Admilson Moreira Torres

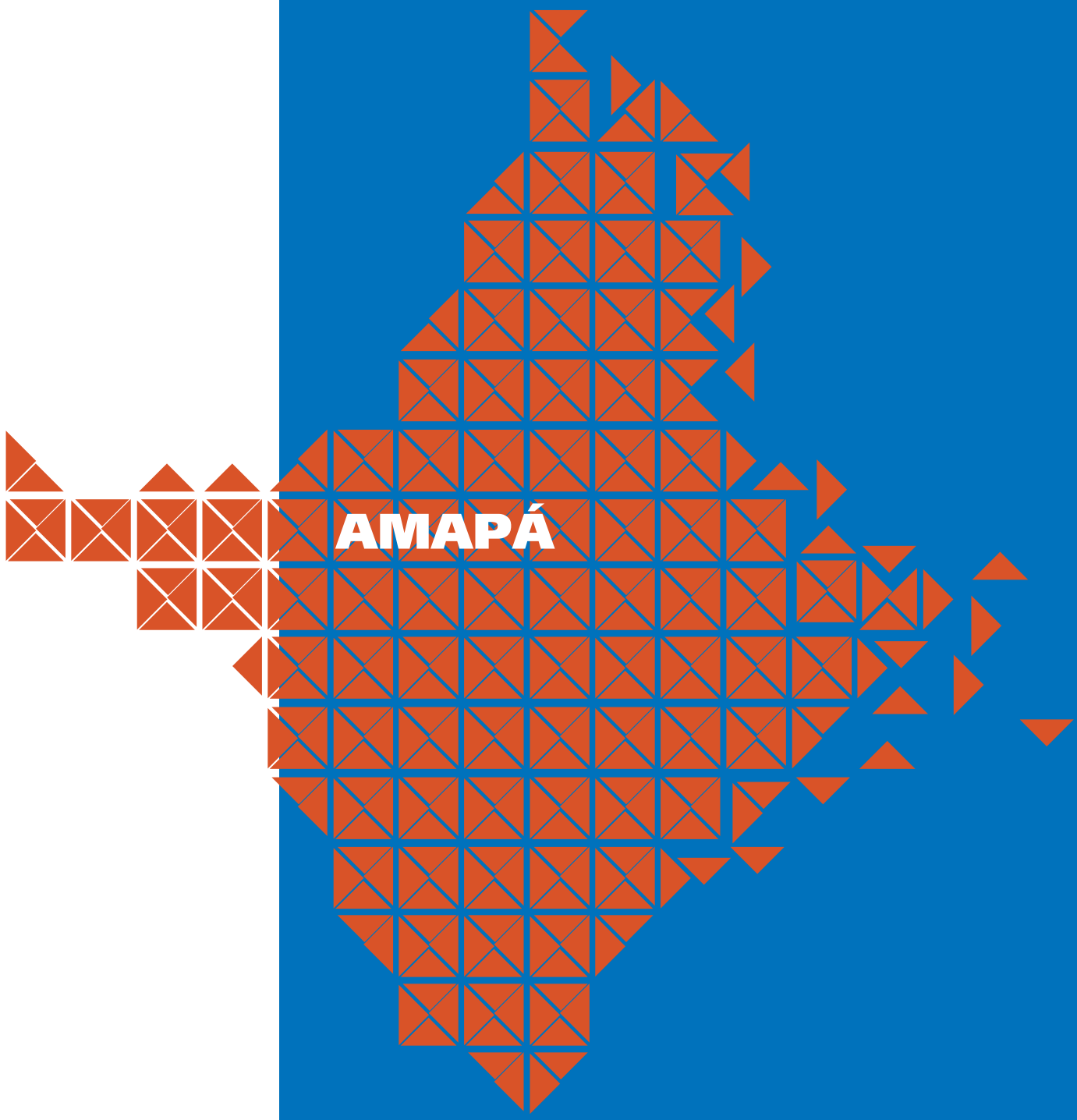
CENTRO DE PESQUISAS AQUÁTICAS, INSTITUTO DE PESQUISAS CIENTÍFICAS E TECNOLÓGICAS DO ESTADO DO AMAPÁ – IEPA

Maâmar El-Robrini

GRUPO DE ESTUDOS MARINHOS & COSTEIROS – GEMC/CNPQ

LABORATÓRIO DE MODELAGEM DE OCEANO & ESTUÁRIOS AMAZÔNICOS - MODELAZ

CENTRO DE GEOCIÊNCIAS, UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARÁ



Resumo

A Zona Costeira do Amapá (ZCA), com cerca de 750 km de extensão, é considerada a mais preservada e menos densamente povoada do país. Esta zona é subdividida em duas áreas influenciadas dominantemente pelas marés. Estes dois setores são: (*i*) A zona costeira estuarina ou amazônica, influenciada pelo Canal do Norte do rio Amazonas, e (*ii*) A zona costeira oceânica ou atlântica de frente para o oceano Atlântico. A foz do rio Araguari constitui um marco divisório entre a zona costeira oceânica ao norte, que tem regime de macro a mesomarés, e a zona costeira estuarina ao sul, que exibe mesomarés.

A ZCA é caracterizada por uma cobertura sedimentar do tipo arenosa aluvionar, lamosa de várzea, de planície de maré, de lagoas costeiras e por sedimentos do Grupo Barreiras, que repousam sobre rochas do embasamento Pré-cambriano.

Seis zonas podem ser observadas na ZCA: zonas de erosão, zonas de assoreamento, zonas de formação e migração de bancos arenosos e ilhas, zonas de progradação da linha de costa, zonas de acreção lamosa e zonas de deposição efêmera. Essas mudanças sazonais e anuais na linha de costa, sob condições de fortes correntes de meso e macromarés, refletem no equilíbrio dos processos costeiros e fluviais de erosão e sedimentação na ZCA.

Abstract

The Amapá Coastal Zone (ACZ), 750 km lenght, is considered the most preserved and the less habitated of Brazil. This zone is subdivided in two sectors: (*i*) the estuarine or amazonic coastal zone, influencied by Amazon River North Channel and (*ii*) the oceanic or atlantic coastal zone, in front of the Atlantic Ocean. The mouth of the Araguari river represents the frontier between the oceanic coastal zone in the northern part, that is influencied by macrotides to mesotides, and the estuarine coastal zone in the southern part, whose show mesotidal.

The ACZ is characterized by a sedimentary cover, with sandy alluvionar sediments, and varzea floodplains, tidal plains, coastal lagoons muddy sediments and sediments of Barreiras Group, that recovered the Precambriam basement.

Six situations can be observed in the ACZ: erosion zones, filling sand zones, formation and migration sandy banks and islands zones, progradation of the shoreline, muddy accretion and ephemeral deposition zones. Theses sazonal and annual changes of the shoreline, under strong meso- and macrotidal currents conditions, that reflects in the equilibrium of the erosion and sedimentation coastal and fluvial processes.

APRESENTAÇÃO

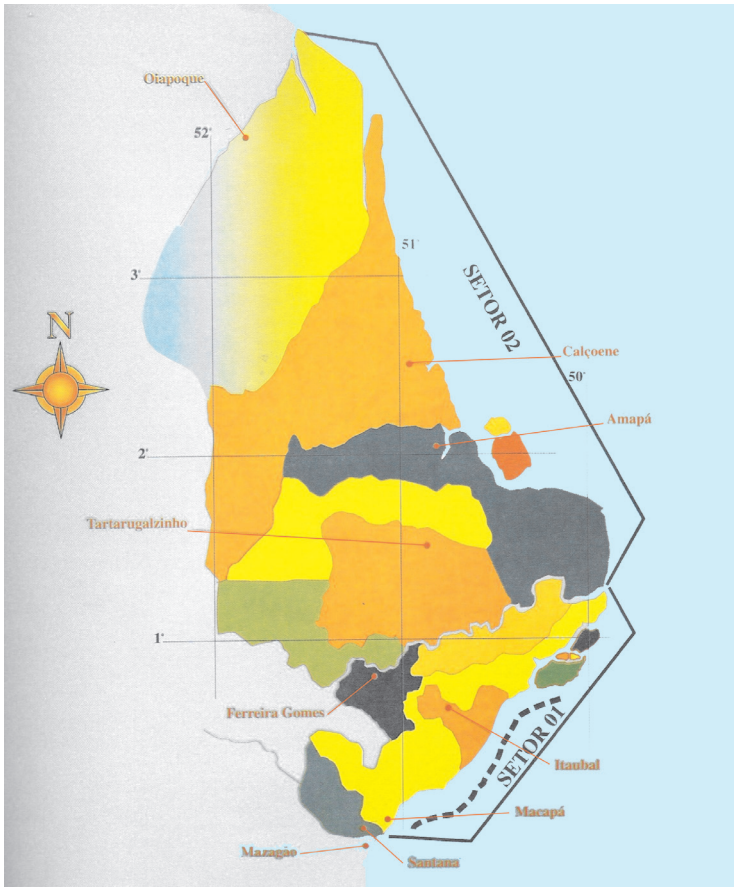


Figura 01. Mapa de localização da Zona Costeira do Estado do Amapá (ZCA):
Setor 1. Amazônico
Setor 2. Atlântico
(MMA, 1996)

A ZCA (figura 01) situa-se na posição predominantemente equatorial, estendendo-se por cerca de 750 km, entre as desembocaduras dos rios Oiapoque e Jarí. Nesta região, estão incluídas duas grandes áreas: o Setor Atlântico da Costa do Amapá e o Golfão Amazônico. De acordo com o GERCO do Amapá, a ZCA pode ser compartimentada em dois setores, devido à presença da foz do rio Araguari. O setor ao norte da foz do rio Araguari até o limite com a Guiana Francesa é designado como Setor Costeiro Oceânico ou Atlântico, abrangendo parte dos municípios de Oiapoque, Calçoene, Amapá, Pracuúba e Tartarugalzinho; e o setor situado entre os estuários Araguari e Jarí (limite com o Pará) é chamado de Setor Costeiro Estuarino ou Amazônico, abrangendo parte dos municípios de Cutias, Itaubal, Macapá, Santana, Mazagão e Vitória do Jarí (figura 01).

Na ZCA, a deformação flexural produzida pela carga de sedimentos do Cone do Amazonas afetou os depósitos fluviais e costeiros e a rede de drenagem (Cochrane, 1973; Braga, 1993, Driscoll & Karner, 1994; Watts & Peirce, 2004). Ainda o sistema de dispersão do rio Amazonas é responsável pelo caráter lamoso da ZCA.

A plataforma continental adjacente é caracterizada por depósitos lamosos modernos do rio Amazonas, que parecem representar a progradação do seu delta subaquoso para o mar, sobre camadas de areias transgressivas (Figueiredo Jr. *et al.*, 1972; Nittrouer *et al.*, 1986). Esta plataforma alarga-se, progressivamente, do Cabo Orange ao Cabo Norte, passando a isóbata de 50 m, por exemplo, de 28 para 140 Km da linha de costa. Nota-se que, enquanto a isóbata de 50 m mantém uma orientação quase constante de noroeste para sudeste, as isóbatas de 20, 10 e 5 m reproduzem, de forma nítida, os contornos do Cabo Norte, marcando assim paleolinhas da costa (El-Robrini *et al.*, 1992a e b; El-Robrini, 1994; El-Robrini & Souza Filho, 1994; El-Robrini, 1996).

As investigações na ZCA e na área contígua submersa iniciaram-se a partir do início da década de 80, pelo PROMAR/GEMC/UFPA e a partir de 1998, pelo IEPA em:

I. Âmbito Nacional:

Projeto Plataforma Continental Norte do Brasil (1989-1992); Sedimentologia e Hidrodinâmica da região dos Estreitos (CNPq, 1990-1993), da Baía do Marajó (CNPq, 1991-1992), pluma estuarina do rio Amazonas (CNPq/REVIZEE, 1998-2001); Estudo dos Processos Geológicos-Sedimentares e Avaliação Sonográfica e Sismoestratigrafia da Zona Costeira do Estado do Amapá (Cabo Norte e Região das Ilhas) (1989-1990); Caracterização Hidrodinâmica e Sedimentar da região dos Estreitos do Sudoeste da Ilha do Marajó (CNPq, 1990-1993); Geologia do Sub-Fundo da Região dos Estreitos do Sudoeste da Ilha do Marajó (CNPq, 1990-1991); Estudo dos Processos Geológicos-Sedimentares do Baixo Curso do Rio Amazonas/ Foz do Rio Tapajós (CNPq, 1994-1996); REVIZEE (desde 1995); Estudo do Material em Suspensão: Avaliação Quantitativa e Dispersão Horizontal e Vertical na Plataforma Continental do Amazonas (CNPq, 1998-2001); Estudo dos Argilo-Minerais da Plataforma Continental do Amazonas: Distribuição e Proveniência (CNPq, 2002-2004); Dinâmica Morfo-Sedimentar e Estruturação da Baía do Marajó (Golfão Marajoara-Norte-Brasil) (CNPq, 1991-1992); Estudos dos Processos Geológicos-Sedimentares e Sismo-Estratigráficos das Baías de Curralinho e das Bocas, região Sul da Ilha do Marajó (CNPq, 1991-1993).

No entanto, os estudos sobre a dinâmica costeira são escassos na ZCA e se concentram, sobretudo, na zona costeira estuarina. Os poucos estudos encontrados constam de relatórios internos e resumos de artigos de pesquisadores do Centro de Pesquisas Aquáticas do Instituto de Pesquisas Científicas e Tecnológicas do Estado do Amapá - IEPA. Só a partir de 1998, que uma equipe de pesquisadores qualificados começaram a desenvolver pesquisas e estudos na zona costeira do Amapá com a transferência do Programa Estadual de Gerenciamento Costeiro da Secretaria Estadual de Meio Ambiente – SEMA para o Instituto de Pesquisas Científicas e Tecnológicas do Estado do Amapá – IEPA. Recentemente, essa equipe apresentou pela primeira vez um mapa geológico dos depósitos quaternários, que cobre toda a costa estuarina amapaense, bem como um diagnóstico sócio-ambiental participativo desse setor costeiro, organizado por Santos & Figueira (2004). Os projetos desenvolvidos com recursos financeiros estaduais são: Dinâmica Fluvial e Evolução Costeira ao longo do Canal do Norte na Foz do Rio Amazonas (CNPq, 1998-2000); Dinâmica de Feições Progradacionais na Costa do Amapá (CNPq, 1998-2000); Zoneamento Ecológico-Econômico Costeiro do Setor Estuarino do Estado do Amapá (1998-2004); A Videografia como Ferramenta Técnica Alternativa às Ações de Subsídio ao Pla-

nejamento Urbano e Infra-Estrutura (2000-2002); Hidrodinâmica e Morfodinâmica da Orla Fluvial, entre o Rio Vila Nova e o Canal do Jandiá: um subsídio ao planejamento de obras públicas (2001-2004); Diagnóstico das Ressacas do Estado do Amapá: bacias do igarapé da Fortaleza e rio Curiaú (2001-2003); Efeito da hidrodinâmica na variação de parâmetros de qualidade da água na zona costeira e estuarina do Estado do Amapá (2000-2002); Avaliação Ambiental da Região da Ilha do Brigue, Arquipélago do Bailique, Município de Macapá, através de Estudos Morfodinâmicos (2001- em andamento); Zoneamento Ecológico-Econômico Costeiro do Setor Atlântico do Estado do Amapá (2002- em andamento). Outros projetos, que tem apoio de instituições parceiras, são: Estudo de Criação de Unidade de Conservação no Arquipélago de Bailique – PROECOTUR/IBAMA/MMA (2001-2002); Desenvolvimento do Distrito Industrial de Santana: um subsídio ao estudo da qualidade da água - Estudo de variabilidade espaço-temporal da qualidade da água na área restrita do Rio Matapi, Estado do Amapá – CNPq (em andamento); Efeito da hidrodinâmica na variação de parâmetros de qualidade da água na zona costeira e estuarina do Estado do Amapá – CNPq/CT-HIDRO (em andamento); Rede de Coletores de Informações Sócio-Ambientais: Jovens Pesquisadores do Bailique - CNPq/PNOPG (2002-2004); Diagnóstico Ambiental do Litoral Atlântico com vistas à elaboração da Carta de sensibilidade ambiental, dentro de um SIG (FINEP/CT-PETRO); Implementação da Proposta Zoneamento Costeiro – PNMA II/MMA (em andamento); Subsídios à Gestão de Recursos Hídricos na Bacia Hidrográfica o Rio Matapi (CNPq/CT-HIDRO).

II. Âmbito Internacional:

Amazon Shelf Sediment Study – AMASSEDS (USA/ Brasil, 1990-1993); Aplicações de *ERS-1* na foz do rio Amazonas e no NE do Pará (França/ Brasil, 1995-1999); *Amazon Shelf Sediment Study* (Alemanha/ Brasil, 1990-1993). Estudos dos Processos Geológicos-Sedimentares da Foz/ Estuário do Rio Amazonas (*Amazon Estuary Geological Studies Project* – AMES/ Foz do Amazonas) (Brasil-Alemanha, 1993-1996); *Origin and Characteristic of the Floodplain Deposits in Amazon River Mouth* (IEPA-Universidade de Kansas/ EUA – em andamento).

Este capítulo apresenta os principais conhecimentos adquiridos a partir dos projetos supracitados e, em particular, do AMASSEDS.

1. CARACTERIZAÇÃO GEOLÓGICA E GEOMORFOLÓGICA

Geomorfologia

Cinco unidades morfoestruturais ocorrem no Estado do Amapá (Boaventura & Narita, 1974):

- **Planaltos Residuais do Amapá**
  Esta unidade de relevo é formada por maciços residuais, constituídos por rochas pré-cambrianas. Esses maciços caracterizam-se por uma dissecação fluvial intensa e podem dar origem a um conjunto de cristas e picos ou formas tabulares, sendo estes últimos testemunhos da superfície aplainada mais elevada da região. Localmente, são denominados de Serra do Iratapurú, do Ipitinga, do Tumucumaque e do Navio, com altitudes variáveis entre 400 e 550 m;

- **Planalto Rebaixado da Amazônia**
  Apresenta altitude média de 100 m, sendo constituído por sedimentos do Grupo Barreiras; localiza-se na porção oriental da região, com caimento suave para o rio Amazonas. Possui uma densidade elevada da rede de drenagem;

- **Colinas do Amapá**
  Corresponde à unidade de maior expressão espacial da região. Apresentam altitudes variando entre 150 a 200 m, com declividade regional na direção leste. Na faixa costeira, apresentam cotas inferiores a 100 m. Os principais rios que drenam a área de Colinas do Amapá são o Oiapoque, Araguari, Jarí e o Ipitinga;

- **Depressão Periférica do Norte do Pará**
  Esta unidade representa o prolongamento da faixa de circundesnudação periférica à bacia sedimentar do Amazonas. Limita-se a norte por cristas e escarpamentos do Planalto Residual do Amapá, que recebe localmente a denominação de Serra do Ipitinga e a leste pelos rebordos do Planalto Rebaixado da Amazônia;

- **Planície Flúvio-Marinha Macapá/ Oiapoque**
  Esta unidade de relevo corresponde à área ocupada pela ZCA no trecho Macapá - foz do rio Oiapoque; constitui-se de sedimentos arenosos, siltosos, argilosos e vasas. Segundo Faria Jr. *et al*. (1990) a costa do Amapá é do tipo progradacional nos Cabos Cassiporé e Orange, ao passo que o setor compreendido entre o Cabo Norte e o sul do Cabo Cassiporé está submetido a fortes processos erosionais.

Na Planície Flúvio-Marinha Macapá/ Oiapoque ocorrem dois domínios geomorfológicos principais, situados respectivamente a sul e ao norte do rio Flechal:

(i) no primeiro, a área representa a influência direta dos processos fluviais do sistema da foz do rio Amazonas, que se traduz por processos de colmatagem, paleocanais entulhados, lagos residuais, meandros abandonados, terraços e ilhas; *(ii)* no segundo, o trecho da foz do rio Flechal até o baixo curso do rio Oiapoque caracteriza-se pela influência marinha e formação de restingas por correntes de deriva das Guianas (Boaventura & Narita, 1974).

A zona costeira oceânica amapaense (figura 01), de direção NW-SE, localiza-se entre a foz dos rios Oiapoque e Araguari, perfazendo uma extensão aproximada de 400 Km. Caracteriza-se por apresentar uma costa baixa, com largura variando de 10 a 120 Km, mais ou menos retilínea, com poucas reentrâncias, sendo o resultado de acreção, devido à sedimentação fina do rio Amazonas. Nesta área, os manguezais representam 76% (7.700 km^2) do total da área de manguezais do país (Herz, 1991). Esses manguezais transicionam em direção ao interior para áreas mais baixas e alagadiças. Trabalhos recentes na Região dos Cabos Orange e Cassiporé (Batista *et al.*, 2005) mostram que o tabuleiro costeiro ocorre entre 50 e 100 m de altitude, no entanto a planície costeira se concentra entre –5 m e 5 m.

Em alguns trechos costeiros, ocorrem cordões litorâneos arenosos do tipo *chenier*, que sugere a ação eventual de tempestades que erodem e retrabalham à parte mais interna das planícies de maré, construindo praias arenosas, que, logo após, são parcialmente recobertas por depósitos lamosos. Este trecho constitui uma típica costa deposicional, condicionada por macromarés que distribuem a lama amazônica que a Corrente Equatorial Brasileira empurra em direção ao norte.

Dias *et al.* (1992), considerando a dinâmica sedimentar, dividiram a zona costeira oceânica do Amapá em três compartimentos: do Cabo Orange ao Cabo Cassiporé, da foz do rio Cunani à foz do rio Flechal, e da foz do rio Flechal ao Cabo Norte.

Nittrouer & Kuehl (1995) e Nittrouer *et al.* (1995a; 1995b) reconheceram uma zona de acumulação, entre os Cabos Orange e Cassiporé, que durante os últimos 1000 anos foi submetida a um processo de rápida acreção de sedimentos lamosos, e um trecho da zona costeira, compreendido entre os Cabos Cassiporé e Norte, que vem sofrendo um processo de erosão nos últimos 500 anos.

No trecho entre a foz do rio Flechal e o Cabo Norte, em direção ao oceano, encontra-se a Ilha de Maracá recortada pelo Canal do Inferno. Nas porções mais baixas, ao longo desse canal de maré, ocorrem pequenas faixas de manguezal.

No trecho entre o Cabo Norte e a margem esquerda do rio Araguari, especialmente na foz do rio Sucuriju, ocorrem expressivos manguezais do setor costeiro oceânico do Amapá. Em direção ao interior da planície costeira, ocorre uma seqüência de lagos rasos: Piratuba, das Garças, Comprido, Mutuca, Duas Bocas e Novo, que têm sua origem associada à posição de meandros abandonados do rio Araguari em seu deslocamento para o sul, acompanhando semelhante deslocamento do Canal do

Norte do rio Amazonas (Boaventura & Narita, 1974). Costa (1997) encontrou no Lago Novo uma seqüência basicamente areno-siltosa a siltosa, composta principalmente por caulinita e subordinadamente por esmectita e ilita, indicando uma proveniência do Grupo Barreiras e de rochas do embasamento.

A zona costeira estuarina do Amapá, estende-se na direção NE-SW entre as margens direita da foz do rio Araguari e esquerda do rio Jarí (figura 01). Neste setor, com cerca de 350 Km de extensão, a costa caracteriza-se por ser plana, muito baixa, instável e retilínea. Está submetida a processos fluviais (Canal do Norte do rio Amazonas) e costeiros (maré de enchente), gerando erosão e deposição, contribuindo para o desenvolvimento de planícies alagadas, que caracterizam, por exemplo, o Arquipélago do Bailique na foz do Canal do Norte do rio Amazonas. Na parte interna da planície costeira ocorrem inúmeros paleocanais, testemunhando a evolução de uma planície flúvio-lacustre.

Torres (2001), considerando a dinâmica sedimentar, dividiu a zona costeira estuarina do Amapá em três compartimentos: Alto, Médio e Baixo Setor Costeiro Estuarino. Os dois primeiros setores têm a faixa do continente não defrontantes com o mar, enquanto que no último a faixa do continente está parcialmente defrontante com o mar:

- O **Alto Setor Costeiro Estuarino** corresponde ao trecho da baía de Macapá, onde a planície é freqüentemente interrompida pelas formações terciárias (sedimentos do Grupo Barreiras), na forma de falésias. Observam-se, na planície costeira, meandros abandonados, lagos residuais e "ressacas". Este termo local é dado para áreas úmidas costeiras constituídas por lagoas e lagos que ocorrem exclusivamente nas áreas urbanas de Macapá e Santana, influenciadas ou não pela maré (Torres & Oliveira, 2004). Destaca-se as ressacas do Curiaú, do Sá Comprido, Lagoa dos Índios, do Chico Dias e do Beirol. A planície costeira estreita-se em direção ao sul, onde os sedimentos do Grupo Barreiras estão mais próximos da linha de costa e se destacam pequenas praias retilíneas e arenosas. A presença de vegetação de mangue, principalmente siriúba (*Aviccenia germinans*), em partes da baía de Macapá, é um reflexo de uma costa com influência de marés.

- O **Médio Setor Costeiro Estuarino** é limitado entre a Ponta do Pau Cavado e a foz do rio Gurijuba. Caracteriza-se pela extensão de suas florestas de várzea e em direção ao seu interior predominam campos alagados, onde ocorrem lagos residuais, paleocanais entulhados e meandros abandonados. Este trecho sofre intensa erosão, criando imensos bancos areno-siltosos a silto-arenosos imediatamente a norte da zona da foz de alguns afluentes do Canal do Norte. Esses bancos são longitudinais à costa e afloram na maré baixa. Neste trecho, ocorrem as Ilhas Pedreiras, que estão migrando rio abaixo e, portanto, indicando que ao longo deste trecho as correntes fluviais, de maré e outras geradas pelos ventos chegam a atuar significativamente.

- O **Baixo Setor Costeiro Estuarino** situa-se no Arquipélago do Bailique entre a foz dos rios Gurijuba e Araguari, onde os ambientes são marcadamente fluvio-marinhos. Neste setor, a planície costeira é muito baixa e apresenta sua maior largura. É caracterizada pelo acréscimo constante de sedimentos fluviais e paleocanais entulhados. De acordo com Torres (2001; em preparação), o trecho costeiro entre a foz do rio Araguari e a área norte do Arquipélago do Bailique sofre influência da salinidade, em especial no período de descarga mínima do Amazonas (outubro-dezembro), conseqüentemente favorecendo a ocorrência de pequenas faixas de mangues, ricas em siriúba (*Avicennia schaueriana*), tolerantes a uma salinidade intersticial mais alta que os demais gêneros de mangue. A partir desta área, a salinidade aumenta em direção ao Cabo Norte e decresce bruscamente em direção ao interior do Canal do Norte, onde predominam a força e o volume das águas do rio Amazonas, que possibilitam a presença de ecossistemas fitogeograficamente diferenciados dos manguezais. Na zona de intermaré e ao longo das margens lamacentas, próximo a desembocadura de alguns tributários do Canal do Norte do rio Amazonas, são freqüentes a presença de aninga (*Montrichardia arborescens*) e de buriti (*Mauritia flexuosa*).

Geologia

Lima *et al.* (1991) elaboraram o arcabouço geológico do Estado do Amapá e Allison *et al.* (1995b) compartimentou a geologia desse Estado em três unidades geológicas: terrenos antigos (Pré-Cambriano), terrenos terciários (Grupo Barreiras) e terrenos recentes (Pleistoceno/ Holoceno) (figura 02).

Na zona costeira, as formações geológicas presentes podem ser agrupadas em depósitos sedimentares de idade terciária, de origem continental, e depósitos sedimentares quaternários, de origem flúvio-estuarina.

Os depósitos terciários do Grupo Barreiras, sobrepostos às unidades pré-cambrianas do Escudo Guianense, ocorrem a partir da margem esquerda do rio Maracá (município de Mazagão) em direção ao norte de Macapá, na forma de falésias ativas, e daí vai se afastando da linha de costa até encontrar o rio Araguari, no município de Cutias. Por fim, segue em direção ao Oiapoque. São constituídos de sedimentos argilo-arenosos, areno-argilosos e arenosos a conglomeráticos, com presença de concreções lateríticas.

Em trabalhos para o Gerenciamento Costeiro do Amapá, Santos *et al.* (2004) identificaram cinco depósitos quaternários ao longo da zona costeira estuarina:

Depósitos de Planícies Fluviais Antigas

Ocorrem nas zonas mais baixas e alagadiças das porções internas da planície

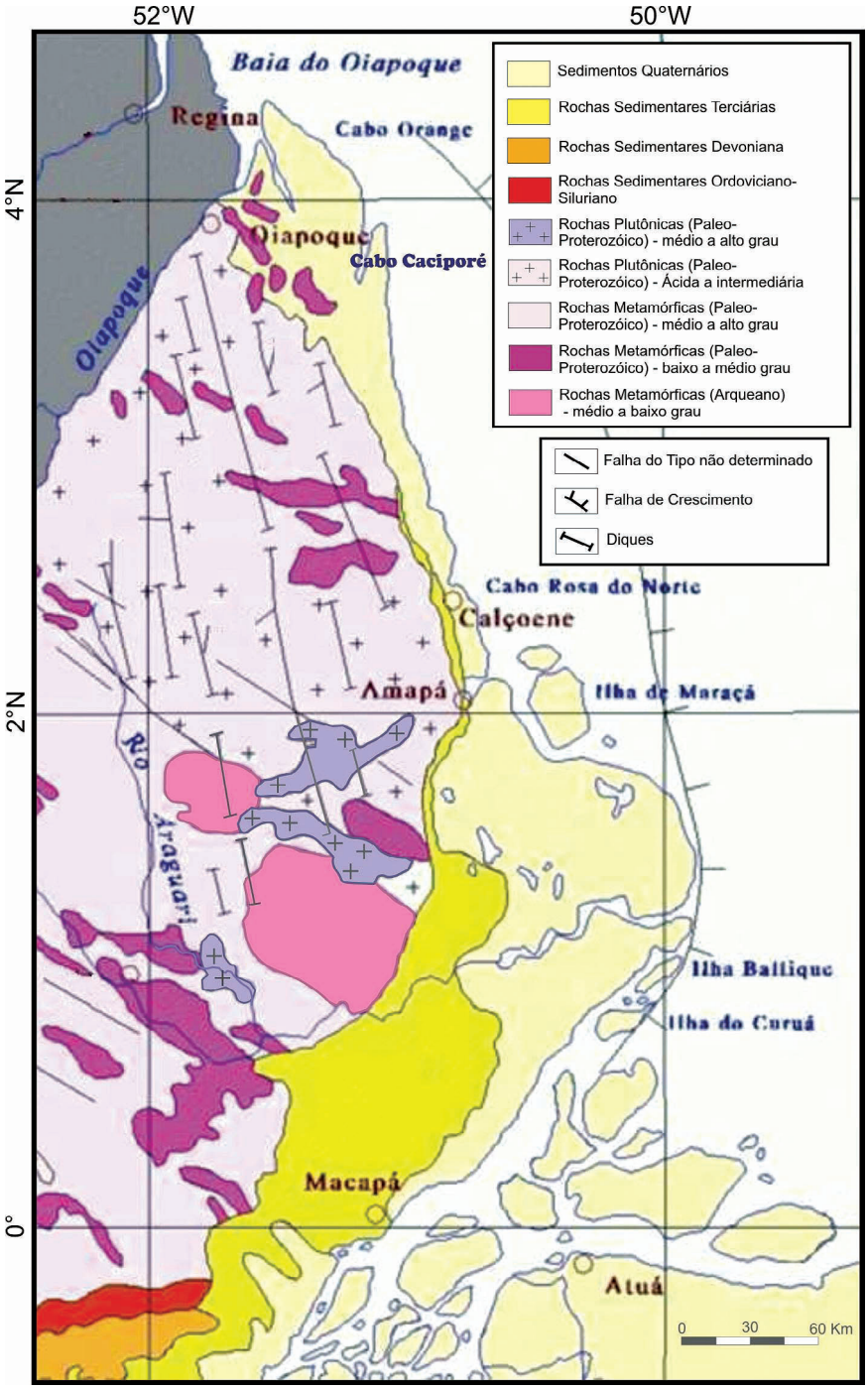


Figura 02. Esboço geológico simplificado da ZCA (modificado de Allison *et al.*, 1995b; Nittrouer *et al.*, 1991; Nittrouer *et al.*, 1996).

costeira em contato com os depósitos do Grupo Barreiras. Seus depósitos compreendem sedimentos argilosos com laminação plano-paralela a argilosos com muita matéria orgânica.

Depósitos de Planícies Flúvio-Estuarina 1

Ocorrem nas zonas mais internas da planície de inundação do rio Amazonas e de seus afluentes. São constituídos por sedimentos argilosos, argilo-siltosos e síltico-arenosos.

- **Depósitos de Planícies Flúvio-Estuarina 2**
  Dispõem-se nas porções mais externas da planície de inundação, bordejando a linha de costa atual (faixa intermaré). Seus depósitos compreendem sedimentos argilosos a síltico-argilosos.
- **Depósitos de Planícies Flúvio-Estuarino-Marinhas**
  São constituídos de sedimentos argilosos a sílticos e arenosos e ocorrem na forma de bancos e barras de canal nas margens e nos leitos dos afluentes do rio Amazonas.
- **Depósitos de Aluviões**
  São formados por areias e argilas e ocorrem nas cabeceiras das drenagens, no limite de terrenos terciários com a planície costeira.

A planície quaternária da zona costeira oceânica está em fase de estudo pelo Gerenciamento Costeiro do Amapá. Entretanto, pode-se dizer que as principais feições que compõem esta planície são representadas por depósitos de: planície de maré lamosa flúvio-marinho, planície de maré arenosa do tipo *chenier*, planície de maré lamosa de manguezais, planície de inundação lamosa e lagoas costeiras lamosas, nas zonas interiores mais baixas sotopostas por sedimentos continentais do Grupo Barreiras.

2. CARACTERIZAÇÃO CLIMÁTICA

A ZCA situa-se na região equatorial e possui um clima quente e úmido, com a existência de duas estações bem distintas de precipitação: *(i)* a estação seca de setembro a novembro (com precipitação em torno de 50 mm/mês) e *(ii)* a estação chuvosa de fevereiro a maio com precipitações maiores que 250 mm. Segundo Nimer (1991), a precipitação pluviométrica anual da ZCA varia de 2.750 a 3.500 mm anuais.

Segundo Martins & Da Luz (2004), a precipitação na ZCA é determinada pela influência de vários sistemas atmosféricos que variam desde a escala convectiva a escala sinótica: linhas de instabilidade; zona de convergência intertropical; ondas de leste; sistemas de brisas (marítima e terrestre, com atuação contínua durante as 24 horas do dia, em períodos que correspondem ao horário da manhã – brisa marítima e da noite – brisa terrestre, e em períodos intervalares). A região é afetada também por fenômenos episódicos, tais como El Niño e La Niña, causando desta forma, modificação no regime de precipitação da mesma.

Essa região não apresenta grandes diferenças de temperatura ao longo do ano e a temperatura média anual, varia entre 24° e 26°C. Na ZCA, as temperaturas médias anuais variam entre 26° e 27°C. De acordo com dados do Instituto Nacional de Meteorologia (INMET, 2004), as temperaturas mais elevadas ocorrem entre os me-

ses de setembro e novembro e as menores entre janeiro e março. Medições de ventos, feitas na plataforma continental adjacente, mostram uma grande variabilidade, porém razoáveis (< 1 dyn/cm^2) (Lentz, 1995a), que tem influenciado a pluma estuarina. Segundo Picaut *et al.* (1985) e Eisma *et al.* (1991), os ventos predominantes provêm de NE (janeiro-abril), com velocidade média de 9 m/s, e de SE, com velocidades de 3 m/s.

O clima é bastante úmido em função da floresta Amazônica, que transporta umidade. Nesta região, a umidade relativa média anual do ar varia em torno de 80% a 90%, indicando assim, uma alta taxa de umidade na região.

3. PARÂMETROS OCEANOGRÁFICOS

A plataforma continental adjacente a costa do Amapá é limitada ao norte pela isóbata de 40 m e apresenta um suave gradiente (1:4000) estando recoberta por uma camada de sedimentos modernos tipicamente pelíticos, que constroem um amplo terraço de agradação flúvio-marinha, o delta submarino (Figueiredo Jr. *et al.*, 1972). A isóbata de 20 m é marcada por uma série de irregularidades, que formam pequenas reentrâncias, frente a quase todos os sistemas estuarinos atuais da costa do Amapá (Kuehl *et al.*, 1982). Na plataforma continental interna, ocorre uma alta taxa de sedimentação (até 10 cm/ano), que diminuem em direção ao mar (Nittrouer & DeMaster, 1996).

Segundo Geyer *et al.* (1996), esta plataforma representa uma zona sob condição estuarina do tipo bem misturada (*well-mixed zone*), que se estende ao longo de toda a costa.

A imensa descarga hídrica/ sólida do rio Amazonas é responsável pelo meio intensamente dinâmico que ocorre em sua foz e na plataforma continental interna adjacente, acarretando no maior estuário do planeta (Nittrouer *et al.,* 1990).

Descarga hídrica do rio Amazonas

O rio Amazonas possui uma descarga hídrica de 5.7 x 10^{12} m^3/ano (Oltman, 1968), que representa o maior fluxo do mundo (0.2 Sv) (Masson & Delecluse, 2001). Segundo os mesmos autores, esta descarga é responsável pela diminuição da Salinidade Superficial do Mar (SSM) no Oceano Atlântico Tropical. De acordo com Nittrouer *et al.* (1995a), durante a descarga de água do rio Amazonas para o Oceano Atlântico, observa-se uma variação sazonal alcançando um máximo em maio e um mínimo em novembro. A descarga média do rio Amazonas no Oceano Atlântico é de

180.000 m^3/s (Oltman, 1968), o que corresponde a 16% da descarga total de água doce nos oceanos do mundo. Entretanto, a descarga hídrica máxima e mínima alcança respectivamente 220.000 m^3/s em maio e 100.000 m^3/s em novembro (Richey *et al.*, 1986). O rio Amazonas deságua ao nível do Equador através de dois canais com menos de 15 m de profundidade, Norte e Sul (Geyer *et al.*, 1996). Segundo estes autores, 65% do fluxo passa através do Canal do Norte, cuja descarga máxima pode alcançar 160.000 m^3/s.

Descarga sólida do rio Amazonas

A grande descarga sólida é responsável pelo alto teor de material em suspensão verificado na Plataforma Continental do Amazonas. O suprimento de material em suspensão do rio Amazonas para a plataforma é avaliado em 1,1 a 1,3 x 10^9 ton/ano (Meade *et al.*, 1985), entretanto, o fluxo de material dissolvido está avaliado em 2-3 x 10^8 ton/ano (Livingstone, 1963; Gibbs, 1972). Portanto, o rio Amazonas contribui com uma carga de sedimentos entre 7% e 9% para os oceanos. Em associação com os sedimentos há uma enorme quantidade de material em suspensão disperso em proporções menores em regiões de mar aberto, formando plumas turbidíticas nas águas da plataforma continental, nos períodos de alta descarga de material. Esta situação produz condições de circulação estuarina na Plataforma Continental do Amazonas (Nittrouer & Demaster, 1996). Segundo Kuehl *et al.* (1986), cerca de 50% (6,1 a 6,5 x 10^8 ton/ano) da carga de sedimentos é depositada junto à foz do rio Amazonas, onde a plataforma continental apresenta larguras de cerca de 350 km. Uma quantidade significante de sedimentos finos em suspensão (1,5 x 10^8 ton/ano) é transportada para noroeste pela Corrente Norte Brasileira (Muller-Karger *et al.*, 1988). Uma pequena parte (1%) da descarga sólida total é depositada na plataforma interna, entre a foz do rio Amazonas e o Mar do Caribe (Eisma *et al.*, 1991).

De acordo com Allison *et al.* (2000), o rio Amazonas é responsável pela formação de uma das mais extensas costas lamosas (1600 Km), entre as desembocaduras dos rios Amazonas e Orinoco. Cerca de 85% a 95% do material despejado pelo Amazonas é lamoso (silte e argila), sendo a maior parte transportado em suspensão (Gibbs, 1967; Meade, 1985).

Segundo Torres (1997), a concentração média de sedimentos em suspensão em águas brancas (barrentas) de superfície da foz do Amazonas, durante períodos de alta e baixa descarga hídrica é de 168 mg/l e 67 mg/l, respectivamente. Entretanto, em porções rasas de coluna de água influenciada pela resuspensão/ redistribuição de sedimentos ou pela ação da pororoca, esses valores aumentam consideravelmente. Por exemplo, Torres (1997; em preparação) registrou uma maior concentração de sedimentos em suspensão no Canal do Gurijuba (Arquipélago do Bailique), que

recebe um grande aporte de sedimentos do Canal do Norte do rio Amazonas (Torres *et al.*, 2001), e um aumento em direção a foz do rio Araguari. Costa & Torres (2000) notaram uma concentração de sedimentos em suspensão de 6,7 g/l em um trecho pouco profundo na foz do rio Araguari, após a passagem de uma onda da pororoca.

Marés

Na Plataforma Continental do Amazonas, as marés são predominantemente semidiurnas, com a principal componente sendo a maré M_2, que quando interage com as amplitudes S_2 e N_2 (Schwiderski, 1979; Cartwright *et al.*, 1991) resultam em fortes balanços quinzenais e mensais de energia com velocidades de até 2 m/s próximo a Ilha Caviana. As marés S_2 e N_2 correspondem, respectivamente, a principal constituinte solar e a constituinte lunar de variação mensal de acordo com a distância da lua (Beardsley *et al.*, 1995; Geyer *et al.*, 1996).

A componente M_2 geralmente se propaga em direção ao continente, cruzando a plataforma e entrando nos rios Amazonas e Pará. A partir do Cabo Norte até o rio Cassiporé, no entanto, existe uma grande diferença na estrutura M_2 de maré, que chega quase de forma retilínea e orientada, segundo a topografia local (Geyer *et al.,* 1996).

As variações de maré são registradas por intercalações nos estratos sedimentares na Plataforma Continental do Amazonas (Geyer *et al.,* 1996).

A ZCA é representada por uma costa baixa, cujas altitudes se enquadram na faixa de –5 m e 5 m (Batista *et al.*, 2005), onde a maré exerce um papel importante na dinâmica costeira. A maré nesta costa exibe valores de macromarés, como no Igarapé do Inferno (7,38 m), na Ilha de Maracá (9,87 m) e na Barra Norte (4,33 m), e de mesomarés, como na Baía de Oiapoque (2,76 m) e Ponta do Céu (3,96 m). Entretanto no interior da zona estuarina do Amapá, a mesomaré alcança 2,82 m em Macapá e 3,22 m no Porto de Santana (FEMAR, 2000).

As marés no estuário do Amazonas, que interceptam a descarga de sedimentos, são muito energéticas e alcança 12 m de amplitude próxima a ilha Caviana. As correntes excedem a velocidade de 50 cm/s, e tem uma grande influência na dispersão dos sedimentos provenientes da foz do rio Amazonas (Nittrouer *et al.,* 1990). Geyer *et al.* (1991) encontraram velocidades variantes entre 100 a 200 cm/s, podendo exceder a esse intervalo. Diegues (1972) constatou que no estuário do Amazonas, as marés apresentam velocidades excedentes a 280 cm/s. A influência das marés diminui com a profundidade, a concentração e a dispersão do material suspenso (Beardsley *et al.*, 1995). Segundo Nittrouer & Demaster (1996), as correntes de maré semidiurna alcançam a velocidade de 200 cm/s na parte interna (< 20 m de profundidade) da

Plataforma Continental do Amazonas, no sentido perpendicular as isóbatas (Beardsley *et al.*, 1995; Geyer & Kineke, 1995). Estas correntes são também responsáveis pela ressuspensão dos sedimentos pelíticos.

Na ZCA, as marés conseguem alcançar a distância de 100 Km nos estuários, sendo os principais processos responsáveis pela erosão e agradação (Santos *et al.*, 2003). Os efeitos da maré no interior do rio Amazonas alcançam a montante a cidade de Óbidos (Nittrouer *et al.*, 1991).

Fenômeno da Pororoca

O rio Amazonas penetra com relativa facilidade no oceano, exceto nos períodos de marés de sizígia. Porém, nos meses de janeiro a abril, as marés de sizígia têm que superar uma força maior, oferecida pela pressão do rio Amazonas, então mais volumosa devido ao fato de que nesses meses, este rio ter a sua descarga aumentada em conseqüência das abundantes chuvas na sua bacia (Soares, 1977).

Elevando-se consideravelmente na época das marés de sizígias, as águas do mar penetram com maior ímpeto o estuário amazônico, durante as marés de enchentes. No início da preamar, as águas fluviais opõem-se, no entanto, a marcha da maré montante, oferecendo-lhe grande resistência. Esta vai elevando cada vez mais o nível das águas fluviais e quando o equilíbrio existente entre as duas forças contrárias é rompido, forma-se uma intumescência, a "onda de maré", que vai subindo o rio, que tem assim a sua correnteza invertida na superfície (Soares, 1977).

Quando a onda de maré passa sobre os bancos de areia dos estuários, a massa de água se fragmenta em vagalhões de aproximadamente 4 m ou mais de altura. Superando sempre a massa fluvial, a onda de maré vai se propagando rio acima com uma velocidade de 10 a 20 Km/h (Soares, 1977).

Segundo Costa & Torres (2000), a pororoca ocorre nas zonas costeiras oceânica e estuarina amapaense de forma especialmente grandiosa nas desembocaduras dos rios Amazonas, Gurijuba, Araguari, Amapá Grande, Calçoene, Cunani e Cassiporé. Amostras das águas da pororoca, coletadas por esses pesquisadores, mostraram uma concentração de sedimentos em suspensão 15 vezes maior do que aquela encontrada na jusante do rio Araguari. No estuário desse rio, a onda da pororoca alcança até 5 m de altura e contribui fortemente, junto com as marés, nas transformações sedimentares na ZCA (Santos *et al.*, 2003).

Correntes de maré

As correntes de maré, na Plataforma Continental do Amazonas, são dominadas por dois componentes, um fluxo de maré semidiurno, barotrópico, cruzando as isóbatas, e um fluxo de submaré paralela à costa. As correntes de maré semidiurnas mostram uma variação pronunciada de sizígia e quadratura, com uma velocidade máxima na plataforma continental interna alcançando 2 m/s durante a maré de sizígia e 0,7 m/s durante a maré de quadratura (Geyer *et al.*, 1991). O fluxo de submaré sofre um intenso cisalhamento com as fortes correntes superficiais em direção a noroeste que alcançam velocidade de 1,5 m/s. Ao contrário, o fluxo de submaré de fundo é fraco, com velocidade de 0-0,2 m/s (Geyer *et al.*, 1991).

Próximo a costa do Amapá, as correntes de maré ocasionam duas vezes por dia consideráveis modificações no volume de água do estuário e variação no valor superficial da salinidade (Beardsley *et al.*, 1995). Medições feitas perto da desembocadora do rio Amazonas indicam velocidades superiores a 100 cm/s (Curtin, 1983). No entanto, ao Norte da ZCA, correntes de maré semidiurnas superiores a 35 cm/s (Allison *et al.*, 1994) contribuem no deslocamento das suspensões lamosas para o litoral.

Na Plataforma Continental do Amazonas, circulam correntes de maré perpendiculares em direção as isóbatas, durante a vazante e a enchente. A natureza curvilínea das isóbatas condiciona interações diferentes na plataforma continental. Nas regiões mais rasas a sul a maré se comporta como ondas progressivas, se propagando em direção à foz; ao norte se propagam como ondas estacionárias, apresentando uma amplitude de 5 m, durante a enchente, e decrescem para noroeste, ao longo da costa.

Ondas

Os ventos que sopram na superfície das águas oceânicas também geram ondas assim como correntes. As ondas, igualmente às correntes, expressam movimentos periódicos dos oceanos. Na costa do Amapá, o regime de ondas superficiais é intensamente ativo na foz do rio Amazonas, bem como na plataforma interna adjacente. Essas ondas são geradas pelos ventos alísios de nordeste sobre as águas superficiais (Nittrouer *et al.*, 1986). São moderadas, tendo amplitude média entre 1 e 2 m, porém podem alcançar em fevereiro amplitudes de 3 m e velocidades próximas a 30 cm/s (Cachione *et al.*, 1995).

No setor costeiro oceânico do Amapá, as ondas de leste promovem uma deriva litorânea com transporte preferencial para noroeste, conforme indicam os pontais lamosos que crescem em direção a Guiana Francesa.

Corrente Norte do Brasil

O fluxo noroeste das águas da plataforma continental, ao norte do Amazonas, está concentrado na Corrente Norte do Brasil (CNB), formada por águas transportadas pela corrente Sul-Equatorial, que tem grande parte de seu fluxo desviado pela costa brasileira. Este fluxo cruza a linha do Equador nomeado de Corrente das Guianas, que conflui posteriormente com a Corrente Norte-Equatotial. Sua velocidade é superior a 1 m/s (Nittrouer *et al.*, 1991), podendo haver velocidades instantâneas maiores, dependentes dos ventos. A partir de junho, a CNB perde a intensidade e transporta uma menor quantidade de material em suspensão.

A velocidade média combinada da CNB e da Corrente das Guianas é de 110 cm/s durante os meses de março e abril (Luedmann, 1967). Interação da descarga do rio Amazonas com a CNB causa o sistema de dispersão que é arrastado em direção a noroeste (Geyer *et al.*, 1996; Lentz, 1995b).

A CNB flui em direção a noroeste numa faixa de 100-200 Km de largura e 500 m de profundidade (Flagg *et al.*, 1986). Este fluxo varia sazonalmente e a taxa de transporte fica na ordem de 10-30 Sv (10-30 x 10^6 m^3/s) (Philander & Pacanowski, 1986) a 50 Sv (Flagg *et al.*, 1986). Segundo Geyer *et al.* (1996), este fluxo alcança velocidades maiores que 75 cm/s e as vezes superior a 100 cm/s. Entretanto, a 4° N, a CNB alcança um transporte máximo de 35 Sv em julho-agosto e um mínimo de 10 Sv em abril-maio (Johns, comunicação pessoal, 1995, In Geyer *et al.*, 1996). Candela *et al.* (1992) sugere que na plataforma continental a CNB alcança apenas 3-5 Sv.

Pluma do Rio Amazonas

A alta descarga hídrica e sedimentar (dissolvida e particulada) do rio Amazonas em conjunto com os mecanismos energéticos que atuam na região resulta na mistura das águas deste rio com as águas salinas do Oceano Atlântico, formando a pluma aquosa do Amazonas.

Segundo Pereira (1999) e El-Robrini (2001), a concentração de material particulado varia horizontalmente de 2300 mg/l até o mínimo de 10 mg/l. El-Robrini (2001) mostra que os argilo-minerais dominantes na pluma estuarina são representados pela caulinita (51%) e illita (42%).

Esta pluma de superfície fornece um mecanismo de alto fluxo sedimentar do rio para a plataforma continental interna e supre de sedimentos a faixa citada (Nittrouer *et al.*, 1991). A extensão horizontal da pluma espessa de 5 a 10 m de água de baixa salinidade (Geyer & Kineke, 1995) e o volume equivalente de água doce são maiores, quanto maior a descarga do rio. Segundo Gibbs (1967), nas maiores descargas, a média da pluma em suspensão próxima ao rio atinge 125 mg/l, enquanto nas

menores, fica em torno de 22 mg/l. Concentrações de sedimento em suspensão na superfície da água são maiores perto da costa (< 10m de profundidade) (Kineke *et al.*, 1996) e são associadas à baixa salinidade.

O comprimento desta pluma varia de acordo com a sazonalidade. Na época chuvosa a concentração de material em suspensão despejada pelo rio aumenta, ocorrendo o oposto na época seca (Silva, 2000). De acordo com Lentz & Limeburner (1995), em maio, agosto e novembro, a pluma estende-se 150 a 200 Km costa afora, próximo à foz do rio Amazonas e não se apresenta estendida para sudeste além da foz do rio Pará. Em março, a baixa salinidade da água estende-se pelo fundo em direção costa afora e para sudeste da região. Esta pluma pode se estender entre 100-500 Km no sentido oceano afora (Lentz, 1995a). Segundo Gibbs (1970) e Limeburner *et al.* (1995), a pluma do rio Amazonas penetra mais de 1000 Km para o Atlântico Norte.

De acordo com Kineke & Sternberg (1995), as maiores concentrações do material em suspensão estão localizadas perto da frente de salinidade, no fundo, com 200 g/l e 1-3 m de espessura de lama fluida. Segundo Geyer *et al.* (1996), a pluma estuarina alcança velocidades variadas, 83 cm/s na plataforma continental média e 46 cm/s na plataforma continental interna, No entanto, os mesmos autores mostram que a velocidade de deslocamento da pluma diminui de 46 cm/s na profundidade de 32 m para 11 cm/s na profundidade de 62 m.

4. CLASSIFICAÇÃO DA COSTA AMAPAENSE

O caráter morfológico das costas varia de continente para continente e de região para região. Segundo Davies (1973), os fatores determinantes na evolução costeira são estruturas geológicas (macro ou de escala global), litologias, clima, regime de ondas, marés, as correntes litorâneas e o comportamento tectônico da região.

De acordo com a classificação de Silveira (1964), a ZCA corresponde ao macrocompartimento do Litoral amazônico ou equatorial. Apresenta uma costa baixa, com planícies de maré extensas e uma plataforma continental rasa e ampla.

Considerando as características fisiográficas e dinâmicas, a ZCA pode ser dividida em oceânica e estuarina. A costa oceânica ocorre ao norte da costa do Amapá e está diretamente exposta ao oceano Atlântico. A costa estuarina ocorre no interior do Canal do Norte do rio Amazonas e margeia o Golfão Amazônico em toda a sua extensão.

Tipos de Linhas de Costa

A ZCA é predominantemente retilínea. Na costa oceânica do Amapá desenvolvem-se áreas de acreção lamosa às proximidades dos Cabos Cassiporé e Orange, sendo que neste último adquiri uma ligeira curvatura para noroeste. Em outros locais desenvolvem-se praias arenosas de baixo gradiente, provenientes das drenagens que deságuam no oceano Atlântico (Araguari, Flechal, Calçoene e Cunani).

As pequenas faixas de praias constituídas por areias muito finas localizam-se quase sempre a norte da foz dos rios que atingem o mar, muito embora possam ser observadas a sul da foz do rio Araguari, na Ponta do Maruim e próximo de desembocaduras de alguns afluentes do Canal do Norte. Essas regiões definem também linhas de costa reta no setor costeiro estuarino amapaense.

Com exceção das áreas de estabilização de manguezais localizadas na porção mais ao norte da ZCA, as linhas de costa vizinha ao rio Flechal e a Ilha de Maracá são tipicamente erosionais

No setor estuarino da costa amapaense, trechos da linha de costa de maior erosão ocorrem nas seguintes áreas: praia do Aturiá, Ponta do Pau Cavado, Fazenda Mamão e Escola Bosque do Bailique.

Aspectos Dinâmicos

A ZCA faz parte de um sistema altamente energético, fortemente influenciado pela poderosa descarga hídrica e sedimentar do rio Amazonas, onde as marés alcançam amplitude de 7-8 m, podendo atingir 10-11 m em alguns trechos (Igarapé do Inferno - Ilha de Maracá), sendo a maior amplitude de maré do Brasil, e talvez uma das maiores do mundo, somente inferior às observadas na Baía de Fundy (Canadá), que, de acordo com Archer & Hubbard (2003), ultrapassam esses valores.

A costa estuarina possui uma dinâmica influenciada especialmente tanto pela descarga hídrica/ sólida do Canal do Norte do rio Amazonas, quanto pelas correntes de maré. Já a costa oceânica tem uma dinâmica muito mais complexa que a costa estuarina, pois além de ondas e correntes de maré a dinâmica também é dominada pela Corrente Norte do Brasil, que causa a dispersão da descarga do Canal do Norte em direção a noroeste. Além disso, as variações sazonais dos agentes e processos costeiros têm uma influência significativa na variação da linha de costa.

5. LOCALIZAÇÃO DAS ÁREAS COM TENDÊNCIAS EROSIVA E ACREÇÃO

Segundo Nittrouer *et al.* (1996), ao longo do setor oceânico e da plataforma continental interna a sedimentação é efêmera e caracterizada por acumulação rápida (e" 2cm/d), remoção freqüente e erosão periódica da camada superficial. Ao norte do Cabo Cassiporé e ao longo de 85 Km de litoral, Allison *et al.* (1995b) documenta processos de deposição e remoção cíclicos.

Ao longo dos 350 km de zona costeira estuarina, a linha de costa atual é mais ou menos contínua, sendo interrompida pela presença de desembocaduras de doze rios principais (Cajari, Ajuruxi, Maracá, Preto, Mazagão, Vila Nova, Matapi, Curiaú, Pedreira, Ipixuna, Macacoari e Gurijuba). Nesse setor costeiro, os processos naturais mais atuantes, observados por Torres (2001), foram: erosão da linha de costa, assoreamento, formação e migração de bancos arenosos e ilhas, e progradação da linha de costa. Portanto, especialmente, entre a cidade de Macapá e a foz do rio Araguari, são identificados significantes zonas de erosão e grandes zonas de acumulação ao longo da linha de costa.

Ainda na ZCA, a atividade de bubalinocultura contribue também nas modificações morfológicas e hidrológicas (Costa, 2000; Meirelles & Mochiutti, 2000; Santos *et al.*, 2000; Santos & Figueiredo, 2002; Santos *et al.*, 2003).

Zonas de Erosão

As principais evidências de erosão ao longo do setor costeiro oceânico são árvores e arbustos de mangue (*Avicennia sp.*) tombadas pela ação das correntes de maré e a exposição de uma sequência de paleolama correlacionável, desde o Cabo Norte até aproximadamente 10 Km a sul do Cabo Cassiporé (Allison *et al.*, 1995b) (figura 03).

Estudos de perfilagem sísmica contínua, realizados por Vital & Silveira (1990), revelaram a existência de, pelo menos, mais três terraços erosivos submersos no Igarapé do Inferno (Ilha de Maracá).

Segundo Allison (1993), o recuo da linha de costa na região do Cabo Cassiporé é de 0,5-1 m/ano, atingindo taxas superiores a 5-10 m/ano na Ilha de Maracá.

Figura 03. Zonas de erosão e deposição, ao longo da costa oceânica do Amapá (Allison *et al.*, 1995b; Nittrouer *et al.*, 1991; Nittrouer *et al.*, 1996).

No setor costeiro estuarino, o recuo da linha de costa é causado por fatores de origem natural, relacionados à dinâmica costeira, e por intervenções humanas na zona costeira, principalmente na forma de ocupação inadequada da zona de linha de costa e de obras de engenharia na área urbana de Macapá, que interrompem o fluxo de sedimentos e aumentam o poder erosivo das marés.

No Canal do Norte, Torres (1997) também identificou exposições de paleolama subconsolidada (figura 04) ao sul e a norte do Arquipélago do Bailique, onde predominam marés com amplitude média de 3,26 m, bem menores do que as macromarés no entorno da ilha de Maracá, diretamente ligada à área oceânica. Este autor coletou amostras entre 17-25 cm de profundidade em um terraço na ilha do Curuá (Arquipélago do Bailique) e apresentou quatro datações de fragmentos de madeira, ácidos húmicos de fragmentos de madeira e ácidos húmicos em sedimento lamoso. As análises forneceram idades de 2540 ±50, 2650 ±70, 3280 ±50 e 3350 ±50 anos A.P., confirmando a idade holocênica dessa seqüência de paleolama.

ADMILSON TORRES

Figura 04. Remoção de sedimentos costeiros por ondas e correntes de maré na margem esquerda do Canal do Norte do rio Amazonas. Este processo é acelerado pela interferência antrópica na zona de supramaré. Note a formação de bolas de lama de diversos tamanhos derivadas da erosão de substrato lamoso subconsolidado.

ADMILSON TORRES

Figura 05. Área do Farol da Ponta do Pau Cavado na margem esquerda do Canal do Norte do rio Amazonas, onde se tem verificado perda de terrenos devido a rigorosa erosão costeira.

O trecho onde a erosão costeira tem se mostrado mais rigorosa é no Farol da Ponta do Pau Cavado, onde se tem verificado perda de terrenos (figura 05) e mudanças no posicionamento do farol (Torres, 2001). Em 1997, o farol esteve ameaçado de ser derrubado pelas correntes (fluvial e de maré), devido ao recuo erosivo da linha de costa. Isto provocou a mudança do farol para o interior do continente (cerca de 100 m). Torres & Archer (2003) avaliaram neste trecho da planície um recuo médio da linha de costa de aproximadamente 8 m/ano.

No setor da região urbana de Macapá até a cidade de Santana, ocorrem pequenas falésias, baixas, esculpidas nos sedimentos terciários do Grupo Barreiras, atualmente em retrogradação. Na praia do Aturiá, continente adentro, a maré é responsável pelo recuo da linha de costa, com a destruição de edificações (bares) e calçadas

(expondo uma camada de lama subconsolidada e erosão de aterros de sedimentos do Grupo Barreiras) e a formação de uma praia arenosa a seixosa, suavemente inclinada em direção ao Canal do Norte do rio Amazonas. Tudo isso é uma conseqüência da ocupação indiscriminada da faixa à beira-rio.

Na Escola Bosque do Bailique, o desmatamento da mata ciliar e a sua construção muito próxima à margem do canal principal de navegação também provocaram erosão.

Zonas de Assoreamento

As fortes correntes fluviais e de maré são as principais responsáveis pela erosão costeira, provocando o assoreamento do leito do Canal do Norte com sedimentos continentais (Torres, 2001). Segundo este autor, isto acontece ainda através da influência antrópica notadamente em trechos costeiros por obras de engenharia, como na Baía de Macapá (Trapiche Eliezer Levi, Porto de Santa Inês e Estação de Captação de Água). Atualmente, esta região, em frente à cidade de Macapá, é muito rasa (< 5 m) em função da extrema acumulação sedimentar, alcançando larguras de até 500 m e favorecendo o desenvolvimento de praias lamosas, onde é praticado o "futelama". Nessas áreas, troncos de árvores que chegam transportados pelas correntes fluviais e de maré são um bom obstáculo para atenuar a erosão. O assoreamento também tem como conseqüências à alteração dos canais principais do Canal do Norte, do Canal do Gurijuba e de outros cursos d'água, além de sua navegabilidade.

A parte interior do Arquipélago do Bailique, por exemplo, é outra área onde predomina a deposição de sedimentos trazidos pelo Canal do Norte do rio Amazonas (Torres, 1997; Torres *et al.*, 2001). Nessa região, é freqüente a formação de bancos lamosos (siltosos a argilosos) ao delta de maré vazante dos Canais do Gurijuba (figuras 06 e 07) e do Marinheiro.

ADMILSON TORRES

Figura 06. Banco areno-argiloso formado por correntes de maré vazante no leito do Canal do Gurijuba no Arquipélago do Bailique, na foz do rio Amazonas. Note que o trecho assoreado ocorre em direção a margem direita (ao fundo), enquanto que em direção ao observador encontra-se o canal atual, durante o fluxo de correntes de maré vazante, com profundidade (< 2 m) insuficiente para a navegação.

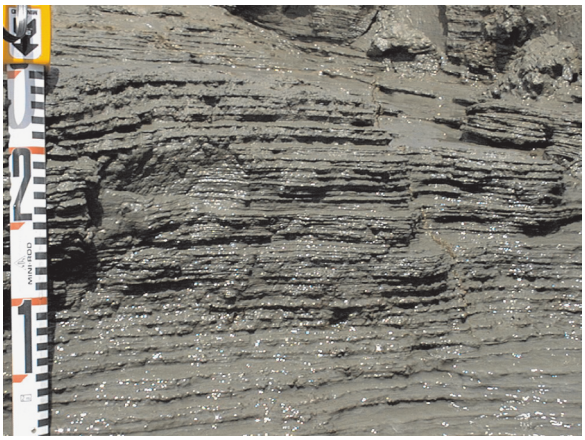
ADMILSON TORRES

Figura 07. Macro-ondulações subaquosas sobre o mega-banco areno-argiloso, no leito do Canal do Gurijuba no Arquipélago do Bailique.

Com o tempo, muitos desses bancos tornam-se emersos (figuras 08 e 09) e podem se transformar em ilhas, resultantes da ação das correntes de maré e da rápida instalação de vegetação aquática.

ADMILSON TORRES

Figura 08. Formação de bancos lamosos na faixa intermaré, no interior do Arquipélago do Bailique, foz do Canal do Norte do rio Amazonas.



ADMILSON TORRES

Figura 09. Detalhe de lâminas rítmicas em depósitos lamosos, resultantes da ação das correntes de maré, no Arquipélago do Bailique, foz do Canal do Norte do rio Amazonas.

No baixo curso do rio Araguari, o grau de assoreamento vem aumentando assustadoramente, dificultando a navegação, provavelmente por causa da alteração dos *habitats* naturais por intensa atividade bubalina (Torres, 2001).

Para a determinação das taxas de sedimentação na planície costeira do Canal do Norte, no período de novembro a dezembro de 2001, Torres & Archer (2003) utilizaram varas de arame de 50 cm de comprimento fincadas nos sedimentos e uma argola de metal ao redor dessas varas. Os resultados indicaram que a taxa de sedimentação atual na foz do rio Amazonas é de 36 cm/ano.

Zonas de Formação e Migração de Bancos Arenosos e Ilhas

No Canal do Norte do rio Amazonas, uma sucessão de ilhas, separadas por canais de maré, denominada Pedreiras tem mostrado que, a partir da comparação de imagens de satélite, entre 1986 e 1999 ocorreu erosão na sua linha de costa a montante e deposição na sua parte jusante, resultando na migração das Ilhas Pedreiras e criação de imensos bancos intermarés (figuras 10 e 11) numa taxa média de 200 m/ano (Torres, 2001; Torres & Archer, 2003). De acordo com estes autores, o deslocamento paralelo à linha de costa a mais de 100 km da foz do Amazonas, está associado a forte interação que existe entre os processos fluviais e costeiros por efeito da maré de enchente.

Figura 10. Depósitos alongados de areias encontrados a jusante das Ilhas Pedreiras no Canal do Norte do rio Amazonas, na zona intermarés. Note ao fundo vegetação mais antiga sobre as ilhas.

ADMILSON TORRES

ADMILSON TORRES

Figura 11. Trecho mais jovem de banco arenoso, que aflora na faixa de intermaré a jusante das Ilhas Pedreiras no Canal do Norte do rio Amazonas. Ao fundo linha de costa do setor estuarino.

Zonas de Progradação da Linha de Costa

Segundo Torres (em preparação), o trecho costeiro entre a foz do rio Araguari e a área norte do Arquipélago do Bailique é a maior zona de progradação associada à foz do Canal do Norte do rio Amazonas e do rio Araguari. Na linha de costa, que fica atrás desse arquipélago, nota-se diversos setores com tendência de progradação da linha de costa. Destaca-se a região entre o Igarapé Grande da Terra Grande e a foz do rio Araguari. Esta região é conhecida como Terra Grande justamente em função do aumento no tamanho de partes do continente pela "adição de terrenos" (Torres, 2001).

Costa (1996), estudando a planície de inundação do rio Araguari, encontrou depósitos relacionados a ambiente de planície de maré a mais de 40 km da atual linha de costa. Isto demonstra a extraordinária progradação da linha costeira fortemente influenciada pelos processos costeiros na foz do rio Amazonas. Segundo Torres (em

ADMILSON TORRES

preparação), nos últimos 40 anos, a região da ilha Vitória (localizada adjacente à porção do baixo Araguari) apresenta uma notável taxa anual de progradação da ordem de 75 m/ano, a maior da zona costeira estuarina do Amapá (figura 12).

Figura 12. Zona de progradação costeira na Ilha Vitória, de composição arenosa, disposta paralelamente a uma paleolinha praial. Esta antiga linha de costa separa a floresta de terra firme da área de campo inundável que cresce em direção ao mar, atingindo mais de 3 km de extensão.

Zonas de Acreção Lamosa

As zonas de acreção lamosa ocorrem desde o extremo norte do Estado do Amapá até 10 Km ao sul do Cabo Cassiporé (Allison *et al.*, 1995a) (figura 03). Neste trecho, os bancos de lama intermarés migram, mar adentro, em direção noroeste sobre a ação da Corrente Norte do Brasil, ondulações oceânicas e deriva litorânea (Wells & Coleman, 1981). Nas áreas de manguezal, as espécies mais características são: *Avicennia germinans* (siriúba), *Rhizophora harrissonia* e *Rhizophora mangle* (mangue). Dentre estas, *Avicennia germinans* é a espécie dominante onde os sedimentos são mais coesos, enquanto que a *Rhizophora mangle* predomina onde os sedimentos são mais inconsolidados (Costa Neto & Silva, 2004; Costa Neto, IEPA, comunicação pessoal).

Zonas de Deposição Efêmera

No setor costeiro oceânico é comum a presença de faixas estreitas de depósitos arenosos, dispostas paralelamente a linha de costa. São compostas de areia fina a muito fina que constituem autênticas praias, definidas por Allison *et al.* (1990) como Zonas de Deposição Efêmera. Silveira (1998) identificou esses cordões litorâneos arenosos como *cheniers*.

Esses depósitos arenosos têm sua origem diretamente relacionada à descarga fluvial terrígena dos principais rios que deságuam no Atlântico, destacando-se o Araguari, Flechal, Calçoene e Cunãni. Devido a isso, o desenvolvimento dessas praias ocorre, regra geral, imediatamente a norte da zona da foz dos mencionados rios, muito embora seja observada deposição arenosa a sul da foz do rio Araguari. A extensão dessas faixas arenosas é quase sempre inferior a 10 km, excetuando-se a do rio Araguari com mais de 15 km, e largura variável em torno de 1 km, durante o inverno, quando o fluxo fluvial é maior, e inferior a 500 m durante o verão.

Na zona costeira estuarina amapaense, os principais trechos com formação de planícies de maré arenosas (praias arenosas a areno-siltosas) ocorrem na ilha do

Parazinho (Arquipélago do Bailique) e próximo à foz de rio Araguari (figuras 13 e 14), cobrindo abrupta e discordantemente os sedimentos argilosos da zona de erosão.

CONCLUSÃO

A síntese de trabalhos (relatórios técnicos, trabalhos de conclusão de curso, teses de mestrado e doutorado, artigos publicados) e as observações de campo permitiram obter uma visão regional sobre a dinâmica da Zona Costeira do Amapá (ZCA). A ZCA faz parte de um sistema altamente energético, fortemente influenciado pela intensa descarga hídrica e sedimentar do rio Amazonas e uma série de fatores hidrodinâmicos. É caracterizada por dois setores: *(i)* Amazônico ou Estuarino e *(ii)* Atlântico ou Oceânico influenciados dominantemente pelas marés semidiurnas, que apresentam um regime de mesomarés, podendo gerar macromarés. Ao contrário dos litorais dos Estados do Pará e Maranhão, o do Amapá apresenta uma costa baixa, com larguras variáveis de 10 a 120 km, mais ou menos retilínea devido ao processo contínuo de acreção por sedimentos provindos da descarga sólida do rio Amazonas. Alguns trechos com significantes reentrâncias são resultantes de processo erosivo.

Os depósitos quaternários identificados ao longo da ZCA são tipicamente de planície de maré lamosa (siltosa) e em alguns trechos arenosa. A plataforma continental interna do Amapá é recoberta principalmente por material lamoso (alto conteúdo de argila), oriundo da descarga do rio Amazonas.

Na ZCA, poucos trabalhos versam sobre o transporte de sedimentos costeiros. No entanto, a literatura disponível mostra a existência de várias zonas: *(i)* de erosão, *(ii)* de deposição efêmera, *(iii)* de formação e migração de bancos arenosos e ilhas, *(iv)* de acreção lamosa, *(v)* de assoreamento e *(vi)* de progradação da linha da costa.

Em comparação ao estudo das zonas costeiras dos setores nordeste, central e sul do Brasil, na ZCA os estudos são bastante recentes e localizados, em função também das dificuldades de acesso e devem nos próximos anos trazer novos cenários.

Referências bibliográficas

ALLISON, M.A. 1993. Mechanisms of coastal progradation and muddy strata formation adjacent to the Amazon river. New York, State University of New York. 322 p. Tesis (Doctor Philosophy Dissertation).

ALLISON et al., NITTROUER, C.A. & FARIA, L.E.C. 1995a. Shoreline morphology downdrift of the Amazon river mouth. In: C.A. Nittrouer and S.A. Kuel (Editors), Geological Significance of Sediment Transport and Accumulation on the Amazon Continental Shelf. Marine Geology, 125: 373-392.

ALLISON, M.A.; NITTROUER, C.A.; KINEKE, G.C. & STERNBERG, R.W. 1994. Use of an Instrumented Tripod system to examine sediment dynamics and fine-scale strata formaton in muddy surfzone and nearshore environments. Journal of Coastal Research, 10: 48-498.

ALLISON, M.A., NITTROUER, C.A. & KINEKE, G.C. 1995b. Seasonal sediment storage on mudflats adjacent to the Amazon River. Marine Geology, 125: 303-328.

ALLISON, M.A.; NITTROUER, C.A. & RINE, J.M. 1990. Depocenters of Amazon River sediment along the Amapá coast, Brazil. In: AMERICAN GEOPHYSICAL UNION, Fall Meeting, San Francisco, USA.

ALLISON, M.A.; LEE, M.T.; OGSTON, A.S. & ALLER, R.C. 2000. Origin of Amazon banks along the northeastern coast of South America. Marine Geology, 163: 241-256.

ARCHER, A.W. & HUBBARD, M.S. 2003. Highest tides of the world, in: (Chan, M.A., and Archer, A.W., editors) Extreme Depositional Environments: Mega end members in Geologic Time, Geological Society of America Special Paper 370, Chapter 9.

BATISTA, E. das M.; SOUZA FILHO, P.W.M. & SILVEIRA, O.F.M. 2005. Fusão de dados SRTM com dados LANDSAT TM5 para estudo geomorfológico: Região dos Cabos Orange e Cassiporé, Amapá. Anais XII Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto, Goiânia, Brasil, 16-21 abril 2005, INPE: 1741-1743.

BEARDSLEY, R.C.; CANDELA, J.; LIMEBURNER, R.; GEYER, W.R.; LENTZ, S.J.; CASTRO, B.M.; CACCHIONE, D. & CARNEIRO, N. 1995. The M_2 tide on the Amazon shelf. Journal of Geophysical Research, 100: 2283-2319.

BOAVENTURA, F.M.C. & NARITA, C. 1974. Geomorfologia da Folha NA/NB. 22 – Macapá. In: Brasil. Departamento Nacional da Produção Mineral. Projeto RADAM. Folha NA/NB.22 – Macapá: geologia, geomorfologia, solos, vegetação e uso potencial da terra. Rio de Janeiro, p. IV-I-IV/84 (Levantamento de Recursos Naturais, 6).

BRAGA, L.F.S. 1993. Flexural response of the Lithosphere and regional subsidence in the Amazon Cone area. B. Geoci. PETROBRAS, 7: 157-172.

CACHIONE, D.A.; DRAKE, D.E.; KAYEN, R.W.; STERNBERG, R.W.; KINEKE, G.C. & TAYLE, G.B. 1995. Measurements in the Bottom boundary layer on the Amazon subaqueous delta. Marine Geolkogy, 125: 235-239.

CANDELA, J.; BEARDSLEY, R.C. & LIMEBURNER, R. 1992. Separation of tidal and subtidal currents in ship-mounted acoustic Doppler current profiles observations. Journal of Geophysical Research, 97: 769-788.

CARTWRIGHT, D.E.; RAY, R.D. & SANCHEZ, B.V. 1991. Oceanic tide maps and spherical marmonic coefficients from Geosat altimetry. NASA Technical Memorandum 104544, Goddard Space Flight Center, Greenbelt, MD: 75p.

COCHRANE, J.R. 1973. Gravity and magnetism investigations in the Guiana Basin, Western Equatorial Atlantic, Geol. Soc. Am. Bul., 84: 3249-3268.

COSTA, L.T.R. 1996. Sedimentação holocênica no estuário do rio Araguari-AP. Centro de Geociências. Universidade Federal do Pará. Dissertação de Mestrado. 148 p.

COSTA, W.J.P. 1997. Sedimentação recente e condições físico-químicas das águas do Lago Novo- Cabo Norte/AP. Centro de Geociências. Universidade Federal do Pará. Dissertação de Mestrado. 74 p.

COSTA, W.J.P. 2000. Perturbações e interações antrópicas nos Ecossistemas Costeiros Amapaenses, apresentação de Três casos. V Workshop ECOLAB: Ecossistemas Costeiros Amazônicos, Macapá: 53-55.

COSTA, W.J.P. & TORRES, A.M. 2000. Características ambientais das águas do rio Araguari durante o fenômeno da pororoca. In: REUNIÃO ANUAL DA SBPC, Brasília. 52 Reunião Anual da SBPC. Universidade de Brasília, p. 14.

COSTA NETO, S.V. & SILVA, M.S. 2004. Vegetação. In: SANTOS, V.F. & FIGUEIRA, Z.R. (orgs.). Diagnóstico sócio-ambiental participativo do setor costeiro estuarino do Estado do Amapá. MMA/GEA/IEPA. Macapá. meio-digital CD. p. 84-114.

CURTIN, T.B. 1983. The Amazon Plume Region: Physical observations and dynamics. EOS (American Geophysical Union Transactions), V. 64: p 1026.

DAVIES, J. L. 1973. Geographycal variation in coastal development. New York, Hafner. 204 p.

DIAS, G. T. M. ; RINE, J. ; NITTROUER, C. A. ; ALLISON, M. ; KUEHL, S. A. ; COSTAJR, P. S. & FIGUEIREDO, A. G. 1992. Geomorphologie Côtière de L'Amapa - Brésil.Considerations Sur La Dynamique Sedimentaire Actuelle. COLLECTION COLLOQUES ET SEMINAIRES (PIGC 274): 151-158.

DIEGUES, F.M.F. 1972. Introdução à Oceanografia do estuário Amazônico. In: XXVI Congresso Brasileiro de Geologia,

v.2, Belém, PA. p. 301-317.

DRISCOLL, N.W. & KARMER, G.D. 1994. Flexural deformation due t Amazon Fan Loading: A feedback mechanism affecting sediment delivery to margins, Geology, 22: 1015-1018.

EISMA, D., AUGUSTINUS, P.G.E.F. & ALEXANDER, C. 1991. Recent and subrecent changes in the Dispersal of Amazon mud. Netherlands Journal of Sea Research, 28: 393-399.

EL-ROBRINI, M. 1994. Evidence from the Amazon Shelf Relative to Sea Level Oscillations during the Upper Quaternary. In: Climates of the Past, Denpasar (Indonesia), 25 de Agosto - 5 de Setembro de 1994: p. 32.

EL-ROBRINI, M. 1996. Evolução Geológica da Plataforma Continental Norte durante o Quaternário (Pleistoceno/ Holoceno) / Programa REVIZEE-NO. V Simpósio de Geologia da Amazônia, SBG/NO: 19-20.

EL-ROBRINI, M. 2001. Estudo do Material em Suspensão: Avaliação quantitativa e dispersão horizontal e vertical na Plataforma Continental do Amazonas. Relatório de Auxílio de pesquisa do CNPq. 48p.

EL-ROBRINI, M. & SOUZA FILHO, P.W.M. 1994. A Plataforma Continental do Amazonas e as Evidências das Oscilações do Nível do Mar durante o Quaternário Superior Terminal. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 38. Camboriú, Anais, SBG, 1: 417-419.

EL-ROBRINI, M.; SOUZA FILHO, P.W.M.; SILVA, C.A.; SILVEIRA, O.F.M.; FARIA Jr., L.E.C. & MENDES, A.C. 1992a. Evidências Batimétricas, Sedimentológicas e Geofísicas dos Níveis Marinhos na Plataforma Continental do Amazonas – Brasil. II Workshop do AMASSEDS, Niterói (Brasil).

EL-ROBRINI, M.; SOUZA FILHO, P.W.M.; SILVA, C.A.; SILVEIRA, O.F.M.; FARIA Jr., L.E.C. & MENDES, A.C. 1992b. Registros das Oscilações do Nível do Mar na Plataforma Continental Norte do Brasil, Intern. Symp. Quatern. Amazon. – PICG 281: 83-86.

FARIA Jr., L.E.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. 1990. Geological evolution of Maracá island, Amapá Coast, and its relation with sea level change in the north of Brazil. AGU FALL MEETINGS. San Francisco. Abstracts, p. 99.

FEMAR, 2000. CATÁLOGO DE ESTAÇÕES MAREGRÁFICAS BRASILEIRAS

FIGUEIREDO Jr., A.G.; GAMBOA, L.A.P.; ALVES, E.C. & GORINI, M.A. 1972. Natureza da sedimentação atual do rio Amazonas - testemunhos e geomorfologia submarina. "Canyon" Amazonas, testemunhos submarinos. In: XXVI Congresso Brasileiro de Geologia, Belém, Sociedade Brasileira de Geologia, Anais, v. 2, p. 51-56.

FLAGG, C.N.; GORDON, R.L. & MCDOWELL, S. 1986. Hydrographic and current observations on the continental slope and shelf in the Western Equatorial Atlantic. Journ. Phys. Oceanogr., 16: 1412-1429.

GEYER, W.R.; BEARDSLEY, R.C.; CANDELA, J.; CASTRO, B.M.; LEGECKIS, R.V.; LENTZ, S.J.; LIMEBURNER, R., MIRANDA, L.B. & TROWBRIDG, J.H. 1991. The physical oceanographic of the Amazon outflow. Oceanography, 4: 8-14.

GEYER, W.R.; BEARDSLEY, R.C.; LENTZ, S.J; CANDELA, J.; LIMEBURNER, R.; JHONS, W.E.; CASTRO, B.M. & SOARES, I.D. 1996. Physical oceanographic of the Amazon shelf. Continental Shelf Research, 16(5/6): 575-616.

GEYER, W.R. & KINEKE, G.C. 1995. Observations of currents and water properties in the Amazon frontal zone. Jour. Geophys. Res., 100 (c2): 2321-2339.

GIBBS, R.J. 1967. The geochemistry of the Amazon River system. Part I. The factor that control the salinity and the composition and concentration of the suspended solids. Geological Society of America Bulletin, 78: 1203-1232.

GIBBS, R.J. 1970. Circulation in the Amazon River estuary and adjacent Atlantic Ocean. Journal of Marine Research, 28: 113-123.

GIBBS, R.J. 1972. Water chemistry of the Amazon River. Geochim. Cosmochim. Acta, 25: 1061-1066.

HERZ, R. 1991. Manguezais do Brasil. Laboratorio de Sensoriamento Remoto, Departamento de Oceanografia Física, Instituto Oceanográfico da Universidade de São Paulo: pp??/

INMET. 2004. Instituto Nacional de Meteorologia. www.inmet.gov.br.

KINEKE, G.C. & STERNBERG, R.W. 1995. Distribution of fluid muds on the Amazon continental shelf. Marine Geology, 125: 193-233.

KINEKE, G.C.; STERNBERG, R.W.; TROWBRIDGE, J.H. & GEYER, W.R. 1996. Fluid-mud process on the Amazon continental shelf . Continental Shelf Research. 16: 667-669.

KUEHL, S.A; NITTROUER, C.A. & DeMASTER, D.J. 1982. Modern sediment accumulation and strata formation on the Amazon continental shelf. Marine Geology, 49: 279-300.

KUEHL, S.A; NITTROUER, C.A. & DeMASTER, D.J. 1986. Distribution of sedimentary structures in the Amazon subaqueous delta. Continental Shelf Research, 6: (1/2), 311-336.

LENTZ, S.J. 1995a. The Amazon river plume during AMASSEDS subtidal current variability and the importance of wind forcing. Journ. of Geophys Res. 100, (C21): 2377-2390.

LENTZ, S.J. 1995b. Seasonal variations in the horizontal structure of the Amazon Plume inferred from historical hydrographic data . Journal of Geophysical Research 100: 2377-2400.

LENTZ, S.J. & LIMEBURNER R.M. 1995. The Amazon River Plume during AMASSEDS: Spatial characteristics and salinity variables. Journal of Geophysical Research, 100(C2): 2355-2375.

LIMA, M.I.C.; BEZERRA, P.E.I. & ARAÚJO, C.C.G. 1991. Sistematização da Geologia do Estado do Amapá. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 3, Belém, Anais, SBG-Núcleo Norte, p. 332-335.

LIMEBURNER, R.; BEARDSLEY, R.C.; SOARES, I.D.; LENTZ, S.J. & CANDELA, J. 1995. Lagrangian flow observations of the Amazon river discharge into the North Atlantic. J. Geophys. Res., 100: 2401-2415.

LIVINGSTONE, D.A. 1963. Chemical composition of rivers and lakes. U.S. Geol. Surv., Prof. Paper 440G: 63p.

LUEDMANN, E.F. 1967. Preliminary result of drift-bottle releases and recoveries in the Western Tropical Atalntic. Bol. Inst. Oceanogr., 16(1): 13-22.

MARTINS, A.C.S. & Da Luz, M.S.F.C. 2004. Cenário Climático atuante no Litoral Norte da Amazônia Brasileira. Monografia do III Curso de Especialização em Oceanografia/UFPA, 64p.

MASSON, S & DELECLUSE, P. 2001. Influence of the Amazon River Runoff of the Tropical Atlantic. Phys. Chem. Earth (B), 26 (2): 137-142.

MEADE, R.H. 1985. Suspended Sediments in the Amazon River and its trbutaries in Brazi during 1982-84. U.S. Geologica Suvey Open-File Report: 85-492.

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

MEIRELLES, P.R.L. & MOCHIUTTI, S. 2000. Impactos Ambientais de Bubalinocultura nos Campos Inundáveis do Amapá. V Workshop ECOLAB: Ecossistemas Costeiros Amazônicos, Macapá: 57-61.

MULLER-KARGER, F.E.; McCLAIN, C.R. & RICHARDSON, P.L. 1988. The dispersal of the Amazon's water. Nature 333: 56-59.

NIMER, E. 1991. Clima. In: Geografia do Brasil. Região Norte. Rio de Janeiro, IBGE. 3: p. 61-72.

NITTROUER, C.A; CURTIN, T.B. & DeMASTER, D. J. 1986. Concentration and flux of suspended sediment on the Amazon continental shelf. Continental Shelf Research, 6 (1-2), 151-174.

NITTROUER, C.A. & DeMASTER, D. J. 1996. The Amazon Shelf setting: Tropical, energetic and influenced by a large river. Continental Shelf Research. 16: 5/6, 553-573.

NITTROUER, C.A. ; DeMASTER, D.J. ; RINE, J.M. & FIGUEIREDO Jr., A.G. 1990. A multidisciplinary amazon shelf sediment study. EOS Transactions - American Geophysical Union, Estados Unidos, v. 71, n. 45: 1771-1777.

NITTROUER, C. A. & KUEHL, S. A. editors. 1995. Geological significance of sediment transport and accumulation on the Amazon Continental shelf. Marine Geology, 125: 175-399.

NITTROUER, C.A.; KUEHL, S.A.; FIGUEIREDO Jr., A.G.; ALLISON, M.A.; SOMMERFIELD, C.K.; RINE, J.M.; FARIA Jr., L.E.C. & SILVEIRA. O.F.M. 1996. The Geological Record preserved by Amazon Shelf Sedimentation. Continental Shelf, Vol. 16, N°. 5/6: 817-841.

NITTROUER, C.A. ; KUEHL, S.A. ; RINE, J.M. ; FIGUEIREDO Jr., A.G. ; FARIA, L.E. ; DIAS, G.T.M. ; SILVA, M.A.; ALLISON, M.A.; PACIONI, T.D. & SEGALL, M.P.; UNDERKOFFLER, E.C.; BORGES, H.N.; SILVEIRA, O.F.M. 1991. Sedimentology And Stratigraphy On The Amazon Continental Shelf. OCEANOGRAPHY VOL4 N1, ABR 91, v. 4, n. 1: 33-38.

NITTROUER, C.A.; KUEHL, S.A.; STERNBERG, R.W.; FIGUEIREDO Jr., A.G. & FARIA Jr., L.E.C. 1995a. An introduction to the geological significance of sediment transport and accumulation on the Amazon continental shelf. Marine Geology, 125 (3/4): 177-192.

NITTROUER, C.A; KUEHL, S.A.; STERNBERG, R.W.; FIGUEIREDO Jr., A.G. & FARIA Jr., L.E.C. 1995b. Distribution of fluid mud ion the Amazon Continental Shelf, Marine Geology. Special issue: Geological Significance of Sediment Transport and Accumulation on the Amazon Continental Shelf. 125: 167-193.

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

PEREIRA, S.M. 1999. Aspectos geoquímicos do material particulado da Pluma Estuarina do rio Amazonas: Fatores que controlam as interações com as águas oceânicas. Tese de Mestrado, CPGG/CG/UFPA: 130p.

PHILANDER, S.G.H. & PACANOWSKI, R.C. 1986. The mass and heat budget in a model of the tropical Atlantic Ocean. J. Geophys. Res., 91: 14212-14220.

PICAUT, J.; SERVAIN, J.; LECOMPTE, P.; SEVA, M.; LUKAS, S. & ROUGIER, G. 1985. Climatic Atlas of the Tropical Atlantic Wind Stress and Sea Surface Temperature: 1954-1879. Université de Bretagne Occidentale: 467p.

RICHEY, J.E.; MEADE, R.H.; SALATI, E.; DEVOL, C.A.H.; NORDIN, C.F. & SANTOS, U. 1986. Water discharge and suspended sediment concentration in the Amazon River, 1982-1984. Water Resources Research, 22: 756-764.

SANTOS, V.F.; ANDRADE, A.C.F.; SILVEIRA, O.F.M.; ABREU, M.H.M. & MONTEIRO, C.J.F. 2000. Modificações

naturais e antrópicas na Planicie Costeira do Setor Estuarino do Estado do Amapá. V Workshop ECOLAB: Ecossistemas Costeiros Amazônicos, Macapá: 195-199.

SANTOS, V.F.; COSTA, W.J.P.; SILVA, M.S.; SILVEIRA, O.F.M.; TORRES, A.M.; SILVA, A.Q. & MARTINS, M.H.A. 2004. Geologia. In: V.F dos SANTOS e Z.R. FIGUEIRA (orgs.). Diagnóstico sócio-ambiental participativo do setor costeiro estuarino do Estado do Amapá. MMA/GEA/IEPA. Macapá. meio-digital CD. p. 11-34.

SANTOS, V.F. & FIGUEIRA, Z.R. 2004. Diagnóstico sócio-ambiental participativo do setor costeiro estuarino do Estado do Amapá. MMA/GEA/IEPA. Macapá. meio-digital CD.

SANTOS, V.F. & FIGUEIREDO Jr., A.G. 2002. Mudanças ambientais na Planicie Costeira do Estado do Amapá, Brasil. V Workshop ECOLAB: Ecossistemas Costeiros Amazônicos, Macapá.

SANTOS, V.F.; FIGUEIREDO Jr., A.G.; SILVEIRA, O.F.M. & POLIDORI, L. 2003. Mecanismos de modificações de curto período na Planície Costeira do Amapá. IX Congresso da Associação Brasileira de Estudos do Quaternário, do II Congresso do Quaternário dos Paises de Línguas Ibéricas e do II Congresso sobre Planejamento e Gestão da Zona Costeira dos Países de Expressão Portuguesa. Período: 12-19/10/2003. Recife.

SCHWIDERSKI, E. W. 1979: Global ocean tides. Part II: The semidiurnal principal lunar tides (M2). Atlas of Tidal Charts and Maps, NSWC-TR 79-414, NSWL Dahlgren, VA: 15p.

SILVA, A.C. 2000. Campos de temperatura e salinidade na Plataforma Continental do Amazonas , durante a descarga mínima (outubro/1997) do rio Amazonas: "Uma análise ambiental". TCC/CG/UFPA.

SILVEIRA, J.D. 1964. Morfologia do litoral. In: A. de Azevedo. Brasil, a terra e o homem. São Paulo: 253-305.

SILVEIRA, O.F.M. 1998. A Planície Costeira do Amapá: Dinâmica de ambiente costeiro influenciado por grandes fontes fluviais quaternárias. Centro de Geociências. Universidade Federal do Pará. Tese de Doutorado. 168 p.

SOARES, L.C. 1977. Hidrografia. In: Geografia do Brasil. V. I, IBGE: 73-119.

TORRES, A.M. 1997. Sedimentology of the Amazon Mouth: North and South Channels, Brazil. Berichte Reports, Geol.-Paläont. Inst. Univ. Kiel, Nr. 82: 159 p. SIN 0175-9302.

TORRES, A.M. 2001. Dinâmica Fluvial e Evolução Costeira ao longo do Canal do Norte na Foz do Rio Amazonas. Projeto de Pesquisa. Desenvolvimento Científico Regional. Relatório Final Global: 21 p.

TORRES, A.M. (em preparação). Origem e características dos depósitos de planície de inundação na foz do rio Amazonas. Expedição Científica, Relatório Final. CNPq.

TORRES, A.M. & ARCHER, A.W. 2003 Sedimentation and erosion rates of floodplain of the Amazon river mouth, northern Brazil. In: 3rd LATIN AMERICAN CONGRESS OF SEDIMENTOLOGY, Belém.

TORRES, A.M. & OLIVEIRA, D.M. 2004. Caracterização Sedimentológica e Variáveis Ambientais das Áreas Úmidas Costeiras das Bacias Hidrográficas do Igarapé da Fortaleza e do Rio Curiaú, Municípios de Santana e Macapá. In: L.R. TAKIYAMA e A.Q. da SILVA (orgs.). Diagnóstico de Ressacas do Estado do Amapá: Bacias do Igarapé da Fortaleza e do Rio Curiaú. Macapá, JM Editora Gráfica: 169-180.

TORRES, A.M.; SILVA, M.S. & MARTINS, M.H.A. 2001. Sedimentação quaternária no Arquipélago do Bailique: um exemplo de área do estuário do rio Amazonas. VIII CONGRESSO da ABEQUA. Imbé, RS. Boletim de Resumos: 118-119.

VITAL, H. & SILVEIRA, O.F.M. 1990. Submersed holocenic levels evidences on the Igarapé do Inferno mouth (Maracá Island), Brasil. AGU FALL MEETING. San Francisco. Abstracts: 127.

WATTS, A.B. & PEIRCE, C. 2004. RRS Discovery D275. Cruise Report Amazon Cone Seismic Experiment – ACF. June 2004: 56p.

WELLS, J.T. & COLEMAN, J.M. 1981. Longshore transport of mud by waves: northeastern coast of South America. Geologie en Mijnbouw 57: 353-359.