areia
I-10	97.98	2.02	0.0	5	Areia
I-11	98.73	1.27	0.0	5	Areia
I-68	99.25	0.75	0.0	4	Areia
I-6	99.24	0.76	0.0	4	Areia
B-70	99.56	0.44	0.0	3	Areia

Anexo 2

MÉDIA ARITMÉTICA E DESVIO PADRÃO DOS PARÂMETROS ESTATÍSTICOS DE FOLK & WARD (1957) **DOMÍNIO GEOMORFOLÓGICO 3**

		Distribuição Total	Distribuição areia
Diâmetro médio	Valor médio	2.16	2.14
	Desvio Padrão	0.21	0.18
Desvio Padrão	Valor médio	0.54	0.51
	Desvio Padrão	0.21	0.10
Assimetria	Valor médio	0.04	0.01
	Desvio Padrão	0.09	0.07
Curtose	Valor médio	1.13	1.09
	Desvio Padrão	0.13	0.10

ANÁLISE DE FREQUÊNCIA - **DOMÍNIO GEOMORFOLÓGICO 3**

		Distribuição Total	Distribuição areia
Diâmetro médio	Grânulos	0.0	
	Areia muito grossa	0.0	0.0
	Areia grossa	0.0	0.0
	Areia média	18.00	20.00
	Areia fina	82.00	80.00
	Areia muito fina	0.0	0.0
	Silte grosso	0.0	
	Silte médio	0.0	
	Silte fino	0.0	
	Silte muito fino	0.0	
	Argila	0.0	
Seleção	Muito bem selecionado	6.00	6.00
	Bem selecionado	34.00	42.00
	Moderadamente selecionado	58.00	52.00
	Pobrememente selecionado	2.00	0.0
	Muito pobrememente selecionado	0.0	0.0
	Extremamente mal selecionado	0.0	0.0
Assimetria	Assimetria muito negativa	0.0	0.0
	Assimetria negativa	4.00	6.00
	Aproximadamente simétrica	84.00	90.00
	Assimetria positiva	10.00	4.00
	Assimetria muito positiva	2.00	0.0
Curtose	Muito platicúrtica	0.0	0.0
	Platicúrtica	0.0	2.00
	Mesocúrtica	54.00	58.00
	Leptocúrtica	44.00	40.00
	Muito leptocúrtica	2.00	0.0
	Extremamente leptocúrtica	0.0	0.0

**ANEXO 2 - SÍNTESE DOS RESULTADOS DAS ANÁLISES GRANULOMÉTRICAS -
DOMÍNIO GEOMORFOLÓGICO 4**

Amostra	% Areia	% Silte + Argila	% Argila	Classes Texturais	Classificação de Shepard (1954)
B-66	99.41	0.59	0.0	4	Areia
B-67	98.70	1.30	0.0	5	Areia
B-68	99.62	0.38	0.0	4	Areia
B-69	99.60	0.40	0.0	4	Areia
I-12	99.0	1.00	0.0	4	Areia
I-13	98.71	1.29	0.0	4	Areia
I-14	99.04	0.96	0.0	4	Areia
I-15	98.79	1.21	0.0	5	Areia
I-16	98.77	1.23	0.0	5	Areia
I-17	98.90	1.10	0.0	4	Areia
I-18	99.30	0.70	0.0	4	Areia
I-22	99.31	0.69	0.0	3	Areia
I-23	98.45	1.55	0.0	4	Areia
I-24	98.29	1.71	0.0	5	Areia
I-25	98.97	1.03	0.0	4	Areia
I-26	98.60	1.40	0.0	4	Areia
I-27	98.54	1.46	0.0	4	Areia
I-47	99.04	0.96	0.0	3	Areia
I-48	99.25	0.75	0.0	3	Areia
I-49	99.46	0.54	0.0	3	Areia
I-50	99.70	0.30	0.0	3	Areia
I-51	99.33	0.67	0.0	4	Areia
I-52	99.50	0.50	0.0	3	Areia
I-53	99.65	0.35	0.0	3	Areia
I-55	99.93	0.07	0.0	3	Areia
I-56	99.44	0.56	0.0	3	Areia
I-57	98.90	1.10	0.0	4	Areia
I-58	98.89	1.11	0.0	4	Areia
I-59	98.81	1.19	0.0	3	Areia
I-60	98.47	1.53	0.0	4	Areia
I-61	99.79	0.21	0.0	3	Areia
I-62	99.61	0.39	0.0	4	Areia
I-63	99.79	0.21	0.0	4	Areia
I-64	99.75	0.25	0.0	4	Areia
I-65	99.63	0.37	0.0	4	Areia
I-66	99.25	0.75	0.0	4	Areia
I-67	99.47	0.53	0.0	4	Areia
B-28	99.19	0.81	0.0	3	Areia
B-29	99.52	0.48	0.0	3	Areia
TL-B-7	99.57	0.43	0.0	3	Areia
TL-B-8	99.32	0.68	0.0	3	Areia
B-32	99.31	0.69	0.0	3	Areia
B-33	98.96	1.04	0.0	4	Areia
B-34	98.55	1.45	0.0	4	Areia
B-35	98.98	1.02	0.0	3	Areia

**Anexo 2 SÍNTESE DOS RESULTADOS DAS ANÁLISES
GRANULOMÉTRICAS DOMÍNIO GEOMORFOLÓGICO 4 (Continuação)**

Amostra	% Areia	% Silte + Argila	% Argila	Classes Texturais	Classificação de Shepard (1954)
TL-P-14	99.0	1.0	0.0	3	Areia
P-2	98.95	1.05	0.0	3	Areia
P-3	99.13	0.87	0.0	3	Areia
TL-P-17	98.61	1.39	0.0	4	Areia
P-5	99.37	0.63	0.0	3	Areia
P-6	99.20	0.80	0.0	3	Areia
P-7	99.69	0.31	0.0	3	Areia
30	99.15	0.85	0.25	4	Areia
33	98.48	1.52	0.0	5	Areia
34	99.77	0.23	0.0	4	Areia
35	99.76	0.24	0.0	4	Areia
37	99.76	0.24	0.0	3	Areia
38	99.19	0.81	0.36	4	Areia
TL-P-1	99.60	0.32	0.12	5	Areia
40	99.80	0.20	0.0	4	Areia
41	99.75	0.25	0.0	4	Areia
42	99.89	0.11	0.0	4	Areia
45	99.83	0.17	0.0	3	Areia
46	99.45	0.55	0.0	4	Areia
47	99.95	0.05	0.0	2	Areia
48	99.88	0.12	0.0	3	Areia
49	99.68	0.32	0.0	3	Areia
TL-P-4	99.37	0.63	0.0	4	Areia
54	99.83	0.17	0.0	3	Areia
TL-P-5	99.94	0.06	0.0	4	Areia
56	99.51	0.49	0.0	4	Areia
58	94.59	5.40	2.45	4	Areia
59	99.71	0.29	0.0	4	Areia
60	99.70	0.30	0.0	4	Areia
TL-P-2	99.74	0.26	0.0	3	Areia
73	99.52	0.48	0.0	4	Areia
74	99.62	0.38	0.0	4	Areia
76	99.89	0.11	0.0	4	Areia
77	99.85	0.05	0.0	2	Areia
79	99.89	0.11	0.0	2	Areia
TL-P-9	99.46	0.54	0.0	3	Areia
87	98.93	1.07	0.0	3	Areia
TL-P-10	99.64	0.36	0.0	33	Areia
TL-P-11	99.36	0.64	0.0	33	Areia
TL-P-12	99.52	0.48	0.0	33	Areia
94	99.76	0.24	0.0	3	Areia
95	99.28	0.72	0.0	3	Areia
96	99.30	0.70	0.0	3	Areia
97	99.71	0.29	0.0	3	Areia
101	99.43	0.57	0.0	3	Areia
102	99.34	0.66	0.0	3	Areia

**Anexo 2 SÍNTESE DOS RESULTADOS DAS ANÁLISES
GRANULOMÉTRICAS DOMÍNIO GEOMORFOLÓGICO 4 (Continuação)**

Amostra	% Areia	% Silte + Argila	% Argila	Classes Texturais	Classificação de Shepard (1954)
103	99.40	0.60	0.0	3	Areia
104	99.54	0.46	0.0	3	Areia
105	99.31	0.69	0.0	3	Areia
TL-P-19	99.50	0.50	0.0	3	Areia
107	99.26	0.74	0.0	3	Areia
109	99.04	0.96	0.0	3	Areia
110	97.93	2.07	0.0	4	Areia
91	99.30	0.25	0.0	3	Areia
92	99.59	0.70	0.0	3	Areia
93	99.36	0.41	0.0	3	Areia
98	99.18	0.64	0.0	3	Areia
100	98.28	0.82	0.0	3	Areia
111	98.75	1.72	0.0	4	Areia
112	97.81	1.25	0.0	4	Areia
113	99.01	2.19	0.0	4	Areia
115	99.04	0.99	0.0	3	Areia
TL-P-23	99.20	0.96	0.0	4	Areia
117	98.46	0.80	0.0	3	Areia
119	99.51	1.54	0.0	4	Areia
TL-I-21-1.5	99.51	0.49	0.0	4	Areia
TL-SAQ- 3.39m	99.90	0.10	0.0	3	Areia

**MÉDIA ARITMÉTICA E DESVIO PADRÃO DOS PARÂMETROS ESTATÍSTICOS DE FOLK &
WARD (1957) - DOMÍNIO GEOMORFOLÓGICO 4**

		Distribuição Total	Distribuição areia
Diâmetro médio	Valor médio	2.11	2.10
	Desvio Padrão	0.20	0.20
Desvio Padrão	Valor médio	0.52	0.50
	Desvio Padrão	0.07	0.06
Assimetria	Valor médio	0.05	0.03
	Desvio Padrão	0.08	0.08
Curtose	Valor médio	1.07	1.04
	Desvio Padrão	0.12	0.11

Anexo 2

ANÁLISE DE FREQUÊNCIA - DOMÍNIO GEOMORFOLÓGICO 4

		Distribuição Total	Distribuição areia
Diâmetro médio	Grânulos	0.0	
	Areia muito grossa	0.0	0.0
	Areia grossa	0.0	0.0
	Areia média	28.83	28.83
	Areia fina	71.17	71.17
	Areia muito fina	0.0	0.0
	Silte grosso	0.0	
	Silte médio	0.0	
	Silte fino	0.0	
	Silte muito fino	0.0	
	Argila	0.0	
Seleção	Muito bem selecionado	1.80	1.80
	Bem selecionado	40.54	45.95
	Moderadamente selecionado	57.66	52.25
	Pobremente selecionado	0.0	0.0
	Muito pobremente selecionado	0.0	0.0
	Extremamente mal selecionado	0.0	0.0
Assimetria	Assimetria muito negativa	0.0	0.0
	Assimetria negativa	0.90	0.90
	Aproximadamente simétrica	81.98	82.88
	Assimetria positiva	15.32	14.41
	Assimetria muito positiva	1.80	1.80
Curtose	Muito platicúrtica	0.0	0.0
	Platicúrtica	8.11	9.01
	Mesocúrtica	57.66	64.86
	Leptocúrtica	34.23	26.13
	Muito leptocúrtica	0.0	0.0
	Extremamente leptocúrtica	0.0	0.0

**ANEXO 2 - SÍNTESE DOS RESULTADOS DAS ANÁLISES GRANULOMÉTRICAS DO
DOMÍNIO GEOMORFOLÓGICO 5**

Amostra	% Areia	% Silte + Argila	% Argila	Classes Texturais	Classificação de Shepard (1954)
I-19	99.68	0.32	0.0	3	Areia
I-20	99.03	0.97	0.0	4	Areia
I-21	99.08	0.92	0.0	4	Areia
I-28	98.76	1.24	0.0	4	Areia
I-29	97.52	2.48	0.0	4	Areia
I-30	97.53	2.47	0.0	4	Areia
TL-I-8	98.66	1.34	0.0	4	Areia
I-33	98.34	1.66	0.0	4	Areia
I-34	99.31	0.69	0.0	3	Areia
I-35	99.44	0.56	0.0	3	Areia
I-36	99.73	0.27	0.0	3	Areia
I-37	99.56	0.44	0.0	3	Areia
I-41	96.64	3.36	1.0	3	Areia
I-31	71.27	28.73	11.35	8	Areia siltica
I-38	97.68	2.32	0.0	4	Areia
I-39	98.51	1.49	0.0	4	Areia
I-40	97.97	2.03	0.0	4	Areia
I-42	99.75	0.25	0.0	3	Areia
TL-I-14	99.81	1.19	0.0	4	Areia
I-44	99.77	0.23	0.0	3	Areia
I-45	99.44	0.56	0.0	3	Areia
I-46	99.75	0.25	0.0	3	Areia

**MÉDIA ARITMÉTICA E DESVIO PADRÃO DOS PARÂMETROS ESTATÍSTICOS DE FOLK &
WARD (1957) DOMÍNIO GEOMORFOLÓGICO 5**

		Distribuição Total	Distribuição areia
Diâmetro médio	Valor médio	2.39	2.30
	Desvio Padrão	0.36	0.12
Desvio Padrão	Valor médio	0.59	0.47
	Desvio Padrão	0.41	0.04
Assimetria	Valor médio	0.09	0.02
	Desvio Padrão	0.16	0.06
Curtose	Valor médio	1.15	1.11
	Desvio Padrão	0.11	0.08

Anexo 2 ANÁLISE DE FREQUÊNCIA **DOMÍNIO GEOMORFOLÓGICO 5**

		Distribuição Total	Distribuição areia
Diâmetro médio	Grânulos	0.0	
	Areia muito grossa	0.0	0.0
	Areia grossa	0.0	0.0
	Areia média	0.0	0.0
	Areia fina	94.74	100.0
	Areia muito fina	5.26	0.0
	Silte grosso	0.0	
	Silte médio	0.0	
	Silte fino	0.0	
	Silte muito fino	0.0	
	Argila	0.0	
Seleção	Muito bem selecionado	0.0	0.0
	Bem selecionado	63.16	63.16
	Moderadamente selecionado	31.58	36.84
	Pobremente selecionado	0.0	0.0
	Muito pobremente selecionado	5.26	0.0
	Extremamente mal selecionado	0.0	0.0
Assimetria	Assimetria muito negativa	0.0	0.0
	Assimetria negativa	5.26	5.26
	Aproximadamente simétrica	68.42	89.47
	Assimetria positiva	21.05	5.26
	Assimetria muito positiva	5.26	0.0
Curtose	Muito platicúrtica	0.0	0.0
	Platicúrtica	0.0	0.0
	Mesocúrtica	42.11	57.89
	Leptocúrtica	57.89	42.11
	Muito leptocúrtica	0.0	0.0
	Extremamente leptocúrtica	0.0	0.0

ANEXO 3

**FREQÜÊNCIAS PERCENTUAIS, ÍNDICES DE ZTR E CLASSIFICAÇÃO DE
MATURIDADE MINERALÓGICA DOS MINERAIS PESADOS
TRANSPARENTES NÃO MICÁCEOS, NAS DUAS FRAÇÕES ANALISADAS**

ANEXO 3

Frequências percentuais, índices de ZTR, e classificação de maturidade mineralógica dos minerais pesados nas duas frações analisadas

Am-Fr	Dom.	Zirc	Tur.	Rutilo	Cian.	Est.	Epíd.	Anfib	ZTR	Classif	
13	G	2	19	51	6	3	21	-	-	76	MAT
	F		51	19	8	1	21	-	-	78	MAT
22	G	2	11	67	1	4	12	2	3	79	MAT
	F		39	29	8	1	13	6	4	76	MAT
48	G	4	28	29	-	14	29	-	-	57	SUBM
	F		50	15	-	12	23	-	-	65	MAT
52	G	4	18	33	-	10	39	-	-	51	SUBM
	F		28	29	4	15	24	-	-	61	MAT
66	G	4	20	29	-	14	37	-	-	49	SUBM
	F		29	25	2	4	40	-	-	56	SUBM
70	G	2	27	31	-	11	31	-	-	58	SUBM
	F		51	16	6	8	19	-	-	73	MAT
TLP-10	G	4	13	33	3	17	34	-	-	49	SUBM
	F		47	23	3	10	17	-	-	73	MAT
92	G	4	13	25	3	8	51	-	-	41	SUBM
	F		54	19	6	7	14	-	-	79	MAT
94	G	4	11	36	1	6	46	-	-	48	SUBM
	F		49	21	2	5	23	-	-	72	MAT
99	G	4	27	37	2	7	27	-	-	83	MAT
	F		41	20	2	7	30	-	-	68	MAT
105	G	4	9	28	-	10	53	-	-	37	IMAT
	F		35	19	8	9	29	-	-	62	MAT
119	G	4	18	20	1	15	46	-	-	39	IMAT
	F		54	17	5	7	17	-	-	76	MAT
122	G	3	4	41	2	16	35	-	2	47	SUBM
	F		40	19	5	4	31	-	1	64	MAT
127	G	3	11	32	2	4	51	-	-	45	SUBM
	F		43	18	9	10	16	-	4	70	MAT
140	G	3	12	29	6	6	39	2	6	47	SUBM
	F		55	16	6	5	10	2	6	77	MAT
B-1	G	2	16	35	2	12	30	2	3	53	SUBM
	F		38	27	4	3	25	2	1	69	MAT
TLB-5	G	2	20	38	1	10	22	9	-	59	SUBM
	F		59	19	4	6	10	1	1	82	MAT
TLB-7	G	4	22	29	3	11	34	1	-	54	SUBM
	F		68	12	3	6	8	3	-	83	MAT
TLB-8	G	4	49	38	1	2	8	-	2	88	MAT
	F		82	5	3	4	5	1	-	90	SUPM
B-47	G	2	26	25	3	10	12	24	-	54	SUBM
	F		41	28	4	8	7	10	2	73	MAT
B-51	G	2	47	18	7	7	12	9	-	72	MAT
	F		74	6	4	10	5	1	-	84	MAT
B-64	G	3	38	30	4	9	12	6	1	72	MAT
	F		63	19	1	1	13	2	1	83	MAT

Am-Fr	Dom.	Zirc	Tur.	Rutilo	Cian.	Est.	Epíd.	Anfib	ZTR	Classif
B-65 G	3	58	21	1	13	4	2	1	80	MAT
F		68	14	5	3	8	-	2	87	MAT
B-68 G	4	43	27	3	7	11	6	3	73	MAT
F		73	14	2	1	4	1	5	90	SUPM
TLP-17 G	4	20	25	3	8	44	-	-	48	SUBM
F		49	10	4	6	31	-	-	63	MAT
P-7 G	4	24	31	4	8	31	2	-	59	SUBM
F		63	20	3	2	12	-	-	86	MAT
SAQ- G	4	39	20	3	20	18	-	-	62	MAT
F		80	6	1	4	9	-	-	87	MAT
TLS-3 G	3	23	42	3	3	23	3	3	68	MAT
F		68	12	6	6	8	-	-	86	MAT
TLS-10 G	3	34	32	6	7	15	-	6	72	MAT
F		44	26	9	9	11	-	1	79	MAT
S-7 G	3	22	40	6	2	27	-	3	68	MAT
F		52	21	8	2	14	1	2	81	MAT
TLS-13 G	3	22	49	5	5	15	-	3	76	MAT
F		40	24	8	5	17	1	5	72	MAT
I-5 G	3	55	25	4	12	4	-	-	84	MAT
F		66	12	6	10	6	-	-	84	MAT
I-9 G	3	59	21	5	10	5	-	-	85	MAT
F		73	12	4	6	5	-	-	89	MAT
TLI-21-1.5	4	38	37	3	13	9	-	-	78	MAT
F		70	10	6	4	10	-	-	86	MAT
TLI-8 G	5	45	28	1	13	13	-	-	74	MAT
F		75	9	1	5	10	-	-	85	MAT
I-36 G	5	47	32	5	4	11	-	1	84	MAT
F		69	11	6	4	10	-	-	86	MAT
I-42 G	5	54	26	5	8	7	-	-	85	MAT
F		83	2	6	6	3	-	-	91	SUPM
TLI-14 G	5	37	42	3	13	4	1	-	82	MAT
F		71	12	3	3	11	-	-	86	MAT
I-46 G	5	50	31	3	8	8	-	-	84	MAT
F		78	8	5	4	5	-	-	91	SUPM
TLI-17 G	4	35	38	6	15	4	1	1	79	MAT
F		75	5	4	7	9	-	-	84	MAT
I-61 G	4	49	24	4	10	9	3	1	77	MAT
F		81	6	3	4	5	1	-	90	SUPM
TLI-20 G	4	52	32	5	5	6	-	-	89	MAT
F		76	10	4	6	4	-	-	90	SUPM
I-68 G	4	37	37	1	15	8	2	-	75	MAT
F		69	13	4	4	8	2	-	86	MAT

ANEXO 2 Frequências percentuais, índices de ZTR e classificação de maturidade mineralógica.

G= fração grossa (0.250-0.125mm) F=fração fina (0.125-0.062mm). Critérios adotados para a classificação de maturidade mineralógica(modificados de Coimbra, 1976):índice de ZTR entre 0-9% - muito imaturo; 10-39% - imaturo (IMAT); 40-59% - submaturo (SUBM); 60-89% - maturo - (MAT); 90-100% - supermaturo (SUPM).

ANEXO 4

**RESULTADO DAS INTERPRETAÇÕES DAS SONDAGENS ELÉTRICAS
VERTICAIS**

ANEXO 4

RESULTADOS DAS INTERPRETAÇÕES DAS SONDAGENS ELÉTRICAS

SEV-2 AB/2(m)	RES.OBS (ohm.m)	RES.CAL(ohm.m)	ERRO REL (%)
10	360	350.98	-2.51
15	261	249.31	-4.48
20	150	169.98	13.32
30	92	88.89	-3.38
40	51	57.69	13.13
50	37	42.06	13.69
70	26	27.14	4.38
100	25	22.68	-9.27
150	29	28.37	-2.17
200	33	35.99	9.05
300	45	50.00	11.11
ERRO RELATIVO MÉDIO = 9.00%			
PARAMETROS DO MODELO			
CAMADA	RESISTIV (ohm.m)	ESPESSURA (m)	PROFUNDID (m)
1	450	8	8
2	16	2	10
3	140	8	18
4	10	45	63
5	200		

SEV-3 AB/2 (m)	RES.OBS.(ohm.m)	RES.CALC (ohm.m)	ERRO REL (%)
70	240	231.23	-3.66
100	155	153.68	-0.85
150	84	85.70	2.02
200	60	62.82	4.70
300	51	52.91	3.75
400	53	54.81	3.42
500	63	61.32	-2.67
700	75	78.99	5.32
ERRO RELATIVO MÉDIO = 3.56%			
PARÂMETROS DO MODELO:			
CAMADA	RESISTIV (ohm.m)	ESPESSURA (m)	PROFUNDID (m)
1	355	44	44
2	10	10	54
3	100	57	111
4	10	60	171
5	500		

SEV-4 AB/2 (m)	RES.OBS (ohm.m)	RES.CALC (ohm.m)	ERRO REL (%)
10	500	486.77	-2.65
15	520	498.70	-4.10
20	530	514.71	-2.88
30	550	547.85	-0.39
40	575	572.15	-0.50
50	610	584.79	-4.13
70	575	580.51	0.96
100	540	525.25	-2.73
150	425	384.26	-9.59
200	270	255.97	-5.20
300	110	111.93	1.76
400	75	63.18	-15.76
ERRO RELATIVO MÉDIO = 5,98 %			
PARÂMETROS DO MODELO:			
CAMADA		RESISTIV (ohm.m)	PROFUNDID (m)
1	480	14	14
2	700	67	81
3	40		

SEV-7 AB/2 (m)	RES.OBS (ohm.m)	RES.CALC (ohm.m)	ERRO REL (%)
50	250	246.55	-1.38
70	190	194.29	2.26
100	108	121.13	12.16
150	57	51.92	-8.92
200	32	29.78	-6.94
300	30	28.34	-5.54
500	40	45.00	12.49
700	60	61.94	3.23

ERRO RELATIVO MÉDIO = 7.74%

PARÂMETROS DO MODELO

CAMADA	RESISTIV (ohm.m)	ESPESSURA (m)	PROFUND (m)
1	300	46	46
2	10	105	151
3	1000		

SEV-8 AB/2 (m)	RES.OBS(ohm.m)	RES.CALC(ohm.m)	ERRO REL (%)
10	270	277.77	2.88
15	340	337.05	-0.87
20	385	373.51	-2.98
30	400	396.51	-0.87
40	400	376.63	-5.84
50	350	334.41	-4.46
70	300	233.84	-22.05
100	118	119.93	1.63
150	48	46.29	-3.56
200	35	34.10	-2.57
300	42	39.90	-5.01
400	48	47.61	-0.81
500	53	54.02	1.92
700	63	63.79	1.25

ERRO RELATIVO MÉDIO = 6.61%

PARÂMETROS DO MODELO

CAMADA	RESISTIV (ohm.m)	ESPESSURA (m)	PROFUNDID (m)
1	170	4	4
2	600	24	28
3	10	50	78
4	100		

42° 30' W

PILÃO ARCADO

— 10° S

10° 30' S —

CONVENÇÕES CARTOGRÁFICAS, GEOMORFOLÓGICAS
E GEOLÓGICAS

Lagoas

Lagoas

and complex

Base topográfica:
Cartas topográficas escala 1:100.000,
folhas Brejo da Serra, Saldanha e Serra do Estreito
(SUDENE/CODEVAP). Xique-Xique, Pilão Arcado e Glória
(IBGE) e Barra (Ministério do Exército, DSG).

Base geológica:
Fotografias aéreas verticais, em escala 1:60.000-USAF-1966.
Imagens de satélite Landsat em escala 1:100.000.
Inventário Hidrogeológico do Nordeste, folha nº 23 - São Francisco - SE - SUDENE - 1993.

GEOLOGIA

LEGENDA

CENOZÓICO

Formação Vazantes.

Cobertura arenosa detrítica.

Formação Caatinga.

ARQUEANO-PROTEROZÓICO

Grupo Chapada Diamantina.

Grupo Santo Onofre.

Complexo de Xique-Xique.

DOMÍNIOS GEOMORFOLÓGICOS CENOZÓICOS

LEGENDA

Domínio Geomorfológico 1– Domínio fluvial, constituído pelo rio São Francisco e afluentes.

Domínio Geomorfológico 2– Lençol de areia.

Domínio Geomorfológico 3– Dunas com morfologia nítida.

Domínio Geomorfológico 4– Dunas com morfologia nítida e tênue.

Domínio Geomorfológico 5– Eólico sem preservação de formas.

ESCALA 1:250.000

0 2 4 6 8 10km

BARRETO, 1996.