

EVOLUÇÃO GEOMORFOLÓGICA DE PLANÍCIES COSTEIRAS NO HOLOCENO

<https://doi.org/10.4215/rm2020.e19010>

Kleber Carvalho Lima ^{a*} - Archimedes Perez Filho ^b

(a) Dr. em Geografia. Professor da Universidade Estadual Paulista (UNESP), Rio Claro (SP), Brasil.

ORCID: <https://orcid.org/0000-0002-9468-2473>. **LATTES:** <http://lattes.cnpq.br/6828126996794621>.

(b) Dr. em Geografia. Professor da Universidade Estadual de Campinas (UNICAMP), Campinas (SP), Brasil.

ORCID: <https://orcid.org/0000-0001-6675-3740>. **LATTES:** <http://lattes.cnpq.br/4244941712717032>.

Article history:

Received 01 October, 2019

Accepted 15 March, 2020

Publisher 15 May, 2020

(*) CORRESPONDING AUTHOR

Address: UNESP, Avenida 24 A, 1515, Bela Vista, CEP: 13506-900, Rio Claro (SP), Brasil. Telephone: (+55 19) 3526.9331

E-mail: klebercarvalho.two@gmail.com

Resumo

Os últimos onze mil anos foram marcados por diversas alterações ambientais nas regiões costeiras, sendo que, no Brasil, modelos evolutivos e curvas de variação do nível do mar indicaram uma fase geral de regressão marinha, intercalada por picos de transgressão, que contribuíram para a evolução de extensas planícies costeiras. Entretanto, nas planícies costeiras de menor dimensão, essas questões ainda carecem de maiores discussões. No estudo de caso da planície costeira do Itapicuru, norte da Bahia, essa pesquisa objetivou complementar as informações paleoambientais da área, com o propósito de estabelecer o possível cenário de evolução geomorfológica no Holoceno Médio-Superior. Foram analisados sedimentos de terraços marinhos e planície aluvial por meio de granulometria, morfologia e morfoscopia de grãos de quartzo e LOE. A correlação dos dados indicou fase regressiva lenta e gradual entre 5 e 0,8 ka A.P., com formação de altos terraços marinhos. Entre 0,8 ka A.P. e o Presente, houve regressão rápida e brusca, também observada em outros pontos do litoral baiano, com a formação de baixos terraços. Acredita-se que eventos de curta duração podem ter sido responsáveis pela evolução de outras planícies costeiras brasileiras com características semelhantes.

Palavras-chave: Geomorfologia Costeira; Quaternário; LOE; Terraços Marinhos; Itapicuru.

Abstract / Resumen

GEOMORPHOLOGICAL EVOLUTION OF THE COASTAL PLAINS IN THE HOLOCENE

The last eleven thousand years have been marked by several environmental changes in coastal regions and in Brazil, evolutionary models and sea-level variation curves indicated a general phase of marine regression, interspersed with peaks of transgression. These oscillations contributed to the evolution of extensive coastal plains. However, in the smaller coastal plains, these issues need more discussions. In the case study of the Itapicuru coastal plain, north coast of Bahia State, we aimed to complement the paleoenvironmental information to define the possible geomorphological evolution scenario during the Upper-Middle Holocene. We analyzed marine terraces and floodplain using particle size distribution, quartz grain morphological analysis, and OSL. The data indicates a slow and gradual regressive phase between 5 kyrs - 0,8 kyrs BP, responsible for the highest marine terrace's formation. Between 0.8 ka A.P. and the Present, there was a fast and abrupt regression also observed in other places of the Bahia coast, with the formation of low terraces. We suggest that short-lived events may have been responsible for the evolution of other Brazilian coastal plains with similar characteristics.

Keywords: Coastal Geomorphology; Quaternary; OSL; Marine Terraces; Itapicuru.

EVOLUCIÓN GEOMORFOLÓGICA DE LLANURAS COSTERAS EN EL HOLOCENO

Los últimos once mil años han estado marcados por cambios ambientales en las regiones costeras. En Brasil, los modelos evolutivos y las curvas de variación del nivel del mar indicaron una fase general de regresión marina, intercalada con picos de transgresión. Estas oscilaciones contribuyeron a la evolución de extensas llanuras costeras. Sin embargo, en las llanuras costeras más pequeñas, estos problemas necesitan más discusiones. En el estudio de caso de la llanura costera de Itapicuru, se objetivó complementar la información paleoambiental para definir el posible escenario de evolución geomorfológica durante el Holoceno Medio-Superior. Fueran analizados los sedimentos superficiales de terrazas marinas y llanuras de inundación utilizando la distribución del tamaño de partícula, el análisis morfológico de los granos de cuarzo y la LOE. La correlación de los datos indicó una fase regresiva lenta y gradual entre 5 y 0,8 ka AP con formación de altas terrazas marinas. Entre 0,8 ka y el Presente ocurrió una fase regresiva rápida y abrupta, también observada en otros puntos de la costa de Bahía, con formación de bajas terrazas. Se cree que los eventos de corta duración pueden haber sido responsables de la evolución de otras llanuras costeras brasileñas con características similares.

Palabras-clave: Geomorfología Costera; Cuaternario; LOE; Terrazas Marinas; Itapicuru.

INTRODUÇÃO

O litoral brasileiro é considerado o mais extenso da América Latina, com cerca de 7.367 km (IBGE, 2011), e apresenta ampla diversidade geológica, geomorfológica e oceanográfica, em condições de estabilidade tectônica. Devido à essa variedade, diferentes propostas de compartimentação costeira foram elaboradas. Silveira (1964), elaborou uma das compartimentações mais conhecidas, dividindo a costa brasileira em cinco grandes setores que compreenderam o litoral Norte, Nordeste, Leste ou Oriental, Sudeste e Sul. Nessas zonas, diversos modelos evolutivos foram desenvolvidos em planícies costeiras com características semelhantes (MARTIN et al., 1980; LESSA et al., 2000; TOMAZELLI e VILLWOCK, 1996; DILLENBURG et al.; 2000; DOMINGUEZ et al., 1990; MARTIN et al., 1996; GUEDES, 2009).

O setor leste é considerado um dos maiores pois sua extensão vai do norte do Estado do Rio de Janeiro até o Estado da Bahia, caracterizado pela presença de planícies costeiras em progradação. Para este trecho foi elaborado um modelo de evolução (DOMINGUEZ, BITTENCOURT; MARTIN, 1981) baseado em oito fases de regressão e transgressão marinha, impulsionadas por fases climáticas úmidas e secas (BITTENCOURT et al., 1979; MARTIN et al., 1979). De acordo com esse modelo, os processos eustáticos foram os principais fatores responsáveis pela elaboração e evolução das planícies costeiras situadas nesse setor do litoral, a exemplo das planícies dos rios Jequitinhonha, Doce e Paraíba do Sul.

No entanto, o avanço das técnicas de investigação e o desenvolvimento de pesquisas em áreas litorâneas específicas produziram novos conhecimentos e fizeram com que modelos fossem revistos e refutados (ÂNGULO e LESSA, 1997; LIMA et al., 2014). Para o setor oriental do litoral, o modelo de Dominguez; Bittencourt; Martin (1981) ainda é considerado válido para explicar as planícies costeiras de menor dimensão espacial.

Também contribuíram para o entendimento da evolução costeira do Brasil as curvas de variação do NRM, elaboradas para diversos pontos do litoral brasileiro como Salvador, Santos, Cananéia, Paranaguá, Itajaí-Laguna, Rio Grande do Norte, Pernambuco, dentre outros (MARTIN et al., 1979; SUGUIO; MARTIN; FLEXOR, 1980; ÂNGULO e LESSA, 1997; BEZERRA; BARRETO; SUGUIO, 2003; SUGUIO et al., 2013).

Suguió et al. (1985) apresentou oito curvas de variação do NRM a partir das quais foi possível concluir que, de forma geral, a costa brasileira compreendida entre os Estados da Bahia e Santa Catarina, esteve submersa nos últimos 7.000 - 6.500 anos A.P. Durante esse período ocorreram episódios transgressivos com elevação do mar em cerca de 5 metros acima do nível atual, assim como ocorreram episódios regressivos. Apesar das curvas possuírem pequenas diferenças de forma e amplitude, é consenso que nos últimos 2.500 - 2.000 anos ocorreu a regressão generalizada do nível do mar, contribuindo para a progradação da linha de costa em diversos setores do litoral brasileiro (MARTIN; DOMINGUEZ; BITTENCOURT, 2003).

Bittencourt et al. (1979) reconheceu três transgressões quaternárias no Estado da Bahia, denominadas de transgressão mais antiga, ocorrida no nível das falésias entalhadas nos sedimentos do Grupo Barreiras. A penúltima transgressão, ocorreu a cerca de 120.000 anos A.P., responsável pela elaboração de terraços marinhos entre 6 e 10 metros de altitude e a última transgressão, há cerca de 5.000 - 5.200 anos A.P., responsável pela formação de terraços marinhos situados cerca de 4 metros de altitude (BITTENCOURT et al., 1979; MARTIN et al., 1980).

A curva de variação do NRM desenvolvida por Martin et al. (1979) demonstrou que as flutuações marinhas quaternárias dos últimos 7.000 anos A.P., ocorridas ao norte de Salvador, alcançaram três níveis mais altos que o nível atual e a regressão marinha, ocorrida nos últimos 2.000 anos, se deu de maneira lenta e gradual. Gonçalves (2016) revisou a curva de Salvador com base na datação por radiocarbono de testemunhos de recife de coral das praias de Guarajuba, Itacimirim e do Forte (figura 1). O autor identificou apenas dois níveis de mar alto com regressão lenta entre 4.000 e 800 anos A.P. e regressão rápida entre 800 anos A.P. até o nível médio do mar atual.

Pesquisas realizadas na planície costeira do rio Itapicuru, ao norte de Salvador (figura 1), indicaram a ocorrência de processos locais de regressão marinha durante o Holoceno, até aproximadamente 2.900 anos A.P (ESQUIVEL, 2006; SANTANA, 2007; COSTA JÚNIOR, 2008). No entanto, a continuidade do processo nos últimos 2.500 anos é desconhecida, o que deixou uma lacuna no

conhecimento acerca dos eventos ocorridos nessa área, em escala de tempo mais recente.

Dessa maneira, o objetivo dessa pesquisa é estabelecer relações cronológicas entre depósitos superficiais de terraços marinhos com outros paleoindicadores do NRM na planície costeira do rio Itapicuru, no sentido de completar as informações sobre o Holoceno em nível local. O estabelecimento do possível cenário geomorfológico poderá contribuir com a compreensão de planícies costeiras que apresentam características semelhantes ao longo do litoral brasileiro, à luz de paleoindicadores do relevo e técnicas de datação mais recentes

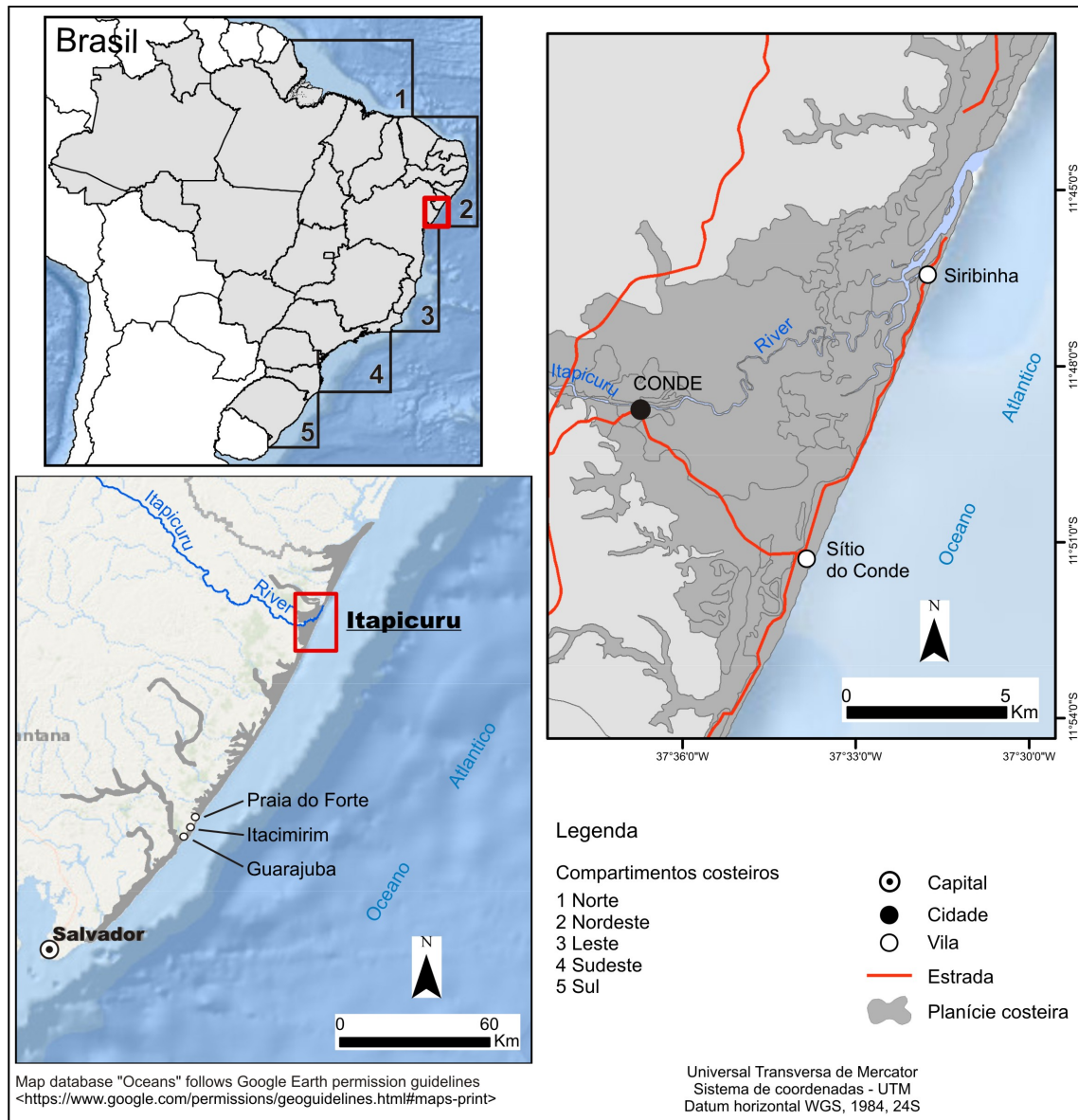


Figura 1 – Mapa de localização da Planície Costeira do Itapicuru.

PESQUISAS ANTERIORES

A gênese da planície costeira do Itapicuru foi previamente explicada por BITTENCOURT et al. (1979) e MARTIN et al. (1980), por meio de modelos gerais desenvolvidos para o litoral da Bahia e, posteriormente, pelo modelo evolutivo desenvolvido por DOMINGUEZ; BITTENCOURT; MARTIN (1981). ESQUIVEL (2006) elaborou a reconstituição paleogeográfica local, baseado nos oito estágios de evolução ocorridos entre a transição Mioceno-Pleistoceno e o Holoceno médio. De acordo com o autor, existiram oito estágios de evolução da planície costeira onde os estágios I a V, ocorreram durante o

Mioceno – Pleistoceno e os estágios VI a VIII ocorreram durante o Holoceno. SANTANA (2007) comprovou a existência de estágios de mar alto durante o Holoceno por meio da datação de sítios sambaquis com idades entre 5.000 e 2.900 anos A.P.

COSTA JÚNIOR (2008) datou material de Espodosolos em leques aluviais situados na área de contato entre os tabuleiros do Grupo Barreiras e a planície costeira. Os leques aluviais foram elaborados durante as fases de regressão marinha entre 9.000 e 5.000 anos A.P. Essas pesquisas identificaram uma fase regressiva lenta e gradual entre 5.000 e 2.900 anos, e levantaram a hipótese de que o processo ocorreu até os dias atuais sem mudanças no ritmo regressivo.

A respeito dos processos subatuais de natureza fluvial, FARIAS (2014) calculou a taxa de sedimentação da região de inframaré na planície costeira do Itapicuru e chegou a uma taxa anual de 5,4 mm/ano a partir de 1994 e previu a sedimentação dessa área em aproximadamente 558 anos. Isso indica a contribuição fluvial atual na evolução da planície costeira.

CARACTERÍSTICAS REGIONAIS

A planície costeira está associada à desembocadura do rio Itapicuru, situada entre a linha de costa atual e os Tabuleiros Pré-Litorâneos, desenvolvidos sobre material do Grupo Barreiras. Trata-se de uma típica área de clima tropical úmido, com média térmica anual de 24,7° C e pluviosidade média de 1.422 mm/ano, com período de maior incidência de chuvas entre os meses de abril e julho (SEI, 1999).

As unidades litológicas incluem predominantemente material quaternário, composto por depósitos arenosos, argilosos e siltosos (MARTIN et al., 1980). Feições neotectônicas são comuns nos sedimentos do Grupo Barreiras, nas proximidades da cidade de Conde (VILAS BOAS; SAMPAIO; PEREIRA, 2001; LIMA, 2010), a exemplo de estruturas de liquefação em conglomerados e estruturas de fluidificação, dobras sinclinais e anticlinais, falhas normais e juntas tectônicas com direção preferencial NW-SE (figura 3), que contribuem significativamente para a evolução das vertentes (DANTAS e LIMA, 2008; LIMA, 2010).

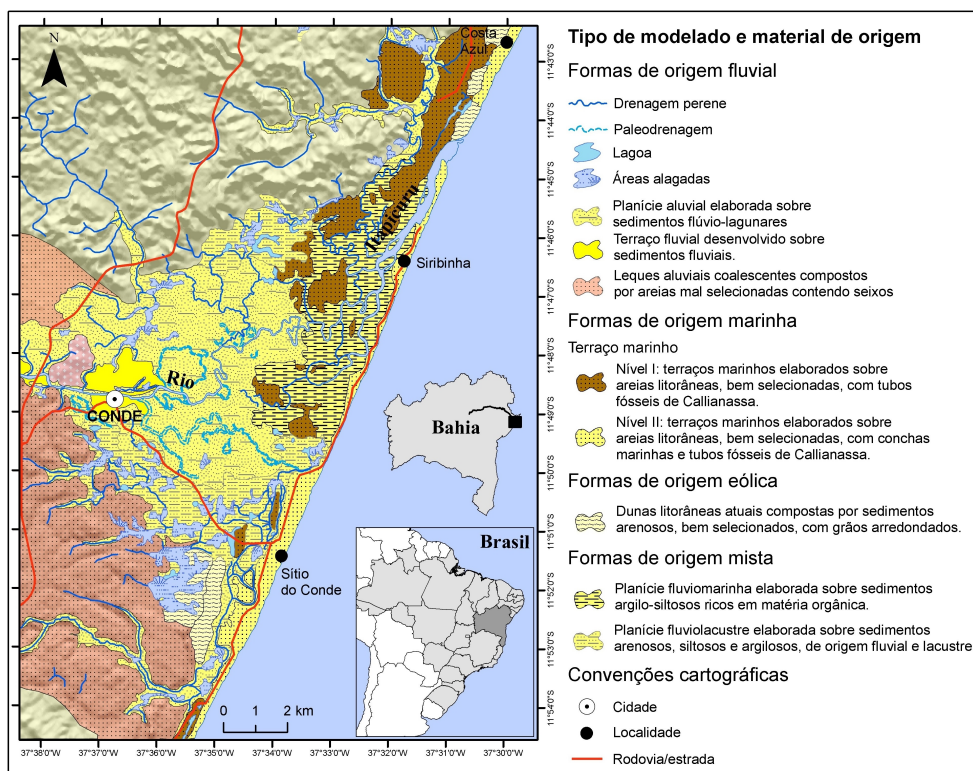


Figura 2 – Mapa geomorfológico da planície costeira do Itapicuru.

Sobre os depósitos quaternários, desenvolveram-se formas de relevo na planície costeira de origem marinha, eólica, fluvial e lacustre. Estas incluem planícies aluviais, terraços fluviais, planícies flúviolacustres, planícies flúviomarinhas, terraços marinhos e dunas. Na zona de transição entre os tabuleiros e a planície costeira, ocorrem leques aluviais na borda de paleofalésias (figura 2).

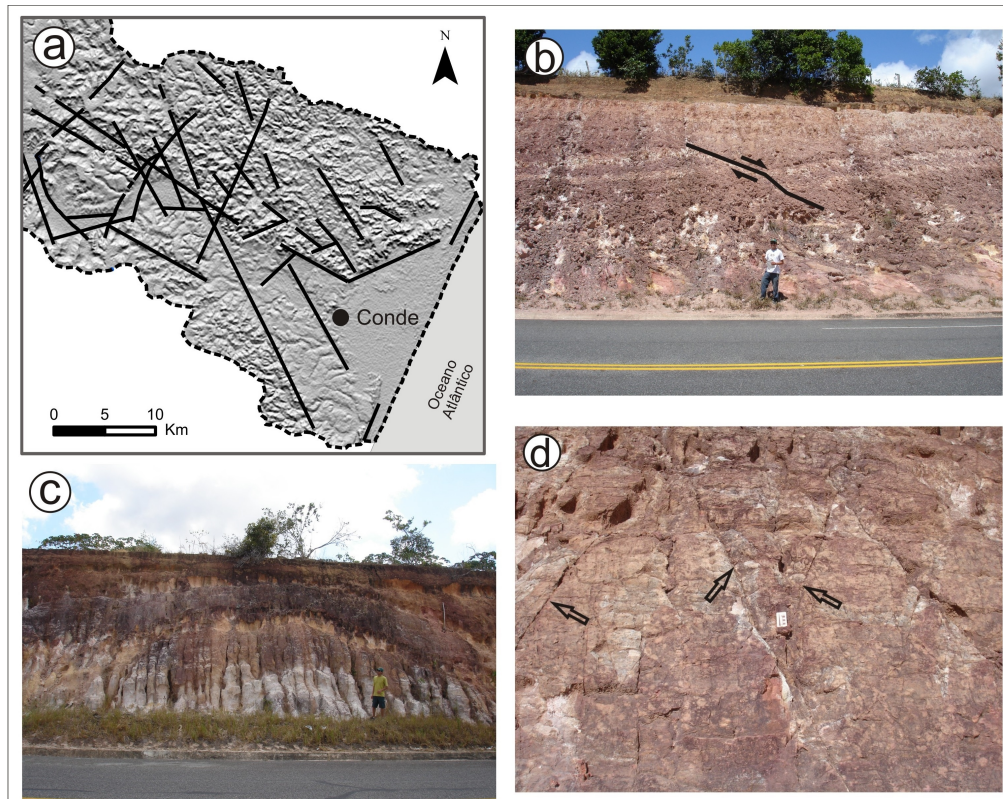


Figura 3 – Feições neotectônicas nos sedimentos do Grupo Barreiras, nas proximidades de Conde: principais lineamentos estruturais no baixo curso do Itapicuru (a); falha normal com baixo ângulo (b); anticlinal (c); e juntas tectônicas (d). Fonte: adaptado de Dantas e Lima (2008).

TERRAÇOS MARINHOS

Os terraços marinhos da planície costeira do Itapicuru foram depositados em dois momentos distintos, segundo Esquivel (2006). A primeira deposição ocorreu durante a progradação da linha de costa local ocorrida após o máximo da Penúltima Transgressão (BITTENCOURT et al., 1979), aproximadamente a 120.000 anos A.P.

O segundo momento de deposição ocorreu durante a regressão marinha após o máximo da Última Transgressão em, aproximadamente, 5.100 anos A.P. (BITTENCOURT et al., 1979; ESQUIVEL, 2006). Os terraços pleistocênicos são compostos por areias quartzosas bem selecionadas, de coloração branca, granulometria variando entre areia fina e areia média e presença de tubos fósseis de *Callianassa* (MARTIN et al., 1980).

Sobre a superfície dos terraços pleistocênicos ocorrem dunas blowout em alguns trechos, resultantes do retrabalhamento da superfície dos terraços por ação eólica. Os terraços holocênicos são compostos por depósitos de areias quartzosas bem selecionadas, de coloração ocre-amarelada com ocorrência de conchas marinhas e tubos fósseis de *Callianassa* (MARTIN et al., 1980).

Ocorrem dunas frontais (cordões dunas) sobre os terraços holocênicos, resultantes do retrabalhamento eólico dos sedimentos da face da praia (ESQUIVEL, 2006).

MATERIAIS E MÉTODOS

TRABALHO DE CAMPO

Com base no mapa geomorfológico (LIMA, 2017), foram selecionados níveis de terraço marinho situados à margem esquerda e direita do rio Itapicuru, com o objetivo de correlacionar cronologicamente, fragmentos de terraço que apresentaram o mesmo nível topográfico, e perderam a continuidade espacial após a dissecação por ação fluvial. Assim, foram amostrados materiais superficiais em duas áreas do terraço marinho I e duas áreas no terraço marinho (figura 4). Adicionalmente, foram selecionadas duas áreas na planície aluvial, com o objetivo de compreender os processos fluviais recentes (figura 4).

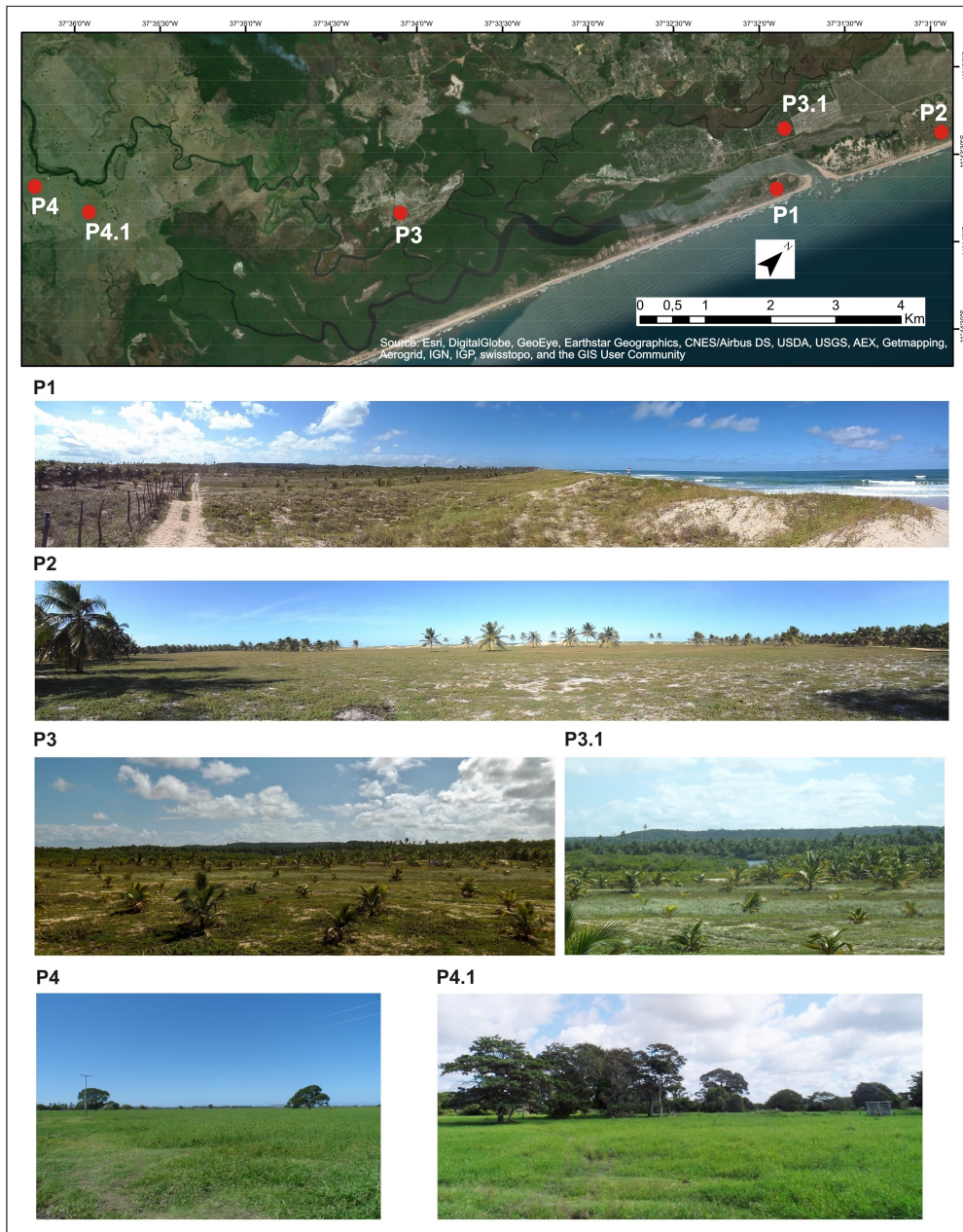


Figura 4 – Pontos de amostragem de depósitos superficiais na planície costeira do Itapicuru. Terraços marinhos holocênicos (P1 e P2), terraços marinhos pleistocênicos (P3 e P3.1) e planície aluvial (P4 e P4.1).

Ao todo, foram abertos e descritos, seis perfis com profundidade de 1 m. As amostras para análise granulométrica e morfoscopia dos grãos de quartzo foram tomadas nas profundidades 0-20 cm e 80-100 cm nos terraços marinhos. Na planície aluvial, as amostras foram tomadas na profundidade 0-20 cm, e nas unidades com características granulométricas distintas. Para a datação absoluta por Luminescência Opticamente Estimulada (LOE), foram retiradas cinco amostras, uma em cada perfil, a 70 e 80 cm de profundidade, com auxílio de tubos opacos de PVC com 60 cm de extensão e 6 cm de diâmetro. Os tubos foram enterrados horizontalmente por percussão (figura 5), fechados com caps e acondicionados em sacos pretos para evitar exposição à luz solar (SUGUIO; BEZERRA; BARRETO, 2011).



Figura 5 – Procedimentos em campo de amostragem para datação por LOE.

ANÁLISE GRANULOMÉTRICA

A análise granulométrica foi realizada pelo Laboratório de Solos da Faculdade de Engenharia Agrícola/ Universidade Estadual de Campinas, por meio do método da pipeta (CAMARGO et al., 2009). Foram determinadas classes granulométricas nas frações areia muito grossa (2000 μm), areia grossa (1000 μm), areia média (500 μm), areia fina (250 μm), areia muito fina (125 μm), silte (63 μm) e argila ($\leq 2 \mu\text{m}$).

Após a obtenção dos resultados em laboratório, foi realizada a análise estatística pelo método gráfico e classificação das amostras por grupo textural (FOLK e WARD, 1957) no Gradistat 6.0 (BLOTT e PYE, 2001). Observa-se que parâmetros estatísticos como grau de seleção, assimetria e curtose são importantes para se identificar o ambiente de deposição dos sedimentos, especialmente em áreas com processos de sedimentação por ação marinha, fluvial e eólica.

MORFOSCOPIA DE GRÃOS DE QUARTZO

A morfoscopia dos grãos de quartzo foi realizada nas amostras dos terraços marinhos, no sentido de complementar os dados estatísticos obtidos anteriormente, uma vez que o material pode ter sido retrabalhado por processos diferentes ao do momento de deposição. Essa etapa foi realizada no Laboratório de Quantificação Mineral do Instituto de Geociências - Universidade Estadual de Campinas, por meio do Scanning Electron Microscope (SEM). A rotina envolveu a seleção de 100 grãos de quartzo da fração areia média, metalização da amostra com carbono (metalizador Q150T) e varredura digital por meio de microscópio eletrônico por varredura (LEO 430i).

As fotomicrografias foram realizadas nas escalas de zoom 500 μm , 200 μm , 100 μm e 50 μm . A morfometria foi realizada sobre as fotomicrografias onde foram observadas as propriedades de esfericidade e arredondamento predominantes nos grãos (KRUMBEIN, 1941; RITTENHOUSE, 1943). Também foram analisadas a textura superficial dos grãos de quartzo (ABD-ALLA, 1991) com o

objetivo de identificar marcas nos grãos que indicassem o tipo de processo responsável pela sua deposição (GEORGIEV e STOFFERS, 1980; FRIHY e STANLEY, 1987).

DATAÇÃO POR LOE

A aplicação de métodos de datação absoluta por luminescência tem sido frequente em diversas pesquisas sobre o Quaternário, especialmente por alcançarem idades mais antigas, até cerca de 106 anos, em comparação com os métodos do radiocarbono. Dentre os diversos métodos de datação por luminescência (Termoluminescência – TL e a Luminescência Estimulada por Raios Infravermelhos – LERI, por exemplo), a LOE tem sido amplamente aplicada para estimar a idade absoluta de depósitos marinhos em diversas regiões do mundo e do Brasil (Barreto et al., 2002; Rossetti et al., 2011; Rossetti et al., 2015), sendo considerada como uma técnica adequada para datar esse tipo de material (JACOBS, 2008).

As amostras foram datadas pelo Laboratório Datação, Comércio e Prestação de Serviços Ltda., cujo protocolo metodológico detalhado de preparação do material e obtenção das idades absolutas, pode ser consultado na página virtual do laboratório (DATAÇÃO, 2018). O material da parte central dos tubos foi extraído em ambiente de luz vermelha e passou por tratamentos químicos e separação de grãos de quartzo (100 - 160 μm), isentos de matéria orgânica e metais pesados, com o objetivo de eliminar possíveis sinais residuais.

Uma parte do material foi submetida à radiação solar para decaimento dos isótopos de urânio (U), tório (Th) e potássio (K) e posteriormente obteve-se a curva de calibração (MURRAY e ROBERTS, 1998) por meio das amostras que foram irradiadas com as doses pré-definidas (Gy). Os valores das paleodoses foram obtidos pelo método de alíquota única Single Aliquot Regenerative-dose - SAR (MURRAY e WINTLE, 2000; WINTLE e MURRAY, 2006) com aplicação de 15 alíquotas para a aquisição do valor médio das doses equivalentes (De). A acurácia do valor médio da De e o desvio padrão das amostras foram verificados (CLARKE, 1996; CLARKE; RENDEL; WINTLE, 1999) com o objetivo de serem identificadas possíveis falhas na coleta do material.

RESULTADOS

CARACTERÍSTICAS DOS DEPÓSITOS SUPERFICIAIS

A distribuição do tamanho das partículas por classe granulométrica pode ser visualizada na tabela 1. Nas amostras dos terraços mais altos predominaram areia fina (~43%) e areia muito fina (~30%) nas duas profundidades, com baixos percentuais de silte e argila.

Nos terraços mais baixos predominaram areia média e areia fina nas duas profundidades e valores insignificantes de silte e argila. Na planície aluvial ocorreram com maior frequência areia fina e muito fina, além de valores significativos de silte e argila.

O grupo textural das amostras de terraço marinho foi arenoso com areias bem selecionadas a moderadamente bem selecionadas e o grupo textural dos depósitos superficiais da planície fluvial variou entre lama arenosa pobremente selecionada e areia lamosa (figura 6).

Amostra	Profundidade do perfil (cm)	Prof. da amostra (cm)	Tamanho do grão (%)							
			Areia						Silte	Argila
			mg	g	m	f	mf	Total		
P1A	0-45	20	0,0	0,3	73,4	25,3	0,1	99,1	0,7	0,2
P1B	45-100	80	0,0	1,1	82,7	15,7	0,0	99,5	0,2	0,3
P2A	0-65	20	0,0	1,1	54,0	41,0	1,4	97,5	0,2	1,3
P2B	65-100	80	0,0	3,7	53,9	40,4	1,4	99,4	0,1	0,5
P3A	0-45	20	0,0	1,0	22,3	42,6	29,0	94,9	0,7	1,8
P3B	45-100	80	0,0	1,2	19,9	42,8	31,9	95,8	0,7	0,5
P3.1A	0-40	20	0,0	1,8	22,6	44,8	28,9	96,0	0,7	1,2
P3.1B	40-100	80	0,0	1,2	20,3	44,9	31,6	98,0	0,6	1,4
P4A	0-20	15	0,0	0,5	1,0	10,2	38,2	49,4	29,9	20,7
P4B	20-40	35	0,4	2,7	16,1	54,5	18,3	92,0	4,2	3,8
P4C	40-70	70	0,0	4,4	10,3	8,4	13,2	36,8	29,9	33,3
P4.1A	0-20	10	0,0	0,9	8,8	34,2	28,1	72,0	16,4	11,6
P4.1B	20-60	55	1,7	8,0	18,5	12,6	10,8	51,6	24,0	24,4

Tabela 1 – Distribuição granulométrica dos sedimentos amostrados na planície costeira do Itapicuru. Terraços marinhos holocênicos (P1 e P2), terraços marinhos pleistocênicos (P3 e P3.1) e planície aluvial (P4 e P4.1).

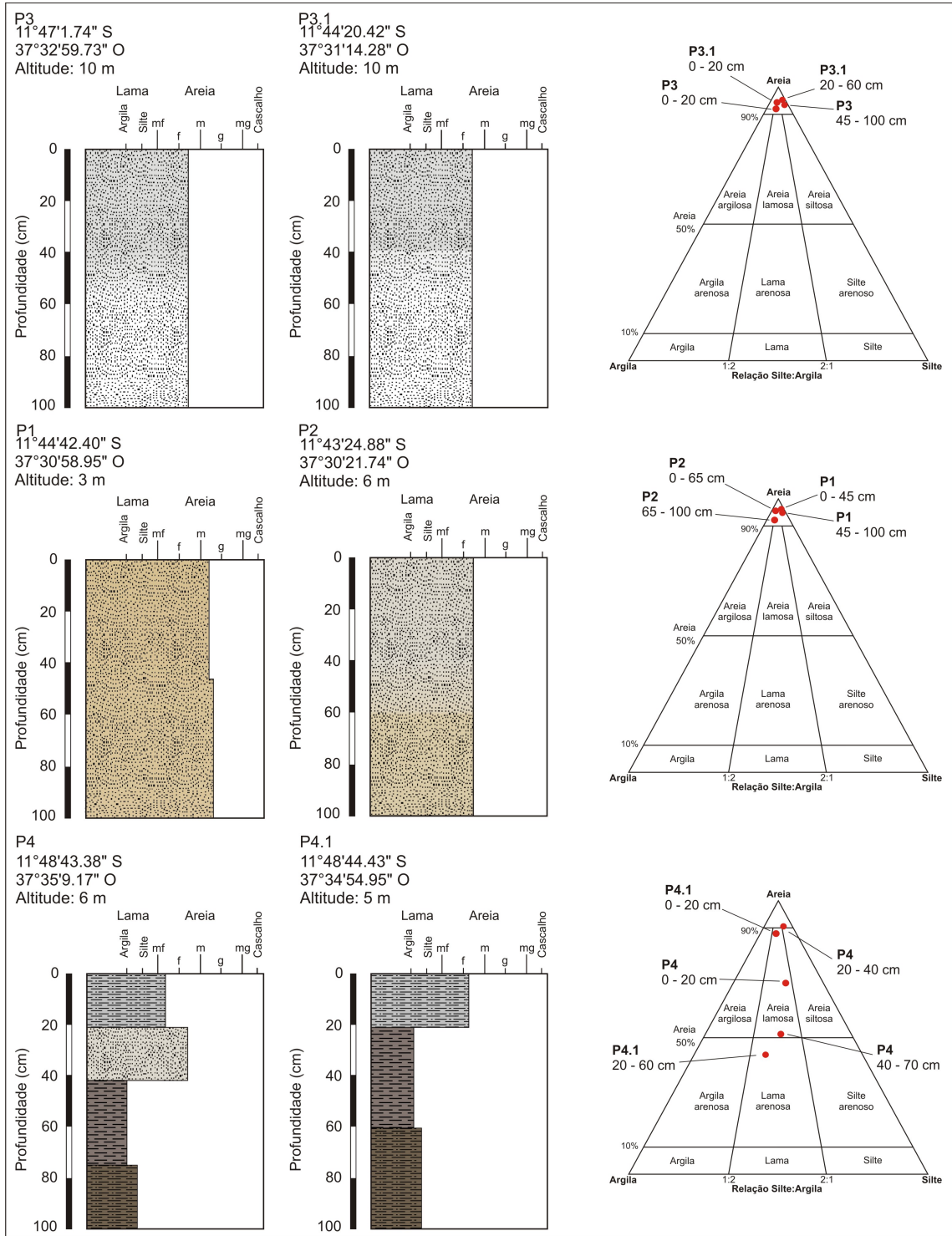


Figura 6 – Perfis descritivos dos depósitos superficiais e diagrama de Folk com a distribuição das amostras por classe textural.

MORFOLOGIA DOS GRÃOS DE QUARTZO DOS TERRAÇOS MARINHOS

As amostras correspondentes aos terraços marinhos foram compostas de areias bem seleccionadas, com predominância de padrões morfológicos de esfericidade e assimetria típicos de areias de praia (tabela 2). Feições mecânicas e químicas presentes nos grãos de quartzo (figura 7) indicaram ambiente deposicional marinho com retrabalhamento eólico em condições climáticas tropicais.

EVOLUÇÃO GEOMORFOLÓGICA DE PLANÍCIES COSTEIRAS NO HOLOCENO

Amostra	Grau de seleção	Esfericidade	Arredondamento
P1A	Areia média bem selecionada	Média	Sub-arredondada /arredondada
P1B	Areia média bem selecionada	Média	Arredondada
P2A	Areia média moderadamente bem selecionada	Média	Sub-arredondada /arredondada
P2B	Areia média moderadamente bem selecionada	Média	Sub-arredondada
P3A	Areia fina moderadamente selecionada	Média	Sub-arredondada
P3B	Areia fina moderadamente selecionada	Média	Arredondada
P3.1A	Areia fina moderadamente selecionada	Média	Sub-arredondada
P3.1B	Areia fina moderadamente selecionada	Média	Arredondada

Tabela 2 – Características morfológicas dos terraços marinhos holocênicos (P1 e P2) e terraços marinhos pleistocênicos (P3 e P3.1).

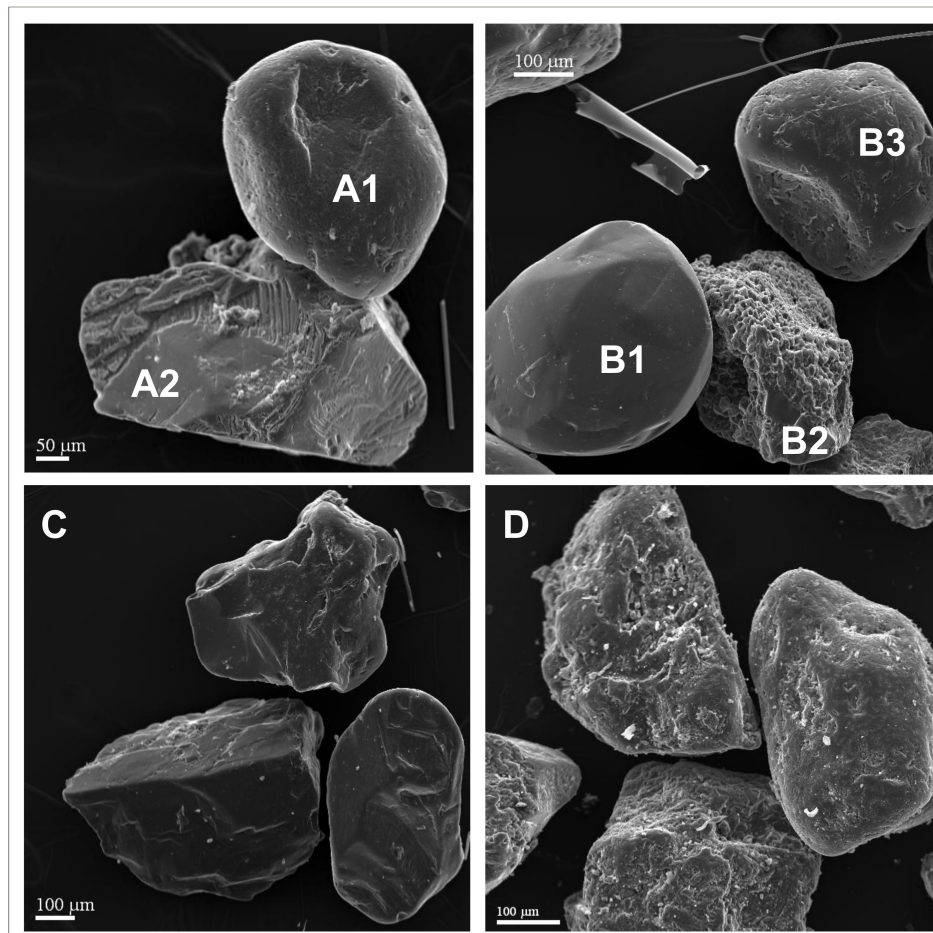


Figura 7 – Fotomicrografias das feições superficiais em grãos de quartzo de terraços marinhos: terraços marinhos holocênicos (A, B e C) e terraços marinhos pleistocênicos (D).

As fotomicrografias (figura 7) demonstraram grãos de quartzo arredondados com depressões superficiais produzidas por impregnação química (A1 e B3) e feição subarredondada com esfericidade

média, formas produzidas por impregnação química e precipitação de sílica (D), em ambiente praial de média a baixa energia.

Em A2, o grão apresentou quebra por ação eólica com fraturas conchoidais, estrias com sulcos profundos e precipitação de sílica, retrabalhados em ambiente praial de alta energia. Em C, os grãos de quartzo foram quebrados em ambiente eólico e apresentaram fraturas conchoidais, blocos de clivagem e formas em V, posteriormente transportado e depositado em ambiente de praia.

Em B1 o grão apresentou forma bem arredondada com superfície polida, em associação com pequenas fraturas conchoidais e depressões circulares, típicas de ambiente eólico. Em B2 o grão de quartzo apresentou formato subarredondado com superfície de dissolução química em forma de V.

IDADES ABSOLUTAS

As datações absolutas por LOE apontaram para idades entre 170 e 1.175 anos (tabelas 3 e 4), admitindo que o material superficial dos terraços marinhos e da planície fluvial receberam a última radiação durante o Holoceno Superior. A sequência dos terraços mais altos (nível I) para os mais baixos (terraço II) e a planície fluvial, apresentaram padrão decrescente nas idades, considerando a margem de erro das amostras. Assim, pode-se afirmar que as idades obtidas apresentaram coerência cronológica com eventos de regressão marinha. As amostras apresentaram baixo grau de dispersão das doses equivalentes por alíquota única, resultando no desvio padrão com valores abaixo de 5 Gy (tabela 3), próximo ao valor médio das DE. Os valores demonstraram a ausência de sinal residual, o que permite afirmar que são amostras confiáveis.

Amostra	Altit. (m)	Profund. (cm)	Dose anual (μGy/ano)	P (Gy)	Desvio padrão	Idade (anos)
P1	3	80	720±85	0,5	0,5	700 ± 120
P2	6	80	465±50	0,4	0,4	860 ± 130
P3	10	80	1.355±163	1,5	0,15	1.110 ± 190
P3.1	10	80	3.260 ± 250	3,8	0,3	1.175 ± 150
P4	6	70	3.560 ± 310	0,6	0,3	170 ± 25

Tabela 3 – Idades absolutas de níveis de terraço marinho e planície aluvial.

Amostra	Th (ppm)	U (ppm)	K (%)	Água (%)
P1	1,499±0,054	0,443±0,136	0,303±0,044	12,2
P2	1,393±0,070	0,380±0,142	0,034±0,005	12,6
P3	4,062±0,146	1,075±0,256	0,578±0,084	5,0
P3.1	15,728 ± 0,566	4,050 ± 0,283	0,905 ± 0,131	7,0
P4	10,911 ± 0,393	2,797 ± 0,015	1,877 ± 0,272	10,3

Tabela 4 – Concentração de isótopos radioativos ²³²Th, ²³⁸U+²³⁵U, ⁴⁰K e umidade.

DISCUSSÕES

OS ÚLTIMOS EVENTOS DEPOSICIONAIS NOS TERRAÇOS MARINHOS E PLANÍCIE ALUVIAL

Os eventos registrados nos sedimentos superficiais constituíram fases de deposição holocênicas

denominadas de fase antiga II, fase antiga I e fase atual. A fase antiga II ocorreu entre 1.200 – 1.100 anos A.P. e foi registrada nos terraços marinhos mais altos (P3 e P3.1), situados atualmente a cerca de 10 metros de altitude. O ambiente de deposição era de alta energia com atuação de ondas e correntes litorâneas que depositaram areias finas moderadamente bem selecionadas. As deposições subsequentes ocorreram por processos marinhos, com possível influência de processos fluviais e/ou eólicos.

A curva de frequência da profundidade 0-45 cm do perfil 3 apresentou deformação assimétrica positiva, o que poderia nos indicar origem fluvial ou eólica dos sedimentos. No entanto, o grau de seleção da amostra retificou a origem praial. Assim, considerou-se que além das ondas e correntes litorâneas, a descarga do rio também pode ter influenciado o ambiente de deposição, o que justifica a assimetria positiva (DUANE, 1964; FRIEDMAN, 1967; MARTINS, 2003).

Na Fase Antiga I o ambiente deposicional também era de alta energia, com atuação de ondas e correntes litorâneas. O diâmetro médio das areias e o grau de seleção confirmaram esse fato, embora o grau de seleção da camada 0-45cm do perfil 1 aponte para o possível retrabalhamento eólico do material após 700 anos, como afirmou Martin et al. (1980). As curvas de frequência apresentaram deformação para a esquerda, ou seja, são curvas assimétricas negativas que também atestaram o ambiente deposicional praial de alta energia (DUANE, 1964).

A curtose apresentou curva Platicúrtica na profundidade 0-45cm do perfil 1, no perfil 2 e na profundidade 45-90cm dos perfis 3 e 3.1. A curva por si só indicou possível deposição fluvial (FOLK, 1957), o que seria comum por se tratarem de terraços associados à desembocadura de rio. No entanto, o conteúdo insignificante de silte e as características morfológicas e feições superficiais dos grãos de quartzo das amostras, permite inferir que os agentes de deposição foram ondas e correntes litorâneas (MARTINS, 2003). A curva Mesocúrtica na profundidade 0-45cm dos perfis 3 e 3.1 indicou serem de sedimentos retrabalhados por ação eólica, porém, o grau de seleção verificados pela análise estatística e morfométrica, permitiu afirmar que se tratou de ambiente de praia.

O rebaixamento do nível de mar local favoreceu o entalhamento do talvegue do rio Itapicuru e dos seus afluentes, corroborando com a dissecação dos terraços mais elevados e o estabelecimento de canais de drenagem de primeira e segunda ordem entre os fragmentos de terraço. As amostras P4 e P4.1 demonstraram a predominância de processos de deposição fluvial nos últimos 170 anos, sendo essa denominada de Fase Atual por ser a que mais se assemelha às condições climáticas contemporâneas. A taxa de sedimentação apresentada por Farias (2014) ratifica as condições atuais de deposição pelo rio Itapicuru e seus afluentes em fase climática úmida.

EVOLUÇÃO DA PLANÍCIE COSTEIRA

Correlações entre os dados obtidos nessa pesquisa e outros paleoindicadores locais (SANTANA, 2007; COSTA JÚNIOR, 2008), possibilitaram a organização do quadro evolutivo da planície costeira do Itapicuru a partir do Estágio V de Esquivel (2006), no intervalo de tempo que abrange a transição Pleistoceno-Holoceno e o Holoceno Superior (figura 8).

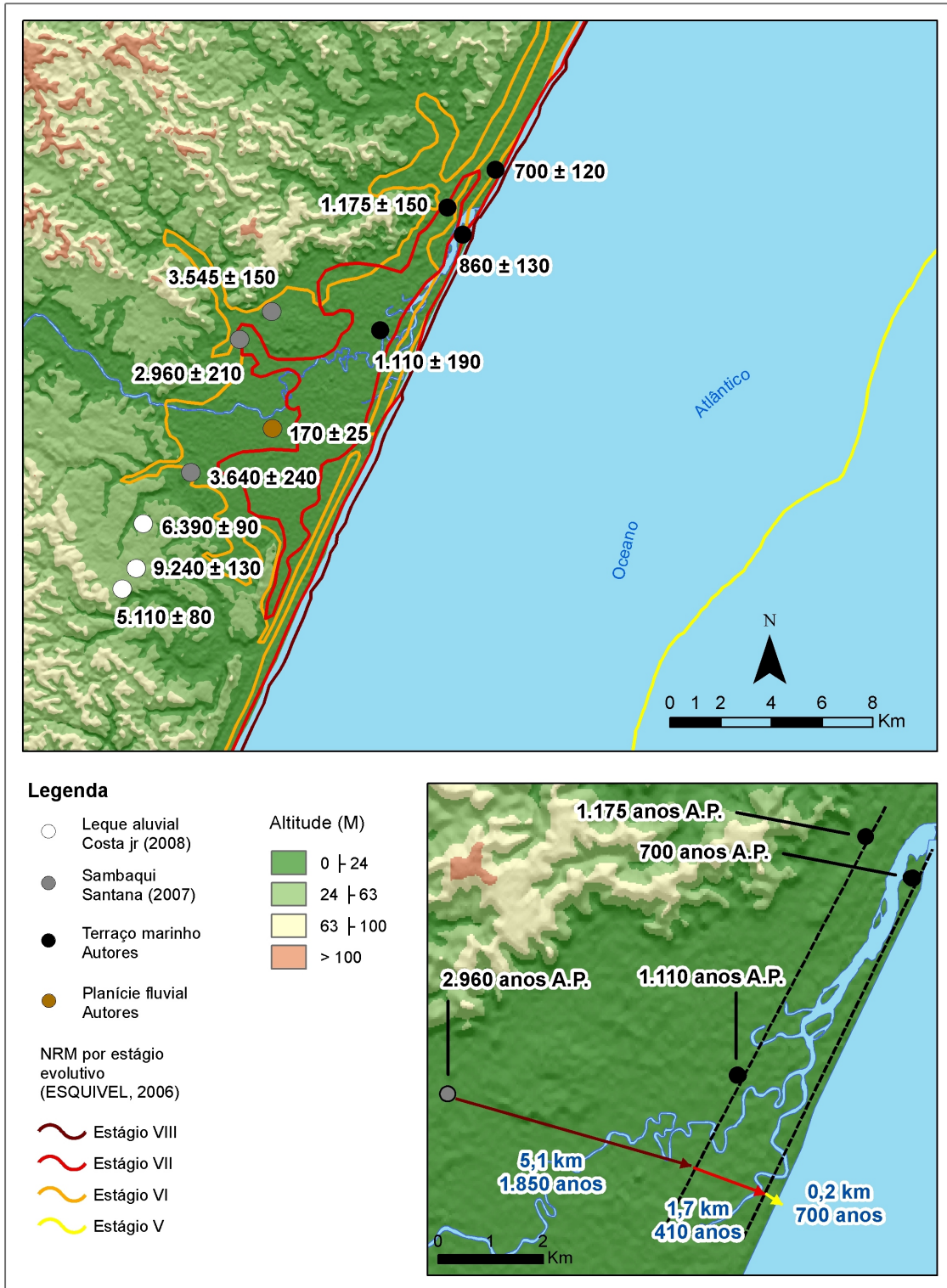


Figura 8 – Quadro evolutivo da planície costeira do Itapicuru entre o Pleistoceno-Holoceno e o Holoceno Superior.

Aproximadamente a 16.000 anos, o nível do mar local regrediu cerca de 120 metros abaixo do NRM atual durante o máximo glacial ou, o estágio V (ESQUIVEL, 2006). Por atuação de condições climáticas áridas, leques aluviais foram formados entre os tabuleiros e a planície costeira (COSTA JÚNIOR, 2008). Essa condição teria durado até aproximadamente 5.500 – 5.100 anos, quando ocorreu a última transgressão marinha que marcou o estágio VI.

A partir de então, teria se iniciado o processo lento e gradual de regressão marinha que favoreceu a formação de uma laguna durante o estágio VII (ESQUIVEL, 2006) e a instalação dos grupos humanos de pescadores coletores que construíram os sambaquis (SANTANA, 2007). Essa regressão perdurou até aproximadamente 2.900 anos, quando o último sambaqui foi abandonado (SANTANA, 2007). Após 2.500 anos, iniciou-se o estágio VIII, onde o rebaixamento do NRM continuou em ritmo lento e gradual até se estabelecer em posição semelhante à atual (DOMINGUEZ; BITTENCOURT; MARTIN, 1981; ESQUIVEL, 2006).

Martin et al. (1980) e Esquivel (2006) afirmaram que os depósitos dos terraços marinhos no nível I foram formados no Pleistoceno, durante o estágio V, e os depósitos dos terraços do nível II foram formados durante o Holoceno (estágio VIII). No entanto, as amostras em P3 e P3.1 indicaram deposição marinha ainda por volta de 1.100 anos em terraços mais altos, evidenciando fase deposicional mais recente (Fase antiga II). Após a Fase Antiga II, o NRM rebaixou cerca de 4 metros até 800 - 700 anos em ritmo acelerado até a Fase Antiga I e continuou gradualmente até o nível do mar local.

Os dados apresentados nesta pesquisa sugerem que houve uma ruptura no ritmo da regressão marinha local após 1.200 anos, que se apresentava lenta e gradual, em oposição ao que foi afirmado em pesquisas anteriores (MARTIN et al., 1980; DOMINGUEZ; BITTENCOURT; MARTIN, 1981; ESQUIVEL, 2006). Isso pode sugerir a atuação neotectônica na área em estudo (DANTAS e LIMA, 2008; LIMA, 2010), variável até então desconsiderada no processo de evolução da planície costeira do Itapicuru durante o Holoceno.

CORRELAÇÕES REGIONAIS

O trecho norte do litoral da Bahia possui relativa homogeneidade litológica e climática, sendo possível correlações entre os dados obtidos nessa pesquisa e a curva de flutuações do nível médio do mar para o norte de Salvador (GONÇALVES, 2016). Optou-se pela correlação com essa curva (figura 9), e não com a elaborada por Martin et al. (1979) pois esta se assemelha com o comportamento do NRM observado na planície costeira do Itapicuru.

Ao reavaliar o comportamento da curva nos últimos 8.000 anos, Gonçalves (2016) comprovou que o NRM experimentou relativa estabilidade e regrediu de forma suave até cerca de 2.6 metros de altitude entre 4.000 e 800 anos A.P nesse trecho do litoral. Após 800 anos, a regressão ocorreu de maneira brusca, cerca de 3 metros, até alcançar o nível médio atual. Embora não fossem apresentadas as causas responsáveis pela mudança repentina da curva, o autor sugere a possibilidade de atuação de eventos neotectônicos regionais. Essa possibilidade rompe com interpretações clássicas de evolução das planícies costeiras brasileiras apenas por atuação de fatores eustáticos e climáticos. No entanto, aponta para a atuação neotectônica, como já comprovado para a planície costeira do rio São Francisco por Lima et al. (2014).

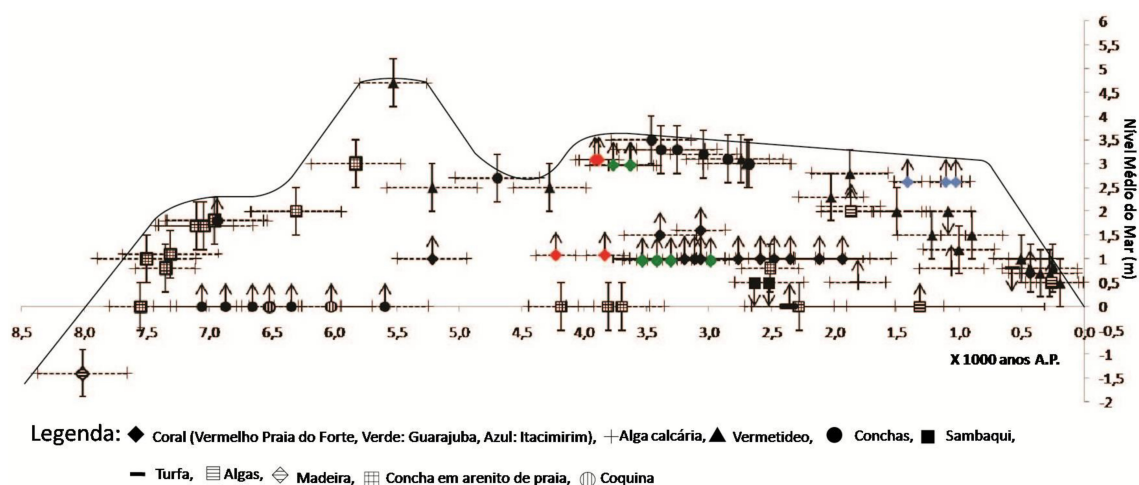


Figura 9 – Curva de flutuações do nível médio do mar (NMM) nos últimos 8.000 anos para a região de Salvador. Fonte: Gonçalves (2016, p. 27).

CONCLUSÕES

O conhecimento das fases de deposição após 1.100 anos contribuiu para novas interpretações sobre o ritmo da regressão marinha local e o desencadeamento de processos geomorfológicos em escala de tempo recente. Ainda assim, considera-se que novos dados de datação absoluta em níveis de terraço e outras formas de relevo, além do levantamento de novos dados relacionados à neotectônica sejam necessários para melhor enriquecer e aprofundar as discussões.

É admissível a hipótese de que a mudança brusca no ritmo de regressão local, também identificada em outros pontos do litoral norte baiano, tenha sido impulsionada por eventos neotectônicos que afetaram esse trecho da costa. Também é admissível que a formação das dunas frontais sobre os terraços de nível II após 700 anos, está relacionada ao retrabalhamento das coberturas superficiais por ação eólica, associada à força, duração e incidência dos alísios de SE, em conjunto com o transporte lateral de areias ao longo da linha de costa.

As interpretações realizadas anteriormente consideraram que regressões marinhas lentas e graduais, desencadeadas por alternâncias climáticas e oscilações eustáticas, em ambiente de margem continental passiva, foram as únicas responsáveis pela origem e desenvolvimento de planícies costeiras no litoral brasileiro. Entretanto, o conjunto de dados apresentados nessa pesquisa contribui para uma nova interpretação sobre a evolução geomorfológica de outras planícies costeiras brasileiras onde outras variáveis podem ser as responsáveis pela sua gênese e evolução.

AGRADECIMENTOS

Agradecemos ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico do Brasil - CNPq (processo 408333/2013-8) e a Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo - Brasil (processo 2012/00145-6) pelo financiamento da pesquisa. Agradecemos também ao Dr. Carlos César Uchoa de Lima, pela gentileza de conceder as imagens utilizadas na figura 3 (b, c e d).

REFERENCIAS

- ABD-ALLA, M.A.A. Surface textures of quartz grains from recent sedimentary environments along the Mediterranean coast, Egypt. *Journal of African Earth Sciences*, 13, 3-4, p. 367-375, 1991.
- BARRETO, A.M. F.; BEZERRA, F.H.R.; SUGUIO, K.; TATUMI, S.H.; YEE, M.; PAIVA, R.P.; MUNITA, C.S. Late Pleistocene marine terrace deposits in northeastern Brazil: sea-level change and tectonic implications. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 179, p. 57-69, 2002.
- BITTENCOURT, A.C.S.P.; MARTIN, L.; VILAS BOAS, G.S.; FLEXOR, J.M. Quaternary marine formations of the coast of the state of Bahia (Brazil). In: SUGUIO, K.; FAIRCHILD, T.R.; MARTIN, L.; FLEXOR, J.M. (Ed.). *Proceedings of the 1978 International Symposium on Coastal Evolution in the Quaternary*. São Paulo: [s.n.], 1979. p. 232-253.
- BLOTT, S. J.; PYE, K. Gradistat: a grain size distribution and statistics package for the analysis of unconsolidated sediments. *Earth Surface Processes and Landforms*, 26, p. 1237-1248, 2001.
- CAMARGO, O.A.; MONIZ, A.C.; JORGE, J.A.; VALADARES, J.M. *Métodos de análise química, mineralógica e física de solos do Instituto Agrônomo de Campinas*. Campinas: Instituto Agrônomo de Campinas, 1986. 94 p.
- CANTALAMESSA, G.; DI CELMA, C. Origin and chronology of Pleistocene marine terraces of Isla de la Plata and of flat, gently dipping surfaces of the southern coast of Cabo San Lorenzo (Manabí, Ecuador). *Journal of South American Earth Sciences*, 16, p. 633-648, 2004.
- CLARKE, M.L. IRSL dating of sands: bleaching characteristics at deposition inferred from the use of single aliquots. *Radiation Measurements*, 26, p. 611-620, 1996.

- CLARKE, M.L.; RENDELL, H.M.; WINTLE, A.G. Quality assurance in luminescence dating. *Geomorphology*, 29, p. 173-185, 1999.
- CORDIER, S.; FRECHEN, M.; HARMAND, D. The pleistocene fluvial deposits of the moselle and middle rhine valleys: new correlations and compared evolutions. *Quaternaire*, v. 20, n. 1, p. 35-47, 2009.
- CORDIER, S. Optically stimulated luminescence dating: procedures and applications to geomorphological research in France. *Géomorphologie*, n.1, p. 21-40, 2010.
- COSTA JÚNIOR, M. P. Interações morfo-pedogenéticas nos sedimentos do grupo barreiras e nos leques aluviais pleistocênicos no litoral norte do Estado da Bahia – município de Conde. 2008. 246 p. Tese (Doutorado em Geologia) – Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia, Salvador, 2008.
- DANTAS, J.J.R.; LIMA, C.C.U. As juntas tectônicas e a evolução das encostas no extremo norte do litoral da Bahia, Brasil. In: *Simpósio Nacional de Geomorfologia. Anais...* Belo Horizonte: UFMG, 2008. p. 1-8.
- DATAÇÃO Comércio & Prestação de Serviços LTDA. Metodologia de análise. São Paulo, 2018. Disponível em: . Acesso em: 03 de maio de 2018.
- DOMINGUEZ, J. M. L.; BITTENCOURT, A.C.S.; MARTIN, L. Esquema evolutivo da sedimentação quaternária das feições deltaicas dos rios São Francisco (SE/AL), Jequitinhonha (BA), Doce (ES) e Paraíba do Sul (RJ). *Revista Brasileira de Geociências*, v. 11, n.4, p. 227-237, 1981.
- DUANE, D. B. Significance of skewness in recent sediments, Western Pamlico Sound, North Carolina. *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 34, p. 864-874, 1964.
- ESQUIVEL, M.S. O Quaternário costeiro do município de Conde: implicações para a gestão ambiental. 2006. 103 p. Dissertação (Mestrado em Geologia) - Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia, Salvador, 2006.
- FARIAS, F. F. Condições de sedimentação e preenchimento dos estuários Itapicuru e Real, litoral norte do Estado da Bahia, Brasil. 2014. 123 p. Tese (Doutorado em Geologia) - Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia, Salvador, 2014.
- FOLK, R.L.; WARD, W.C. Brazos River bar: a study in the significance of grain size parameters. *Journal of Sedimentary Petrology*, 27, p. 3-26, 1957.
- FRIEDMAN, G. M. Distinction between dune, beach, and river sands from their textural characteristics. *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 31, p. 514-529, 1961.
- FRIEDMAN, G. M. Dynamic processes and statistical parameters compared for size frequency distribution of beach and river sands. *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 37, p. 327-354, 1967.
- FRIHY, O.E.; STANLEY, D.J. Quartz grain surface textures and depositional interpretations, Nile delta region, Egypt. *Marine Geology*, 77, p. 247-255, 1987.
- GEORGIEV, V.M.; STOFFERS, P. Surface textures of quartz grains from late Pleistocene to Holocene sediments of the Persian gulf/gulf of Oman – an application of the scanning electron microscope. *Marine Geology*, 36, p. 85-96, 1980.
- GONÇALVES, P.M. Contribuição aos registros do nível do mar e ambientais do Holoceno no litoral norte da Bahia. 2016. 142 p. Tese (Doutorado em Geologia) - Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia, Salvador, 2016.
- INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA (IBGE). Manual Técnico de Geomorfologia. Rio de Janeiro: IBGE, Coordenação de Recursos Naturais e Estudos Ambientais. 2. ed., 2009.
- INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA (IBGE). Atlas geográfico das zonas costeiras e oceânicas do Brasil. Rio de Janeiro: IBGE, Diretoria de Geociências, 2011. Disponível em: .

Acesso em: 01 de setembro de 2019.

JACOBS, Z. Luminescence chronologies for coastal and marine sediments. *Boreas*, v. 37, p. 508–535, 2008.

KOSS, J.; ETHRIDGE, F.G.; SCHUMM, S.A. An experimental study of the effects of base-level change on fluvial, coastal plain and shelf systems. *Journal of Sedimentary Research*, v. 64, n. 2, p. 90-98, 1994.

KRUMBEIN, W.C. Measurement and geological significance of shape and roundness of sedimentary particles. *Journal of Sedimentary Petrology*, 11, p. 64-72, 1941.

LIMA, C.C.U. Evidências da ação tectônica nos sedimentos da formação Barreiras presentes no litoral de Sergipe e ao norte da Bahia. *Revista de Geografia*, v. 27, n.1, p. 140-151, 2010.

LIMA, K.C.; CUNHA, C.M.L.; PEREZ FILHO, A. Dificuldades e possibilidades da cartografia geomorfológica no semiárido brasileiro. *Revista Brasileira de Cartografia*, v. 65, n. 6, p. 1063-1073, 2013.

MARTIN, L.; BITTENCOURT, A.C.S.P; VILAS BOAS, G.S.; FLEXOR, J.M. Mapa geológico do quaternário costeiro do estado da Bahia – 1:250.000: texto explicativo. Salvador: Secretaria das Minas e Energia/coordenação da produção mineral, 1980.

MARTINS, L.R. Recent sediments and grain size analysis. *Revista Gravel*, 1, p. 90-105, 2003.

MURRAY, A.S.; ROBERTS, R.G. Determining the burial of single grains of quartz using optical dating. *Earth and Planetary Science Letters*, 152, p. 163-180, 1998.

MURRAY, A.S.; WINTLE, A.G. Luminescence dating of quartz using an improved single-aliquot regenerative-dose protocol. *Radiations Measurements*, 32, p. 57-73, 2000.

PIRAZZOLI, P.A. Marine Terraces. In: SCHWARTZ, M.L. (Ed.) *Encyclopedia of Coastal Science*. Dordrecht: Springer, 2005, p. 632-633.

RITTENHOUSE G. A. visual method of estimating two-dimensional sphericity. *Journal of Sedimentary Petrology*, 13, p. 79-81, 1943.

ROSSETTI, D.F.; BEZERRA, F.H.R.; GÓES, A.M.; VALERIANO, M.M.; ANDRADES-FILHO, C.O.; MITTANI, J.C.R.; TATUMI, S.M.; BRITO-NEVES, B.B. Late Quaternary sedimentation in the Paraíba Basin, Northeastern Brazil: Landform, sea level and tectonics in Eastern South America passive margin. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 300, p.191-204, 2011.

ROSSETTI, D.F.; POLIZEL, S.P.; COHEN, M.C.L.; PESSENDA, L.C.R. Late-Pleistocene-Holocene evolution of the Doce River delta, southeastern Brazil: implications for the understanding of wave-influenced deltas. *Marine Geology*, 367, p. 171-190, 2015.

SANTANA, C.C.S. Sambaquis perilagunares da zona costeira de Conde, Bahia. 2007. 172 p. Tese (Doutorado em Geologia) - Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia, Salvador, 2007.

SILVEIRA, J.D. Morfologia do litoral. In: AZEVEDO, A. (Ed.) *Brasil: a terra e o homem*. São Paulo: Cia. Editora Nacional, 1964, p. 253-305.

SOUZA, T. A.; OLIVEIRA, R. C. Avaliação da potencialidade de imagens tridimensionais em meio digital para o mapeamento geomorfológico. *Revista Geonorte, edição especial*, v. 2, n. 4, p. 1348 – 1355, 2012.

STORANI, D.L.; PEREZ FILHO, A. Novas Informações Sobre Geocronologia na Planície de Inundação do Rio Mogi Guaçu, SP, Brasil. *Revista Brasileira de Geomorfologia*, v. 16, 2, p. 191-199, 2015.

SUGUIO, K.; BEZERRA, F.H.R.; BARRETO, A.M.F. Luminescence dated Late Pleistocene wave-built terraces in northeastern Brazil. In: *Annals of the Brazilian Academy of Sciences*, 83, p. 907-920, 2011.

SUPERINTENDÊNCIA DE ESTUDOS ECONÔMICOS E SOCIAIS DA BAHIA (SEI). Balanço hídrico do estado da Bahia. Salvador: SEI, 1999.

VILAS BOAS, G.S.; SAMPAIO, F.J.; PEREIRA, A.M.S. The Barreiras Group in the northeastern coast of the State of Bahia, Brazil: depositional mechanisms and processes. *Annals of the Brazilian Academy of Sciences*, v. 73, n. 3, 2001, p. 417-427.

WINTLE, A. G.; MURRAY, A. S.; A review of quartz optically stimulated luminescence characteristics and their relevance in single-aliquot regeneration dating protocols. *Radiation Measurements*, 41, p. 369-391, 2006.