



**UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARÁ
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA E GEOQUÍMICA**

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

**A DINÂMICA DAS FLORESTAS ALAGADAS DURANTE
O HOLOCENO NO LITORAL DE CALÇOENE, AMAPÁ**

Dissertação apresentada por:

JOSÉ TASSO FELIX GUIMARÃES

**BELÉM
2008**

Dados Internacionais de Catalogação-na-Publicação(CIP)
Biblioteca Geól. Rdº Montenegro G. de Montalvão

Guimarães, José Tasso Felix
G963d A dinâmica das florestas alagadas durante o Holoceno no litoral
de Calçoene, Amapá / José Tasso Felix Guimarães - 2008
84 f. : il.
Dissertação (Mestrado em Geologia) - Programa de Pós-
Graduação em Geologia e Geoquímica, Instituto de Geociências,
Universidade Federal do Pará, Belém, 2008.
Orientador; Marcelo Cancela Lisboa Cohen.

1. Dinâmica de manguezais. 2. Palinologia. 3. Reflectância
Espectrofotométrica. 4. Holoceno. 5 Oscilações no nível do mar. 6.
Rio Amazonas. I. Universidade Federal do Pará. II. Cohen, Marcelo
Cancela Lisboa, Orient. III. Título.

CDD 20. ed.: 583.4209811



Universidade Federal do Pará
Instituto de Geociências
Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica

**A DINÂMICA DAS FLORESTAS ALAGADAS DURANTE
O HOLOCENO NO LITORAL DE CALÇOENE, AMAPÁ.**

DISSERTAÇÃO APRESENTADA POR
JOSÉ TASSO FELIX GUIMARÃES

Como requisito parcial à obtenção do Grau de Mestre em
Ciências na Área de GEOLOGIA.

Data de Aprovação: 25/02/2008

Comitê de Dissertação:


DR. MARCELO CANCELA LISBOA COHEN (Orientador)


DR. AFONSO CÉSAR RODRIGUES NOGUEIRA (UFPA)


DRA. FLAVIA CRISTINA ARAÚJO LUCAS (MPEG)

Belém
2008

Ao pai supremo, OXALÁ,
aos meus pais Hélio e Lourdes,
e meu irmão Marcelo Guimarães

AGRADECIMENTOS

O autor expressa aqui seus sinceros agradecimentos às seguintes pessoas e entidades:

Á Oxalá por ser minha harmonia, durante toda a minha vida sempre do meu lado.

Ao meu orientador Prof. Dr. Marcelo Cancela Lisboa Cohen pelos ensinamentos sobre posturas acadêmicas, pelo voto de confiança, amizade, empenho, esforço, sugestões, incentivo, críticas e interesse no bom andamento do trabalho, expresse minha admiração em especial. Ao Oceanógrafo Marlon Carlos França pela amizade, dedicação e auxílio nas análises químicas.

Aos membros do Centro de Ecologia Marinha Tropical - Alemanha e Laboratório de Dinâmica Costeira - UFPa no Brasil pelo suporte. A Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior pela concessão da bolsa de estudos. Este estudo foi financiado pelo Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq) sob o código 470604/2006-9, pelo Ministério da Educação e Pesquisa da Alemanha (BMBF) sob o código 03F0154A.

Pois é dando que recebemos, perdoando, que somos perdoados, amando, que somos amados e morrendo, nascemos para a vida eterna" (São Francisco de Assis)

RESUMO

A integração das análises palinológicas e espectrofotométricas de testemunhos de sedimentos, auxiliada por datações por radiocarbono - EAM permitiu propor um modelo de desenvolvimento e dinâmica da vegetação influenciada pelas mudanças climáticas e variação do nível relativo do mar durante o Holoceno médio e superior na Planície Costeira de Calçoene, Amapá. Neste contexto, foram identificadas mudanças na vegetação desta região durante os últimos 2100 anos. Este estudo sugere a existência de três períodos com maior influência marinha entre 2000-800 anos AP, 500-300 anos AP e 80 anos AP até o presente. Assim como, dois períodos com maior influência fluvial durante os intervalos de 800-500 anos AP e 300-80 anos AP. A análise dos atuais padrões de distribuição espacial das unidades geobotânicas e a paleovegetação, indica que os manguezais (311 Km²) e as florestas de várzea (684 Km²) estão migrando sobre os campos inundáveis (1.021 Km²) situados nas áreas topograficamente mais elevadas da planície costeira de Calçoene, que pode estar relacionado a um aumento no nível relativo do mar no setor estudado.

Palavras-chave: Dinâmica de Manguezais. Palinologia. Reflectância Espectrofotométrica. Holoceno. Oscilações no Nível do Mar. Rio Amazonas.

ABSTRACT

The integration of palynological and spectrophotometric data with radiocarbon dating of sediment cores has allowed to propose developing model and vegetation dynamic according to climatic and relative sea-level changes during the Late Holocene in the Calçoene Coastal Plain-Amapá. Thus, this work suggests three periods characterized by marine influence between 2000-800, 500-300, e 80 years BP - modern, as well as, two fluvial periods between 800-500 years BP and 300-80 years BP. The analysis of current patterns of geobotanical units distribution and palaeovegetation indicate a mangrove (311 Km²) and várzea forest (684 Km²) migration on inundated field (1.021 Km²) positioned in elevated topographically areas of this coastal plain, which may be related to a local relative sea-level rise.

Key words: Mangrove dynamics. Palynology. Spectrophotometry Reflectance. Holocene. Sea-Level Changes. Amazon River.

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

Figura 01	Coleta de testemunhos sedimentares utilizando o <i>amostrador russo</i>	26
Figura 02	Utilização dos reagentes, cloreto férrico (FeCl_3) e hexacianoferrato de potássio ($\text{K}_3\text{Fe}(\text{CN})_6$) em testemunho sedimentar.....	31
Figura 03	Reação 1, molécula de tanino e cloreto férrico disponibilizando ferro ao meio. Reação 2, ferro disponível no meio com hexacianoferrato de potássio resultando em hexacianoferrato de ferro.....	32
Figura 04	Obtenção de valores de reflectância espectrofotométrica através da utilização de um espectrofotômetro portátil após o uso de reagentes em testemunho sedimentar.....	33
Figura 05	Elementos funcionais do Spectrolino (adaptado de GretagMacbeth, 1999).....	34
Figura 06	Histogramas das cenas Landsat antes (1) e após (2) a correção atmosférica. (f = frequência de cada nível de cinza da imagem).....	37
Figura 07	Histograma da imagem Landsat após realce linear.(f = frequência de cada nível de cinza da imagem).....	38
Figura 08	Bosques de <i>Avicennia germinans</i> (L.) Stearn em torno de um canal de maré na Praia do Goiabal.....	40
Figura 09	Bosques de <i>Avicennia germinans</i> (L.) Stearn ao longo da “Praia do Goiabal”....	41
Figura 10	<i>Rhizophora mangle</i> L. em contato com campo inundável.....	41
Figura 11	Vegetação de várzea nas margens do rio Calçoene. Ao fundo nota-se uma transição várzea/campo, e associação várzea/terra firme.....	43
Figura 12	Campo inundável com uma pequena depressão ao fundo colonizada por macrófitas aquáticas. Este terreno é utilizado para bubalinocultura.....	44
Figura 13	Floresta de terra firme em associação com vegetação típica de várzea e campo inundável.....	45
Figura 14	Planície arenosa no litoral de Goiabal, Calçoene.....	46
Figura 15	Testemunho Goiabal Várzea e descrição textural, estrutural.....	47
Figura 16	Testemunho Goiabal <i>Avicennia</i> e descrição textural, estrutural.....	48

Figura 17	Testemunho Goiabal Praia e descrição textural, estrutural.....	49
Quadro 01	Descrição dos testemunhos Goiabal Várzea, Goiabal Avicennia e Goiabal Praia	50
Figura 18	Perfil polínico do testemunho Goiabal Várzea.....	54
Figura 19	Perfil polínico do testemunho Goiabal Avicennia.....	55
Figura 20	Perfil polínico do testemunho Goiabal Praia.....	56
Figura 21	Gráfico 3D da reflectância espectral ao longo do testemunho Goiabal Várzea....	58
Figura 22	Descrição textural integrada ao diagrama de polens e reflectância a 730 nm do testemunho Goiabal Várzea.....	58
Figura 23	Gráfico 3D da reflectância espectral ao longo do testemunho Goiabal Avicennia.....	59
Figura 24	Descrição textural integrada ao diagrama de polens e reflectância a 730 nm do testemunho Goiabal Avicennia.....	60
Figura 25	Desenvolvimento holocênico dos ambientes geobotânicos da planície costeira de Calçoene.....	65
Figura 26	Depósitos lamosos antigos e recentes de manguezal sob processos erosivos na planície arenosa de Goiabal.....	66

LISTA DE TABELAS

Tabela 01	Posicionamento geográfico dos pontos de coleta dos testemunhos de sedimentos	26
Tabela 02	Características dos dados do sensor remoto óptico TM Landsat.....	35
Tabela 03	Idades de Radiocarbono (EAM) e a posição topográfica das amostras.....	51
Tabela 04	Variação da reflectância (%) ao longo do testemunho Goiabal Várzea.....	57
Tabela 05	Variação da reflectância (%) ao longo do testemunho Goiabal Avicennia.....	59

SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO.....	16
2	DESCRIÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO.....	18
2.1	LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO.....	18
2.2	ASPECTOS NATURAIS.....	18
2.2.1	Clima.....	18
2.2.2	Hidrografia.....	18
2.2.3	Parâmetros Oceanográficos da Plataforma do Amazonas.....	19
2.2.4	Geologia Estrutural.....	21
2.2.5	Geologia.....	21
2.2.6	Geomorfologia.....	22
2.2.7	Vegetação.....	23
3	MATERIAIS E MÉTODOS.....	26
3.1	AMOSTRAGEM.....	26
3.2	DESCRIÇÃO E ARMAZENAMENTO.....	27
3.3	PROCESSAMENTO DAS AMOSTRAS.....	27
3.3.1	Tratamento com Ácido Clorídrico (HCL)	28
3.3.2	Tratamento com Ácido Fluorídrico (HF) concentrado.....	28
3.3.3	Tratamento com Ácido Acético Glacial (C₂H₄O₂)	29
3.3.4	Tratamento com Acetólise.....	29
3.3.5	Montagem de lâminas para a microscopia.....	29

3.4	ANÁLISE MICROSCÓPICA E CONFECÇÃO DE GRÁFICOS POLÍNICOS.....	30
3.5	DATAÇÃO POR RADIOCARBONO.....	30
3.6	DETERMINAÇÃO DA PRESENÇA DE TANINO NOS TESTEMUNHOS DE SEDIMENTOS.....	30
3.7	ESPECTROFOTOMETRIA.....	32
3.8	PROCESSAMENTO DIGITAL DE IMAGENS.....	35
3.8.1	Pré-Processamento	36
3.8.1.1	Correção Geométrica.....	36
3.8.1.2	Correção Radiométrica.....	37
3.8.2	Processamento	38
3.8.2.1	Realce Linear.....	38
3.8.2.2	Sistema de Informação Geográfica (SIG)	39
4	RESULTADOS	40
4.1	COBERTURA VEGETAL E FEIÇÕES MORFOLÓGICAS MODERNAS.....	40
4.1.1	Manguezais	40
4.1.2	Várzea	42
4.1.3	Campos inundáveis	43
4.1.4	Floresta de terra firme	44
4.1.5	Planícies de maré lamosas	45
4.1.6	Planícies de maré arenosas	45
4.1.7	Planícies de cheniers	46

4.2	DESCRIÇÃO TEXTURAL E ESTRUTURAL DOS TESTEMUNHOS.....	47
4.3	IDADES DE RADIOCARBONO E RAZÕES DE SEDIMENTAÇÃO.....	51
4.4	DESCRIÇÕES DOS PERFIS POLÍNICOS.....	51
4.4.1	Goiabal Várzea.....	51
4.4.2	Goiabal Avicennia.....	52
4.4.3	Goiabal Praia.....	53
4.5	ESPECTROFOTOMETRIA.....	57
4.5.1	Espectrofotometria do testemunho GV.....	57
4.5.2	Espectrofotometria do testemunho GA.....	58
5	DISCUSSÕES.....	61
5.1	TANINO COMO INDICADOR DE PALEOMANGUEZAS EM TESTEMUNHOS DE SEDIMENTO.....	61
5.1.1	O Comportamento Geoquímico do Ferro.....	61
5.1.2	A Reflectância e os dados de pólen.....	62
5.2	DESENVOLVIMENTO E DINÂMICA DOS AMBIENTES GEOBOTÂNICOS COSTEIROS DE CALÇOENE.....	63
5.3	AS MUDANÇAS CLIMÁTICAS DO HOLOCENO E O NÍVEL RELATIVO DO MAR.....	67
6	CONCLUSÕES.....	69
	REFERÊNCIAS.....	70

ANEXOS:

ANEXO A: COBERTURA VEGETAL DA PLANÍCIE COSTEIRA DE
CALÇOENE

1 INTRODUÇÃO

O ecossistema de manguezal atua como agente de proteção e estabilização das formações costeiras contra erosão (CHAPMAN, 1976; MACEDO; ROCHA, 1985). Estas características são evidenciadas na costa norte do Brasil, na qual sua morfologia está relacionada com a sedimentação pelítica atuante, determinada pela hidrodinâmica costeira com a presença de amplos terrenos baixos adjacentes aos terraços marinhos (MENDES, 1994), apresentando uma das maiores áreas de manguezal do mundo, conforme Herz (1991) abrangem cerca de 6.743 km², 8.900 Km² segundo Kjerfve e Lacerda (1993), e 7.591 Km² para Souza Filho (2005).

Esse ambiente é muito dinâmico podendo rapidamente expandir ou encolher em resposta a topografia da região ou às mudanças climáticas (BLASCO et al., 1996; BEHLING et al., 2001; ENGELHART et al., 2007), sendo então sensível a variações no regime de inundação (GORNITZ, 1991; BOORMAN, 1999; RAMCHARAN, 2004; ANTHONY, 2004; ELLISON, 2005).

O manguezal é considerado como a última etapa no processo de preenchimento e nivelamento de depressões costeiras (CHAPMAN, op. cit.; FREY; BASAN, 1985), e depende do equilíbrio entre o nível do mar e acumulação de sedimentos, além de sua extensão ser fortemente controlada pela frequência de inundação e salinidade da maré (COHEN; LARA, 2003; LARA; COHEN, 2006). Então, um aumento na frequência de inundação da maré culmina em recuo do mangue próximo a linha de costa e migração para a terra firme (HANSON; MAUL, 1989), resultando em mudanças na distribuição espacial da vegetação residente nos setores mais elevados da planície de inundação, uma vez que os manguezais ocupariam setores topograficamente mais elevados (COHEN; LARA, op. cit.).

As configurações geomórficas dos sistemas de manguezais envolvem um leque de fatores que se inter-relacionam tais como, tipo de substrato, processos costeiros, suprimento de água e sedimento, que influenciam na ocorrência e sobrevivência de manguezais (SEMENIUK, 1994). Assim, esse ecossistema pode oferecer condições para análise do paleoambiente uma vez que os sedimentos depositados na zona de intermaré podem ser úteis na indicação de níveis de mar antigos (SCHOLL, 1964; WOODROFFE, 1981; VAN DE PLASSCHE, 1986; BEHLING; COSTA, 2001; COHEN et al., 2005a). Estes sedimentos geralmente depositam-se nas regiões de intermarés e podem estar diretamente relacionados com a posição do mar no momento em que estes foram depositados, contendo também uma grande concentração de carbono orgânico apropriado para datação por radiocarbono (WOODROFFE, 1981).

Portanto, técnicas de identificação e contagem de grãos de pólen juntamente com dados espectrais permitiram identificar mudanças na paleovegetação do litoral amapaense durante o Holoceno médio e superior.

2 DESCRIÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO

2.1 LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO

A área de estudo pertence ao setor continental marinho do estado do Amapá, e está situada no litoral de Calçoene (Anexo A). O município de Calçoene possui aproximadamente 14.269 Km² de área e sua sede está distante cerca de 270 Km da capital, Macapá.

2.2 ASPECTOS NATURAIS

2.2.1 Clima

O clima desta região é tropical chuvoso com temperaturas máximas de 34°C e mínimas de 21°C. As chuvas ocorrem com maior frequência nos meses de janeiro a julho, chegando a atingir 3.000 mm. (MORAIS; MORAIS, 2000).

Estudos desenvolvidos por Daniel Pereira Guimarães do Centro de Agrometeorologia da Embrapa Milho e Sorgo (Sete Lagoas-MG) através da análise dos índices históricos pluviométricos em mais de 400 estações meteorológicas localizadas na região Amazônica, indicaram o município de Calçoene como o local mais chuvoso do Brasil com uma precipitação média anual de 4.165 mm (EMBRAPA, 2006).

Bezerra et al. (1990) assumiram que toda a costa do Amapá possui clima do tipo Megatérmico isto é, as temperaturas são elevadas ao longo do ano todo apresentando variações máximas de 30°C e 33°C, entre os meses de setembro e outubro, e mínimas de 21°C e 25°C de janeiro a julho.

Segundo o sistema matemático de classificação climática elaborado por Wladimir Köppen (1936), o clima da região está enquadrado no tipo Af - Am, ou seja, clima litoral dos ventos alísios com chuvas (forte variação estacional) e temperaturas uniformes e altas.

2.2.2 Hidrografia

O contraste entre a densidade da rede de drenagem do estado do Amapá é evidenciado pela alta densidade apresentada no domínio sul do estado até o limite da planície costeira quando a rede de drenagem diminui substancialmente com sinuosidade que varia de mista à retilínea (SILVEIRA, 1998).

A fisiografia do município de Calçoene destaca-se pela contribuição parcial das bacias hidrográficas dos rios Calçoene, Novo, Lamute, Cunani, Araguari, Cassiporé, Marrecal e Grande Crique.

2.2.3 Parâmetros Oceanográficos da Plataforma do Amazonas

Segundo Faria Jr. et al. (1990), Allison et al. (1990), Nittrouer et al. (1991) e Mendes et al. (1992), a atual configuração da planície costeira do Amapá é controlada pela dispersão de águas e sedimentos do Rio Amazonas somado a altas amplitudes de maré (5,2 m) (SCHAEFFER-NOVELLI; CINTRON-MOLERO, 1988) e fortes correntes (3,88 nós) que geram grandes processos de sedimentação e erosão.

Nesse contexto, o rio Amazonas, que possui uma vazão aproximada de 6×10^{12} m³/ano (OLTMAN, 1968) e uma descarga de sedimentos de $1,2 \times 10^9$ ton/ano (MEADE et al., 1979; 1985), apresenta um desvio em sua pluma para noroeste pela Corrente Costeira Norte Brasileira (CCNB) que flui com velocidades entre 40 a 80 cm/s sobre a plataforma (CANDELA et al., 1992; LENTZ, 1995).

A estrutura desta pluma é fortemente controlada por uma grande variedade de processos físicos presentes na Plataforma Continental: Corrente Costeira Norte Brasileira - CCNB (RICHARDSON; MCKEE, 1984; FLAGG et al., 1986; CANDELA et al., op. cit.; LENTZ, op. cit.), ventos alíseos (HELLERMAN, 1980; LENTZ; LIMEBURNER, 1995) e fortes correntes associadas com as marés semidiurnas (GIBBS, 1982; CURTIN, 1986; NITTROUER; DEMASTER, 1986; BEARDSLEY et al., 1995).

Os alíseos possuem uma variação sazonal associada à migração da Zona de Convergência Inter-Tropical (ZCIT) da atmosfera. Quando a ZCIT está localizada próxima ao equador (entre março e abril) a plataforma está submetida à ação dos ventos alísios de nordeste. Quando a ZCIT migra para o norte ($\sim 5^\circ$ N), durante agosto e setembro, a região está sob a influência predominante dos alísios de sudeste (FONTES, 2000).

Um fenômeno intermitente de bloqueio do transporte da pluma do Amazonas no sentido noroeste é aparentemente provocado em situações em que os ventos possuem uma componente no sentido sudeste. Neste caso ocorre um incremento da largura da pluma na vizinhança da desembocadura do rio, sendo o volume acumulado liberado quando se reverte o sentido dos ventos (LENTZ; LIMEBURNER, op. cit.).

Neste ambiente altamente dinâmico foram registradas a noroeste da plataforma, entre os cabos Norte e cabo e em frente a foz do rio Amazonas camadas de sedimentos finos em suspensão próximos ao fundo com elevadas concentrações (10 -100 g/l), fortes gradientes verticais, e espessura variando de 2 a 4 m, com máximos de até 7 m (GIBBS, 1973, NITTROUER et al., 1995, KINEKE; STERNBERG, 1995).

Diversos autores propõem que o escoamento em ambientes de elevada concentração de sedimentos em suspensão e fortes gradientes na concentração de sedimentos (lutoclinas) possa ser dividido em turbulento acima da lutoclina e predominantemente viscoso nas proximidades do fundo (FAAS, 1985, ROSS E MEHTA, 1989, KINEKE; STERNBERG, 1995, VINZON; MEHTA, 2001).

O incremento na viscosidade e densidade do fluido próximo ao leito e a redução na tensão efetiva de atrito no fundo que caracterizam o escoamento viscoso afetam a circulação hidrodinâmica, modificando a estrutura vertical do escoamento e a propagação da maré (BEARDSLEY et al., 1995, VINZON; MEHTA, op. cit.; GABIOUX, 2002; GABIOUX, et al., 2005). Cerca de 10-15% de toda a descarga sedimentar atinge o litoral amapaense e a Guiana Francesa na forma de planícies de maré lamosas (ALLISON et al., 1995).

Segundo Silveira (1998) na foz de alguns rios da região a erosão provocada pela força das correntes de maré chegam de forma inclinada, incidindo diretamente sobre a margem provocando erosão. Como consequência, os sedimentos erodidos são depositados na margem oposta em sistemas de barras fluviais. Estas barras, por sua vez, estão sendo colonizadas por bosques de *Avicennia germinans* (L.) Stearn.

Muitos trabalhos revelam a importância dos mangues na redução da velocidade de correntes e ondas, o que influencia na sedimentação de partículas silto-argilosas. O estabelecimento do mangue durante as primeiras duas semanas após a queda dos propágulos está relacionado com a existência de uma coluna d'água de poucos milímetros de espessura sobre o substrato e sua sobrevivência depende de períodos sem inundação (WELLS, COLEMAN, 1981).

Períodos longos entre as marés cheias criam condições favoráveis para a exposição prolongada de lama fluída, que se consolida e adquire resistência a erosão subsequente, o que permitiu a colonização por mangue. A partir deste ponto o volume de sedimentos fixado pelas raízes aumenta e a taxa de crescimento das raízes compensa o efeito de consolidação adicional e a acreção costeira aumenta (CHAPMAN, 1976; WELLS; COLEMAN, op. cit.).

2.2.4 Geologia Estrutural

Devido ao soerguimento dos Andes desde o Crétaceo, a drenagem do rio Amazonas foi invertida, passando a desaguar no Oceano Atlântico. Coincidentemente, uma regressão marinha permitiu a chegada de grandes quantidades de sedimentos terrígenos para além da quebra da plataforma, iniciando a formação do cone do Amazonas, que evoluiu conforme períodos regressivos a partir do MesoMioceno (ARAÚJO; THEILEN, 1993; HOORN, 1993).

A mudança de curso do rio Amazonas provavelmente esteve relacionada com uma intumescência periférica de amplitude baixa, que favoreceu o transporte de sua sedimentação para o norte afetando o nível de base da planície costeira. Assim, o perfil de equilíbrio desta planície foi modificado e os baixos cursos das drenagens sofreram alteração em suas áreas para suportarem as mudanças no volume e distribuição da entrada dos sedimentos nas bacias (DISCROLL; KARNER, 1995).

A região do Amapá está incluída no domínio tectônico que engloba a foz do rio Amazonas. Segundo Cunha (1991) a região possui características morfológicas resultantes de movimentos verticais durante o Neógeno-Paleógeno que geraram tanto soerguimentos quanto subsidências. Os grábens gerados nessa época têm favorecido a deposição de grande quantidade de sedimentos, controlado preferencialmente por várias zonas de falhamentos normais aproximadamente N-S e com inclinação aproximada E-W, que poderiam ter sido seccionados por falhas transcorrentes de direção aproximada para E-W que controlaram parcialmente o conteúdo litológico das sub-bacias geradas durante a fragmentação do *rift* do Marajó (COSTA et al., 1991).

2.2.5 Geologia

Nas proximidades da zona costeira do Amapá os depósitos oriundos do Neógeno-Paleógeno são representados pelo Grupo Barreiras, composta por sedimentos argilitos, arenitos e conglomerados. No final do Neógeno essa região recebeu sedimentos do Grupo Barreiras em sistemas de leques aluviais e lacustres (LIMA et al., 1991). Este mesmo autor advoga que a partir do Pleistoceno ocorreram oscilações climáticas que refletiram nos processos erosivos e deposicionais, este fato somado a interferências tectônicas modelaram o relevo até sua configuração atual.

Bezerra et al. (1990) afirmou que durante o Pleistoceno, as variações climáticas juntamente com atividades neotectônicas favoreceram a remodelagem do relevo da área em estudo, com

destruição de grande porção das superfícies aplainadas do Terciário e definição de outras superfícies, em menor nível topográfico, compondo o atual relevo.

Silveira (1998) descreveu duas fases de desenvolvimento da planície costeira do Amapá durante o Quaternário: pré-holocênica, com processos de organização natural do relevo da região e holocênica apresentando uma reorganização contínua de sua rede de drenagem na qual processos aluviais contribuíram para o remodelamento da superfície desta planície.

Santos et al. (2004a) com a análise de depósitos quaternários flúvio-estuarinos e flúvio-marinhos identificaram cinco singulares depósitos: Planícies Fluviais Antigas (i), Planícies Flúvio-Estuarinas 1 (ii) e 2 (iii) e Planícies Flúvio-Estuarinas e Flúvio-Marinha (iv) e Aluviões (v).

- (i) Depósitos de antigos canais fluviais, colmatados, oriundos de oscilações no nível do mar que também esculpiu falésias, atualmente inativas em unidades do Neógeno-Paleógeno.
- (ii) São associados às áreas de campos inundáveis, ou seja, zonas mais internas da planície de inundação do rio Amazonas e de seus afluentes.
- (iii) A origem destes sedimentos está relacionada basicamente aos processos deposicionais flúvio-estuarinos e fluviais que ocorrem com as variações diárias das marés e proporcionam o alagamento de grande parte dessa área.
- (iv) Encontra-se em processo de remobilização pelo regime hidrodinâmico da região, sendo transportados como carga de fundo ou suspensão, originando um ambiente com variações constantes na morfologia pelo processo de migração de barras, bancos, etc.
- (v) Estão situados nas regiões limitantes com a zona costeira. Esta unidade sofre inundação somente durante o período de maior pluviosidade, propiciando a deposição de sedimentos pelíticos.

2.2.6 Geomorfologia

Boaventura e Narita (1974) evidenciaram cinco unidades morfoestruturais e morfoclimáticas, nas quais são submetidas a processos erosivos. Essas unidades abrangem Planaltos Residuais do Amapá (1), Planalto Rebaixado da Amazônia (2), Colinas do Amapá (3), Depressão Periférica do Norte do Pará (4), Planície Fluvio-marinha Macapá-Oiapoque (5), sendo compostas por:

- (1) maciços residuais intensamente dissecados por processos de origem fluvial apresentando altitude máxima de 550 m.

(2) Depósitos do Grupo Barreiras (setor ocidental do estado do Amapá) possuem altitude de até 100m.

(3) sedimentos oriundos da dissecação do Complexo Guianense e Grupo Barreiras, altitudes máximas compreendidas entre 150 e 200 m.

(4) faixa de denudação periférica à Bacia Amazônica.

(5) processos predominantemente erosivos (ALLISON, 1993), sendo descritos domínio marinho ao norte e fluvial ao sul (MENDES, 1994; SILVEIRA, 1998). Lima et al. (1991) definiram esta unidade como Planície Costeira do Amapá.

Santos et al. (2004b) descreveram a planície costeira sul do Amapá como uma região caracterizada por planícies e terraços resultantes da variação do nível de base dos rios, durante o Holoceno e provavelmente o Pleistoceno. Estes mesmos autores advogam que este relevo aplainado com altitudes menores que 10 m é bastante frágil em função de sua dinâmica, influenciada pelo regime pluviométrico sazonal dos rios, marés, pororoca, além da ação dos constantes ventos alísios associados à Zona de Convergência Intertropical.

2.2.7 Vegetação

Na planície costeira do estado do Amapá ocorre uma cobertura de floresta denominada Formação Pioneira caracterizada por espécies que se encontram no estágio de sucessão com ecossistemas dependentes de fatores ecológicos estáveis sendo dividida em Campos da Planície do Amapá, com gramíneas nos locais mais elevados e nos locais mais baixos e alagados apresenta espécies como tiriricão (*Scleria* sp), aninga (*Montrichardia arborescens* L. Schott), buriti (*Mauritia flexuosa* Mart.), mururé (*Eichornia* sp.) e piri (*Cyranus giganteus* Vahl.), e mangues das espécies Siriúba (*Avicennia nitida* Jacq.), mangue-vermelho (*Rhizophora mangle* L.), mangue-amarelo (*Laguncularia* sp.) e mangue branco (*Laguncularia racemosa* Gaertn.), (LEITE et al. 1974).

Costa Neto e Silva (2004) com inventários florísticos no setor continental estuarino descreveram três unidades botânicas:

- Florestas com influência flúvio-marinha, com predomínio de raízes escoras (*Rhizophora mangle* L. e *Rhizophora racemosa* G. F. Mayer) e pneumatóforos (*Avicennia germinans* (L.) Stearn e *Laguncularia racemosa* Gaertn.), além de campos com espécies da família Fabaceae como *Vigna luteola* Jacq., Convolvulaceae, *Ipomoea asarifolia* (Desr.) Roem. & Schult.,

Malvaceae, *Hibiscus cf. bifurcatus* Cav. e Poaceae, como *Hymenachne amplexicaule* (Rudge) Nees, *Digitaria horizontalis* Willd. e *Paspalum decubens* Sw.

- Setor Campestre com Campos Herbáceos Periodicamente Inundados ao longo de todo o Setor Estuarino, desde o rio Jari até o rio Araguari, sobre terraços holocênicos, um pouco acima do nível da água, sendo caracterizados por macrófitas aquáticas das famílias, Poaceae, Cyperaceae, Nymphaeaceae, Alismataceae, Araceae, Maranthaceae, Lentibulariaceae e arbustivas como Annonaceae, Arecaceae e Leguminosae. (COSTA NETO, 2004).

Essas formações possuem adaptações tanto para o meio aquático quanto para o terrestre, deste modo estão sujeitas aos pulsos de inundações sazonais ou diários, decorrentes das marés semidiurnas ou águas pluviais (BOVE et al., 2003).

As espécies sazonais reduzem suas populações ou chegam até a desaparecer nos períodos de seca, e as perenes conseguem muitas vezes dominar esses ambientes, alterando assim a paisagem dessa formação (JUNK; PIEDADE, 1993).

Para estes autores os setores com baixa elevação topográfica dos campos são chamados de Campos Permanentemente Inundados constituindo-se de depressões nas quais são formados lagos permanentes. Dentre as espécies presentes neste ambiente é citado, o aguapé (*Eichornia crassipes* Mart.) e *Eichornia azurea* (Sw.) Kunth., cabomba (*Cabomba aquatica* DC.), mururé (*Nynphaea* sp.), além de outras aquáticas (COSTA NETO; SILVA, 2004), e Cerrado com hábito Arbóreo/Arbustivo e de Campo Limpo Associado que segundo Leite et al. (op. cit.), é uma unidade de clima quente e úmido, com chuvas pelo período seco e caracterizada por árvores tortuosas, de folhas raramente decíduais, como também por formas biológicas adaptadas aos solos profundos, aluminizados e deficientes.

- As Florestas de Várzea Amazônicas cobrem uma área de aproximadamente 60.000-100.000 Km² (GOULDING, 1996; JUNK, 1997). Esta formação é adaptada às condições de inundação causada pelo fluxo diário das marés. Seus elementos florísticos possuem mecanismos de regulação osmótica da água, o que permite às suas raízes e caules conviverem com pelo menos 12h de inundação a cada dia, inclusive com certa tolerância a salinidade (PRANCE, 1979; SCHÖNGART et al., 2002; ALMEIDA et al., 2002; 2004).

As florestas de várzea do setor continental estuarino do Amapá, marcadas pelo domínio de palmeiras, destacando-se o açaí (*Euterpe oleracea* Mart.), buriti (*Mauritia flexuosa* L.f.), ubuçu (*Manicaria saccifera* Gaertn.), pau-mulato (*Callycophyllum spruceanum* Benth.), assacu (*Hura*

crepitans L.), jenipapo (*Genipa americana* L.), seringueira (*Hevea guianensis* Aubl.), taperebá (*Spondias monbim* Jacq.), andiroba (*Carapa guianensis* Aubl.), samaúma (*Ceiba pentandra* Gaertn.), pracuúba (*Mora paraensis* Ducke.), acapurana (*Campsiandra laurifolia* Benth.), cacau (*Theobroma cacao* L.), taxi (*Triplaris surinamensis* Cham.).

- Floresta de Terra Firme, como representantes desta unidade estão as espécies típicas de floresta densa como a castanheira (*Bertholletia excelsa* Berg.), itaúba (*Mezilaurus itauba* (Meissn) Taub. ex Mez.), carapanaúba (*Aspidosperma carapanauba* Pichon), quaruba (*Vochysia guianensis* Aubl.) e angelim (*Dinizia excelsa* Ducke).

- Manguezal. O Setor Atlântico do estado do Amapá é colonizado por manguezais com domínios de extensos bosques maduros e abertos de siriubais (*Avicennia germinans* (L.) Stearn), aproximadamente 30 metros de altura, duas espécies do gênero *Rhizophora* (*Rhizophora mangle* L. e *Rhizophora harrisonii* Leechm) e a espécie *Laguncularia racemosa* Gaertn. Associadas aos bosques de manguezais podem ser encontradas espécies de floresta de várzea com porte arbóreo a herbáceo, como mututi (*Pterocarpus amazonicus* Huber e *P. officinalis* Jacq.), verônica (*Dalbergia monetaria* L.f. e *Dalbergia ecastophylla*), aturiá (*Macherium lunatum* L.f.), açai (*Euterpe oleracea*), taboca (*Guadua glomerata*), entre outras (COSTA NETO et al., 2003).

A variabilidade estrutural dos bosques de mangue e o seu domínio em um dado ambiente estão relacionados primeiramente com as características geomorfológicas dos terrenos, e a formação de bosques de mesma classe etária estão ligadas a fatores ambientais que definem o crescimento desses indivíduos, nos quais respondem a eventos decorrentes como erosão e deposição, colonizando direta e preferencialmente substratos apropriados (SCHAEFFER-NOVELLI E CINTRON-MOLERO, 1988; SCHAEFFER-NOVELLI, et al. 2000)

Segundo Morais e Morais (2000) o município de Calçoene possui três domínios naturais: domínio da floresta densa de terra firme (10.288,13 Km²), domínio das áreas inundáveis (2.808,56 Km²), característico de ambientes litorâneos sendo representado por manguezais, ambientes de várzea, e campos inundáveis (vulneráveis à seca) apresentando alta sensibilidade à erosão natural, à inundação pluvial e às marés; e domínio das áreas de savanas (1.236,31 Km²).

3 MATERIAIS E MÉTODOS

A metodologia apresentada neste trabalho segue algumas recomendações de Colinvaux (1986), Faegri e Iversen (1989) para análise palinológica, que em linhas gerais são descritas a seguir:

3.1 AMOSTRAGEM

Durante o mês de novembro de 2004, foram coletados três testemunhos de sedimento com o auxílio de um *amostrador russo* (Figura 01), bastante eficaz para transpor terrenos úmidos. Os testemunhos de sedimentos após serem retirados foram acondicionados em tubos (50 cm) e filmes de PVC. Esse procedimento evita trocas gasosas entre o sedimento e o meio, que segundo Colinvaux (1986) alteram as cores originais do material.



Figura 01 - Coleta de testemunhos sedimentares utilizando o *amostrador russo*.

As posições geográficas dos testemunhos foram determinadas por meio de GPS (Global Positioning System) e estão descritas na tabela 01:

Tabela 01

Posicionamentos geográficos dos pontos de coleta dos testemunhos de sedimentos

Testemunhos	Profundidade da base (cm)	Coordenadas geográficas
Goiabal Várzea (GV)	145	N 02° 34'38,1" / W 50°53'17"
Goiabal Avicennia (GA)	165	N 02° 35'59.1" / W 50°52'08"
Goiabal Praia (GP)	145	N 02° 36'48,2" / W 50°50'41"

3.2 DESCRIÇÃO E ARMAZENAMENTO

Os testemunhos de sedimento foram transportados para o Laboratório de Dinâmica Costeira - ZMT/UFPA onde se deu o processamento das amostras, com a descrição textural, com o auxílio da *Rock Color Chart* (GODDARD et al. 1984), estrutural dos sedimentos e registros fotográficos com o auxílio de uma câmera digital.

Após descrição e amostragem, os testemunhos foram novamente envolvidos em tubos e filmes de PVC, e conduzidos ao freezer com temperatura em torno de 2°C para evitar o crescimento de fungos e bactérias nos sedimentos. Esses organismos podem metabolizar compostos de carbono dos sedimentos e trocar CO₂ com a atmosfera, durante o processo de respiração contaminando assim os sedimentos com carbono recente (COLINVAUX, 1986) comprometendo futuras datações por radiocarbono.

3.3 PROCESSAMENTO DAS AMOSTRAS

A complexidade desta etapa da análise é percebida pela quantidade de material que deverá ser desintegrado (sedimento e matéria orgânica) até que o resultado final seja somente o pólen. Esse processamento é possível devido à resistência da parede celular dos palinomorfos ao ataque químico.

Algumas partículas orgânicas e inorgânicas são quimicamente muito similares ao pólen, esses ataques químicos não produzem um material constituído somente de pólen. Assim, foi retirado 0,5 ou 1 cm³ de sedimento com a utilização de um medidor de volume feito de aço inoxidável, onde o sedimento é colocado dentro da cavidade cilíndrica e depois retirado por um embolo produzindo assim pastilhas de sedimentos. Esse ato repete-se ao longo de todo o testemunho em intervalos de 5 cm.

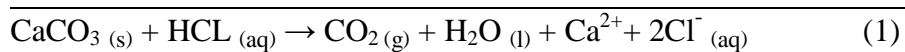
As pastilhas de sedimentos retiradas do testemunho foram colocadas em tubos de centrífuga, devidamente marcados com a estação e a profundidade na qual foi feita a retirada das pastilhas. Esses tubos são obrigatoriamente de polipropileno que é insolúvel ao ataque ácido. Juntamente com as pastilhas de sedimentos foram adicionados tabletes de marcadores exóticos, esporos de *Lycopodium* (STOCKMARR, 1971), para o cálculo da concentração de pólen (grãos/cm³) e a razão da acumulação de pólen (grãos/cm²/ano).

Na contagem final a razão de esporos marcadores de *Lycopodium* e de pólen contados permite o cálculo da concentração polínica original. Cada tablete é constituído por 10600 esporos de *Lycopodium*.

Após o término da adição dos esporos é realizado o tratamento ácido, sendo constituído das seguintes etapas.

3.3.1 Tratamento com Ácido Clorídrico (HCL)

Esta etapa do tratamento consiste na remoção do carbonato (CO_3) presente no material sedimentar e dissolução da matriz carbonática da pastilha de *Lycopodium*, através da adição de HCL a 10%. A reação resultante é:

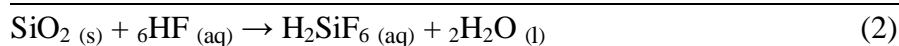


Este processo é seguido por mistura das amostras com a utilização de um bastão-misturador feito de teflon para cada tubo de ensaio, evitando assim a contaminação da amostra, e em seguida o material foi conduzido à centrífuga onde permaneceu por 5 min e a 2500 rotações, para decantação. O líquido residual foi retirado e o material lavado com água destilada até que o decantado estivesse claro. Novamente o material foi conduzido à centrífuga, o líquido residual foi retirado dos tubos, para a segunda etapa do tratamento.

3.3.2 Tratamento com Ácido Fluorídrico (HF) concentrado

Uma grande quantidade de sílica pode provocar um sério problema no estágio de identificação pelo fato de provocar o obscurecimento dos grãos de pólen (INDIANA UNIVERSITY, 2005). Tendo em vista esse fato, foi realizada a adição de HF na amostra, e deixada em repouso por 24h, com capela de exaustão de gases ligada devido a alta toxicidade dos gases liberados por este ácido.

A reação que ocorre é a seguinte:



Terminado este período o material segue para lavagem, centrifugação, retirada do líquido residual, adição de HF e repouso de 24h novamente, onde após este tempo foi realizada nova lavagem, centrifugação, retirada do líquido residual, e preparação para a terceira etapa do tratamento.

3.3.3 Tratamento com Ácido Acético Glacial (C₂H₄O₂)

Esta etapa é extremamente necessária por causa da quarta etapa envolvendo ácido sulfúrico. O C₂H₄O₂ reage com a amostra retirando a água nela presente. Esta reação é essencial para que não ocorra desperdício de ácido sulfúrico através da reação com a água presente nas paredes do tubo de ensaio ou no sedimento umedecido. Assim, foi adicionado C₂H₄O₂ à amostra, seguido de mistura, centrifugação, e retirada do líquido residual, não sendo necessária a permanência do ácido por um período de tempo maior que 15 min nos tubos de ensaio.

3.3.4 Acetólise

Esta etapa do procedimento químico remove celulose e polissacarídeos das amostras por oxidação (UNIVERSITY OF CAMBRIDGE, 2005). Segundo Erdtman (1960), a acetólise é obtida através da mistura de nove partes de anidrido acético (CH₃COCH₃), primeiramente, por volume para uma parte de ácido sulfúrico concentrado (H₂SO₄). Cerca de 15 ml da solução foi adicionada às amostras. Os tubos de ensaio foram submetidos ao aquecimento em banho-maria, sendo constantemente misturados por um período que variou de 10 a 20 min até que o líquido contido nos tubos ficasse completamente escuro.

Após esse processo foi realizada centrifugação, retirada do líquido residual e lavagem (2x), sendo deixado nos tubos cerca de 5 ml de água no intuito de facilitar a transferência da amostra dos tubos de ensaio para tubos de *Evergreen*.

3.3.5 Montagem de lâminas para a microscopia

Na confecção de lâminas para análise microscópica foram utilizadas lâminas Bioslide 25,4 x 76,2 mm, lamínulas 22x22 mm, glicerina gelatinada, pipetas, bastões de teflon, e esmalte base de unha.

Com o auxílio de pipetas, algumas gotas do material armazenado nos tubos de Evergreen foram retiradas e colocadas nas lâminas, devidamente marcadas com a profundidade e a estação na qual foi feita a retirada das pastilhas de sedimentos.

Em seguida, uma pequena quantidade de glicerina gelatinada foi adicionada à lâmina. Esta lâmina foi aquecida para o completo derretimento da glicerina, uma vez que a glicerina servirá como fixadora do material contido na lâmina.

Bastões de teflon serviram para misturar o material amostrado com a glicerina, e em seguida as lamínulas foram assentadas sobre as lâminas. Esmalte base de unha foi usado para selar as margens da lamínula com a lâmina, com a finalidade de preservar o material contido nas lâminas da umidade do ar, o que provocaria o ressecamento da amostra.

3.4 ANÁLISE MICROSCÓPICA E CONFECÇÃO DE GRÁFICOS POLÍNICOS

A fase de identificação e contagem dos grãos de polens das lâminas foi executada em um microscópio Carl Zeiss Axioskop 2 *plus* conectado ao computador por meio de uma microcâmera. Com o auxílio do software AxioVision as microimagens foram processadas, e os grãos de pólen catalogados e armazenados em um banco de dados.

Manuais para descrição morfológica de polens foram consultados (ROUBIK; MORENO, 1991; BEHLING, 1993; HERRERA; URREGO, 1996; COLINVAUX et al., 1999) para identificar grãos de polens e esporos. No mínimo, 300 polens foram contados em cada amostra. A soma total de polens exclui esporos marcadores, esporos de fungos, algas e microforaminíferos. Os dados da contagem dos polens foram introduzidos no programa TiliaGraph para confecção dos diagramas e análise estatística (GRIMM, 1987).

3.5 DATAÇÃO POR RADIOCARBONO

A base dos testemunhos foi selecionada para datação por radiocarbono por meio da Espectrometria de Aceleração de Massa (EAM) no Laboratório de Pesquisa Isotópica da Universidade de Christian-Albrechts em Kiel, Alemanha.

Este método requer apenas uma pequena quantidade de sedimentos ou remanescentes orgânicos para sua datação. As idades são apresentadas em termos de anos convencionais de radiocarbono (STUIVER et al. 1988).

3.6 DETERMINAÇÃO DA PRESENÇA DE TANINO NOS TESTEMUNHOS DE SEDIMENTOS

Esta técnica é baseada na redução de tanino e outros polifenóis do íon férrico para íon ferroso, seguido da formação de um complexo íon ferrociano-ferroso (PRICE; BUTLER, 1977). Os reagentes FeCl_3 a 0,008M e $\text{K}_3\text{Fe}(\text{CN})_6$ a 0,003M, foram utilizados neste procedimento.

Para se obter a exata concentração de cada reagente, primeiramente, 1,6221g de FeCl_3 foi pesado em balança analítica Sartorius, e posteriormente adicionado 1ml de HCL a 32% e água destilada até completar 100 ml em balão volumétrico. Somente 8 ml desta solução são diluídos novamente em 100 ml de água destilada.

Este reagente tem durabilidade de uma semana. Para a preparação de $\text{K}_3\text{Fe}(\text{CN})_6$ a 0,003M cerca de 0,0988 g do reagente foi pesado e adicionado a 100 ml de água destilada. Em ambiente escuro o FeCl_3 foi pulverizado sobre regiões do testemunho alvo da avaliação (Figura 02). Em seguida o sedimento foi umedecido com $\text{K}_3\text{Fe}(\text{CN})_6$ nas mesmas regiões atingidas pelo FeCl_3 . Ver reação de complexação da molécula de tanino (Figura 03).

As reações que ocorrem através do uso dessa técnica apresentam variações de tempo que podem ser completadas num período que se estende de 1 a 10 min. A cor amarela do reagente pode mudar para um verde ou azul de acordo com a concentração de tanino ao longo do testemunho (PRICE; BUTLER, 1977), sendo que o azul de *prussian* é somente obtido uma vez que a concentração de tanino seja elevada o suficiente para total complexação dos reagentes com a molécula de tanino (Figura 03).



Figura 02 - Utilização dos reagentes cloreto férrico (FeCl_3) e hexacianoferrato de potássio ($\text{K}_3\text{Fe}(\text{CN})_6$) em testemunho sedimentar.

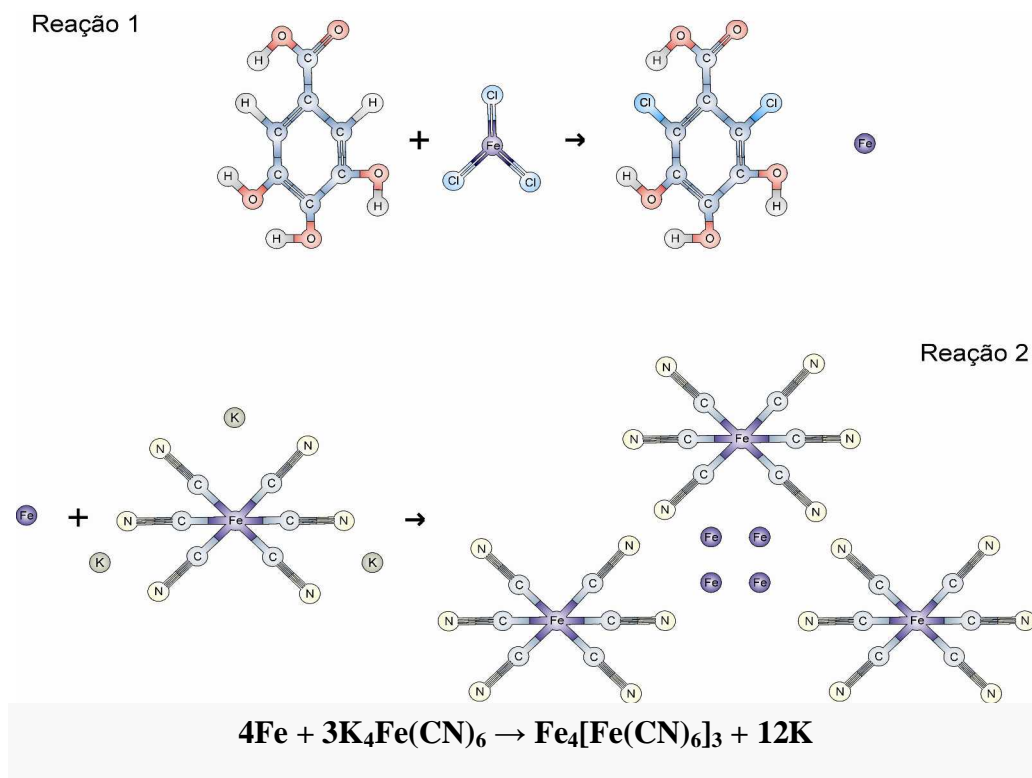


Figura 03 - Reação 1, molécula de tanino e cloreto férrico disponibilizando ferro ao meio. Reação 2, ferro disponível no meio com hexacianoferrato de potássio resultando em hexacianoferrato de ferro.

Este pigmento azul absorve os comprimentos de onda correspondentes ao final da faixa correspondente ao vermelho do espectro eletromagnético (PRICE; BUTLER, 1977). Conforme a utilização deste procedimento, em regiões onde a concentração de tanino seja muito elevada é produzido o “azul de prussian” em resposta à adição do reagente e do complexante. Essa mudança na cor do testemunho é melhor percebida nos comprimentos de onda da região do visível, principalmente no vermelho do espectro.

3.7 ESPECTROFOTOMETRIA

O olho humano não é capaz de diferenciar as componentes do espectro eletromagnético e sim a cor resultante. Cor é a percepção da radiação refletida na região do visível do espectro eletromagnético. A reflectância espectrofotométrica do visível está intimamente relacionada com a análise da cor. Desta forma a quantificação dessa interação com corpos sedimentares pode revelar detalhes significativos mascarados pelo olho humano (metamerismo) através da comparação visual com a *Rock Color Chart* (GODDARD et al. 1984).

Esta etapa do trabalho se destina à obtenção de valores de reflectância ao longo dos testemunhos, GV (145 cm), GA (165 cm), GP (145 cm) entre as faixas do espectro eletromagnético correspondente a região do visível (VIS), radiação com capacidade de produção da sensação de visão ao olho humano, ou seja 380 a 730nm. Para isto foi utilizado um Spectrolino GRETAGMACBETH (Figuras 04 e 05).

Este aparelho possui medição espectral com rede de difração holográfica, três modos de medida (reflexão, emissão, transmissão), resolução física de 10nm, e três filtros, P (Polarizado), D65 (Aproximado à luz do dia), e U (Neutro, lâmpada incandescente tipo A). Uma placa branca (100% de reflectância) foi usada para a calibração absoluta do aparelho.

O uso desta ferramenta na superfície dos testemunhos foi realizado antes da aplicação dos reagentes e complexantes. Esse procedimento tem como objetivo a avaliação dos níveis de reflectância do testemunho úmido (sem reagentes). Assim, foram realizadas medições em intervalos de 5 cm ao longo de todo o testemunho, GV-145 cm, e para maior apuração dos resultados foi utilizado intervalos de 1 cm para os testemunhos, GA-165cm, GP-145cm (Figura 04). Na seqüência, o cloreto férrico (FeCl_3) e o Hexacianoferrato de Potássio ($\text{K}_3\text{Fe}(\text{CN})_6$) são aplicados à superfície dos testemunhos para então após 10 min (tempo estabelecido para a completa reação na amostra, PRICE; BUTLER, 1977) realizar a segunda obtenção de valores de reflectância no intuito de avaliar as variações ocorridas após complexação com a molécula de tanino (Figura 03).



Figura 04 - Obtenção de valores de reflectância espectrofotométrica através da utilização de um espectrofotômetro portátil após o uso de reagentes em testemunho sedimentar.

Cada clique na chave de medida (Figura 05) ativa o feixe de luz sobre a superfície do testemunho, sendo refletido depois para o aparelho. Posteriormente, o dado é transmitido para um Notebook conectado ao Spectrolino, através do software CQLITE. As medidas são apresentadas em valores de reflectância em todos os comprimentos de onda da região do visível do espectro eletromagnético.

Esses valores são transferidos para uma planilha do Excel, sendo posteriormente transformados em gráficos 3D através do software Surfer 8.06 (GOLDEN SOFTWARE, 2007), para interpretação dos resultados obtidos.

Com dois valores de reflectância adquiridos (sem e com reagentes) foi possível analisar através da subtração dos respectivos valores para cada setor, as variações pontuais provocada pela reação descrita na Figura 03.

A subtração desses valores (sem e com reagentes), em todas as faixas do espectro eletromagnético em estudo (VIS), visa uma melhor compreensão das variações em possíveis pontos de reação do tanino com os reagentes FeCl_3 e $\text{K}_3\text{Fe}(\text{CN})_6$.

Teoricamente, nos pontos dos testemunhos em que não houve mudanças significativas nos níveis de reflectância com e sem os reagentes, provavelmente não devem estar presente moléculas de tanino em quantidade suficiente para a complexação. Entretanto, provavelmente, o inverso deve significar reações de complexação das moléculas de tanino em determinadas profundidades do testemunho em análise.



Figura 05 - Elementos funcionais do Spectrolino (adaptado de GretagMacbeth, 1999).

3.8 PROCESSAMENTO DIGITAL DE IMAGENS

Estudos envolvendo reconstrução paleoambiental estão baseados na concepção dos processos naturais atuantes no presente como chave para o entendimento da dinâmica ambiental ao longo do período geológico (SUGUIO, 1999). A identificação da distribuição espacial das unidades de vegetação litorâneas, como o manguezal, juntamente com a quantificação de sua abrangência atual requer a utilização de métodos analíticos precisos e confiáveis. Assim, a utilização do sensoriamento remoto foi essencial para execução deste trabalho. Para dados oriundos de sensores remotos, tenta-se através de processos lógicos detectar, reconhecer, mensurar e avaliar o significado das feições, seus padrões e sua relação espacial com o ambiente no qual estão situados (REEVES et al., 1983).

No âmbito desta pesquisa foram adquiridas 5 cenas (225_58, 225_59, 226_57, 226_58, 226_59) do sensor remoto óptico Landsat/ETM+, referentes a setembro de 2000, através do *Global Land Cover Facility – Earth Science Data Interface* (UNIVERSITY OF MARYLAND, 2006). O ETM+ (Enhanced Thematic Mapper Plus) é um sensor óptico a bordo do satélite Landsat 7, com características descritas na Tabela 02. A análise dos dados obtidos do Landsat vem fornecendo notáveis informações como levantamento dos recursos naturais, cobertura e uso da terra, monitoramento ambiental e mudanças costeiras (GOWDA et al., 1995) apresentando excepcionais resultados na costa norte brasileira (SOUZA FILHO; PARADELLA, 2002; LARA et al. 2002; COHEN; LARA, 2003; MATOS et al., 2005; BATISTA et al., 2005; SOUZA FILHO; PARADELLA, 2005; SOUZA FILHO, 2005; SOUZA FILHO et al., 2006; BATISTA et al., 2007).

Tabela 02

Características dos dados do sensor remoto óptico ETM+ Landsat.

Plataforma	Sensor	Característica
Landsat	ETM+	<ul style="list-style-type: none"> • Resolução espacial: 30 m (60 m, termal), pancromática 15m (banda 8) • Bandas e regiões espectrais (μm): 1 - Azul (0.45-0.52) 2 - Verde (0.52-0.60) 3 - Vermelho (0.63-0.69) 4 - IV/Próximo (0.76-0.90) 5 - IV/Médio (1.55-1.75) 6 - IV/Termal (10.4-12.5) 7 - IV/Médio (2.09-2.35) 8 - VIS/IV Próximo (0.52-0.90) • Tempo de revisita: 16 dias • Área imageada: 185 x 185 Km

No *software* Spring 4.3 (Imprima, Spring, Scarta), desenvolvido pela Divisão de Processamento de Imagens do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais - INPE (CAMARA et al., 1996), foram selecionadas três bandas de acordo com as informações necessárias para execução deste trabalho. As cenas foram submetidas às etapas de pré-processamento e processamento. Foi obtida a composição colorida 5R4G3B. Essas bandas e composição demonstraram grande adequação no reconhecimento dos objetos de interesse nesta pesquisa.

3.8.1 Pré-processamento

O pré-processamento é um método de calibração dos dados brutos, com a finalidade de amenizar distorções radiométricas provocadas pela atmosfera ou por falhas nos equipamentos imageadores, para corrigir distorções geométricas, oriundas do movimento de rotação da terra e das variações na altitude, atitude e velocidade do satélite (SCHOWENGERDT, 1983; CHUVIECO, 1990).

3.8.1.1 Correção geométrica

Este procedimento altera a geometria da imagem (RICHARDS, 1993). Existem duas técnicas de correção, a primeira modela a natureza e a magnitude da fonte de distorção, estabelecendo uma fórmula de correlação, mostrando-se eficaz quando a distorção é causada pela rotação da Terra. A segunda cria uma relação matemática entre a posição do *pixel* na imagem e a correspondente coordenada deste ponto no terreno. Nesta etapa se faz necessário realizar registro da imagem e a posterior reamostragem dos *pixels*. Esta relação é usada para corrigir a geometria da imagem, independentemente da causa da distorção.

O registro é feito com outra imagem ou uma base cartográfica, por meio da obtenção de pontos de controle na imagem a ser registrada, relacionando os pontos à imagem ou a base cartográfica. A reamostragem dos *pixels* pode ser realizada através dos métodos de interpolação do vizinho mais próximo, interpolação bilinear e convolução cúbica (CHUVIECO, 1990; RICHARDS, 1993). Para o registro das cenas do ETM+ Landsat foi utilizada outra imagem ETM+ Landsat georeferenciada (GeoTiff). Na reamostragem de *pixel* foi usado o método de interpolação vizinho mais próximo, com selecionamento de um mínimo de (10) pontos de controle no registro da cena usando um polinômio de primeiro grau. O erro quadrático médio foi de 0,4125 segundo a fórmula:

$$Et = \sqrt{Ex_2 + Ey_2} \quad (3)$$

Onde: Ex_2 = eixo das abscissas

Ey_2 = eixo das ordenadas

Et = erro quadrático médio (Total)

3.8.1.2 Correção radiométrica

Esta etapa baseia-se em técnicas que alteram os números digitais originais, no intuito de torná-los mais próximos dos valores que deveriam estar presentes na imagem. Esta correção envolve distorções provocadas pela atmosfera e problemas derivados do mau funcionamento dos sensores (RICHARDS, 1993). Diferentes métodos permitem a amenização dos efeitos atmosféricos, cuja seleção dependerá de dados disponíveis para tal fim. Entre os métodos mais simples cita-se a correção do histograma pelos seus valores mínimos (*Histogram Minimum Method - HMM*), denominado método de subtração do *pixel* escuro (CHAVES, 1988).

Neste método as regiões cobertas por unidades que absorvam grande quantidade de energia radiante, como água limpa (lagos) e áreas de sombra (nuvens), devem apresentar uma reflectância próxima de zero, principalmente nas regiões correspondente ao infravermelho, portanto, o acréscimo dos valores digitais que estas áreas estão registrando é atribuído à atmosfera. No intuito de obter o valor real de reflectância, subtrai-se um valor médio registrado nas regiões de maior absorvância em cada banda, de cada um dos *pixels* da banda correspondente. O *HMM* foi realizado na etapa de correção radiométrica das cenas adquiridas do litoral do Amapá. Neste procedimento foram subtraídos cinco níveis de cinza, nível de entrada inicial, na banda 5 (canal vermelho), dez níveis de cinza na banda 4 (canal verde), dezessete níveis na banda 3 (canal azul), salvos em novo planos de informação com correção atmosférica. (Figura 06).

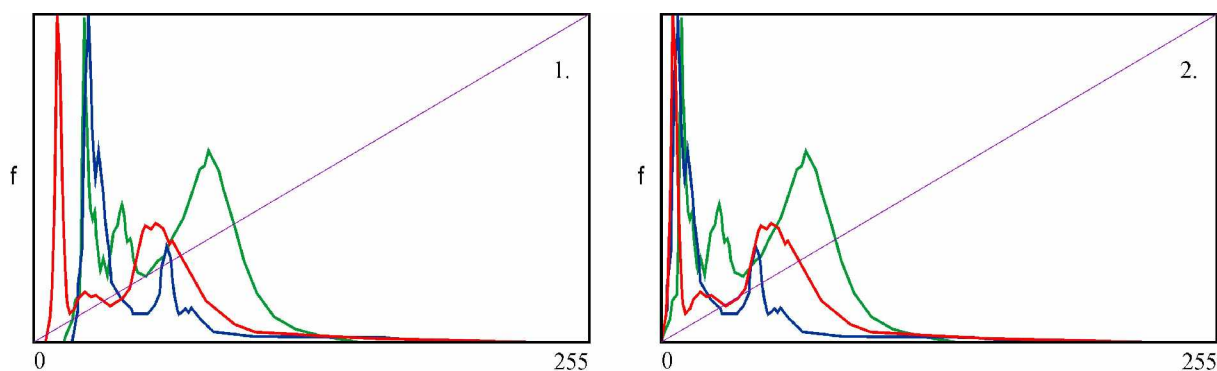


Figura 06 - Histogramas das cenas Landsat antes (1) e após (2) a correção atmosférica. (f = frequência de cada nível de cinza da imagem).

3.8.2 Processamento

3.8.2.1 Realce linear

As informações contidas na imagem podem ser realçadas para melhorar a qualidade visual da imagem, alterando a sua aparência, de tal forma que fiquem mais evidentes as informações nela contida dependendo da necessidade particular do intérprete (MATHER, 1987).

A maioria das imagens de satélite possui baixo contraste causado pela presença de nuvens, deficiente iluminação solar da cena, fraco desempenho do sensor ou pelas próprias características da cena. Devido este fato, a distribuição dos níveis de cinza fica restrita a uma pequena porção do intervalo disponível, prejudicando a interpretação dos dados na imagem (SCHOWENGERDT, 1983). Com a visualização do histograma, percebe-se a distribuição dos valores dos níveis de cinza e pode-se aumentar o contraste a partir da redistribuição dos valores na totalidade do histograma ou em parte dele. O aumento de contraste pode ser linear, bilinear, ou não-linear, aumento logarítmico e exponencial, sendo o aumento de contraste baseado em uma função linear escolhido e empregado nas cenas analisadas. Antes deste procedimento as cenas apresentavam um nível de entrada inicial de 194 para a banda 4 (canal verde), 193 para a banda 5 (canal vermelho), e 210 para a banda 3 (canal azul). Estes dados foram salvos em novos planos de informação (Figura 07).

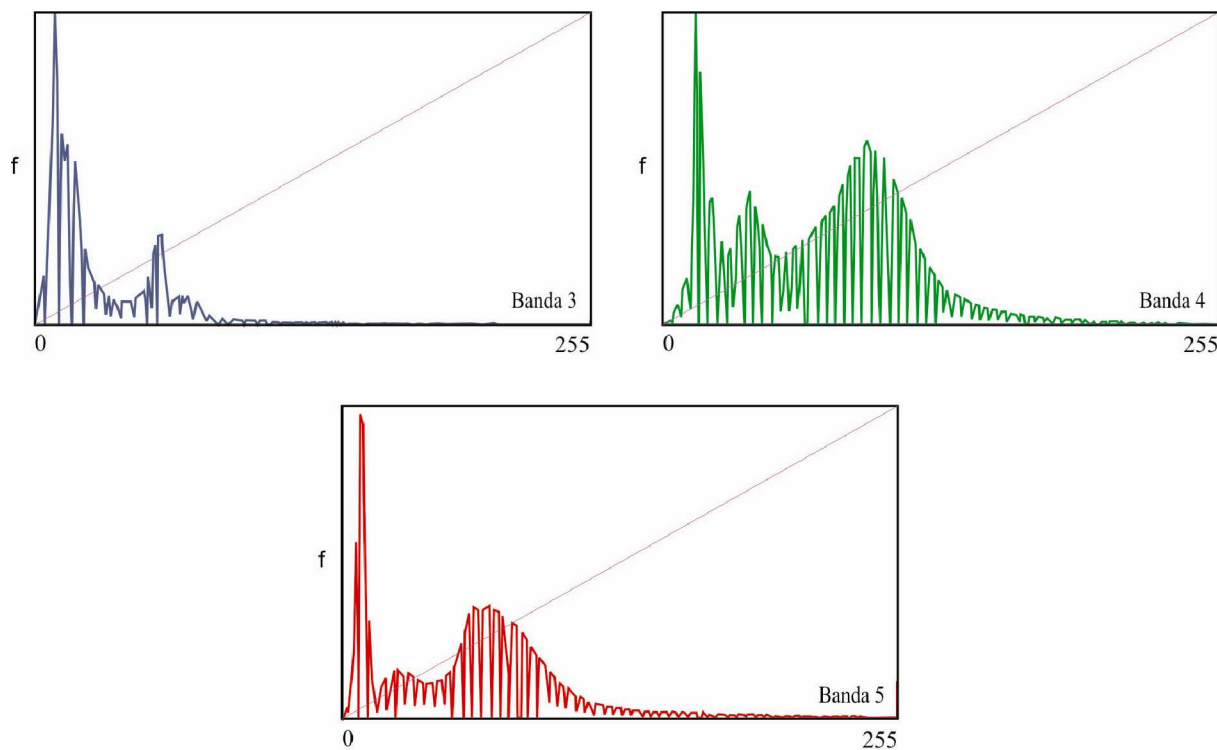


Figura 07 - Histograma da imagem Landsat após realce linear.(f = frequência de cada nível de cinza da imagem).

3.8.2.2. Sistema de informações geográficas

O sistema de informação geográfica (SIG) pode ser definido como uma valiosa ferramenta na coleta, armazenamento, recuperação, transformação e visualização de dados espaciais a partir de uma verdade terrestre (*check in*), ou ainda como um sistema que apóia decisões envolvendo a integração de dados especialmente referenciados no ambiente de resolução do problema (BURROUGH, 1987; MAGUIRE, et al., 1991).

Conforme Câmara (1993), as principais características de um sistema de informação geográfica são: (a) integrar em uma única base de dados, informações provenientes de diferentes fontes, tais como, dados cartográficos, imagens de satélite, redes de modelo numérico do terreno (MNTs), entre outros; (b) combinar as várias informações utilizando algoritmos; (c) consultar, recuperar, visualizar e desenhar o conteúdo da base de dados geocodificados.

As formações vegetais típicas de cada unidade geobotânicas e feições morfológicas foram documentadas por registros fotográficos e medições de GPS. O suporte de mapas geológicos, geomorfológicos, fitoecológicos, hidrográficos e rodoviários (LEITE et al., 1974; BOAVENTURA E NARITA, 1974; LIMA et al., 1991; MENDES, 1994; SILVEIRA, 1998; DNIT, 2002; IBGE, 2004; MMA, 2007) permitiu a distinção destas representações.

4 RESULTADOS

4.1 COBERTURA VEGETAL E FEIÇÕES MORFOLÓGICAS MODERNAS

As seguintes unidades representam as formações vegetais da planície costeira de Calçoene: manguezal, várzea, campos inundáveis e terra firme (Anexo A). As feições morfológicas identificadas foram: planícies de maré lamosas, planícies de maré arenosas e planície de *cheniers*.

4.1.1 Manguezais

Os mangues do Amapá possuem uma distribuição espacial singular na costa do Brasil, pelo fato de não estarem conectados a sistemas lagunares e/ou de baías (HERZ, 1991).

No litoral de Calçoene, esta formação está distribuída ao longo de toda a linha de costa, nas margens de rios como o Cunani, Calçoene, Lamute, Cassiporé, Grande Crique e pequenos canais de maré (Figura 08; Figura 09). Apresentam uma área total de 311 km².

Em direção ao interior do continente os manguezais estabelecem contato com campos inundáveis, o que condiciona o desenvolvimento de formas particulares, segundo a variação de gradientes locais (Figura 10).



Figura 08 - Bosques de *Avicennia germinans* (L.) Stearn em torno de um canal de maré na Praia do Goiabal.



Figura 09 - Bosques de *Avicennia germinans* (L.) Stearn ao longo da “Praia do Goiabal”.



Figura 10 - *Rhizophora mangle* L. em contato com campo inundável.

Os manguezais em contato com os campos inundáveis podem definir seus domínios na forma de bordas interiores ou adentrando o ambiente na condição de ilhas e de franjas descontínuas, alimentadas direta e indiretamente por regimes de marés permanentes ou temporários. Rabelo et al. (1994) encontrou espécies típicas de manguezal em ambientes com influência de água doce.

Em regiões de transição com a vegetação de várzea, o manguezal pode ser encontrado em associação com espécies de hábito arbóreo como o *Pterocarpus amazonicus* Huber, *Euterpe oleracea* Mart., e *Mauritia Flexuosa* L.

Nestas condições, à medida que a relação dos sedimentos com a água fluvial aumenta, o dossel e a densidade das árvores diminuem o que contribui para a ocorrência de populações dispersas. Como já descrito por Rabelo (1995), essa fitofisionomia pode indicar a evolução da planície costeira, servindo como testemunho paleofisiográfico.

Os padrões florísticos e fitossociológicos dos manguezais refletem uma transição ecológica, assim como suas associações guardam uma estreita ligação com uma seqüência de influência flúvio-marinha.

Os bosques abertos de manguezais, em alguns setores com mais de 30 m de altura, são representados pelas principais espécies: *Rhizophora mangle* L., *Avicennia germinans* (L.) Stearn, e *Laguncularia racemosa* Gaertn., que cresce nos locais mais altos, sobre terrenos firmes.

4.1.2 Várzea

Na área de estudo, a várzea apresenta grande variabilidade ambiental e desenvolve-se em toda a planície de inundação, às margens dos rios, brejos, lagos, e em alguns setores associada a outra formação vegetal como terra firme, manguezal e campos inundáveis (Figura 11). Abrange uma área total de 684 Km², onde em alguns pontos é possível visualizar a sua distribuição através da zonação existente ao longo de um perfil topográfico. A partir das cotas mais baixas podem ser observadas macrófitas aquáticas (ex. canaranas), seguidas por algumas lianas, ervas e arbustos. Nas cotas mais altas aparece algumas espécies de hábito arbóreo como a *Symphonia globulifera* L. f., *Pterocarpus amazonicus* Huber, *Pterocarpus santalinoides* L'Hér. ex DC., *Euterpe oleracea* Mart., e *Mauritia Flexuosa* L.

Esta variação pode ser explicada pela altura de inundação, concentração de água no sedimento, salinidade, pH, velocidade da água, dentre outros fatores físico-químicos (JUNK, 1997; RABELO et al., 1995; WITTMANN et al., 2004).

A diminuição da salinidade provocada pelo aumento na descarga fluvial colabora para a colonização do ambiente por espécies facultativas que são características do ambiente de várzea (ALMEIDA et al., 2004). Schaeffer-Novelli e Cintrón-Molero (1988), Fernandes (1997), Schaeffer-Novelli et al. (2000), Loubry e Prost (2001) também observaram que esses fatores ambientais proporcionam a colonização por espécies associadas.



Figura 11 – Vegetação de várzea nas margens do rio Calçoene. Ao fundo nota-se uma transição várzea/campo, e associação várzea/terra firme.

4.1.3 Campos inundáveis

Os campos inundáveis são caracterizados por áreas abertas com predomínio da vegetação herbácea. Em alguns locais com pequenas variações topográficas do terreno ocorre o estabelecimento de um estrato arbóreo-arbustivo. Nas regiões mais baixas dos campos são formadas depressões, com elevada concentração de água nos sedimentos, colonizadas por palmeiras e macrófitas aquáticas (Figura 12). Por vezes, dão origem a pequenos lagos permanentes com *Eichornia crassipes* (Mart.) Solms, *Eichornia azurea* (Sw.) Kunth., *Nynphaea* sp., e *Cabomba aquatica* DC.

Esta unidade é predominante na planície costeira de Calçoene, onde apresenta uma área de 1.021 Km². Possui ampla distribuição no cabo Cassiporé e na região próxima ao rio Amapá Grande (Anexo A).



Figura 12 - Campo inundável com uma pequena depressão ao fundo colonizada por macrófitas aquáticas. Este terreno é utilizado para bubalinocultura.

4.1.4 Floresta de terra firme

As florestas de terra firme da costa atlântica do Amapá foram classificadas como Floresta de Transição (ZEE, 2002) e Floresta Ombrófila Aberta de Terras Baixas (VELOSO et al., 1991; VELOSO, 1992; IBGE, 1997). Apesar de ser um componente dominante da paisagem amazônica, na planície costeira de Calçoene perfazem uma área total de apenas 18 Km². Podem ser localizadas nas áreas topograficamente mais elevadas da região em pequenos trechos de contato com campos inundáveis e vegetação de várzea (Figura 13).

O levantamento de campo apoiado pelo trabalho de Costa Neto (2004) permitiu a identificação das seguintes espécies: *Parinari campestris* Aubl., *Simarouba amara* Aubl., *Sacoglottis guianensis* Benth., *Myrcia fallax* (Rich.) DC., *Unonopsis guatterioides* (A. DC.) R.E. Fr., *Tapirira guianensis* Aubl. e os cipós *Doliocarpus dentatus* (Aubl.) Standl. e *Philodendron acutatum* Schott.



Figura 13 - Floresta de terra firme em associação com vegetação típica de várzea e campo inundável.

4.1.5 Planícies de maré lamosas

O cabo lamoso Cassiporé é uma das principais feições morfológicas da planície costeira de Calçoene. Esta feição foi originada durante o último episódio de sedimentação ocorrido antes da Transgressão Flandriana durante o Holoceno, sendo disposta no sentido E, o que pode ser evidência de uma participação do Rio Cassiporé em seu desenvolvimento juntamente com as correntes de deriva (BOAVENTURA; NARITA, 1974).

Silveira (1998) descreveu frentes de acreção representadas por cinco eventos progradacionais (iniciados a cerca de 5.000 anos AP) que foram responsáveis pelo desenvolvimento deste cabo. Neste trabalho algumas planícies lamosas intermarés foram visualizadas nas imagens de satélite entre as desembocaduras dos rios Cunani e Amapá Grande.

4.1.6 Planícies de maré arenosas

Este termo foi utilizado por Silveira (1998) para descrever feições formadas exclusivamente nas desembocaduras dos rios que desenvolvem seus estuários no sentido W-E da planície costeira.

Estas feições estão dispostas em pequenas faixas proeminentes localizadas próximas à desembocadura do rio Calçoene (Figura 14).

Nittrouer et al. (1991) denominou estas planícies arenosas como zonas de acumulação efêmera devido a sua remoção provocada por uma queda drástica no suprimento de sedimentos durante a estação seca.



Figura 14 – Planície de maré arenosa no litoral de Goiabal, Calçoene.

4.1.7 Planícies de *cheniers*

Ao longo da costa do Amapá e Guiana desde a estabilização do nível do mar pós-glacial a cerca de 6.000 anos AP, muitas fases deposicionais foram frequentemente separadas pelo desenvolvimento de *cheniers* durante interrupções nas fases erosivas (EISMA et al., 1991).

Estes *cheniers* possuem formas lineares quilométricas, com orientação NNW-SSE, NW-SE e N-S, envergadas suavemente e com baixa elevação topográfica (MENDES, 1994).

Na planície costeira de Calçoene a ocorrência de *cheniers* foi observada ao longo de grande parte da linha de costa, entre a foz do rio Calçoene até o cabo Cassiporé.

4.2 DESCRIÇÃO TEXTURAL E ESTRUTURAL DOS TESTEMUNHOS

Os sedimentos do testemunho Goiabal Várzea (GV) compõem um depósito homogêneo de lama com material orgânico próximo ao topo (Figura 15).

Com o auxílio da *Rock Color Chart* (GODDARD et al. 1984) foi possível descrever quatro setores distintos no testemunho. A cor laranja acinzentado com pequenas faixas cinza escuro grada para cinza claro na região intermediária do testemunho tendendo a cinza escuro para marrom (lama orgânica) na região do topo.

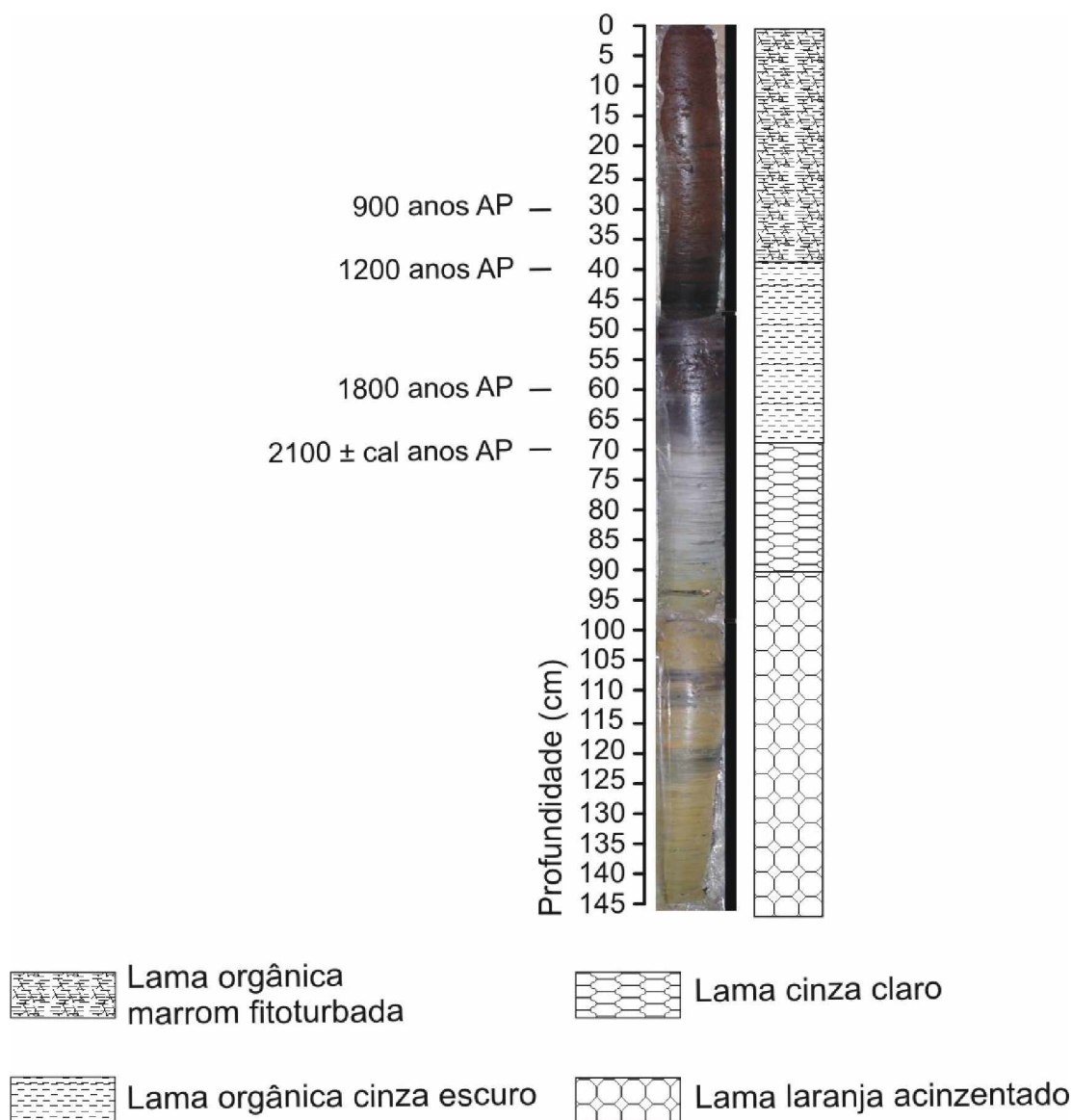


Figura 15 - Testemunho Goiabal Várzea e descrição textural, estrutural.

Ao longo do testemunho Goiabal Avicennia (GA) foram observados cinco setores compostos predominantemente por lama com variações de cores: marrom escuro (lama orgânica) a cinza escuro e claro próximo a base, gradando para marrom escuro a cinza claro em sua faixa intermediária e amarelo escuro, com algumas manchas cinza claro no topo (Figura 16).

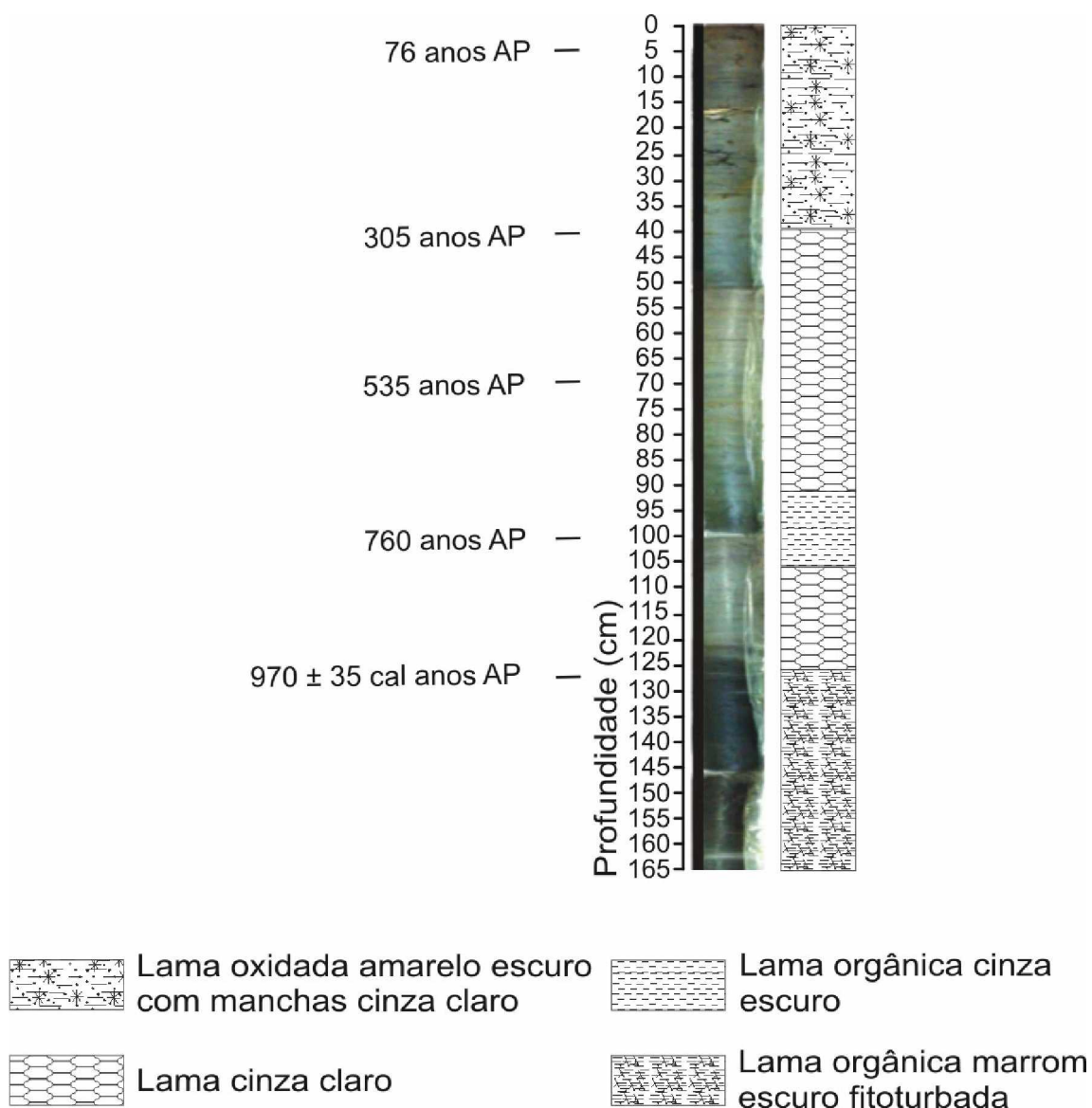


Figura 16 - Testemunho Goiabal Avicennia e descrição textual, estrutural.

Os sedimentos do testemunho Goiabal Praia (GP) são constituídos por areia e silte arenoso com variações entre as cores marrom, marrom acinzentado e marrom amarelado, com variados graus de matéria orgânica degradada proveniente de raízes e caules remanescentes desde a base até o topo (Figura 17).

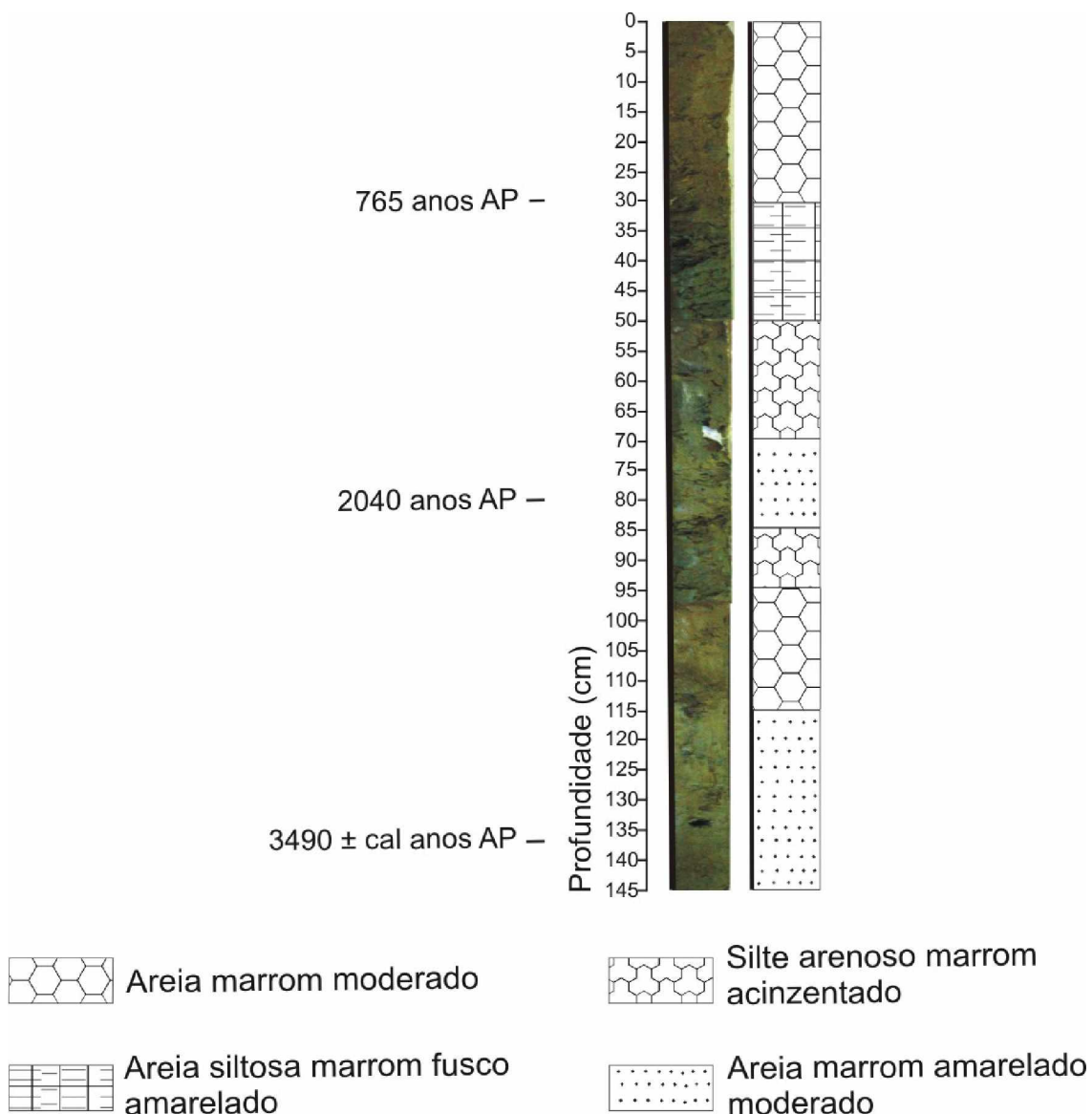


Figura 17 - Testemunho Goiabal Praia e descrição textural, estrutural.

Os sedimentos destes testemunhos estão descritos no quadro 1:

	Profundidade do testemunho (cm)	Descrição
Goiabal Várzea	0-40	Lama orgânica marrom com alguns fragmentos de vegetais remanescentes.
	40-70	Lama orgânica cinza escura.
	70-90	Lama cinza clara com laminações milimétricas cinza escuro e laranja acinzentado.
	90-145	Lama laranja acinzentada, com laminações centimétricas e milimétricas cinza escuro.
Goiabal Avicennia	0-40	Lama oxidada amarelo escuro com manchas cinza claro e algumas faixas milimétricas de areia fina.
	40-90	Lama cinza claro.
	90-105	Lama orgânica cinza escura.
	105-125	Lama cinza claro.
	125-165	Lama orgânica marrom escura, com alguns pequenos fragmentos de vegetais remanescentes.
Goiabal Praia	0-30	Areia marrom moderado.
	30-50	Areia siltosa marrom fusco amarelado, com alguns pequenos fragmentos de vegetais remanescentes.
	50-70	Silte arenoso marrom acinzentado, com sinais de fitoturbação.
	70-85	Areia marrom amarelado moderado.
	85-95	Silte arenoso marrom acinzentado.
	95-115	Areia marrom moderado com pequenas manchas marrom escuro.
	115-145	Areia marrom amarelado.

Quadro 01 - Descrição dos testemunhos Goiabal Várzea, Goiabal Avicennia e Goiabal Praia.

4.3 IDADES DE RADIOCARBONO E RAZÕES DE SEDIMENTAÇÃO

As idades calibradas de radiocarbono estão apresentadas na tabela 03. Considerando a não interrupção sedimentar durante o acúmulo dos depósitos estudados, as razões de sedimentação calculadas são de aproximadamente 0,3 mm/ano (GV), 1,3 mm/ano (GA) e 0,4 mm/ano (GP), que são similares as razões de sedimentação publicadas por Behling et al. (2001; 2004) para a Ilha do Marajó (0,3 - 1 mm/ano) e Bragança (0,8 – 1,2 mm/ano), Vedel et al. (2006) para Taperebal, oeste de Bragança (0,3 – 1,3 mm/ano) e Cohen et al. (2005b) para Bragança (0,6 - 0,7 mm/ano).

As diferenças nas taxas de sedimentação entre os dois autores para a Península de Bragança são atribuídas aos locais estudados, pois o primeiro estudo foi concentrado no limite inferior dos manguezais enquanto que o segundo amostrou um grande número de testemunhos do setor mais elevado dessa península.

Tabela 03

Idades de Radiocarbono (EAM) e a posição topográfica das amostras.

Amostra	Número da Amostra	Profundidade (cm)	Não Calibrado (anos B.P)	Calibrado (anos B.P.)	Razão 13C/12C (‰)
Goiabal Várzea	KIA28169	70	2140 ± 25	2100 ± 60	-29.11 ± 0.11
Goiabal Avicennia	KIA28170	127	1070 ± 25	970 ± 35	-31.19 ± 0.20
Goiabal Praia	KIA28171	137	3260 ± 70	3490 ± 140	-21.76 ± 0.21

4.4 DESCRIÇÕES DOS PERFIS POLÍNICOS

Baseado na análise palinológica dos testemunhos GV, GA e GP três perfis de pólen foram estabelecidos (Figura 18, 19, 20). Algumas variações marcantes nas assembléias de polens permitiram indicar zonas com diferentes tipos de paleovegetação.

4.4.1 Goiabal Várzea

A Zona GV-1 (145-65 cm: mais antiga que 2100 anos AP; 16 amostras) não apresentou pólen nas amostras analisadas. Entretanto, na Zona GV-2 (65-60 cm: 1950-1800 anos AP; 2 amostras) ocorre uma unidade sedimentar com o predomínio das famílias comuns de campos inundáveis como Poaceae (40-45%), Cyperaceae (5-20%) e da várzea como Euphorbiaceae (18%) e Mauritia (2-15%).

Em seguida, na Zona GV-3 (60-40 cm: 1800-1200 anos AP; 3 amostras) a frequência de pólen diminui progressivamente, e revela uma zona estéril com fragmentos de carvão. A próxima

zona, GV-4 (40-30 cm: 1200-900 anos AP; 3 amostras), é representada por pólen das famílias Poaceae (16-95%), Cyperaceae (2-16%), Asteraceae (0-25%), Arecaceae (0-20%) e Mimosa (0-5%). Esta assembléia vegetal é típica do ambiente de campos inundáveis.

No topo do testemunho, a Zona GV-5 (30-0 cm: 900 anos AP - moderno; 6 amostras) é dominada por pólen das famílias Euphorbiaceae (2-70%), Rubiaceae (2-60%), Fabaceae (2-25%), *Byrsonima* (0-47%) e *Mauritia* (0-14%) que representam a atual vegetação de várzea. A concentração de pólen do gênero *Rhizophora* e *Avicennia* representam cerca de 0,5% do total de pólen encontrados no testemunho.

4.4.2 Goiabal *Avicennia*

O perfil polínico do testemunho GA indicou a predominância na Zona GA-1 (165-100 cm: mais antiga que 760 anos AP; 14 amostras) de pólen das famílias típicas de campos inundáveis como Poaceae (25-97%), Cyperaceae (5-36%). No entanto, pólen de manguezal do gênero *Avicennia* (0-53%) e *Rhizophora* (0-25%) também foram encontrados. Em seguida, na Zona GA-2 (100-70 cm: 760-535 anos AP; 5 amostras) nenhum pólen foi encontrado.

A Zona GA-3 (70-40 cm: 535-305 anos AP; 6 amostras) revelou uma heterogeneidade nas assembléias de vegetação. As famílias peculiares do ambiente de campos inundáveis como Cyperaceae (6-40%), Poaceae (5-30%) e Asteraceae (2-5%) foram predominantes. Outras famílias de hábito arbóreo e/ou arbustivo típicas de terra firme ou associadas como Rubiaceae (5-20%), Fabaceae (0-30%), Euphorbiaceae (0-10%), e Anarcadiaceae apresentaram menores valores, assim como o gênero de mangue *Rhizophora* (0-33%) e *Avicennia* (0-15%).

Na Zona GA-4 (40-10 cm: 305-76 anos AP; 7 amostras), as percentagens dos pólen de campos inundáveis (48-70%) e terra firme são abundantes (15-35%), enquanto que os pólen de mangue diminuem consideravelmente (2-15%). Todavia, os pólen de campos inundáveis e terra firme diminuem progressivamente até a Zona GA-5 (10-0 cm: 76 anos AP - moderno; 2 amostras), na qual é marcada por uma alta representatividade de pólen de manguezal, principalmente do gênero *Avicennia* (35-40%).

Os pólen do gênero *Rhizophora* (5-10%) são representados por baixos valores. Esta última zona é colonizada pela atual vegetação de manguezal (Bosque de *Avicennia*).

4.4.3 Goiabal Praia

Um dos fatores que auxiliam na preservação dos grãos de pólen está relacionado com as características físicas do sedimento, como o tamanho da partícula (COLINVAUX, 1999). Então, os pólenes fixados em sedimentos lamosos apresentam maior grau de preservação (COHEN, 2003).

O testemunho GP é basicamente constituído por areia. Deste modo, a quantidade de polens encontrados no testemunho não foi suficiente para uma análise estatística. Contudo, a análise dos poucos pólenes encontrados permitiu a distinção de três zonas de paleovegetação.

A Zona GP-1 (145-80 cm: 3500-2040 anos AP; 13 amostras) revelou um setor estéril e/ou com poucos pólenes. A próxima Zona, GP-2 (80-30 cm: 2040-765 anos AP; 11 amostras), é representada por pólenes das famílias Poaceae (2-65%), *Avicennia* (2-10 %) e Cyperaceae (1-5%). Esta assembléia de polens indica que esses sedimentos foram depositados em um ambiente de transição Campo Inundável/Mangue. Em seguida, na Zona GP-3 (30-0 cm: 765 anos AP - moderno; 6 amostras) a frequência de pólenes diminui e novamente surge um setor estéril no testemunho.

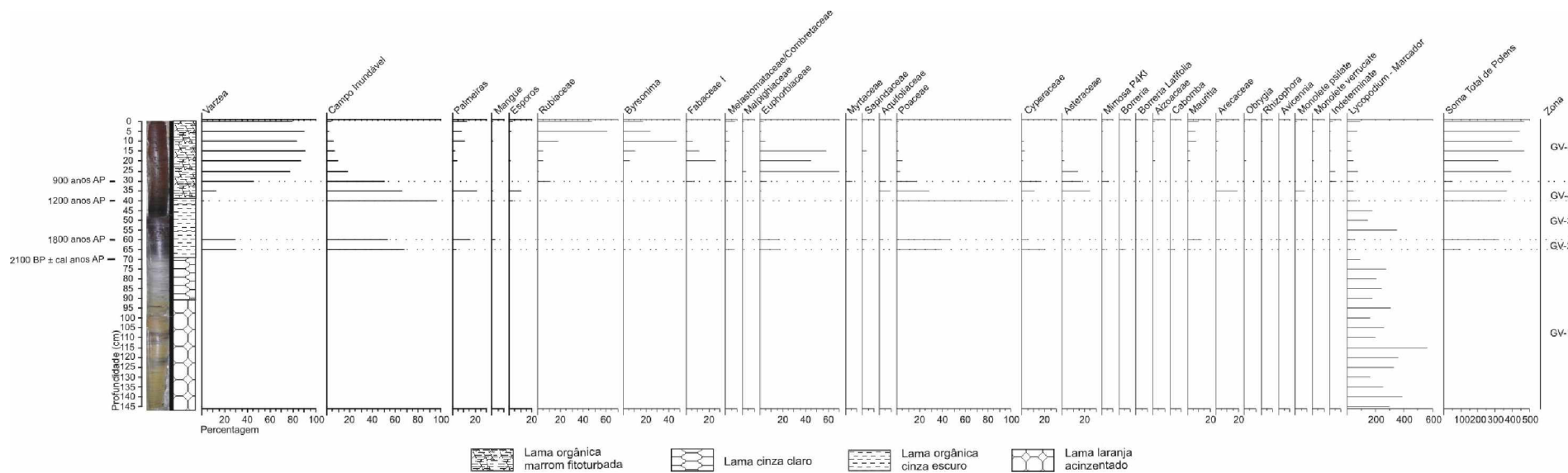


Figura 18 - Perfil polínico do testemunho Goiabal Várzea.

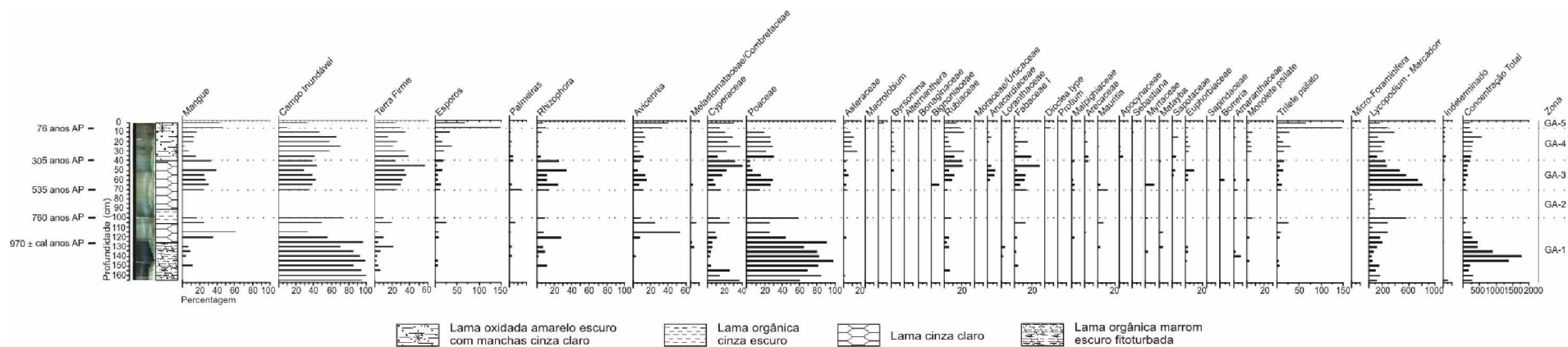


Figura 19 - Perfil polínico do testemunho Goiabal Avicennia.

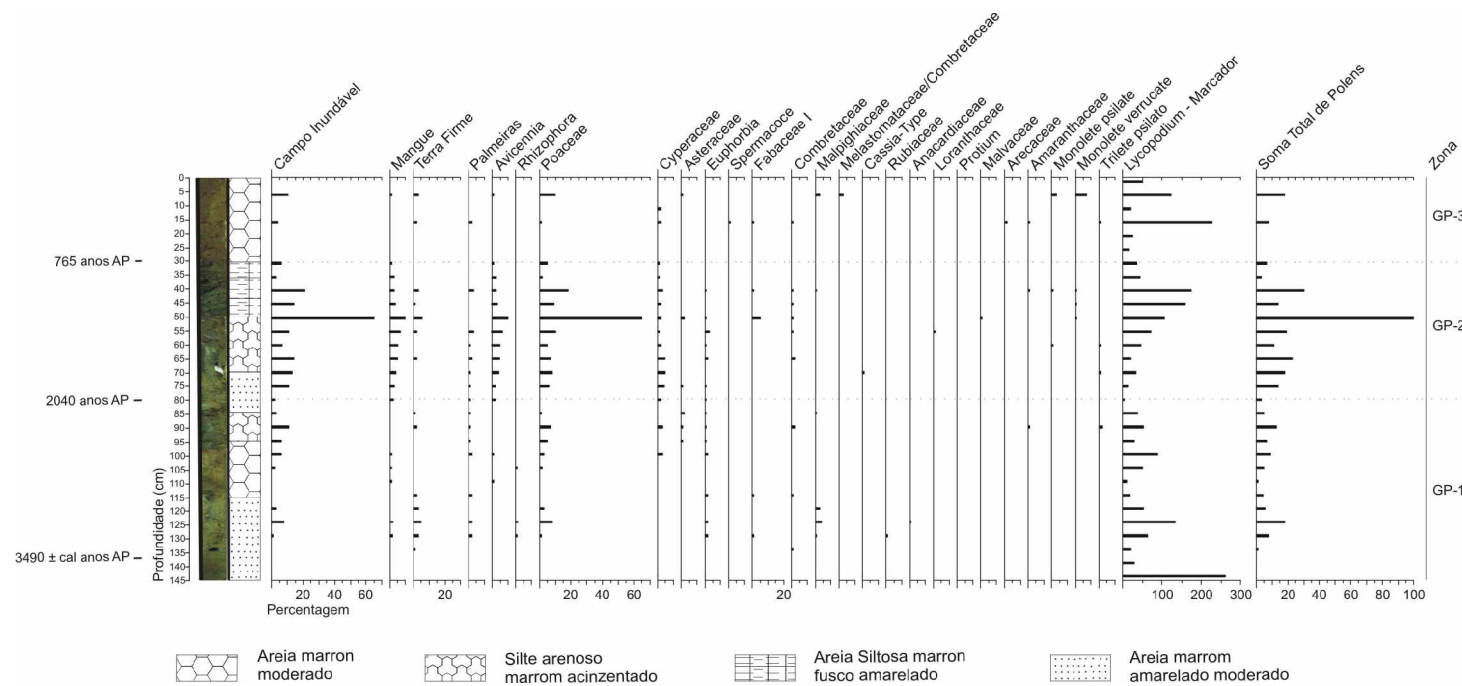


Figura 20 - Perfil polínico do testemunho Goiabal Praia.

4.5 ESPECTROFOTOMETRIA

4.5.1 Espectrofotometria do testemunho GV

A análise espectral 3D do testemunho GV (Figura 21) revelou três zonas caracterizadas por diferentes variações de reflectância. Os maiores valores de reflectância, que oscilaram entre 6 e 16% em 730nm, foram obtidos entre 145 e 65 cm. Seguindo este mesmo comprimento de onda, a reflectância diminuiu para 0.8 – 2% entre 65 e 45 cm. No intervalo entre 45 e 0 cm os valores de reflectância aumentam para 5% (Tabela 04).

A análise integrada entre os valores de reflectância a 730 nm e o perfil polínico mostrou que a reflectância seguiu as mudanças na paleovegetação. A zona estéril do testemunho exibiu os maiores valores de reflectância (6-15%), contudo sedimentos com pólen das famílias típicas de campos inundáveis apresentaram os valores mais baixos de reflectância (0.6-2%) com uma tendência de aumento ao longo dos sedimentos com pólen de várzea (1.7-5%).

Estas zonas de paleovegetação apresentaram unidades sedimentares singulares. Portanto, estas mudanças na reflectância são provavelmente relacionadas com características físicas e/ou químicas do sedimento como a cor, umidade, tamanho do grão e/ou concentração de matéria orgânica (JI et al., 2005; BALSAM et al., 1998; UJIIÉ, 2003). O intervalo estéril (GV-1) apresenta uma lama laranja acinzentado e lama cinza claro que resultou em altos valores de reflectância, enquanto que a lama cinza escuro (GV-2 e GV-3) exibiu os menores valores de reflectância com uma tendência de aumento na reflectância nas superfícies onde ocorre uma lama orgânica marrom (GV-4 e GV-5).

Os dados da análise espectral, obtidos após a adição dos reagentes, não revelaram significativas alterações no perfil ou valores de reflectância ao longo do testemunho GV (Tabela 04). Considerando o comprimento de 730 nm, as Diferenças de Reflectância – DR apresentaram discretas oscilações entre -1% e 2%, ou seja, não demonstraram uma tendência (Figura 22).

Tabela 04

Variação da reflectância (%) ao longo do testemunho Goiabal Várzea.

Intervalos		Sem reagentes		Com reagentes	
		Comprimento de onda			
		730 nm	380 nm	730 nm	380 nm
0-45 cm	Máximo	5.1	1.48	4.47	1.03
	Mínimo	1.7	0.33	1.69	0.25
45-65 cm	Máximo	2.1	1.82	2.51	1.75
	Mínimo	0.86	0.76	0.63	0.28
65-145 cm	Máximo	15.9	6.75	12.31	6.35
	Mínimo	6.1	1.23	3.99	1.13

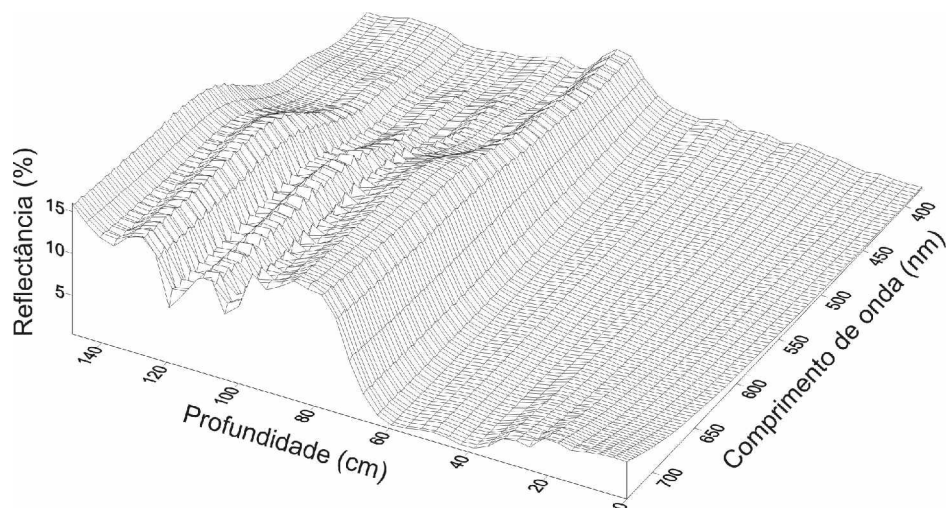


Figura 21 - Gráfico 3D da reflectância espectral ao longo do testemunho Goiabal Várzea.

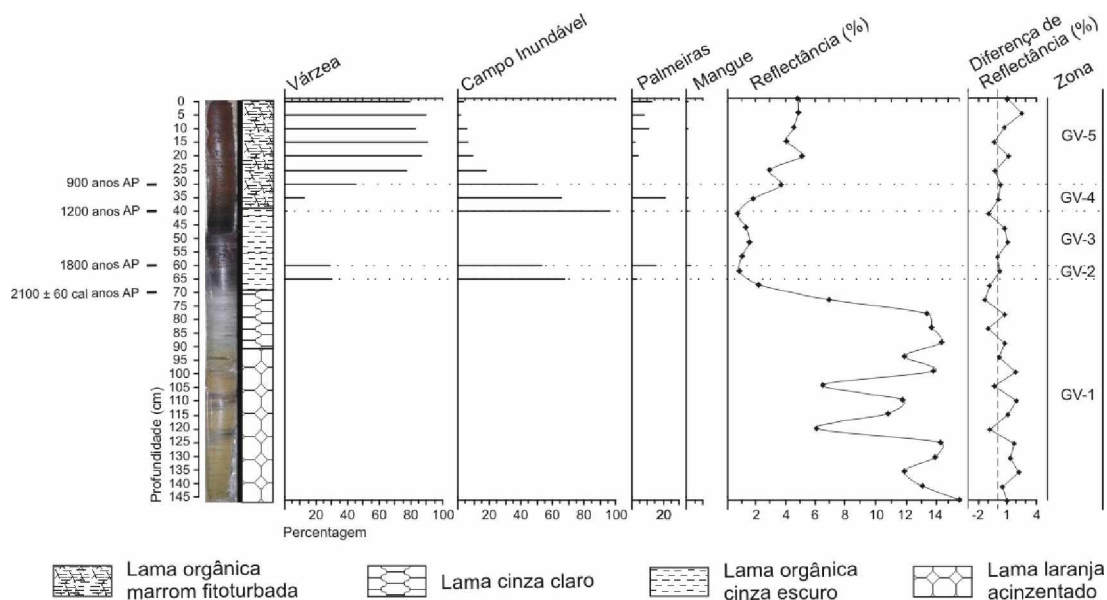


Figura 22 - Descrição textural integrada ao diagrama de pólenes e reflectância a 730 nm do testemunho Goiabal Várzea.

4.5.2 Espectrofotometria do testemunho GA

A reflectância oscilou consideravelmente ao longo do testemunho GA (Figura 23 e Tabela 05). Um perfil com os valores mais baixos de reflectância entre 0.2 (480 nm) e 5% (730 nm) foi identificado ao longo do intervalo entre 165 e 120 cm. Entretanto, o próximo segmento (120 e 85 cm) apresentou um aumento nos valores entre 2.6 (380 nm) e 7.4% (730

nm). O topo do testemunho (85 e 0 cm) manteve esta tendência exibindo valores entre 1.3 (410 nm) e 10% (730 nm).

Após a adição dos reagentes, o gráfico de reflectância apresentou diferenças significativas em comparação aos resultados sem a utilização dos reagentes. Porém, os setores com assinaturas espectrais singulares permaneceram (Figura 24).

Provavelmente, essas diferenças foram provocadas pela reação de complexação da molécula de tanino presente no sedimento. O gráfico com as DR permitiu constatar uma transição entre setores marcados por uma pequena representatividade de pólenes de mangue, que resultou em uma baixa concentração de tanino nos sedimentos. Nesse setor, os valores de reflectância com e sem os reagentes tendem a serem os mesmos. Resultado diferente ocorre nos sedimentos com alta representatividade de pólenes de mangue, onde as diferenças de reflectância aumentam.

Tabela 05

Variação da reflectância (%) ao longo do testemunho Goiabal Avicennia.

Intervalos		Sem reagentes		Com reagentes	
		730 nm	380 nm	730 nm	380 nm
0-85 cm	Máximo	9.9	4.69	10.82	4.49
	Mínimo	4.63	1.36	1.25	0.4
85-120 cm	Máximo	7.43	4.29	4.68	5.16
	Mínimo	3.91	2.61	0.82	1.74
170-120 cm	Máximo	5.17	2.37	4.68	2.69
	Mínimo	0.41	0.33	0.19	0.14

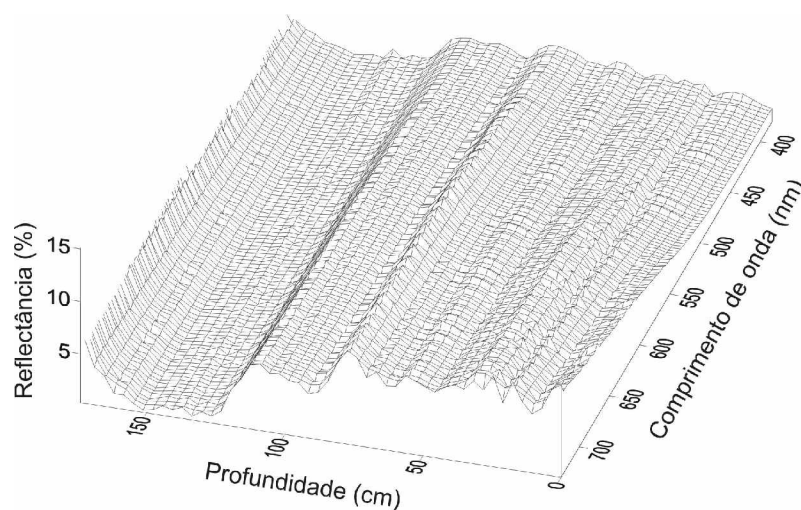


Figura 23 - Gráfico 3D da reflectância espectral ao longo do testemunho Goiabal Avicennia.

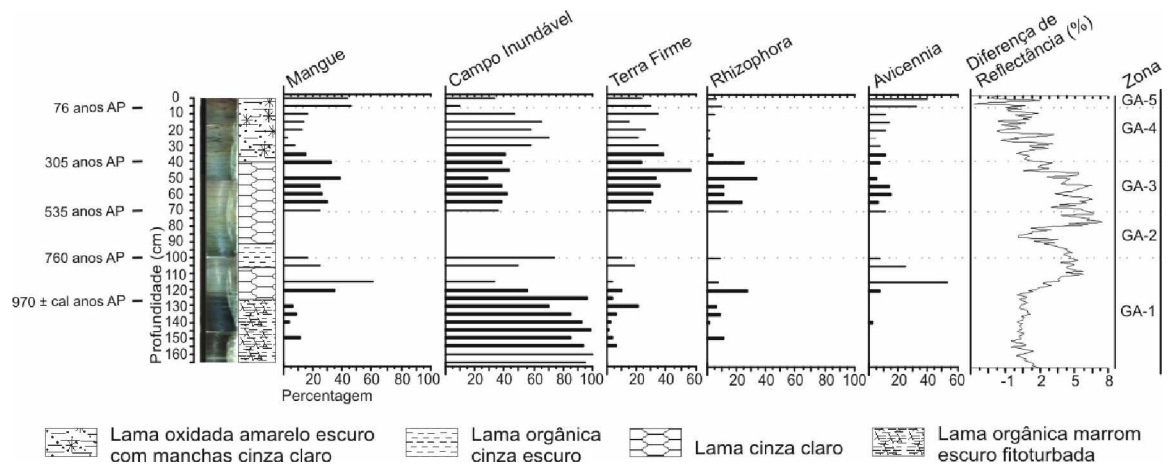


Figura 24 - Descrição textural integrada ao diagrama de pólen e reflectância a 730 nm do testemunho Goiabal Avicennia.

5 DISCUSSÕES

5.1 TANINO COMO INDICADOR DE PALEOMANGUEZAIS EM TESTEMUNHOS DE SEDIMENTO

Aparentemente, há uma relação casual entre o paleomanguezal e DR/concentração de tanino. Se esta relação é verdadeira, ela deve ser atribuída a grande concentração de tanino disponível nos sedimentos de manguezal, uma vez que grande parte do carbono das folhas dos manguezais está na forma de tanino (BENNER et al., 1990). O caráter refratário e o efeito do tanino solúvel nos sedimentos de manguezal têm sido demonstrados em vários estudos (e.g. ALONGI 1987, 1990; LEE, 1999).

5.1.1 O Comportamento Geoquímico do Ferro

Apesar da provável relação entre DR e a concentração de tanino ao longo do testemunho GA, a presença natural de Fe ao longo dos testemunhos disponível para reagir com o $K_3Fe(CN)_6$, deve também causar o aparecimento do “azul de Prussian” depois da adição dos reagentes, que pode gerar conclusões incorretas sobre a concentração de tanino.

Geralmente, as águas intersticiais das superfícies arenosas são oxidantes, enquanto que as águas intersticiais dos depósitos de manguezais são redutoras (MACHADO et al., 2005). Então, a redução autigênica dos minerais sulfetados, como o FeS (amorfo e mackinawita), greigita (Fe_3S_4) e pirita (FeS_2), ocorre em sedimentos de terras úmidas (alagadiças). Por esta razão, ocorre uma maior quantidade de enxofre e ferro retidos pelos sedimentos. Todavia, as principais concentrações de Fe na fase sólida são mais baixas em sedimentos de manguezal do que nas faces praias. Assim, os processos geoquímicos, que ocorrem em sedimentos de manguezal, induzem a dissolução de algumas formas do Fe (MARCHAND et al. 2006).

Portanto, as planícies salinas devem alterar as características redox do sedimento, assim como ocorre nos bosques jovens de *Avicennia* da Guiana Francesa, onde nos 5 cm superiores do substrato os valores de Eh foram próximos de 0 mV, e o Fe esteve presente na forma solúvel, atingindo concentrações superiores a $1120 \mu\text{mol l}^{-1}$, enquanto que os processos subóxidos e óxidos elevaram os valores de Eh para 300 mV na profundidade de 30 cm, o que resultou em uma concentração de $180 \mu\text{mol l}^{-1}$ de Fe na forma solúvel (MARCHAND et al., 2004). Estas condições estão associadas com uma baixa concentração de matéria orgânica (SCHOLANDER et al., 1955), provavelmente depositadas sob condições ambientais oxidadas. Estas mudanças na concentração de Fe são reflexos da redução dos oxihidróxidos de Fe pelas bactérias, no qual é usado como aceptores de elétron nas reações de decomposição da matéria orgânica.

Semelhantemente, no ambiente de várzea ocorre muitas variações nas condições *redox*, que parcialmente controlam a solubilidade de minerais como os oxihidróxidos de Fe e Mn, que são encontrados nos sedimentos do leito (VIERS et al., 2005).

Isto diretamente afeta as concentrações de Fe e Mn nos sedimentos de várzea. Como resultado, o mesmo processo indiretamente altera as concentrações dos elementos traços que devem ser absorvidos nas fases *redox* dos minerais (BALISTRIERI et al., 1992; TONKIN et al., 2004). De qualquer modo, as medições espectrofotométricas do testemunho GV não indicam a ocorrência de tanino (ou Fe).

As concentrações de tanino devem ser mais elevadas em sedimentos de manguezais do que em sedimentos de várzea, uma vez que as concentrações de Fe na forma solúvel ao longo dos testemunhos analisados não afetaram diretamente ou indiretamente as medições da concentração de tanino baseada no método espectrofotométrico.

5.1.2 A Reflectância e os dados de pólen

Os diagramas de pólen do testemunho Goiabal Várzea revelaram uma evolução na sucessão da vegetação, partindo de um provável período de estiagem para um campo herbáceo e concluindo em um ambiente de várzea. Os valores de reflectância para este testemunho não apresentaram significativas diferenças com e sem a aplicação de reagentes para a complexação com o tanino. Provavelmente, isso é devido à ausência de manguezal durante a evolução da área em estudo. Entretanto, os dados de reflectância apresentaram claras mudanças de valores ao longo das três zonas vegetais identificadas pela palinologia.

Essas diferenças devem estar relacionadas às características físicas e químicas do sedimento tais como a cor, umidade, granulometria e conteúdo de matéria orgânica. Portanto, dependendo do tipo de vegetação predominante na região no momento da deposição dos sedimentos amostrados na área do Goiabal Várzea, pelo menos uma dessas quatro variáveis sofreu mudança ao longo do testemunho.

O testemunho Goiabal Avicennia apresentou também uma forte relação entre a paleovegetação e o nível de reflectância apresentado pelos sedimentos. Entretanto, diferente do testemunho Goiabal Várzea, os sedimentos do Goiabal Avicennia apresentaram significativas diferenças nos valores de reflectância antes e depois da aplicação dos reagentes. As maiores diferenças foram encontradas nos intervalos onde a presença de pólen de manguezal é mais expressiva. Isso pode ser atribuído ao elevado nível de tanino na vegetação de manguezal que reage com os complexantes adicionados aos sedimentos, assim, produzindo uma modificação na cor do sedimento que é proporcional à concentração de tanino nas

amostras de sedimento. Desta forma, resultando em alterações nas características espectrais do sedimento. Então, este método espectrofotométrico com o apoio de dados de pólen deve ser considerado como uma ferramenta complementar para a identificação de paleomanguezais.

5.2 DESENVOLVIMENTO E DINÂMICA DOS AMBIENTES GEOBOTÂNICOS COSTEIROS DE CALÇOENE

A combinação das seqüências sedimentares, valores de reflectância e diagrama de pólen obtidos da planície costeira de Calçoene forneceram informações sobre as mudanças na vegetação dessa região.

Os dados de pólen das zonas costeiras podem ser úteis na identificação das paleosalinidades de águas estuarinas, visto que as assembléias de pólen, por exemplo, do litoral do Pará (BEHLING et al., 2001; COHEN et al., 2005a), seguem padrões bem conhecidos, onde a salinidade exclui da competição ecológica, espécies não adaptadas às altas salinidades (SNEDAKER, 1978), conduzindo a padrões característicos de zonação de espécies (BALTZER, 1970) e tipos previstos de estrutura de comunidades (MENEZES et al., 2003), onde os manguezais são mais tolerantes a salinidade do substrato que as florestas de várzea (GONÇALVES-ALVIM et al., 2001). A salinidade do substrato é basicamente controlada pela freqüência de inundação (COHEN; LARA, 2003), posição ao longo do gradiente estuarino (LARA; COHEN, 2006) e o volume da descarga dos rios, a qual depende do regime pluviométrico (MÖRNER, 1996; COHEN et al., 2005a).

As florestas ombrófilas ocorrem na região Amazônica por causa da abundante precipitação. Entretanto, aproximadamente 40-50% da precipitação anual é perdida através do escoamento (SALATI, 1986; COSTA; FOLEY, 1999), que contribui para o fluxo das águas fluviais. Por esta razão, os pulsos de inundação regulares de longo período anual (JUNK, 1989) são os fatores desencadeadores dominantes dos processos ecológicos nas grandes planícies de inundação dos rios tropicais como o Amazonas (IRION et al., 1997). Este pulso de inundação, que existe na Bacia Amazônica desde o Terciário (JUNK, op. cit.), induz a uma sazonalidade distinta no ciclo anual e secular entre as fases aquática e terrestre da vegetação.

Então, a alternância entre períodos secos e úmidos tem impactos significativos na vegetação do litoral, uma vez que modificam o gradiente da salinidade dos substratos, e a umidade dos sedimentos (COHEN et al., 2005a).

Baseados nesses critérios foram propostas quatro fases de desenvolvimento da cobertura vegetal da planície costeira de Calçoene (Figura 25):

Fase 1

O perfil longitudinal da planície não revelou indícios da presença de vegetação há 2100 anos AP (Zonas GV-1 e GP-1). Os sedimentos arenosos cobriam as porções topograficamente mais elevadas da região e os cordões externos, enquanto que os depósitos de lama ocupavam as depressões costeiras. Provavelmente, tratava-se de uma planície de inundação de maré desprovida de vegetação.

Fase 2

Os dados indicam o desenvolvimento de uma vegetação herbácea no “Goiabal Praia” a partir de 2000 anos AP. Os sedimentos finos com pólenes de ervas foram acumulados sobre o cordão arenoso externo da planície.

De 1900 anos até 1200 anos AP, os sedimentos lamosos preencheram progressivamente o estuário e canais de maré. No “Goiabal Praia” uma vegetação de manguezal se desenvolveu, e os campos inundáveis foram deslocados para os setores mais elevados.

Ao final deste período, uma lama orgânica marrom foi acumulada juntamente com o surgimento dos campos inundáveis no “Goiabal Avicennia” e no “Goiabal Várzea”. Os sinais da vegetação de mangue e de várzea ainda são incipientes nesses dois setores.

No “Goiabal Praia”, entre 1100 e 800 anos AP, foi observada uma granocrescência ascendente, provavelmente originada pelo aumento contínuo na intensidade e frequência de inundação da maré, que ocasionou o soterramento do manguezal existente na área, enquanto que o “Goiabal Avicennia” e “Goiabal Várzea” apresentaram ambientes de transição campos inundáveis/manguezal e campos inundáveis/várzea respectivamente (Zona GA-1 e GV-4).

Fase 3

A interrupção no desenvolvimento de manguezal na zona GA-2 e o seu desaparecimento no GP-3, entre 765 e 535 anos AP, indicam que durante este intervalo de tempo ocorreram condições desfavoráveis para o desenvolvimento de manguezal nesses setores. A área de estudo pode ter experimentado uma baixa frequência de inundação da maré.

Por outro lado, no Goiabal Várzea, a várzea expandiu. Isto sugere que o regime pluviométrico durante este intervalo de tempo pode ter, pelo menos, se estabilizado em um nível que permitisse o desenvolvimento dessa vegetação mais adaptada à inundação de “água doce”.

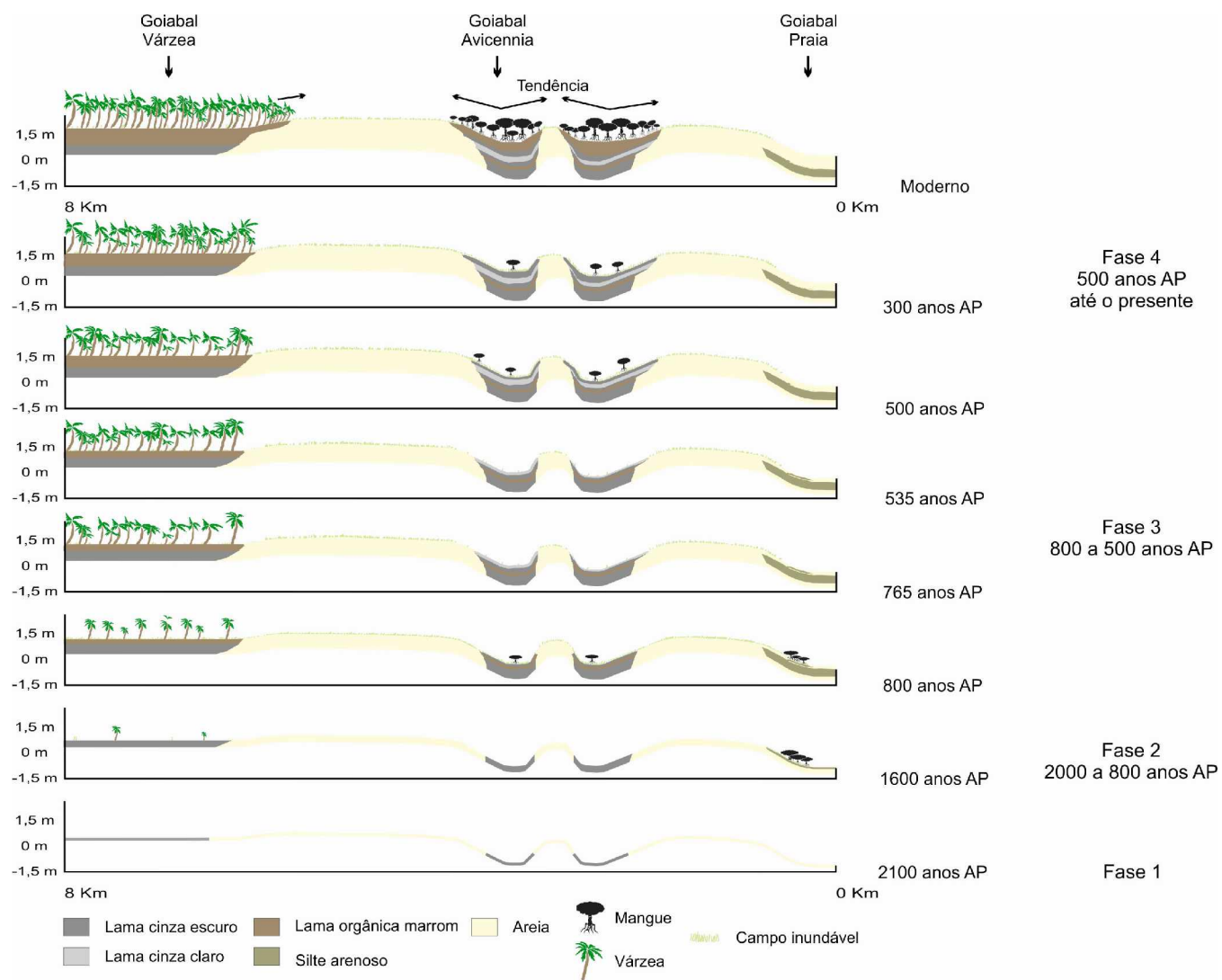


Figura 25: Desenvolvimento holocênico dos ambientes geobotânicos da planície costeira de Calçoene.

Assim, diante do desaparecimento da vegetação de manguezal, que é mais adaptada às águas salobras e salinas do que a vegetação de várzea, provavelmente, a região de estudo experimentou uma diminuição na influência das águas marinhas através de um aumento na descarga de água doce dos rios da região e/ou uma diminuição no nível eustático do mar.

Fase 4

Por volta de 500 anos AP, as condições favoreceram a evolução do manguezal no setor “Goiabal Avicennia”, assim como a ampliação da várzea no setor “Goiabal Várzea”. Naturalmente, isto sugere condições favoráveis para o pleno desenvolvimento tanto da vegetação de várzea quanto de manguezal nos setores estudados. Provavelmente, tais condições ambientais estão associadas ao regime de precipitação e frequência de inundações da maré salina. Entretanto, no “Goiabal Avicennia”, entre 300-80 anos AP ocorreu uma retração dos manguezais e um aumento nos campos inundáveis que pode estar novamente relacionado a um aumento da influência fluvial na área.

A correlação entre os atuais padrões de distribuição espacial das unidades geobotânicas e a paleovegetação, indica que os manguezais e as florestas de várzea estão migrando sobre os campos inundáveis situados nas áreas topograficamente mais elevadas da planície costeira de Calçoene. No “Goiabal Praia”, a presença de depósitos de lama do manguezal em processo de erosão pode evidenciar a tendência atual de aumento na intensidade e frequência da inundações da maré (Figura 26).



Figura 26: Depósitos lamosos antigos e recentes de manguezal sob processos erosivos na planície arenosa de Goiabal.

5.3 AS MUDANÇAS CLIMÁTICAS DO HOLOCENO E O NÍVEL RELATIVO DO MAR

Rull et al. (1999) em trabalhos realizados na Venezuela e Suriname, propuseram duas curvas de nível de mar nas quais descrevem uma tendência de elevação no nível relativo do mar (NRM) durante o Holoceno. Para o sul e nordeste do Brasil, Suguio et al. (1985) sugeriram um NRM mais baixo que o atual entre 3000 e 2600 anos AP. Por outro lado, Angulo e Lessa (1997) e Angulo et al. (1999) discordaram deste NRM baixo. Bezerra et al. (2003) sugeriram que, entre 4200 e 2100 anos AP, o nível de mar esteve mais baixo no Rio Grande do Norte, enquanto que Tomazelli (1990) propôs uma elevação do NRM durante os últimos 1000 anos no Rio Grande do Sul.

As flutuações no nível do mar no Atlântico foram provavelmente os principais fatores de mudanças paleoambientais na Bacia Amazônica durante o Holoceno. Os altos níveis da água na Bacia Amazônica devem ser parcialmente relacionados com mudanças climáticas, que resultaram em altos regimes pluviométricos anuais (BEHLING, 2002).

Geralmente, a primeira ocorrência de polens de mangue em depósitos de sedimento reflete uma elevação no nível do mar no Holoceno. Os manguezais da costa norte do Brasil desenvolveram-se próximo ao Lago do Aquiri a 7330 anos AP (BEHLING; COSTA, 1997). Próximo à lagoa de Curuçá entre 7250 e 5600 anos AP (BEHLING, 2001), e do lago Crispim entre 7550 e 6620 anos (BEHLING; COSTA, 2001). Na península de Bragança, depois da elevação pós-glacial no nível do mar, provavelmente, o NRM estabilizou-se há pelo menos 5100 anos AP próximo aos níveis atuais (COHEN, 2003). Na ilha do Marajó, a estabilização da vegetação de manguezal ocorreu por volta de 2800 anos AP (BEHLING et al., 2004). Os dados palinológicos da península de Bragança sugerem que entre 5100 e 1000 anos AP, o NRM na linha de costa desta região oscilou entre 0.6 acima e 1 m abaixo do nível do mar atual (COHEN et al., 2005a). As mudanças na vegetação do Taperebal, próximo a Bragança, refletem um NRM alto desde 6500 anos AP (VEDEL et al, 2006).

A análise de pólenes dos testemunhos de sedimento da planície costeira de Calçoene revela uma alta representatividade de manguezal entre 2000-800 anos AP, 500-300 anos AP e 80 anos AP até o presente, que indica a presença de marés salinas na região nesses intervalos de tempo. Entretanto, entre 765-535 anos AP e 300-80 anos BP, a ausência ou tenuidade dos pólenes de manguezal no setor Goiabal *Avicennia* e o aumento dos pólenes de várzea no Goiabal Várzea, indicam uma menor influência das marés salinas na região. Essa diminuição na salinidade das marés pode ser explicada através de um aumento no volume da descarga hídrica fluvial ou um recuo nas águas salinas por meio de uma diminuição no nível eustático do mar.

De acordo com Cohen et al. (2005b), os dados de pólen da península de Bragança permitiram também a identificação de dois períodos com forte influência marinha, provavelmente através de um gradual aumento no NRM entre 1400 e 1000 anos AP, além de dois períodos caracterizados por baixa frequência de inundação da maré entre 820 e 490 anos AP e 390 e 100 anos BP. A baixa preservação de polens no setor “Campo Salgado” na península de Bragança entre 690 e 460 anos AP, indica que os depósitos de manguezais foram expostos às baixas frequências de inundação da maré (BEHLING et al., 2001). A frequência de inundação deve ter sido menor, em resposta ao nível de mar mais baixo. Na porção leste da ilha do Marajó, a maior elevação no nível do mar, provavelmente, foi alcançada durante os últimos 250 anos (BEHLING et al., 2004).

Entre 800 e 500 anos AP, um evento seco foi identificado na Venezuela (IRIONDO, 1999) e na Argentina (CIOCCALE, 1999). As mudanças no regime pluviométrico implicam em fortes alterações no escoamento e descarga dos rios (MÖRNER, 1999). Considerando o rio Amazonas, 80% dos seus sedimentos têm origem nos Andes (GIBBS, 1977). Para Seyler e Boaventura (2001), do total de sedimentos transportados pelo rio Amazonas, 97% provém das drenagens dos Andes, sendo 62% pelo rio Solimões (Andes Peruanos) e 35% pelo rio Madeira (Andes bolivianos). A configuração da planície costeira do Amapá é controlada pela dispersão de águas e sedimentos do rio Amazonas (NITTROUER et al. 1991; ALLISON, 1996) com deposição e consolidação de lama no baixo Amazonas durante uma elevação no NRM entre o Pleistoceno superior e o Holoceno médio (VITAL, STATTEGGER, 2000)

Durante o Holoceno superior, a sedimentação e a formação de estratos na Plataforma do Amazonas estiveram ligadas aos processos fluviais, oceanográficos e meteorológicos que afetaram o suprimento, deposição e erosão dos sedimentos. A linha de costa do estado do Amapá serviu como o maior depocentro das lamas do Amazonas durante as fases erosivas da Plataforma. Por outro lado, a morfologia do sistema de dispersão Amazônico (posição da foz do rio) e a hidrodinâmica da região não mudaram significativamente entre os dois períodos deposicionais (1800-700 anos AP e 100 anos AP até o presente) na plataforma. (SOMMERFIELD et al., 1995).

Dados dos Andes Colombianos indicam períodos úmidos durante 0-200, 400-600 anos AP, e acima dos 800 anos AP (VAN DER HAMMEN, 1986), que podem estar relacionados com o aumento na descarga do rio Amazonas (VITAL; STATTEGGER, op. cit.), as fases deposicionais na plataforma do Amazonas, assim como, as fases erosivas na costa do Amapá, na qual está atualmente condicionada a processos erosivos (ALLISON et al., 1995; 2000).

6 CONCLUSÕES

O método espectrofotométrico testado neste trabalho se revelou como uma útil ferramenta na identificação de paleomanguezais. Portanto, a integração das análises espectrofotométricas, de pólenes e sedimentos, além das datações por radiocarbono - EAM permitiu a identificação de mudanças na vegetação durante os últimos 2100 anos no litoral de Calçoene, Amapá. Este estudo sugere a existência de três períodos com maior influência marinha entre 2000-800 anos AP, 500-300 anos AP e 80 anos AP até o presente. Assim como, dois períodos com maior influência fluvial durante o intervalo de 800-500 anos AP e 300-80 anos AP.

A análise dos atuais padrões de distribuição espacial das unidades geobotânicas e a paleovegetação, indica que os manguezais e as florestas de várzea estão migrando sobre os campos inundáveis situados nas áreas topograficamente mais elevadas da planície costeira de Calçoene, que pode estar relacionado a um aumento atual no nível relativo do mar no setor estudado.

REFERÊNCIAS

- ALLISON, M.A. **Mechanisms of Coastal Progradation and Muddy Strata Formation adjacent to the Amazon River**. State University of New York. Marine Science Research Center. 1993. 322p. Tese (doutorado) - State University of New York, New York, 1993.
- ALLISON, M.A. Sources and sinks of sediments to the Amazon margin: the Amapá Coast. **Geomarine Letters**, v.16, p.36-40. 1996.
- ALLISON, M.A.; NITTROUER, C.A.; RINE, J.M.; VITAL, H.; KUEHL, S.A.; FARIA JR., L.E. do C.; DIAS, G.T.M.; FIGUEREDO JR., A.G. Depocenters of Amazon River sediment along the Amapá Coast-Brazil. In: AGU FALL MEETING. 1990. San Francisco. **Abstracts**. p.23-31.
- ALLISON, M.A.; LEE, M.T.; OGSTON, A.S.; ALLER, R.C. Origin of Amazon mudbanks along the northeastern coast of South America. **Marine Geology**, v.163, p.241-256. 2000.
- ALLISON, M.A.; NITTROUER, C.A.; FARIA, L.E.C. Rates and mechanisms of shoreface progradation and retreat/downdrift of the Amazon river mouth. **Marine Geology**, v.125, p.373-392, 1995.
- ALMEIDA, S.S.; AMARAL, D.D.; SILVA, A.S.L. Fitossociologia de florestas de várzea no estuário amazônico. In: VI ECOLAB. 2002. Belém. **Anais**. p.12.
- ALMEIDA, S.S.; AMARAL, D.D.; SILVA, A.S.L. Análise florística e estrutura de florestas de várzea no estuário amazônico. **Acta Amazonica**, v.34, p.513- 524. 2004.
- ALONGI, D. M. The influence of mangrove derived tannins on intertidal meiobenthos in tropical estuaries. **Oecologia**, v.71, p.537-540. 1987.
- ALONGI, D.M. Abundance of benthic microfauna in relation to outwelling of mangrove detritus in a tropical coastal region. **Marine Ecology Progress Series**, v.63, p.53-63. 1990.
- ANGULO, R.J.; GIANNINI, P.C.F.; SUGUIO, K.; PESSENDA, L.C.R. Relative sea-level changes in the last 5500 years in southern Brazil Laguna-Imbituba region, Santa Catarina State based on vermetid ¹⁴C ages. **Marine Geology**, v.159, p.323-339. 1999.
- ANGULO, R.J.; LESSA, G. The Brazilian sea level curves: a critical review with emphasis on the curves from Paranaguá and Cananéia regions. **Marine Geology**, v.140, p.141-166. 1997.
- ANTHONY, E.J. Sediment dynamics and morphological stability of estuarine mangrove swamps in Sherbro Bay, West Africa. **Marine Geology**, v. 208, p.207-224. 2004.

ARAÚJO, T.C.M.; THEILEN, F. A estrutura sísmica dos sedimentos na plataforma do Amazonas. In: III Congresso Brasileiro de Geofísica. 1993. Rio de Janeiro. **Resumos**, p. 1237-1241.

BALISTRIERI, L. S.; MURRAY, J.W.; PAUL, B. The geochemical cycling of trace metals in the water column of Lake Sammamish, Washington. **Limnology and Oceanography**, v.37, p.529-48. 1992.

BALSAM, W.L.; DEATON, B.C. Determining the composition of late Quaternary marine sediments from NUV, VIS, and NIR diffuse reflectance spectra. **Marine Geology**, v. 134, p. 31-55. 1996.

BALSAM, W.L.; DEATON, B.C.; DAMUTH, J.E. The effects of water content on diffuse reflectance spectrophotometric studies of deep-sea sediment cores. **Marine Geology**, v.149, p. 177-189. 1998.

BALSAM, W.L.; WOLHART, R.J. Sediment dispersal in the Argentine Basin: evidence from visible light spectra. **Deep Sea research part II: tropical studies in oceanography**, v.40, n.4-5, p. 1001-1031. 1993.

BALTZER, F. Etude sédimentologique du marais de Mara (Côte ouest de la Nouvelle Calédonie) et de formations quaternaires voisines. Mémoires expédition française sur les récifs coralliens de la Nouvelle Calédonie, **Foundation Singer-Polignac**, v.4, p. 146-169. 1970.

BATISTA, E. das M.; SOUZA FLHO, P.W.M; SILVEIRA, O.F.M. Fusão de dados SRTM com dados Landsat TM 5 para estudo geomorfológico: Região dos Cabos Orange e Cassiporé, Amapá. In: XII Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto. 2005. Goiânia. **Anais**. p. 1741-1743.

BATISTA, E. das M.; SOUZA FLHO, P.W.M; SILVEIRA, O.F.M. Monitoramento da linha de costa do Parque Nacional do Cabo Orange através da análise multi-temporal de imagens de sensores remotos. In: XIII Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto. 2007. Florianópolis. **Anais**. p.6621-6628.

BEARDSLEY, R.C.; CANDELA, J.; LIMEBURNER, R.; GEYER, W.R.; LENTZ, S.J.; CASTRO, B.M.; CACCHIONE, D.; CARNEIRO, N. The M2 tide on the Amazon shelf. **Journal of Geophysical Research**, v.100, p.2283-2319. 1995.

BEHLING, H. Untersuchungen zur spätpleistozänen und holozänen Vegetations- und Klimageschichte der tropischen Küstenwälder und der Araukarienwälder in Santa Catarina (Südbrasilien). *Dissertationes Botanicae* 206, J. Cramer, Berlin Stuttgart. 149 pp. 1993.

BEHLING, H. Late quaternary environmental changes in the Lagoa da Curuca region (eastern Amazonia) and evidence of Podocarpus in the Amazon lowland. **Vegetation History and Archaeobotany**, v.10, p.175-183. 2001.

BEHLING, H. Impact of the Holocene sea-level changes in coastal, eastern and central Amazonia. **Amazoniana**, v. 17, p.41-52. 2002.

BEHLING, H; COHEN, M.C.L.; LARA, R.J. Studies on Holocene mangroves ecosystem of the Bragança Peninsula in north-eastern Pará, Brazil. **Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.**, v.167, p. 225-242. 2001.

BEHLING, H.; COHEN, M.C.L.; LARA, R.J. Late Holocene mangrove dynamics of Marajó Island in Amazonia, northern Brazil. **Veget Hist. Archaeobot.**, v.13, p. 73-80. 2004.

BEHLING, H; COSTA, M.L. Studies on Holocene tropical vegetation, mangrove and coastal environments in the state of Maranhão, NE Brazil. **Quaternary of South America and Antarctic Peninsula**, v.10, p. 93-118. 1997.

BEHLING, H; COSTA, M.L. Holocene vegetation and coastal environments changes from the Lago Crispim record in northeastern Pará State, eastern Amazonia. **Review of Paleobotany and Palynology**, v.114, p. 145-155. 2001.

BENNER, R.; HATCHER, P.G.; HEDGES, J.I. Early diagenesis of mangrove leaves in a tropical estuary: Bulk chemical characterization using solid-state ^{13}C NMR and elemental analysis. **Geochim. Cosmochim. Acta**, v.54, p.2003–2013. 1990.

BEZERRA, F.H.R.; BARRETO, A.M.F.; SUGUIO, K. Holocene sealevel history on the Rio Grande do Norte State coast, Brazil. **Marine Geology**, v.196, p.73–89. 2003.

BEZERRA, P.E.L; OLIVEIRA, W; REGIS, W.D.E.; BRAZÃO, J.E.M; GAVINHO, J; COUTINHO, R.C.P. Amazônia legal: zoneamento das potencialidades e dos recursos naturais. In: INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA, Superintendência de Desenvolvimento da Amazônia. **Projeto zoneamento das potencialidades dos recursos naturais da Amazônia: geologia, solos e vegetação**. 5. ed. Rio de Janeiro, 1990, p. 9-89.

BLASCO, F.; SAENGER, P.; JANODET, E. Mangrove as indicators of coastal change. **CATENA**, v.27, p. 167-178. 1996.

BOAVENTURA, F.M.C.; NARITA, C. Folha NA/NB.22 - Macapá. In: BRASIL, Projeto RADAM. Projeto de Integração Nacional. **Geomorfologia**. Rio de Janeiro: DNPM, 1974. Parte II, p.1-36. (Levantamento de Recursos Naturais, v.6).

BOORMAN, L.A. The functional role of salt marshes in linking land and sea. In: SHERWOOD, B. (ed.) **British saltmarshes**. London: Linnean Society Special Publication, 1999.

BOVE, C.P.; GIL, A.S.B.; MOREIRA, C.B.; ANJOS, R.F.B. Hidrófitas fanerogâmicas de ecossistemas aquáticos temporários da planície costeira do estado do Rio de Janeiro, Brasil. **Acta Botânica Brasilica**, v.17, p. 119-135. 2003.

BURROUGH, P.A. **Principles of geographical information systems for land resources assessment**. 2 ed. Oxford: Clarendon Press, 1987. 193p.

CÂMARA, G. Anatomia de sistemas de informações geográficas: visão atual e perspectivas de evolução. In: Assad, E. D.; Sano, E. E. ed. *Sistemas de informação geográficas: aplicações na agricultura*. Brasília: EMBRAPA, 1993. cap. 1, p. 15-37.

CAMARA, G; SOUZA, R.C.M; FREITAS, U.M; GARRIDO, J. SPRING: Integrating remote sensing and GIS by object-oriented data modeling. **Computers & Graphics**, v.20, n.3, p. 395-403. 1996.

CANDELA, J.; BEARDSLEY, R.C.; LIMEBUMER, R. Separation of tidal and subtidal currents in ship-mounted acoustic doppler current profiler observations. **J. Geophys. Res.**, v.97, p.769-788. 1992.

CHAPMAN, V.J. **Mangrove Vegetation**. J. Cramer, Vaduz, West Germany. 1976.

CHAVEZ, P.S. An improved dark-object subtraction technique for atmospheric scattering correction of multispectral data. **Remote Sensing of Environment**, v. 24, p. 450-479, 1988.

CHUVIECO, E. **Fundamentos de teledetección espacial**. Madrid: Rialp. 1990. 453 p.

CIOCCALE, M.A. Climatic fluctuations in the Central Region of Argentina in the last 1000 years. **Quaternary International**, v.62, p.35– 47. 1999.

COHEN, M.C.L. Past and current mangrove dynamics on the Bragança peninsula, northern Brazil. Bremen: Universität Bremen. Zentrum für Marine Tropenökologie. 2003. 110f. Dissertation (Doktorgrades). Universität Bremen, Bremen, 2003.

COHEN, M.C.L.; BEHLING, H., LARA, R.J. Amazonian mangrove dynamics during the last millennium: The relative sea-level and the Little Ice Age. **Review of Palaeobotany & Palynology**, v. 136, n.1-2, p. 93-108. 2005b.

COHEN, M.C.L.; GUIMARÃES, J.T.F.; FRANÇA, M.C.; LARA, R.J. Tannin as an indicator of paleomangrove in sediment cores from Amapá, Northern Brazil. **Wetlands Ecology and Management**. Submetido.

COHEN, M.C.L.; LARA, R.J. Temporal changes of mangrove vegetation boundaries in Amazonia: Application of GIS and remote sensing techniques. **Wetlands Ecology and Management**, v.11, p.223-231. 2003.

COHEN, M.C.L.; SOUZA FILHO, P.W.M, LARA, R.J.; BEHLING, H.; ANGULO, R.J. A model of Holocene mangrove development and relative sea-level changes on the Bragança Peninsula (Northern Brazil). **Wetlands Ecology and Management**, v.13, p. 433-443. 2005a.

COLINVAUX, P.A. **Ecology**. New York: John Wiley & Sons, 1986. 725p.

COLINVAUX, P.A.; DE OLIVEIRA P.E.; PATIÑO, J.E.M. **Amazon Pollen Manual and Atlas – Manual e Atlas Palinológico da Amazônia**. Amsterdam: Hardwood Academic. 1999. 332 p.

COSTA, J.B.S.; IGREJA, H.L.S.; BORGES, M.S.; HASUY, Y. Tectônica mesozóico-cenozóica da região Norte do Brasil. In: III Simpósio Internacional de Estudos Tectônicos. 1991. Rio Claro (SP). **Resumos**, p.108-109.

COSTA, M.H.; FOLEY, J.A. Trends in the hydrologic cycle of the Amazon Basin, **J. Geophys. Res.-Atmos.**, v.104, p.14189-14198. 1999.

COSTA-NETO, S. V. **Relatório de vegetação: Subsídio ao diagnóstico sócio ambiental**. Relatório Técnico. Macapá: IEPA/GERCO, 2004. 32p.

COSTA NETO, S.V. da; SILVA, M.S. da. Vegetação do setor costeiro estuarino do estado do Amapá. Instituto de Pesquisas Científicas e Tecnológicas do Estado do Amapá. Governo do Estado do Amapá. Cap. 5. Projeto Zoneamento Econômico-Ecológico do setor costeiro estuarino: diagnóstico sócio ambiental participativo do setor costeiro estuarino. 2004. 1 Cd-Room.

COSTA-NETO, S. V.; VIEIRA, I. M.; SARQUIS, R. do S. R. R.; TOSTES, L. de C. V.; VIANA, A F. Dinâmica e estrutura dos manguezais do rio Sucuriçu, Amapá, Brasil. In: MANGROVE 2003. **Resumo**. p.60.

CUNHA, F.M.B. Morfologia e tectonismo do rio Amazonas. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA 1991. Belém. **Anais**, p.193-211.

CURTIN, T.B. Physical observations in the plume region of the Amazon River during peak discharge. III. Currents. **Continental Shelf Research**, v.6, p.73–86. 1986.

DEATON, B.C.; BALSAM, W.L. Visible spectroscopy: a rapid method for determining hematite and goethite concentrations in geological materials. **Jour. Sedim. Petrol**, v.61, p.628-632. 1991.

DEBRET, M.; DESMET, M.; BALSAM W.L.; COPARD, Y.; FRANCUS P.; LAJ, C. Spectrophotometer analysis of Holocene sediments from an anoxic fjord: Saanich Inlet, British Columbia, Canada. **Marine Geology**, v. 229, p. 15-28. 2006.

DISCROLL, N.W.; KARNER, G.D. Flexural deformation due to Amazon fan loading a feedback mechanism affecting sediment delivery to margins. **Geology**, v.22, p.1015-1018. 1995.

DNIT. **Mapa Rodoviário do Amapá (1:1.000.000)**. Departamento Nacional de Infra-estrutura de Transportes. Ministério dos Transportes. 2002.

EISMA, D.; AUGUSTINUS, P.G.E.F.; ALEXANDER, C.A. Recent and subrecent changes in the dispersal of Amazon mud. *Neth. J. Sea Res.*, v. 28, p.181– 192. 1991.

ELLISON, J. Holocene palynology and sea-level change in two estuaries in Southern Irian Jaya. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, v.220, p.291– 309. 2005.

EMBRAPA. Identificado local mais chuvoso do Brasil. Sete Lagoas, Minas Gerais. Empresa Brasileira de pesquisa Agropecuária – Embrapa Milho e Sorgo. Ministério da

Agricultura Pecuária e Abastecimento, 2006. Disponível em: <<http://www.cnpms.embrapa.br/noticias/mostranoticia.php?codigo=366>> acesso em dez: 2006.

ENGELHART, S.E.; HORTON, B.P.; ROBERTS, D.H.; BRYANT, C.L.; CORBETT, D.R. Mangrove pollen of Indonesia and its suitability as a sea-level indicator. **Marine Geology**, Article in press. 2007.

ERDTMAN, G. The acetolysis method: in a revised description. **Sv. Bot. Tidskr. Lund**, v. 54, n.4, p. 561-564. 1960.

FAAS, R.W. Time and density-dependent properties of fluid mud suspensions, NE brazilian continental shelf. **Geo-Marine Letters**, v. 4, p. 147-152. 1985.

FAEGRI, K.; INVERSEN, J. **Textbook of modern pollen analysis**. 4ed. Wiley, Chichester. 1989.

FARIA JR., L.E. do C.; MENDES, A.C.; VITAL, H.; FERREIRA, M.R.; SILVEIRA, O.F. M.; NITTROUER, C.A.; RINE, J.M.; ALLISON, M.A.; KUEHL, S.A.; SEGALL, M.P. Geological evolution of Maracá Island, Amapá Coast and its relation with sea level change in the north of Brazil. In: AGU FALL MEETING. 1990. San Francisco. **Resumo**. p.99.

FERNANDES, M.E.B. **The ecology and productivity of mangroves in the amazon region, Brazil**. 1997. 214p. Tese (Doutorado) Doctor of Philosophy. University of New York, New York, 1997.

FLAGG, C.N.; GORDON, R.L.; MCDOWELL, S. Hydrographic and current observations on the continental slope and shelf in the Western Equatorial Atlantic. **Journal of Physical Oceanography**, v.16, p.412-429. 1986.

FONTES, C.R.F. Estudo numérico da circulação na Plataforma Continental Amazônica (PCA). Tese (Doutorado). Universidade de São Paulo, São Paulo, SP, Brasil. 2000.

FREY, R.W.; BASAN, P.B. Coastal Salt Marshes. In: Davis, R.A. Jr. (ed.), **Coastal Sedimentary Environments**, p. 225-302. 1985.

GABIOUX, M. **Influência da lama em suspensão sobre a propagação da maré na Plataforma Amazônica**. Rio de Janeiro. Universidade Federal do Rio de Janeiro. Programas de Pós-Graduação de Engenharia. 2002. 99p. (Dissertação de Mestrado). Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2002.

GABIOUX, M; VINZON, S.B.; PAIVA, A.M. Tidal propagation over fluid mud layers on the Amazon shelf. **Continental Shelf Research**, v.25, p.113-125. 2005.

GIBBS, R.J. The bottom sediments of the Amazon shelf and the tropical Atlantic Ocean. **Marine Geology**, v. 14, p. 39-45. 1973.

GIBBS, R.J. Clay mineral segregation in the marine environment. **Journal of Sedimentary Petrology**, v.47, p.237-243. 1977.

GIBBS, R.J. Currents on the shelf of northeastern South America. **Estuarine Coastal and Shelf Sciences**, v.14, p.283-299. 1982.

GODDARD E.N; TRASK P.D; FORD R.K; ROVE O.N; SINGEWALD J.T.; OVERBECK R. M. **Rock- color chart**. Geological Society of America - U.S.A. 1984.

GOLDEN SOFTWARE, Inc. **Surfer for Windows. Contouring and 3D Surface Mapping**. Version 8.05. User's Guide. Colorado. 2007. 600p.

GONÇALVES-ALVIM, S.J.; VAZ DOS SANTOS, M.C.F.; FERNANDES, G.W. Leaf Gall Abundance on *Avicennia germinans* (Avicenniaceae) along an interstitial salinity gradient. **Biotropica**, v.33(1), p.69-77 Haffer, J., 1969. Speciation in Amazonian forest birds. **Science**, v.165, p.131–137. 2001.

GORNITZ, V. Global coastal hazards from future sea level Rise. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology** 89, 379-398. 1991.

GOULDING, M. Die Überschwemmungswälder im Amazonasbecken. In: König, B., Linsenmair, K. (Eds.), *Biologische Vielfalt, Beiträge aus dem Spektrum der Wissenschaft*, Spektrum, Akad. Verl., Heidelberg, Berlin, p. 24–31. 1996.

GOWDA, H.H; GANESHA RAJ, K; PADMAVATHY, A.S; MANIKIAN B. Multidate satellite data for study of dynamic of coastal landforms of Uttara Kannada, South India. **International Journal of Remote Sensing**, v.16, p. 2539–2553. 1995.

GRETAGMACBETH. **Operating Manual**. CH-8105. Regensdorf 06. Out. 1999. 49p. 1999.

GRIMM, E.C. CONISS: a FORTRAN 77 program for stratigraphically constrained cluster analysis by the method of the incremental sum of square. **Computer and Geosciences**, v.13, p.13-35. 1987.

GUIMARÃES, J.T.F. **Estudos da Reflectância Espectrofotométrica em testemunhos de sedimentos do litoral do Amapá**. Belém: Universidade Federal do Pará. Centro de Geociências. 2006. 50p (Trabalho de Conclusão de Curso). Universidade Federal do Pará, Belém, 2006.

GUIMARÃES, J.T.F.; COHEN, M.C.L.; FRANÇA, M.C.; LARA, R.J. Estudos da Reflectância Espectrofotométrica em perfis sedimentares do litoral do Amapá. In: Congresso Latino-americano de Ciências do Mar. 2007. Florianópolis, Santa Catarina. **Resumos**. p. 407.

HANSON, K.; MAUL, G. Analysis of the historical meteorological record at Key West, Florida (1851-1986) for evidence of trace gas induced climate change. In: Maul, G. (Ed.) *Implication of climatic change in the wunder Caribbean region*. 1989. **UNEP/IOC Regional Task Team Report**, p. 63-71.

HELLERMAN, S. Charts of the variability of the wind stress over the tropical Atlantic. **Deep-Sea Research Part A**, v.26, p.63–75. 1980.

HERRERA, L.F.; URREGO, L.E. **Atlas de polen de las plantas útiles y cultivadas de la Amazonia colombiana**. Tropenbos Colombia, Bogotá. 1996. 462 p.

HERZ, R. **Manguezais do Brasil**. São Paulo. Instituto Oceanográfico, Universidade de São Paulo. 1991. 227p.

HESLOP, D.; VON DOBENECK, T.; HÖCKER, M. Using non-negative matrix factorization in the “unmixing” of diffuse reflectance spectra. **Marine Geology**, v. 241, p.63-78. 2007.

HOORN, C. Marine incursions and the influence of Andean tectonics on the Miocene depositional history of northwestern Amazonia: results of a palynostratigraphic study. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v.105, p.267-309. 1993.

IBGE. **Diagnóstico ambiental da Amazônia Legal**. Rio de Janeiro, 1997. 1 cd-rom.

IBGE. **Mapa da Vegetação Brasileira (1:5.000.000)**. Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística - Diretoria de Geociências, Ministério do Planejamento, Orçamento e Gestão. 2004.

INDIANA UNIVERSITY. Department of Geology, School of Science. Field sample processing. Indianapolis, 2005. Disponível em <http://www.geology.iupui.edu/research/SedLab/procedures>. Acesso em: fev. 2005.

IRION, G.; JUNK, W.J.; DE MELLO, J.A.S.N. The large Central Amazonian river floodplains near Manaus: geological, climatological, hydrological, and geomorphological aspects. In: Junk, W.J. (Ed.), *The Central Amazon Floodplains. Ecology of a Pulsing System*. Springer Verlag, Berlin, Heidelberg, New York, pp. 23–46. 1997.

IRIONDO, M., Climatic changes in the South American plains: records of a continent-scale oscillation. **Quaternary International**, v.58, p.93– 112. 1999.

JI, JUNFENG; SHEN, JI; BALSAN, W.; CHEN, J.;LIU, L.; LIU, X. Asian monsoon oscillations in the northeastern Qinghai-Tibet Plateau since the late glacial as interpreted from visible reflectance of Qinghai Lake sediments. **Earth and Planetary Science Letters**, v.223, n.1-2, p. 61-70. 2005.

JUNK, W.J. Flood tolerance and tree distribution in central Amazonian floodplains. In: Holm-Nielsen, L.B., Nielsen, I.C., Balslev, H. (Eds.), *Tropical Forests: Botanical Dynamics, Speciation and Diversity*. Academic Press, London, p. 47–64. 1989.

JUNK, W.J. 1997. **The Central Amazon Floodplain: Ecology of a Pulsing System**. Springer, New York. 525p.

JUNK, W.J.; PIEDADE, M.T.F. Herbaceous plants of Amazon floodplain near Manaus: Species diversity and adaptations to the flood pulse. **Amazoniana**, v.12, p.467- 484. 1993.

KINEKE, G.C.; STERNBERG, R.W. Distribution of fluid mud on the Amazon continental shelf. **Marine Geology**, v. 125, p. 193-233. 1995.

KJERFVE, B; LACERDA, L.D. Mangroves of Brazil. In: CONSERVATION AND SUSTAINABLE UTILIZATION OF MANGROVES FORESTS IN LATIN AMÉRICA AND AFRICA REGIONS PART 1: LATIN AMERICA. 1993. ITTO/ISME Project PD114/90(F), 245-272.

KÖPPEN, W. Das geographische System der Klimate, in: Handbuch der Klimatologie, edited by: Köppen, W. and Geiger, G., 1. C. Gebr, Borntraeger, 1–44, 1936.

LARA, R.J., COHEN, M.C.L. Sediment porewater salinity and mangrove vegetation height in Bragança, North Brazil: an ecohydrology-based empirical model. **Wetlands Ecology and Management**, v. 14, p. 349-358. 2006.

LARA, R.J; SZLAFSZTEIN, C; COHEN, M.C.L; BERGER, U; GLASER, M. Implications of mangrove dynamics for private land use in Bragança, North Brazil: a case study. **Journal of Coastal Conservation**, v.8, p. 97-102. 2002.

LEE, S. Y. The Effect of Mangrove Leaf Litter Enrichment on Macrobenitic Colonization of Defaunated Sandy Substrates. **Estuarine Coastal and Shelf Science**, v.49, p.703–712. 1999.

LEITE, P.F.; VELOSO, H.P.; GÓES FILHO, L. Folha NA/NB.22-Macapá. In: BRASIL. Projeto RADAM. Projeto de Integração Nacional. **Vegetação**. Rio e Janeiro: Departamento Nacional da produção Mineral. 1974. Parte I, V/9-V/40 (Levantamento de Recursos Naturais, 6).

LENTZ, S.J. The Amazon River plume during AMASSEDS: subtidal current variability and the importance of wind forcing. **J. Geophys. Res.**, v.100: p.2377-2390. 1995.

LENTZ, S.J.; LIMBURNER, R. The Amazon River Plume during AMASSEDS: Spatial characteristics and salinity variability. **Journal of Geophysical Research**, v.100 2355-2375. 1995.

LIMA, M.I.C. de; BEZERRA, P.E.; ARAÚJO, H.J.T. Sistematização da Geologia do Estado do Amapá. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 3. 1991. Belém. **Anais**. SBG. p.322-335.

LIN, Y.M.; LIU, J.W.; XIANG, P.; LIN, P.; DING, Z.H.; STERNBERG, L.S.L. Tannins and nitrogen dynamics in mangrove leaves at different age and decay stages (Jiulong River Estuary, China). **Hydrobiologia**, 583: 285-295. 2007.

LIN, Y.M.; LIU, J.W.; XIANG, P.; LIN, P.; YE, G.F.; STERNBERG, L.S.L. Tannin dynamics of propagules and leaves of *Kandelia candel* and *Bruguiera gymnorrhiza* in the Jiulong River Estuary, Fujian, China. **Biogeochemistry**, 78: 343-359. 2006.

LOUBRY, D.; PROST, M.T. Structures architecturales des palétuvies *Avicennia germinans* et *Rhizophora mangle*: elements diagnostics de la dynamique des mangroves

sur les rives du rio Marapanim (Etat du Pará, Brésil). In: PROST, M.T. ; MENDES, A C. (Org.) **Ecosistemas Costeiros: Impactos e gestão ambiental**. Belém: Museu Paraense Emílio Goeldi, 2001. p.51-63.

MACEDO, L.A.A, de; ROCHA, A. A. Lançamento de esgotos em manguezais. Considerações sobre aspectos ecológicos-sanitários na ilha de São Luís, MA. **Revista DAE**, v.45, n.140, p.67-72. 1985.

MACHADO, W.; GUEIROS, B.B.; LISBOA-FILHO, S.D.; LACERDA, L.D. Trace metals in mangrove seedlings: role of iron plaque formation. **Wetlands Ecology and management**, v.13, p.199-206. 2005.

MAGUIRE, D.J; GOODCHILD, M.F; RHIND, D. **Geographical informations systems: principles and applications**. Essex, England: Logman Scientific & Technical, 1991. v.1, 649p.

MARCHAND, C.; BALTZER, F.; LALLIER-VERGÈS, E.; ALBÉRIC, P. Pore-water chemistry in mangrove sediments: relationship with species composition and developmental stages (French Guiana). **Marine Geology**, v.208, p.361-381. 2004.

MARCHAND, C.; LALLIER-VERGE, E.; BALTZER, F.; ALBÉRIC, P.; COSSA, D., BAILLIF, P. Heavy metals distribution in mangrove sediments along the mobile coastline of French Guiana. **Marine Chemistry**, v.98, p.1 – 17. 2006.

MATHER, P.M. **Computer processing of remotely sensed images: an introduction**. New York: Willey. 1987. 352p.

MATOS, H.R.S.; COHEN, M.C.L.; LARA, R.J. Análise temporal dos manguezais da costa norte brasileira através de imagens Landsat. In: Congresso Brasileiro de Oceanografia. 2005. Vitória, Espírito Santo. **Resumos**. p. 287.

MEADE, R.H.; DUNNE, T.; RICHEY, J.E.; SANTOS, U. de M.; SALATI, E. Storage and remobilization of suspended sediment in the lower Amazon River of Brazil. **Science**, v.228, p.488-490. 1985.

MEADE, R.H.; NORDIN, CF.; CURTIS, W.F.; RODRIGUES, R.M.C. do VALE, C.M.; EDMOND, J.M. Sediment loads of the lower Amazon River. **Nature**, v.278, p.161-163. 1979.

MENDES, A.C. **Estudo Sedimentológico e Estratigráfico de sedimentos Holocênicos da costa do Amapá**. Belém. Universidade Federal do Pará. Centro de Geociências. 1994. 274f. Dissertação (Mestrado em Geologia). Universidade Federal do Pará, Belém, 1994.

MENDES, A.C.; FARIA, L.E. do C.; SANTOS, V.F.; SILVEIRA, O.F.M. Estudo sedimentológico e estratigráfico dos sedimentos holocênicos da costa do Amapá. In: SIMPÓSIO INTERNACIONAL DO QUATERNÁRIO DA AMAZÔNIA. 1992. Manaus. **Resumos**, p. 87-90.

MENEZES, M.; BERGER, U.; WORBES, M. Annual growth rings and long-term growth patterns of mangrove trees from the Bragança peninsula, North Brazil. **Wetlands Ecology and Management**, v.11 (4), p. 233-242. 2003.

MMA. **Mapa Hidrográfico do Estado do Amapá (1:1.000.000)**. Plano Nacional dos Recursos Hídricos. Ministério do Meio Ambiente. 2007.

MORAIS, P.D; MORAIS, J.D, **O Amapá em Perspectiva: uma abordagem histórico-geográfica**. Macapá, Editora Valcan. 2000. 200p.

MÖRNER, N.A. Global change and interaction of earth rotation, ocean circulation and paleoclimate. **Anais da Academia Brasileira de Ciência**, v.68, p.77-94. 1996.

MÖRNER, N.A. Sea-level and climate: rapid regressions at local warm phases. **Quaternary International**, v.60, p.75-82. 1999.

NEDERBRAGT, A.J., THUROW'S, J.W. A 6000 yr varve record of Holocene climate in Saanich Inlet, British Columbia, from digital sediment colour analysis of ODP Leg 169S cores. **Marine Geology**, v.174, p.95-110. 2001.

NITTROUER, C.A.; DEMASTER, D.J. Sedimentary processes on the Amazon continental shelf: past, present and future research. **Continental Shelf Research**, v.6, p.5-30. 1986.

NITTROUER, C.A.; KUEHL, S.A.; RINE, J. M.; FIGUEIREDO, A.G.; FARIA, L.E.C.; DIAS, G.T.M.; SILVA, M.A.M.; ALLISON, M.A.; PACIONI, T.D.; SEGALL, M.P.; UNDERKOFFLER, E. C.; BORGES, H. V. Sedimentology and stratigraphy of the Amazon continental shelf. **Oceanography**, v.25, p. 33-38. 1991.

NITTROUER, C.A.; KUEHL, S.A.; STERNBERG, R.W.; FIGUEIREDO, A.G.; FARIA JR., L.E.C. An introduction to the geological significance of sediment transport and accumulation on the Amazon continental shelf. **Marine Geology**, v.125, p. 177-192. 1995.

OLTMAN, R.E. Reconnaissance investigations of the discharge and water quality of the Amazon River. U.S. Geol. Surv., Circ. 552, Washington, DC. 1968. 16 p.

PETERSON, L.C.; HAUG, G.H.; HUGHEN, K.A.; RÖHL U. Rapid changes in the hydrologic cycle of the Tropical Atlantic during the Last Glacial. **Science**, v.290, p. 1947-1951. 2000.

PRANCE, G.T. Notes on the vegetation of Amazonia III. The terminology of Amazonian forest types subject to inundation. **Brittonia**, v.3, p.26-38. 1979.

PRICE, M.L; BUTLER, L.G. Rapid Visual Estimation and Spectrophotometric determination of tannin content of Sorghum Grain. **Jour. Agric. Food Chem**, v.25, n.6, p. 1268-1273. 1977.

RABELO, B.V.; CHAGAS, M.A.; SOUZA, C.B.; ÁVILA, J.E.S. Disposição de um siriubal adulto sob o ponto de vista de seu consórcio com espécies associadas. In: III ECOLAB. 1995. Belém, **Resumos**. p.22-24.

RABELO, B.V.; SOUSA, C.B. de; CHAGAS, M.A.P. **Abordagens sobre os manguezais do Amapá - contribuição para debate**. Macapá: SEMA, 1994. (mimeografo).

RAMCHARAN, E.K. Mid-to-late Holocene sea level influence on coastal wetland development in Trinidad. **Quaternary International**, v.120, p.145–151. 2004.

REEVES, R.G.; ANSON, A.; LANDEN, D. **Manual of remote sensing**. Fall Church, Virginia: American Society of Photogrammetry. 2ed . v.2. 1983. 2440 p.

RICHARDS, J.A. **Remote sensing digital image analysis: an introduction**. Berlin: Spring Verlag, 2ed. 1993. 340 p.

RICHARDSON, P.L.; MCKEE, T.K. Average seasonal variation of the Atlantic equatorial currents from historical ship drifts. **Journal of Physical Oceanography**, v.4, p.1226–1238. 1984.

ROSS, M.A.; MEHTA, A.J. On the mechanics of lutoclines and fluid mud. **Journal of Coastal Research**, v.5, p.51-62. 1989.

ROUBIK, D.W.; MORENO, J.E. **Pollen and Spores of Barro Colorado Island. Missouri**. Botanical Garden. 1991. 268 p.

RULL, V.; VEGAS-VILARRUBIA, T.; ESPINOZA, N.P. Palynological record of an early-mid Holocene mangrove in eastern Venezuela: Implications for sea-level rise and disturbance history. **Journal of Coastal Research**, v.15, p.496-504. 1999.

SALATI, E. Climatology and hydrology of Amazonia. In: G.T. Prance and T.M. Lovejoy (Editors), **Amazonia**. Pergamon Press, Oxford, p. 267-276. 1986.

SANTOS, V.F. dos; COSTA, W.J.P; SILVA, M.S. da; SILVEIRA, O.F.M. da; TORRES, A. M; SILVA, A. de Q. da; MARTINS, M.H. de A. Geologia do setor costeiro estuarino do estado do Amapá. Instituto de Pesquisas Científicas e Tecnológicas do Estado do Amapá. Governo do Estado do Amapá. Cap. 5. Projeto Zoneamento Econômico-Ecológico do setor costeiro estuarino: diagnóstico sócio ambiental participativo do setor costeiro estuarino. 2004a. 1 Cd-Room.

SANTOS, V.F. dos; COSTA, W.J.P; SILVA, M.S. da; SILVEIRA, O.F.M. da; TORRES, A. M; SILVA, A. de Q. da; MARTINS, M.H. de A. Geomorfologia do setor costeiro estuarino do estado do Amapá. Instituto de Pesquisas Científicas e Tecnológicas do Estado do Amapá. Governo do Estado do Amapá. Cap. 5. Projeto Zoneamento Econômico-Ecológico do setor costeiro estuarino: diagnóstico sócio ambiental participativo do setor costeiro estuarino. 2004b. 1 Cd-Room.

SCHAEFFER-NOVELLI, Y.; CINTRON-MOLERO, G. Expedição nacional aos manguezais do Amapá, Ilha de Maracá. Relatório técnico. Brasília: CNPq. 1988. 99p.

SCHAEFFER-NOVELLI, Y.; CINTRON-MOLENO, G.; SOARES, M. L. G.; DE-ROSA, T. Brazilian mangroves. **Aquatic Ecosystem Health & Management**, v.3, p.561-570. 2000.

SCHOLANDER, P.F., VAN DAM, L., SCHOLANDER, S.I. Gas exchange in root of mangroves. **American Journal of Botany**, v.42, p.92-98. 1955.

SCHOLL, D.W. Recent sedimentary record in mangrove swamps and rise in sea-level over the southwestern coast of Florida: Part 1. **Marine Geology**, v.1, p. 344-454. 1964.

SCHÖNGART, J.; PIEDADE, M.T.F.; LUDWIGSHAUSEN, S.; HORNA, V.; WORBES, M. Phenology and stem growth periodicity of tree species in Amazonian floodplain forests. **J. Trop. Ecol.**, 18, 581–597. 2002.

SCHOWENGERDT, R.A. **Techniques for image processing and classification in remote sensing**. Orlando, Academic Press. 1983. 249 p.

SEMENIUK, V. Predict the effect of sea-level rise on mangroves in northwestern Australia. **Journal of Coastal Research**, v.10, n.4, p. 1050-1076. 1994.

SEYLER, P.T.; BOAVENTURA, G.R. Trace elements in the mainstream Amazon river. In: McClain, M.E.; Victoria, F.R.L.; Richey, J.E. (Eds). **The biogeochemistry of the Amazon basin**. Oxford Press, p.307 - 327. 2001.

SILVEIRA, O.F.M. da. **A Planície costeira do Amapá: dinâmica de ambiente costeiro influenciado por grandes fontes fluviais quaternárias**. Belém: Universidade Federal do Pará. Centro de Geociências. 1998. 215f. Tese (Doutorado em Geologia). Universidade Federal do Pará, Belém, 1998.

SNEDAKER, S.C. Mangroves: their value and perpetuation. **Nature Resource**, v. 14, p. 6-13. 1978.

SOMMERFIELD, C.K.; NITTROUER, C.A.; FIGUEIREDO, A.G. Stratigraphic evidence of changes in Amazon shelf sedimentation during the late Holocene. **Marine Geology** 125, 351–371. 1995.

SOUZA FILHO, P.W.M. Costa de manguezais de macromaré da Amazônia: cenários morfológicos, mapeamento e quantificação de áreas usando dados de sensores remotos. **Revista Brasileira de Geofísica**, v.23, p. 427-435. 2005.

SOUZA FILHO, P.W.M; MARTINS, E. do S.F.; COSTA, F.R. da. Using mangroves as a geological indicator of coastal changes in the Bragança macrotidal flat, Brazilian Amazon: A remote sensing data approach. **Ocean and Coastal Management**, v. 49, p. 462-475. 2006.

SOUZA FILHO, P.W.M; PARADELLA, W.R. Recognition of the main geobotanical features along the Bragança mangrove coast (Brazilian Amazon Region) from Landsat TM and RADARSAT-1 data. **Wetlands Ecology and Management**, v.10, p. 123–32. 2002.

SOUZA FILHO, P.W.M, PARADELLA, W.R. Use of RADARSAT-1 Fine and Landsat-5 TM selective principal component analysis for geomorphological mapping in a macrotidal mangrove coast, Amazon region. **Canadian Journal of Remote Sensing**, v.31, p. 214–24. 2005.

STOCKMARR, J. Tablets with spores used in absolute pollen analysis. **Pollen et Spores**, v.8, p. 615-621. 1971.

STTUIVER, M.; REIMER, P.J.; BARD, E.; BECK, J.W.; BURR, G.S.; HUGHEN, K.A.; KROMER, B.; MCCORMAC, G.; PLICHT, J. VAN DER; SPURK, M. INTCAL98 radiocarbon age calibration, 24000-0 cal BP. **Radiocarbon**, v.40, p. 1041-1083. 1988.

SUGUIO, K. **Geologia do Quaternário e Mudanças Ambientais. Passado + Presente = Futuro?** São Paulo, Paulo's Comunicação e Artes Gráficas. 366p. 1999.

SUGUIO, K.; MARTIN, L.; BITTENCOURT, A.C.; BITTENCOURT, A.C.S.P.; DOMINGUEZ, J.M.L.; FLEXOR, J-M.; AZEVEDO; A.E.G. Fluctuações do nível do mar durante o Quaternário superior ao longo do litoral Brasileiro e suas implicações na sedimentação costeira. **Revista Brasileira de Geociências**, v.15, p.273-286. 1985.

TOMAZELLI, L.J. **Contribuição ao Estudo dos Sistemas Depositionais Holocênicos do Nordeste da Província Costeira do Rio Grande do Sul, com Ênfase no Sistema Eólico.** PhD Thesis. Porto Alegre, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 270 f. 1990.

TONKIN, J.W.; BALISTRERI, L.S.; MURRAY, J.M. Modeling sorption of divalent metal cations on hydrous manganese oxide using the diffusive double layer model. **Applied Geochemistry**, v.19, p.29– 53. 2004.

UJIIÉ, H. A 370-Ka paleoceanographic record from the Hess Rise, central North Pacific Ocean, and an indistinct 'Kuroshio Extension'. **Marine Micropaleontology**, v.49, p. 21-47. 2003.

UNIVERSITY OF CAMBRIDGE. Department of Geography. Fossil pollen preparation protocol (V.1-1). Cambridge, 2005 Disponível em: <<http://www-labs.geog.cam.ac.uk/protocols/pollen.html>> Acesso em: fev. 2005

UNIVERSITY OF MARYLAND. Global Land Cover Facility – Earth Science Data Interface. Maryland, 2006. Disponível em <<http://glcfapp.umiacs.umd.edu:8080/esdi/index.jsp>>. Acesso em Maio 2006.

VAN DE PLASSCHE, O. **Sea level research: A manual for the collection and evaluation of data.** **Geobooks.** Norwich, 615p. 1986.

VAN DER HAMMEN, T. Fluctuaciones holocénicas del nivel de inundaciones en la cuenca del Bajo Magdalena_Cauca-San Jorge (Colombia). **Geología Norandina**, v.10, p.11 –18. 1986.

VEDEL, V.; BEHLING, H.; COHEN, M.C.L.; LARA, R.J. Holocene mangrove dynamics and sea-level changes in Taperebal, northeastern Pará State, northern Brazil. **Vegetation History And Archaeobotany**, v. 15, p. 115-123. 2006.

VELOSO, H.P. **Manual Técnico da vegetação brasileira**. Rio de Janeiro, Fundação Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística. Rio de Janeiro. 1992. 92p.

VELOSO, H.P.; RANGEL-FILHO, A.L.R.; LIMA, J.C.A. **Classificação da vegetação brasileira, adaptada a um sistema universal**. IBGE, Rio de Janeiro-RJ. 1991. 123p.

VIERS, J.; BARROUX, G.; PINELLI, M.; SEYLER, P.; OLIVA, P.; DUPRÉ, B.; BOAVENTURA, G.R. The influence of the Amazonian floodplain ecosystems on the trace element dynamics of the Amazon River mainstem (Brazil). **Science of the Total Environment**, v.339, p.219– 232. 2005.

VINZON, S.B.; MEHTA, A.J. Boundary layer effects due to suspended sediment in the Amazon River estuary. **Marine Science**, v.3, p.359-373. 2001.

VITAL, H.; STATTEGGER, K. Lowermost Amazon River: evidence of late Quaternary sea-level fluctuations in a complex hydrodynamic system. **Quaternary International**, v.72, p.53-60. 2000.

ZEE. **Macrodiagnóstico do Estado do Amapá: primeira aproximação do ZEE**. Macapá: GEA/IEPA, 2002. 140 p.

WELLS, J.T; COLEMAN, J.M. Periodic mudflats progradation, northeastern of South America: a hypothesis. **Journal of sedimentary Petrology**, v.51, p.1069-1075. 1981.

WITTMANN, F.; JUNK, W.J.; PIEDADE, M.T.F. The várzea forests in Amazonia: flooding and the highly dynamic geomorphology interact with natural forest succession. **Forest Ecology and Management**, v. 196, p. 199-212. 2004.

WOODROFFE, C.D. Mangrove Swamp Stratigraphy and Holocene Transgression, Grand Cayman Island, West Indies. **Marine Geology**, v.41, p. 271-294. 1981.