

Revisão conceitual de indicadores costeiros de paleoníveis marinhos quaternários no Brasil

Conceptual review of Quaternary coastal paleo-sea level indicators from Brazilian coast

Rodolfo José Angulo^{ab}, Maria Cristina de Souza^{ac}

^aLaboratório de Estudos Costeiros, Departamento de Geologia, UFPR
^bfitoangulo@gmail.com, ^ccristinasouza2527@gmail.com

Resumo

As variações do nível do mar durante o Quaternário no Brasil têm sido estudadas desde trabalhos pioneiros do século XIX. Desde então, centenas de trabalhos têm contribuído para melhor entendê-las. Apesar disto, o conhecimento ainda é incompleto e controvérsias persistem na literatura. Deste modo, para contribuir no conhecimento das variações do nível do mar no Quaternário no Brasil, foi realizada a revisão conceitual dos indicadores de paleoníveis marinhos utilizados em trabalhos anteriores. Na revisão, é apresentada proposta de classificação dos indicadores, descrição de suas características e discussão das incertezas e erros de interpretação. Finalmente, sugere-se a elaboração de mais e mais precisas curvas locais e regionais de nível relativo do mar para poder discriminar as diversas componentes das variações eustáticas e aparentes do nível do mar.

Palavras-chave: Holoceno; nível do mar; costão rochoso; fácies sedimentares.

Abstract

The Quaternary sea-level changes along the Brazilian coast have been studied since 19th century pioneer works. Since then hundreds of works have been contributed to the understanding the sea-level changes. However, their knowledge is still incomplete and some controversies could be found at previous works. Therefore, to contribute with the understanding of the Quaternary sea-level changes along the Brazilian coast there was performed the conceptual review of the paleo-sea level indicators found at previous works. At the review is presented a proposal of classification of paleo-sea level indicators, the description of their characteristics and the discussion of their uncertainty and misinterpretations. Finally is suggested the construction of more and more precise local and regional relative sea-level curves to distinguish the several components of eustatic and apparent sea-level changes.

Key-words: Holocene; sea-level; rocky cliff; sedimentary facies

1. Introdução

As mudanças do nível do mar têm atraído a atenção da humanidade desde seus primórdios. A rápida elevação pós-glacial parece ter deixado marcas nas tradições orais e mitos de nossos ancestrais. Este parece ser o caso das tradições babilônicas e judaicas. No século V a.C., Xenófanes de Cólofon (570-480 a.C.) reconhece fósseis marinhos longe do mar e Heródoto (484-425 a.C.) considera que depósitos de conchas encontrados nas montanhas atestam a maior extensão do Mediterrâneo (Cailleux 1964). Entre os séculos III e I a.C. evidências de antigos níveis marinhos chamaram a atenção de Eratóstenes (276-194 a.C.) e Estrabão (64 a.C. - 24 d.C.) que atribuíram a ocorrência de conchas longe do mar nas costas do Mediterrâneo a variações do nível do mar, contudo divergiram quanto a suas causas (Gohau 1987). Eratóstenes as considerava resultantes da abertura dos estreitos de Gibraltar e do Bósforo, que comunicaram os oceanos Atlântico e Mediterrâneo e o Mar Negro,

anteriormente isolados. Já Estrabão as atribuiu a sismos, erupções, soerguimentos ou abatimentos (Gohau 1987).

No século XVI, Leonardo da Vinci, observando a distribuição dos depósitos de conchas nas montanhas, considera que elas não poderiam ter sido depositadas pelo Dilúvio e que a erosão, ao diminuir o peso das montanhas, rompe o equilíbrio, causando nova elevação (Cailleux 1964). Avanços significativos na compreensão dos processos de formação do relevo e variações do nível do mar ocorreram no século XVII a partir dos importantes trabalhos de Nicolas Steno, Thomas Burnet, William Whiston e John Ray, quando se consolida a abordagem moderna da natureza (Lavina 2012).

No século XIX, Sir Charles Lyell, no clássico *Principles of Geology* (1830, cap. 25, vol. I), infere paleoníveis marinhos (PNM) perto de Puzzuoli, na costa napolitana, a partir de terraços constituídos por depósitos costeiros e de evidências de intemperismo e

biológicas no templo de Júpiter Serapis, e os interpreta como decorrentes de movimentos verticais do continente, gerados por sismos.

Em 20 de fevereiro de 1835, Charles Darwin e Robert Fitz-Roy testemunharam o grande sismo de Valdivia, na costa chilena, e procuraram evidências das mudanças do nível relativo do mar originadas pelo evento. Na ilha de Santa Maria, a partir de colônias de mitilídeos mortos, que tinham sido sobrelevadas pelo sismo, [Fitz-Roy \(1839\)](#) determinou que a ilha tivesse se elevado de 2,5 a 3,0 m, em decorrência do evento. [Darwin \(1839\)](#) também as atribuiu às movimentações geradas pelos sismos. Posteriormente, [Darwin \(1842\)](#) apresenta sua teoria sobre a formação dos atóis como resultado da elevação do nível do mar.

Na segunda metade do século XIX, [Charles Frederick Hartt](#), no seu imponente *Geology and Physical Geography of Brazil* (1870), identificou, no litoral fluminense, entre o Rio de Janeiro e Cabo Frio, locais de ouriço acima do nível de maré alta, progressivamente menos preservadas em direção ao topo, que interpretou como evidência de elevação recente e gradual da costa, ainda em curso (p.36). No Pão de Açúcar, na enseada de Vitória, inferiu PNM em torno de 3 m superior ao atual a partir de uma linha horizontal irregular de depressões rasas, que atribuiu à ação de ondas (figura 1, p. 71).

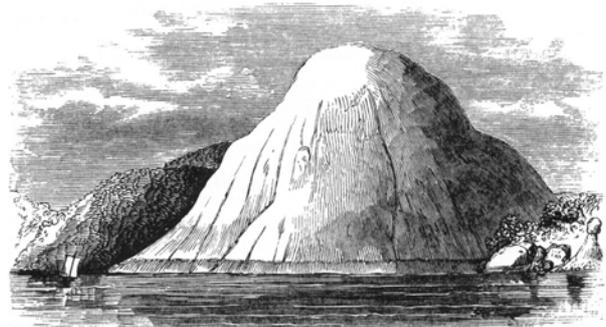


Figura 1: Depressões rasas no Pão de Açúcar, na enseada de Vitória, Espírito Santo, que indicariam paleonível marinho em torno de 3 m superior ao atual ([Hartt 1870](#)).

Já no final do século XIX e início do XX, [John Casper Branner](#) nos seus detalhados trabalhos sobre Fernando de Noronha (1889 e 1890) e a costa nordeste do Brasil (1902 e 1904), identificou diversos indicadores de paleoníveis marinhos (IPNM). Em Fernando de Noronha, os paleoníveis foram inferidos a partir da altura em relação a feições homólogas de depósitos praias e da ocorrência de eolianitos submersos ([Branner 1889, 1890](#)). Já na costa de Pernambuco, na localidade de Pedras Pretas, inferiu paleonível em torno de +2 m a partir de locais de ouriço ([Branner 1902, p.69-70, 1904, p. 163-164, figura 2](#)).



Figura 2: Locas de ouriço em Pedras Pretas, Pernambuco, que indicariam paleonível marinho em torno de 2 m superior ao atual ([Branner 1904](#)); (MT) nível médio de maré, (LT) nível de baixa-mar.

Nas primeiras décadas do século XX, Everardo Adolpho [Backeuser \(1918\)](#) menciona a ocorrência de evidência de níveis marinhos mais elevados que o atual no litoral entre Rio de Janeiro e Santa Catarina. Na Pedra do Tanhanga, na margem da Lagoa de Camorim, na Tijuca, descreve *uma linha cortada em reentrâncias cavadas pelos moluscos litófagos*, que interpreta como indicador de paleonível marinho 5 m superior ao atual (p. 42, figura 3).

No final da década de 30, Alberto Ribeiro [Lamego \(1940\)](#) refere-se a locais de ouriço elevadas sobre o nível do mar atual em Macaé. A partir deste e outros IPNM identificados ao longo da costa entre a Bahia e Santa Catarina, levanta a hipótese da ocorrência de recente *movimento eustático negativo do oceano* (p.9).

Nas décadas de 40 a 60 destacam-se os trabalhos de Camille Vallaux (1940), Gilberto Osório de Andrade (1960) e François Ottmann (1963), no Atol das Rocas, João José Bigarella (1946) e Reinhard Maack (1947 e

1949), no litoral paranaense, e de Fernando de Almeida, nas ilhas de Fernando de Noronha (1955) e da Trindade (1961).



Figura 3: Pedra do Tanhanga, na Tijuca, Rio de Janeiro, onde se observa a “antiga linha do mar”, interpretada como IPNM 5 m

superior ao atual (Backeuser 1918). Notar possível erosão diferencial.

Em meados da década de 60, Van-Andel & Laborel (1964) publicam as primeiras datações de IPNM da costa brasileira, que correspondem a recifes de vermetídeos que ocorrem no costão rochoso de Gaibu, no Cabo de Santo Agostinho, em Pernambuco (figura 4). Na mesma década, destacam-se os trabalhos de Bigarella (1965), Laborel (1969) e Delibrias & Laborel (1969). A partir dos anos 70, dezenas de trabalhos

foram publicados por Kenitiro Suguio, Louis Martin e colaboradores, dos quais uma síntese foi publicada por Suguio *et al.* (1985). Nesta década e nas seguintes, os trabalhos se diversificaram e multiplicaram. Surgiram também algumas controvérsias (ver, por exemplo, Angulo & Lessa 1997, Martin *et al.* 1998 e Lessa & Angulo 1998). Duas sínteses foram publicadas por Martin *et al.* (2003) e Angulo *et al.* (2006).

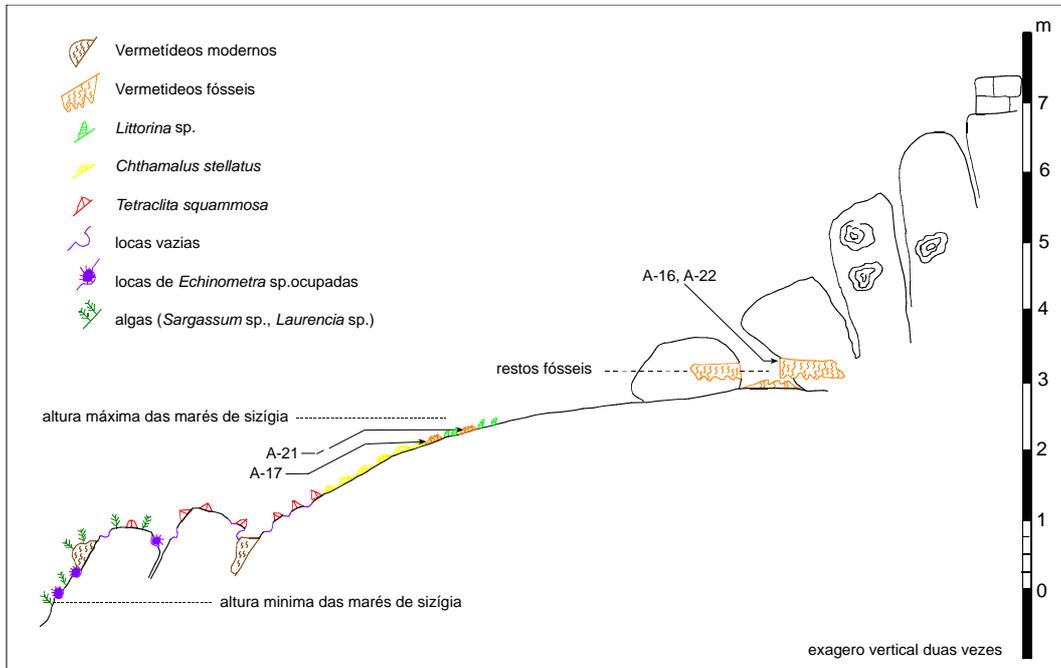


Figura 4: Zonação ecológica atual e localização relativa das amostras datadas, no costão de Gaibu, Pernambuco (traduzido de Van-Andel & Laborel 1964). Alturas sobre nível médio de baixa-mar (*datum* das cartas náuticas) medido com nível de precisão. A-16 = 2.765-2.076 aAP (anos antes do presente), A-17 = 920-500 aAP, A-21 = 1.609-889 aAP e A-22 = 3.910-3.071 aAP (idades calibradas, Angulo *et al.* 2006).

Apesar do número crescente de trabalhos sobre as variações do nível do mar no Quaternário, tema fundamental para a compreensão da arquitetura dos sistemas deposicionais costeiros, da evolução paleogeográfica e do manejo dos ambientes costeiros, diversas questões permanecem sem resposta ou precisam de refinamento. Por exemplo: qual foi o comportamento diferencial do nível relativo do mar no Quaternário nos diversos setores ao longo do extenso litoral brasileiro e sul-americano? Quais foram as elevações dos máximos interglaciais; quais as características da elevação pós-glacial; quando no Holoceno o mar alcançou pela primeira vez nível semelhante ao atual; qual a atitude do máximo holocênico em cada setor da costa; quais as características do rebaixamento após o máximo; qual a magnitude das oscilações de alta frequência? Também é necessário refinar o conhecimento sobre os mecanismos que propiciaram estas variações.

Para a reconstrução de paleoníveis marinhos, têm sido utilizados indicadores, com diferente grau de precisão e confiabilidade. Poucos trabalhos abordam ou discutem o significado ou confiabilidade espacial e temporal destes indicadores. Na década de 1980, foi publicado por Louis Martin e colaboradores (1982) um

manual para auxiliar na *Reconstrução de Antigos Níveis Marinhos do Quaternário*. Na mesma década, importante manual foi editado por Orson Van de Plassche (1986) e publicado como resultado de dois projetos (61 e 200) do Programa Internacional de Correlação Geológica – IGCP, sob os auspícios da IUGS e da Unesco. Contudo, ainda parece oportuno apresentar uma análise crítica dos principais IPNM que ocorrem na costa brasileira, a fim de esclarecer aspectos ainda controversos e, sobretudo, auxiliar na elaboração de trabalhos futuros, que possam dar continuidade à ainda incipiente compreensão das variações do nível do mar no Quaternário no Brasil. Para isto, faremos breve introdução sobre o que é o nível do mar, quais são os tipos de variação e quais suas escalas espaciais e temporais. A seguir tentaremos responder o que é um IPNM, quais os principais tipos e qual a sua precisão e confiabilidade. Finalmente, abordaremos quais são as perspectivas de trabalhos futuros no Brasil.

2. O nível do mar

O nível do mar é a medida da posição da superfície do mar em um determinado local. Como se trata de uma posição no espaço, é necessário estabelecer um

nível de referência e, como a posição da superfície muda com o tempo, também é necessário definir um período de medição para se obter um nível médio.

Um dos níveis de referência utilizado é o do geóide, que corresponde à superfície equipotencial de gravidade que mais se aproxima, por um critério de mínimos quadrados, ao nível médio do mar. Esta superfície é relacionada ao elipsoide de referência que é o elipsoide de revolução, o qual se aproxima da forma da Terra. Atualmente, os sistemas de posicionamento por GPS utilizam como referência o elipsoide WGS84 de 1984, revisto em 2004. A superfície do geóide no oceano se afasta da superfície do elipsoide de referência dezenas de metros, para mais ou para menos, o que caracteriza o relevo da superfície dos oceanos. Esta superfície se correlaciona com feições tectônicas, tais como fossas, cordilheiras oceânicas e falhas transformantes, pois está ajustada ao campo gravitacional e conseqüentemente à densidade das massas subjacentes. Porém, a superfície do mar muda constantemente, com frequências que vão de segundos a tempos geológicos. Deste modo, para analisar as variações do nível do mar é necessário definir o período a ser considerado, pois para diferentes períodos são utilizados indicadores e técnicas distintos. Para os tempos geológicos relacionados, por exemplo, ao preenchimento de bacias sedimentares (10^6 a 10^8

anos), as variações do nível do mar são analisadas a partir da arquitetura deposicional, utilizando referências conceituais da estratigrafia, tais como os tratos de sistemas transgressivos e regressivos. Nesta escala, as variações verticais podem ser de dezenas a centenas de metros (10^1 a 10^2 m). Já as variações do nível do mar no Quaternário, que abrange os últimos 2,6 milhões de anos ($2,6 \times 10^6$ anos), são analisadas a partir do registro geológico em períodos de milhares a dezenas de milhares de anos (10^3 a 10^4). As variações verticais são da ordem de dezenas a mais de uma centena de metros (10^1 a 10^2 m). No Holoceno Médio e Tardio, foco principal deste trabalho, as variações do nível do mar são analisadas em períodos de milhares a centenas de anos (10^3 a 10^2 anos) e as variações verticais são da ordem de decímetros a metros (10^1 a 10^0 m). Nos últimos três séculos, as variações podem ser analisadas a partir de registros maregráficos (figura 5) e, a partir de 1973, com o lançamento do Skylab, por observações por satélite. Nos anos 90 destacam-se os satélites *Topex* e *Poseidon*, cuja precisão na medição das variações verticais do nível do mar é da ordem de centímetros (10^{-1} m). Assim, para analisar o nível médio do mar é necessário definir qual a escala espacial (local, regional ou global) e temporal (anual ou de mais longo prazo) a ser considerada.

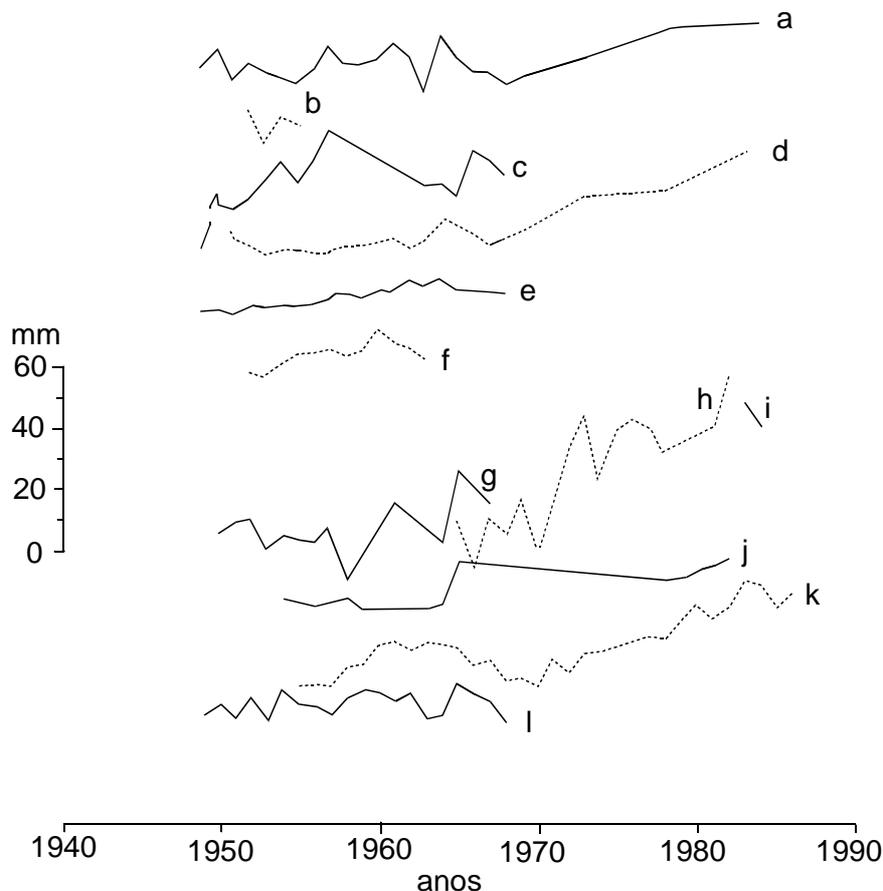


Figura 5: Séries do valor médio anual do nível relativo do mar, entre as décadas de 40 e 90 do século XX, em (a) Belém, (b) Salinópolis, (c) Fortaleza, (d) Recife, (e) Salvador, (f) Canavieiras, (g) Rio de Janeiro II, (h) Ilha Fiscal, (i) Rio de Janeiro, (j) Ubatuba, (k) Cananéia e (l) Imbituba (Mesquita 2004).

Um aspecto que deve ser lembrado, que tem causado alguma confusão na reconstrução de paleoníveis marinhos, é que as variações verticais do nível do mar não devem ser confundidas com as transgressões e regressões marinhas. Estas últimas referem-se ao deslocamento horizontal da linha de costa para o continente (transgressão marinha) ou para o mar (regressão marinha) e podem ou não estar associadas a variações verticais do nível marinho. Esta distinção já é clara na classificação de costas proposta por [Valentin \(1952\)](#), onde se distinguem as costas de submersão ou emersão associadas a movimentos verticais e costas em recuo ou avanço associadas ao deslocamento horizontal da linha de costa (figura 6).

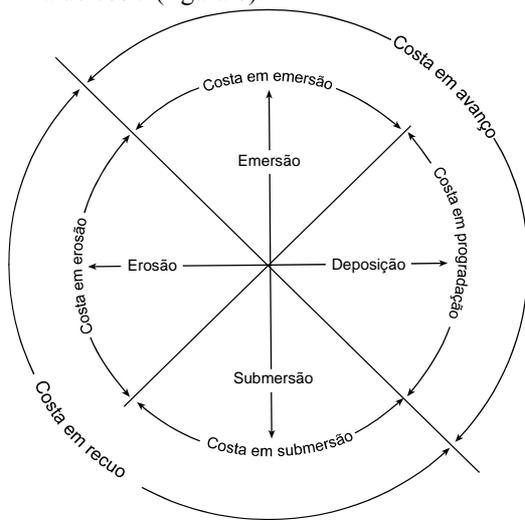


Figura 6: Classificação de tipos de evolução de costas proposta por [Valentin \(1952\)](#), traduzida.

Outro aspecto a ser considerado é o nível de referência. Por exemplo, nas cartas topográficas, o zero refere-se ao nível médio do mar; já nas cartas náuticas, refere-se ao nível médio das marés baixas de sizígia. Contudo, para a identificação de PNM, geralmente, mais importante que determinar a elevação do indicador em relação a um determinado nível de referência ou *datum* é determinar a altura do indicador em relação ao seu homólogo atual. Por exemplo, a altura de um remanescente fóssil em relação ao nível de vida atual da espécie. Esta diferença de altura pode ser obtida de forma simples com nivelamento geométrico convencional, com estação total, nível de precisão ou mesmo com nível de mão ou mangueira. Pois a precisão obtida por estas técnicas geralmente é superior à precisão que pode ser obtida pelas características intrínsecas do próprio IPNM. Dito de outra forma, a incerteza vertical na determinação da zona homóloga é maior que a margem de erro do método de nivelamento.

2.1. Variações do nível do mar

Tipos

As variações do nível do mar podem ser classificadas em eustáticas e aparentes. As primeiras são variações

reais do nível do mar e as segundas são decorrentes de movimentações dos continentes e ilhas. As combinações resultantes destas duas constituem as variações do nível relativo do mar. Quando se utilizam indicadores geológicos ou maregráficos, eles indicam apenas variações do nível relativo do mar. Cabe lembrar que o nível eustático também é conhecido como nível absoluto e que ele é medido em relação a um referencial fixo na escala de tempo considerada.

Causas

As variações eustáticas do nível do mar ocorrem em diversas escalas temporais e espaciais e têm causas diversas. As principais podem ser de origem climática, tectônica, gravitacional ou dinâmica ([Mörner 1987](#)). Dentre as climáticas, destacam-se as glacio-eustáticas, que são decorrentes de mudanças do volume de água dos oceanos, por sua vez relacionadas à variação do volume de gelo nas calotas polares e geleiras. No Quaternário, os ciclos glaciais e interglaciais, que caracterizaram o período, causaram variação eustática do nível do mar de até mais de uma centena de metros. A teoria mais aceita sugere que estes ciclos, denominados ciclos de Milankovitch, foram originados por variações de três forçantes orbitais: a inclinação do eixo terrestre, a excentricidade da órbita e a precessão dos equinócios, também conhecida como giro ou bamboleio do eixo terrestre. As mudanças de origem tectônica ou tectono-eustáticas são decorrentes da variação do volume das bacias oceânicas. Elas podem estar relacionadas à compensação isostática gerada pelos ciclos glaciais e interglaciais. As mudanças de origem gravitacional são decorrentes de variações na forma do geoide, denominadas geoideo-eustáticas, e são geradas por variações no campo gravitacional e na rotação da Terra. Estas variações também podem estar relacionadas à redistribuição das massas durante os ciclos glaciais e interglaciais. As variações dinâmicas do nível do mar são resultantes de mudanças na densidade da água por variação térmica e de salinidade e podem ser geradas por variações das correntes oceânicas (figura 7) e por fenômenos oceanográficos interanuais tais como o ENSO (*El Niño-Southern Oscillation*). Também poderiam ser originadas por fenômenos meteorológicos de maior escala temporal tais como o super-ENSO (10^1 a 10^2 anos) e o mega-ENSO (10^2 a 10^3 anos), sugeridos por [Mörner \(1996\)](#). As variações eustáticas podem ainda ser decorrentes de variações de intensidade e frequência de marés meteorológicas (*storm surges*) geradas por oscilações ou mudanças climáticas. As variações ainda podem ser resultantes de mudanças na configuração da costa, tal como exemplificado por Douglas W. [Johnson \(1912\)](#), há mais de um século, onde o crescimento e destruição parcial de um esporão arenoso numa baía alteram o nível do mar, devido às mudanças da exposição da costa à ação das ondas e às modificações na amplitude das marés dentro da baía (figura 8).

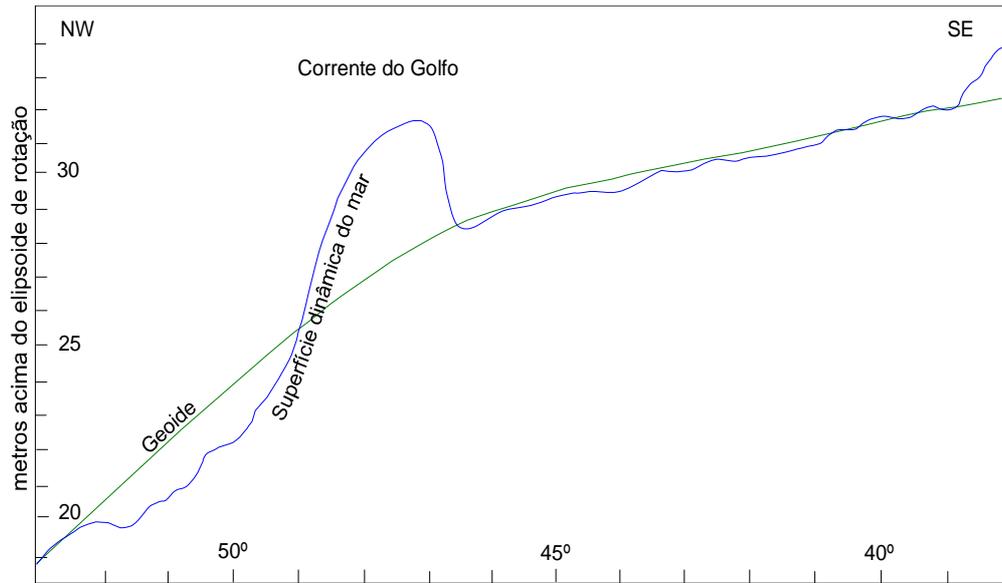


Figura 7: Variação do nível “dinâmico” do mar, em relação ao nível do geóide, originado pela Corrente do Golfo, na costa sudeste dos EUA (Mörner 1987).

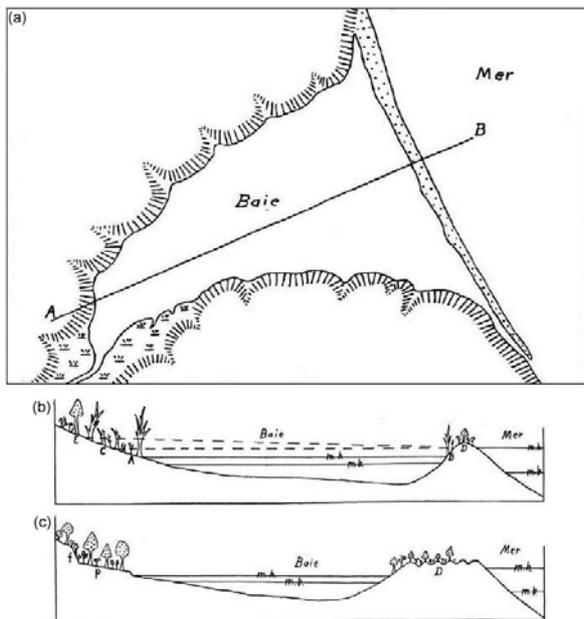


Figura 8: Variação do nível relativo do mar numa baía em forma de funil resultante do crescimento e erosão parcial de um esporão arenoso. (a) Baía separada do mar por um cordão litorâneo. (b) Afundamento aparente da costa, ao longo do cordão arenoso (D), que fecha quase completamente a baía. O nível da preamar (mh) é mais baixo na baía que no mar; as árvores crescem nas costas da baía a partir do nível (AB); quando o cordão se rompe ou desaparece, a preamar atinge o mesmo nível que no mar (CD); deste modo, as árvores que se encontravam na baía entre A e C morrem pelo efeito da água salgada; se a baía se estreitar para o interior, a maré no fundo da baía atinge o mesmo nível que no mar (DE); nestes casos, todas as árvores entre A e E morreriam. (c) Elevação aparente da costa: antes da construção do cordão litorâneo D, a maré alcançava, na baía, o mesmo nível que no mar; a falésia *f* e a plataforma *p* foram geradas pelas ondas; após a construção do cordão litorâneo, o nível da preamar (mh) na baía tornou-se mais baixo que no mar; as ondas não alcançam mais a falésia nem a plataforma, o que pode dar a ilusão da elevação da costa; a altura uniforme dos diferentes elementos do cordão litorâneo prova que o nível do continente e do mar permaneceu estável durante muito tempo. Baixamar (mb) (traduzido de Johnson 1912).

3. Indicadores de paleoníveis marinhos

Paleoníveis marinhos podem ser inferidos a partir de diversos tipos de indicadores. O foco desta revisão refere-se apenas a indicadores costeiros: (a) geomorfológicos, (b) faciológicos, (c) biológicos em costões rochosos e recifes e (d) arqueológicos. Não são abordados indicadores obtidos através de microfósseis ou por fracionamento isotópico.

Principais tipos de indicadores costeiros

Os IPNM costeiros têm sido classificados de formas diversas (ver, por exemplo, Martin *et al.* 1982a, Van de Plassche 1986, Angulo 1993 e Angulo *et al.* 2002). Neste trabalho, sugere-se que os IPNM costeiros sejam classificados quanto a: (a) o tipo de informação que fornecem; e (b) o tipo de evidência utilizada para obtê-la.

Tipo de informação

Quando o indicador possibilita identificar apenas a altura do paleonível marinho se constitui num indicador espacial. Se o indicador permite identificar também o momento ou período do paleonível marinho se obtém um indicador espaço-temporal. Estes últimos podem ser classificados em simples e compostos (Angulo *et al.* 2002). Nos simples, tanto a indicação espacial como a temporal é obtida a partir do mesmo elemento; geralmente uma evidência biológica *in situ*. Já nos indicadores compostos, a evidência espacial é obtida através de um elemento (geralmente, morfológico ou estratigráfico), e a temporal, de outro (geralmente um bioclasto).

Alguns indicadores podem não se ajustar a esta classificação. Por exemplo, os entalhes marinhos podem ser considerados indicadores espaciais. Porém, se for conhecida a sua taxa de corrosão, os entalhes podem se constituir em indicadores espaço-temporais simples. Já as fácies sedimentares podem ser consideradas

indicadores espaciais. Mas, se for possível datar materiais contidos nas fácies, tais como conchas ou fragmentos de madeira, podem se constituir em indicadores espaço-temporais compostos. Ademais, quando é determinada a idade de soterramento do sedimento, pelos métodos da Termoluminescência (TL) ou da Luminescência Ópticamente Estimulada (LOE), a fácies pode ser considerada como indicador espaço-temporal simples.

Cabe lembrar que classificações podem ser incompletas e não totalmente satisfatórias, pois são apenas tentativas de organizar a diversidade. Porém, elas podem ser úteis no esclarecimento de aspectos comuns da diversidade e auxiliar na compreensão do significado dos IPNM.

Outro aspecto que permite classificar os IPNM refere-se a que tanto os componentes espaciais como os temporais podem indicar intervalos definidos de idade e/ou altura ou apenas idades e/ou alturas máximas ou mínimas.

Com relação aos métodos de datação, o mais utilizado no Brasil tem sido o do radiocarbono (^{14}C). Angulo *et al.* (2006) compilaram mais de mil datações utilizadas para caracterizar IPNM. No Brasil, também foi utilizado o método do Iônio (^{230}Th)/Urânio (Io/U) (Martin *et al.* 1982b) para determinar idades pleistocênicas além do alcance do radiocarbono. Ademais, datações por TL foram inicialmente realizadas em areias costeiras do Rio Grande do Sul (Poupeau *et al.* 1984, 1988 e Dillenburg 1994). Posteriormente, datações TL e LOE foram realizadas em diversas regiões do Brasil (e.g. Tatum *et al.* 2003; Barreto *et al.* 2002, 2004; Buchmann & Tomazelli 2003; Sawakuchi *et al.* 2008, 2009, 2012; Suguio *et al.* 2011; Zular *et al.* 2013). Mais recentemente, foi utilizado o método por Ressonância do Spin do Elétron (ESR – *Electron Spin Resonance*) para datar dentes de mamíferos provenientes do Rio Grande do Sul (Lopes *et al.* 2010). O método da racemização de aminoácidos utilizado em outros países para identificação de PNM (e.g. Hearty & Kaufman 2000) ainda não foi utilizado no Brasil.

Tipos de evidências

Quanto ao tipo de evidência, serão analisados os indicadores mais utilizados em trabalhos anteriores sobre a costa brasileira. Estes indicadores podem ser classificados em: (a) geomorfológicos, (b) estratigráficos, (c) biológicos associados à costões rochosos e recifes e (d) arqueológicos.

3.1. Geomorfológicos

Os indicadores geomorfológicos podem ser erosivos ou deposicionais. As feições erosivas geralmente estão associadas à abrasão por ondas. As mais frequentes são (a) os entalhes, (b) as plataformas de abrasão de ondas, (c) as pontes e pilares marinhos e (d) os níveis de concentração de matacões. Já as principais feições deposicionais são os terraços e planícies costeiras marinhos, estuarinos e lagunares.

3.1.1. Erosivos

(a) Entalhes marinhos

Entalhes marinhos (*marine notches*), também denominados cavas marinhas, são feições erosivas esculpidas sobre rochas costeiras por processos físicos, químicos ou biológicos. Seu tamanho e forma são variados e podem ser geradas em várias alturas em relação ao nível médio do mar. Os entalhes podem ser classificados em estruturais, de abrasão e de corrosão (Pirazzoli 1986). Os entalhes estruturais são gerados por erosão diferencial condicionada pelas estruturas das rochas, tais como fraturamento, estratificação ou mudança na composição, e sua altura varia em relação ao nível médio do mar, pois a sua localização é fortemente influenciada pela estrutura ou composição das rochas. Os entalhes de abrasão são gerados pela ação mecânica da areia ou cascalho lançado pelas ondas sobre as rochas (figura 9). Eles se formam a diversas alturas em relação ao nível do mar, dependendo da amplitude das marés e da energia das ondas. Os entalhes de abrasão são IPNM pouco precisos, com margem de erro que pode alcançar vários metros (Pirazzoli 1986). Já os entalhes de corrosão têm sido largamente utilizados para identificação de PNM, principalmente em costas calcárias onde têm melhor desenvolvimento. Os entalhes de corrosão, que são originados por diversos processos físicos, químicos e biológicos podem ser de maré ou de surfe (Pirazzoli 1986). Os de marés ocorrem na zona entre marés, em locais abrigados e os de surfe ocorrem geralmente acima do nível de maré alta em locais expostos à ação de ondas (figura 10). A sua morfologia depende da intensidade da exposição às ondas e, nas situações mais favoráveis, podem permitir o reconhecimento de paleoníveis marinhos com precisão de 30 cm (Pirazzoli 1986). As variações do nível do mar influenciam a morfologia dos entalhes, o que permite reconstruir a elevação de paleoníveis marinhos e também a velocidade em que ocorreram as variações (Pirazzoli 1986, figura 11).



Figura 9: Entahle de abrasão gerado pela ação mecânica de areia quartzosa sobre migmatito, na Ilha do Mel, Paraná.

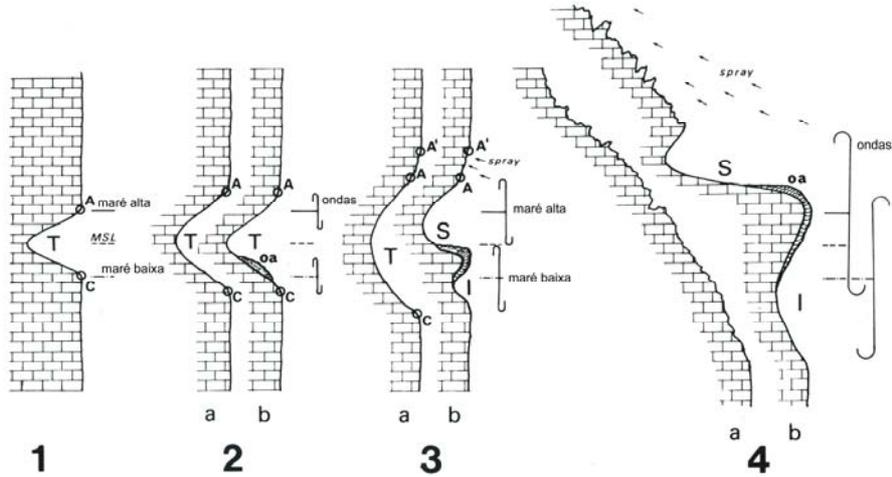


Figura 10: Variação morfológica dos entalhes de corrosão marinha em função da exposição às ondas (Pirazzoli 1986). Costa: (1) muito protegida, (2) moderadamente protegida, (3) moderadamente exposta e (4) muito exposta. Perfis: (a) sem e (b) com acresção orgânica. Entalhes: (T) de maré, (S) de surfê com banco e (I) infralitoral. (ao) Acresção orgânica. (MSL) Nível médio do mar. (A e A') Topo do entalhe e (C) base do entalhe.

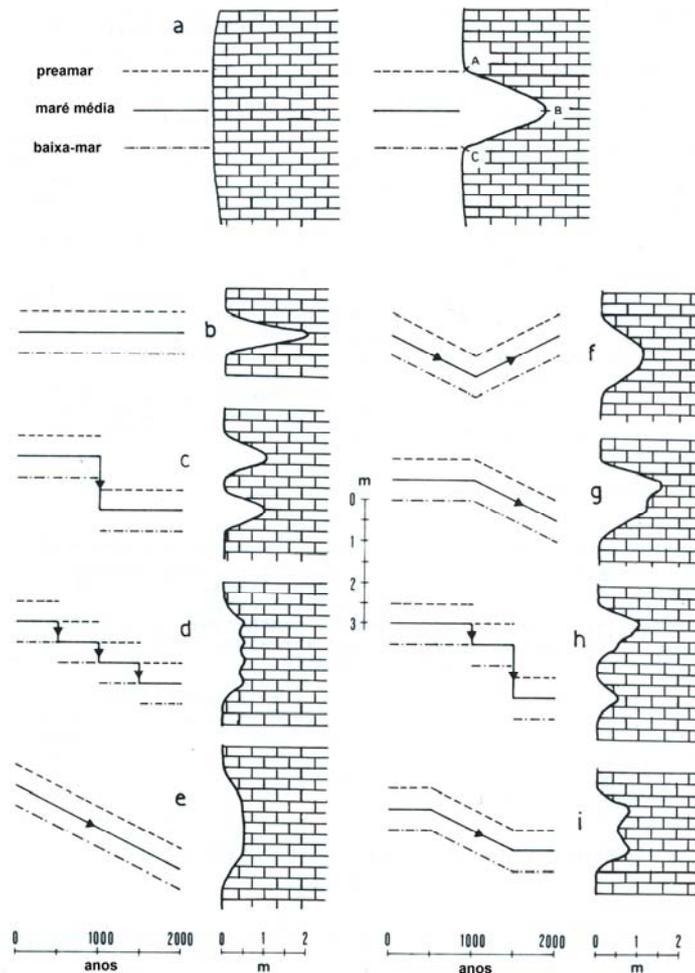


Figura 11: Perfis de entalhes resultantes de diferentes combinações de variações do nível do mar, em costas abrigadas (Pirazzoli 1986). A amplitude de maré é de 1,0 m e a taxa de corrosão, no nível médio do mar, de 1,0 mm/ano.

No Brasil, os entalhes têm sido pouco utilizados, provavelmente devido a que as rochas aflorantes na costa têm características pouco propícias ao seu

desenvolvimento. Hartt (1870) descreveu, no Pão de Açúcar, na enseada de Vitória, uma linha horizontal irregular de depressões rasas, que pode ser considerada

um entalhe de corrosão incipiente, e inferiu paleonível marinho em torno de 3 m superior ao atual (figura 1).

Os entalhes de surfe têm grande desenvolvimento no arquipélago de Fernando de Noronha, onde arenitos calcários bioclásticos de origem praias e eólico alcançam o mar (figura 12). Contudo, paleoentalhes não foram descritos. Angulo *et al.* (2013a), a partir da profundidade dos entalhes atuais, de até 2,5 m e taxa de

corrosão anual de 5,0 mm, que corresponde à taxa máxima verificada em outros locais (Pirazzoli 1986), estimaram que o nível do mar tivesse variação inferior a 30 cm, pelo menos, nos últimos 500 anos. Medições da taxa de corrosão local poderiam auxiliar a precisar o período de estabilização do nível do mar no arquipélago.

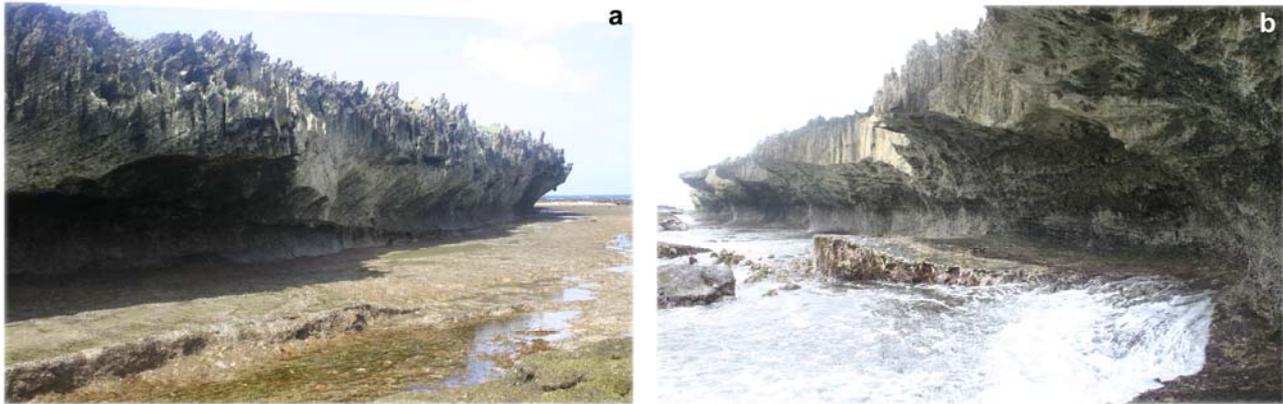


Figura 12: Entalhes de surfe em arenitos bioclásticos eólicos e praias, na Ilha Rasa (a) e na Ponta das Caracas (b), no arquipélago de Fernando de Noronha (Angulo *et al.* 2013a).

(b) Plataformas de abrasão de ondas

As plataformas de abrasão de ondas sobrelevadas em relação ao nível do mar têm sido frequentemente utilizadas como indicadores espaciais de paleoníveis marinhos (ver, por exemplo, Johnson 1919). No Brasil, Almeida (1955, 1961) as descreve nas ilhas de Fernando de Noronha e da Trindade.

As plataformas podem ser esculpidas em diversos níveis de acordo com a estrutura e a composição do substrato e os regimes de ondas e de marés. Elas podem ser geradas em diversas profundidades e até vários metros acima do nível médio do mar por ondas de tempestade. Em Fernando de Noronha, Almeida (1955) descreve plataformas de abrasão, que denomina “terraços de preamar”, desenvolvidas no nível de preamar ou um pouco acima (figura 13). O autor também distingue as plataformas de abrasão de ondas concordantes com as estruturas, daquelas que as cortam. Na extremidade da península das Caracas, descreve a plataforma, denominada Lage, esculpida em nível pouco mais elevado que as outras plataformas do arquipélago, que é alcançada apenas pelas ondas de tempestade e cuja formação foi favorecida pela erosão diferencial de níveis amigdaloides, mais friáveis, dos derrames que formam o substrato (figura 14). Na Ilha da Trindade, descreve terraços de abrasão de ondas atuais e um terraço, no morro do Paredão, que interpreta como formado num período em que o nível médio do mar era 3,5 m mais alto que o atual (Almeida 1961, figura 15). Deste modo, para inferir PNM a partir de plataformas ou terraços de abrasão de ondas é necessário verificar se sua altura está ou não condicionada pela estrutura ou pela composição das rochas. Se o substrato for homogêneo ou a plataforma cortar as estruturas, a altura da plataforma pode ser

utilizada como IPNM. Neste caso, a altura estará condicionada pela amplitude de marés, pelo regime de ondas e pela magnitude e frequência de eventos de alta energia. O PNM pode ser inferido medindo a diferença de altura entre a paleoplataforma e a plataforma atual, assumindo que as plataformas tenham-se originado pelos mesmos processos e que não hajam ocorrido mudanças significativas nos parâmetros oceanográficos no período entre a geração das duas plataformas.



Figura 13: Plataforma de abrasão de ondas (p) no nível de preamar, na Baía dos Porcos, em Fernando de Noronha.



Figura 14: Plataforma de abrasão – Lage – na Ponta das Caracas, em Fernando de Noronha.



Figura 15: Plataforma de abrasão no Vulcão do Paredão, na Ilha da Trindade.

(c) Pontes naturais e pilares marinhos

As pontes naturais e os pilares marinhos são feições frequentes em costas em recuo, que resultam da erosão diferencial das rochas pelas ondas (figura 16). Paleopilares, cuja base esteja sobrelevada em relação ao nível do mar atual, podem fornecer indicações sobre



Figura 16: Pequena ponte natural na Ilha da Trindade (a) e pilar marinho em Fernando de Noronha (b).



Figura 17: Nível de concentração de matacões (mp) elevado de 2 a 3 m em relação ao nível de matacões atuais (ma) homólogos e paleopilar marinho (pp) cuja base interna se localiza a 2-3 m sobre o nível de concentração de matacões atuais, em encosta do Morro do Joaquim, na Praia Grande, Ilha do Mel, Paraná.

No Sul do Brasil, Bigarella & Freire (1960) descrevem nível de concentração de matacões, no nível de maré alta atual, na Praia Mansa de Caiobá, no Paraná, em feição que denominaram “tômbolo erosivo” (figura 18a) e que interpretaram como resultante da erosão pelas ondas dos sedimentos finos de depósitos colúviais. Assim, a sua origem seria semelhante aos dos níveis de matacões já descritos. Os autores

o PNM (figura 17). A base do pilar corresponde ao nível da plataforma de abrasão de ondas. Nestes casos, os PNM podem ser inferidos utilizando os mesmos critérios que para as plataformas de abrasão de ondas.

(d) Níveis de concentração de matacões

Os níveis de concentração de matacões são frequentes nas regiões Sul e Sudeste do Brasil, devido às características geológicas da costa. Encostas de morros sustentados por rochas cristalinas, tais como granitos e gnaisses, são recobertas por manto de intemperismo de espessura variável. Quando estas encostas são alcançadas pelas ondas, os sedimentos mais finos são removidos, o que resulta na concentração residual de matacões (figura 17). As concentrações atuais ocorrem até o nível de ação de ondas de tempestade. Os níveis mais elevados, com evidências de não mais serem atingidos pelas ondas, tais como vegetação e formação de solo, permitem inferir PNM comparando a suas alturas com a de níveis homólogos atuais (figura 17).

mencionam ainda que, entre os matacões, as ondas depositam areias bem selecionadas características de praia (figura 18b). A altura deste depósito foi utilizada como referência para inferir PNM a partir de depósitos semelhantes elevados em relação ao nível do mar atual, que ocorrem na costa paranaense (Bigarella & Freire 1960, Bigarella & Becker 1975, figura 19). Contudo, foram constatadas algumas divergências quanto aos PNM inferidos a partir destes depósitos, pois em alguns casos foram considerados como formados próximos ao nível médio do mar (Bigarella & Freire 1960) e em outros como próximos ao nível da berma de pós-praia (Angulo 1994). No Paraná, a diferença de alturas entre estes dois níveis, pode alcançar de 1,0 m a 6,0 m, dependendo da granulometria do depósito (Bigarella *et al.* 1961, Angulo 1994). Assim, para aumentar a precisão na determinação do PNM é necessário comparar as alturas dos depósitos pretéritos com as dos seus homólogos atuais, que apresentem a mesma granulagem e estejam submetidos a condições oceanográficas semelhantes.



Figura 18: (a) Tômbolo erosivo descrito por Bigarella & Freire (1960), na Praia Mansa de Caiobá, no Paraná e (b) detalhe dos matacões e da areia praiá depositada nos interstícios.

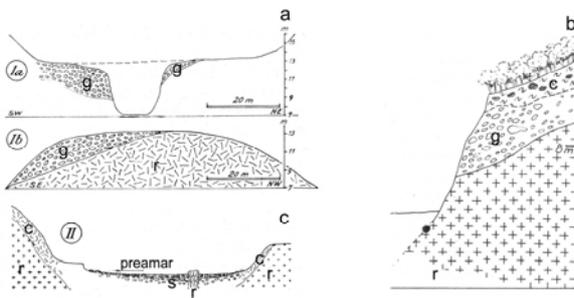


Figura 19: Conglomerados com matriz de areia bem selecionada (g), no terraço do Morro do Sambaqui (a), e no Porto da Passagem (b), Caiobá, no Paraná, interpretados como homólogos do depósito atual de tômbolo erosivo (c; figura 18). Cascalho (s), colúvios (c) e rochas cristalinas (r) (Bigarella & Becker 1975).

3.1.2. Depositionais

(a) Terraços e planícies costeiras marinhas e lagunares

Os terraços e planícies costeiras marinhas e lagunares têm sido largamente utilizados no Brasil e no mundo para inferir PNM e várias discussões têm sido estabelecidas. Até meados do século XX era frequente atribuir origem marinha a diversos terraços localizados em cotas tão altas como 220 m (e.g. Maack 1947). Nos anos 50 e 60, outros autores alertavam para o fato de não existirem evidências concretas para atribuir caráter marinho a estes terraços localizados a grandes altitudes e que provavelmente teriam outra origem (Almeida 1955, Bigarella & Freire 1960, Bigarella *et al.* 1961, Bigarella & Salamuni 1961). Posteriormente, estes terraços foram interpretados como níveis de pedimentos rochosos ou detríticos (Salamuni & Bigarella 1962, Bigarella 1965, Bigarella & Becker 1975). Ou seja, para identificar paleoníveis marinhos a partir de planícies ou terraços é necessário determinar a sua origem. Uma vez certificada a origem marinha da planície ou terraço, deve-se indagar qual a precisão do PNM que pode ser obtida a partir de sua morfologia. Inicialmente, deve-se lembrar que em planícies e terraços a linha de costa pode se deslocar por progradação ou retrogradação, sem implicar em variação do nível de base. Ademais, planícies e

terraços podem ter recobrimento eólico, cuja altura está relacionada principalmente ao aporte sedimentar. Segundo Bigarella *et al.* (1961) PNM podem ser inferidos a partir da altitude de planícies de construção marinha, sem cobertura eólica, pois o topo da planície corresponderia ao topo da berma ou do “reverso da praia”, como era denominado. Assim, a altura do PNM corresponderia à diferença de altura entre o topo da planície e o topo da berma atual. Estes autores também observaram que a altitude da berma, varia com a granulação e que, na costa paranaense, onde a amplitude de maré é em torno de 2 m, a melhor correlação ocorre em praias com diâmetro médio entre 0,1 e 0,2 mm, nas quais a altitude da berma varia entre 2,6 m e 3,2 m (figura 20). Esta correlação poderia ser investigada em outros setores da costa com diferentes amplitudes de marés e regime de ondas, o que permitiria inferir PNM conhecendo a altitude e a granulação da planície. Contudo, deve-se considerar que as forçantes oceanográficas durante a formação das planícies podem ter sido diferentes das atuais formando bermas em altitudes diferentes. Por exemplo, podem ter ocorrido variações na intensidade e duração das tempestades, das marés meteorológicas e/ou do regime de ondas. Também se deve considerar que os fenômenos extremos, tais como eventos de alta energia de ondas ou mesmo tsunamis, que têm maior potencial de preservação no registro geológico, podem gerar bermas de maior altitude e, portanto, não homólogas à da berma da praia atual. Ademais, a altitude da planície ou terraço pode estar influenciada por cobertura eólica. Neste caso, como já alertado por Bigarella *et al.* (1961), a espessura da cobertura eólica deve ser diminuída da altitude do terraço. Uma forma de aumentar a precisão e a confiabilidade na determinação de PNM a partir de planícies e terraços marinhos é analisar as fácies sedimentares que os constituem.

3.2. Estratigráficos

A estratigrafia tem sido uma das ferramentas mais utilizadas para inferir PNM em diversas escalas espaciais e temporais. Nas escalas consideradas nesta revisão, os elementos estratigráficos mais utilizados como IPNM têm sido as fácies e suas associações. A

utilização geológica moderna do termo fácies foi introduzida por Gressly no século XIX e tem sido utilizado com diversas acepções desde então (Walker 1992). Discussão detalhada sobre uso do conceito de fácies é apresentada por Walker (2006). Segundo este autor, fácies são os menores blocos de construção do registro sedimentar e são definidas pelos seus atributos, tais como forma, tamanho, contatos, textura, composição e estrutura interna e conteúdo fossilífero. PNM podem ser inferidos a partir destas características. Ademais, as fácies relacionadas geneticamente, isto é, formadas por processos que ocorrem lado a lado e simultaneamente num mesmo contexto deposicional, configuram uma associação de fácies, que também podem ser utilizadas para a reconstrução de PNM. Embora não de forma explícita, as fácies foram utilizadas como IPNM desde os trabalhos pioneiros sobre a costa brasileira por Hartt (1870) e Branner (1904). As fácies ou associações de fácies mais utilizadas para inferir PNM quaternários são as litofácies e biofácies, de estuários, lagunas e praias de mar aberto.

3.2.1. Litofácies

As principais litofácies utilizadas para inferir PNM em trabalhos anteriores têm sido as fácies praias de mar aberto, estuarinas e lagunares, definidas pelas suas estruturas sedimentares físicas, e suas associações.

(a) praias de mar aberto

As fácies de praia em sistemas deposicionais clásticos dominados por ondas incluem as geradas desde a base da face litorânea (*shoreface*) até o limite superior do pós-praia (*back-shore*), ou seja, desde a base de ação das ondas, que pode se localizar a dezenas

de metros de profundidade, até o espriamento das ondas de tempestade, a 2-6 m acima do NMM (figura 21).

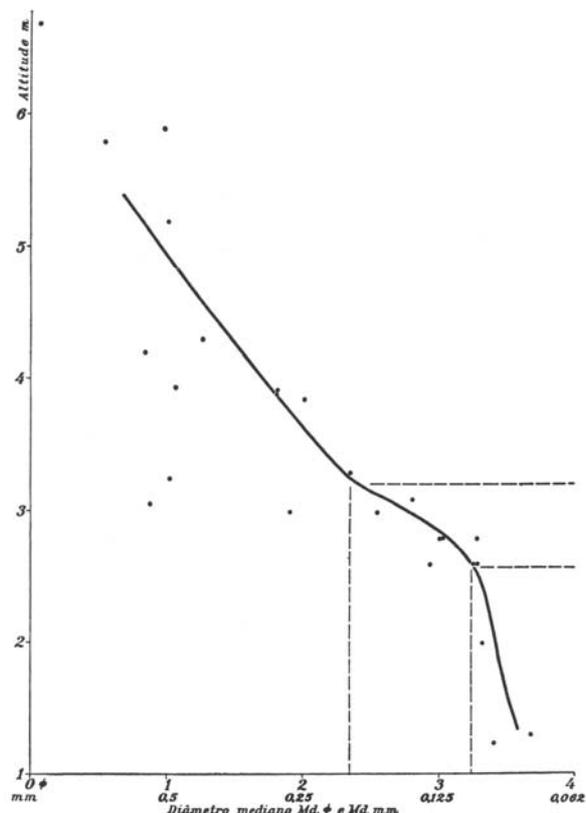


Figura 20: Relação entre a altitude da berma e o diâmetro médio da areia de praias paranaenses (Bigarella et al. 1961).

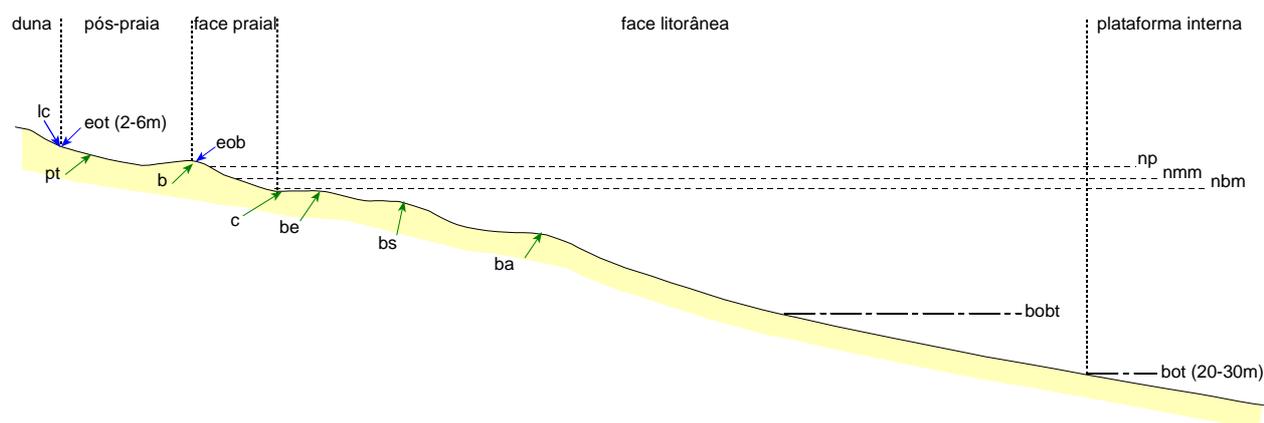


Figura 21: Perfil esquemático da morfologia e dos processos em costas dominadas por ondas. Limites de espriamento de ondas de tempestade (eot) e de bom-tempo (eob); níveis de preamar (np), médio do mar (nmm) e baixa-mar (nbm); níveis de base de ondas de bom-tempo (bobt) e de tempestade (bot). Linha de costa (lc), praia de tempestade (pt), berma (b), canaleta (c) e bancos de espriamento (be), surfe (bs) e arrebentação (ba).

Já no final do século XIX, Hartt (1870), e no início do XX, Branner (1904), utilizaram estruturas físicas de fácies praias como IPNM, quando descreveram os “recifes de arenito” da costa brasileira. Desde então, “recifes de arenitos”, “arenitos de praia” e *beachrocks* têm sido utilizados como IPNM e gerado controvérsias quanto a sua interpretação. Por este motivo, algumas

considerações sobre estas rochas são feitas a seguir. Segundo Branner (1904), os “recifes de arenito” constituem a mais impactante feição geológica da costa leste da América do Sul. Eles foram mencionados por Pero Vaz de Caminha, em Porto Seguro, e descritos por numerosos navegadores a partir do descobrimento (Branner 1904). Segundo Hartt (1870 p.228-9), os

“recifes rochosos” (*stone reefs*), que ocorrem em diversos locais da costa do Nordeste são constituídos predominantemente por areia fina, às vezes com pequenos seixos, abundantes conchas de espécies atuais e cimento carbonático. A presença, em parte deles, de laminação com pequeno ângulo de mergulho para o mar (figura 22) permitiu ao autor interpretá-los como depósitos praias consolidados (*solidified beach*). Branner (1904), no seu detalhado e extenso trabalho sobre a distribuição e características dos recifes, entre o Maranhão e o sul da Bahia, utiliza os termos *stone reef* (“recife rochoso”) e *sandstone reef* (“recife de arenito”) para descrevê-los. Considera que são resultantes da cimentação de areias de praia, que teriam se formado durante período em que o nível do mar era semelhante ao atual. O autor descreve acamamento mergulhando entre 4,5° e 6,5° para o mar, que interpreta como depósitos praias da zona de espraiamento de ondas. Também descreve arenitos com “falso mergulho” (*false dip*) de até 37°, que compara com a face frontal de forma de leito atual.

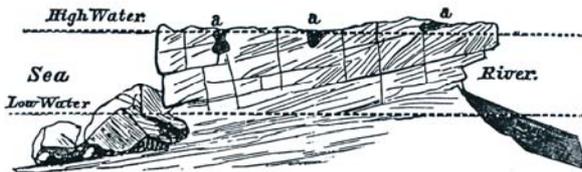


Figura 22: Seção esquemática de “recife de arenito”, em Porto Seguro (Hartt 1870 p. 229).

Cabe destacar que, nestes trabalhos, já é clara a distinção entre a localização na paisagem desses arenitos, que constituem recifes no sentido náutico (obstáculos submersos), e a sua gênese, interpretada como depósitos praias cimentados por carbonatos de cálcio. Posteriormente, alguma confusão surge na literatura com a introdução do termo *beachrock*, utilizado tanto no sentido náutico ou morfológico de recife como no sentido genético de depósito praias consolidado. Deve-se lembrar que arenitos e conglomerados com cimentação carbonática podem ser encontrados no subsolo e em outras posições na

paisagem, tais como áreas costeiras emersas (Andrade 1960, Hopley 1986, Voudoukas *et al.* 2007), plataformas (Calliari *et al.* 1994, Manso *et al.* 2003, Veiga 2006, Mahiques *et al.* 2007, Neto *et al.* 2010, Simioni 2011) ou estuários (Simioni 2011) e que sua gênese pode ser diversa (ver, por exemplo, Stoddart & Cann 1965, Hopley 1986, Turner 2005 e Voudoukas *et al.* 2007). Os de origem praias podem ser gerados desde vários metros acima do nível médio do mar na praia de tempestade ou pós-praia até vários metros de profundidade na face litorânea. Assim, para utilizá-los como IPNM é necessário identificar suas fácies e associações e correlacioná-las com as fácies e associações homólogas atuais (figura 21). Ademais, para identificar a idade do PNM a partir deste tipo de registro, deve-se lembrar que a idade do depósito é posterior à idade dos seus constituintes bioclásticos (por exemplo, conchas carbonáticas retrabalhadas) e anterior à sua cimentação. A seguir são apresentados exemplos sobre interpretação de PNM inferidos a partir de fácies praias e suas associações.

No Paraná, o contato entre a fácies de areia com estratificação cruzada acanalada (St) e a fácies de areia com estratificação cruzada de baixo ângulo (SI) foi interpretado como correspondente ao limite entre o topo da face litorânea superior e a base da face praias, o qual se localiza próximo ao nível médio de maré baixa (Lessa *et al.* 2000, Souza *et al.* 2012, figura 23). Já o limite entre as areias praias e eólicas foi interpretado como correspondente ao nível de espraiamento das ondas de tempestade, que se localiza acima do nível de preamar (figura 24, Angulo *et al.* 2002).

Assim, comparando as alturas dos limites das fácies com os seus homólogos atuais, é possível estimar os PNM durante a formação das planícies costeiras. Contudo, deve-se considerar que a diferença de altura entre as fácies antigas e atuais possa estar refletindo, além de mudanças no nível no mar, variações entre as forçantes oceanográficas atuais, tais como ondas e eventos de alta energia, e as existentes durante a formação das fácies.

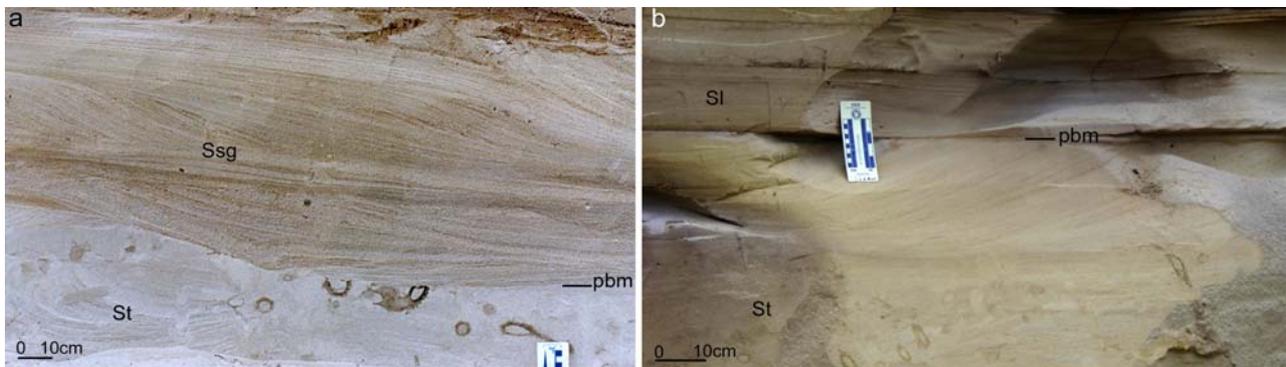


Figura 23: Paleonível de baixa-mar (pbm) inferido a partir do contato entre as fácies areia com estratificação cruzada acanalada (St), de face litorânea superior, e areia com estratificação cruzada sigmoide (Ssg) e de baixo ângulo (SI), de face praias. (a) Praia de Leste, Paraná; (b) Pinheira, Santa Catarina.

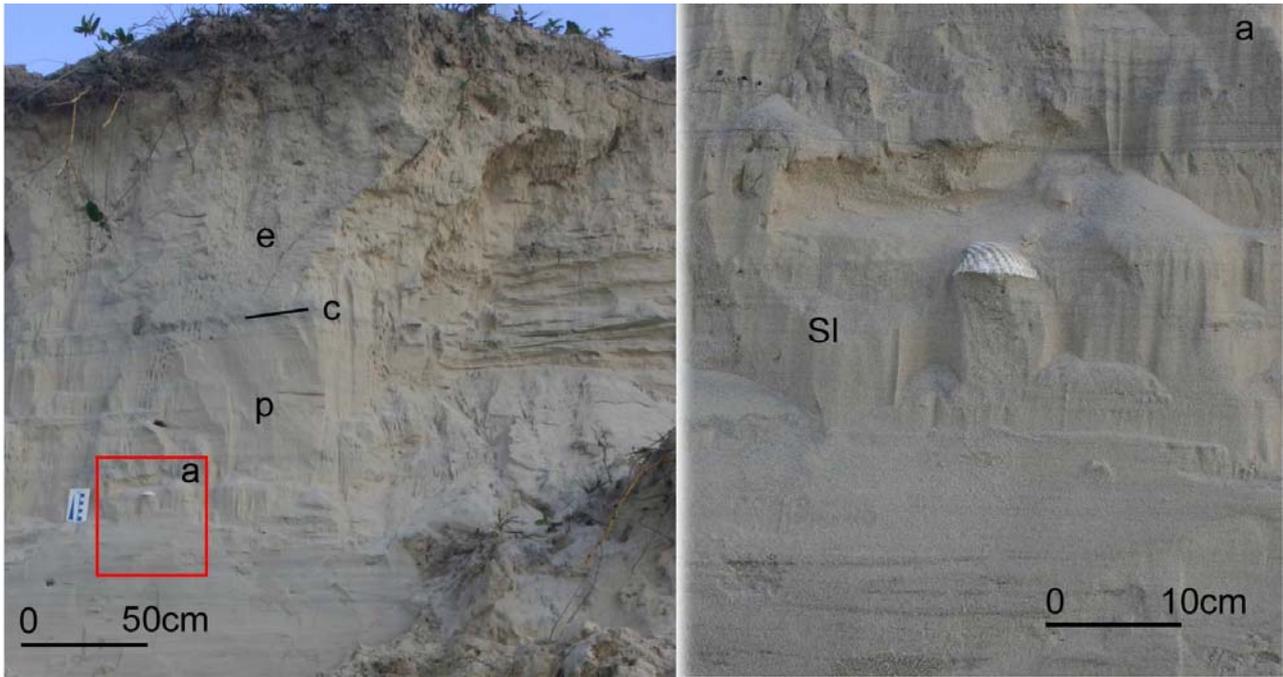


Figura 24: Paleonível marinho semelhante ao atual inferido a partir do contato (c) entre areias praias (p) e eólicas (e), na Restinga do Ararapira, São Paulo (Angulo *et al.* 2002). (a) Detalhe da concha de bivalve depositada na fácies de areia com estratificação cruzada de baixo ângulo (SI), correspondente à parte superior da face praial.

(b) estuarinas e lagunares

As fácies de sistemas estuarinos e lagunares abrangem as geradas em zona intermarés, tais como as planícies de maré e os canais de escoamento de maré, e as de inframaré, tais como fundos rasos e canais de maré.

No Canal do Varadouro, localizado entre os estados do Paraná e São Paulo, fácies heterolíticas com laminação ondulada (Hw), interpretadas como formadas em planície de maré, foram utilizadas para reconstruir PNM (figura 25). Esta fácies forma-se apenas abaixo do nível de maré máximo, assim, o seu limite superior de ocorrência pode ser utilizado como IPNM mínimo. Como este limite ocorre a 4,0 m acima do nível máximo de preamar atual, o nível do mar durante a deposição dos sedimentos deveria ser superior a 4,0 m (Angulo 1994, Angulo *et al.* 2002).

No rio Maciel, no estuário de Paranaguá, no litoral paranaense, fácies de estratificação cruzada tangencial na base (Sg), interpretadas como geradas em canal inframaréal, possibilitaram a interpretação de PNM mínimo. A fácies corresponde à parte inferior, preservada, de duna subaquosa de crista reta ou 2D (figura 26). Para sua formação, esta feição requer que a lâmina de água seja, no mínimo, superior a sua altura. Deste modo, o limite superior da fácies indica o nível mínimo do mar à época de sua formação. Este limite está localizado a 0,4 m acima do nível de maré alta. Como a amplitude de maré no estuário de Paranaguá é de 1,8 m foi inferido PNM > 2,2 m (Angulo *et al.* 2002).

Na Ilha Comprida, no litoral sul de São Paulo, PNM foram reconstruídos a partir do contato entre fácies de areia com estratificações cruzadas acanaladas (St) e sigmoides (Ss), interpretadas como geradas em delta de

maré enchente, e fácies, sobrepostas, de areia com estratificação cruzada de baixo ângulo (SI), interpretadas como formadas na face praial. Este contato foi interpretado como correspondente ao PNM mínimo de baixamar (figura 27, Angulo *et al.* 2009).

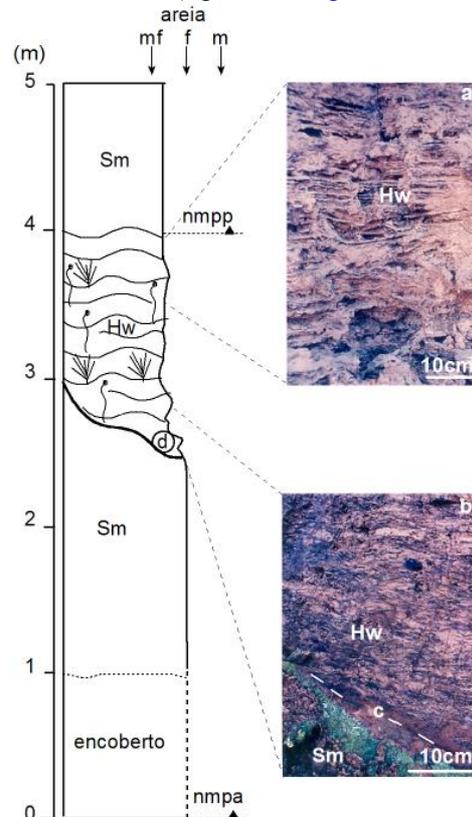


Figura 25: PNM mínimo >4 m inferido a partir do limite superior de ocorrência de fácies heterolítica com laminação ondulada (Hw), de planície de maré. (a) Detalhe da fácies heterolítica e (b) detalhe de canal intermarés, escavado em fácies de areias bioturbadas maciças

(Sm), preenchido por fácies Hw, contendo detritos vegetais datados (d), no Canal do Varadouro, São Paulo (Angulo 1994, Angulo *et al.*

2002). Níveis máximos de preamar atual (nmpa) e pretérito (nmpp). (c) Contato que define a superfície de fundo do canal.

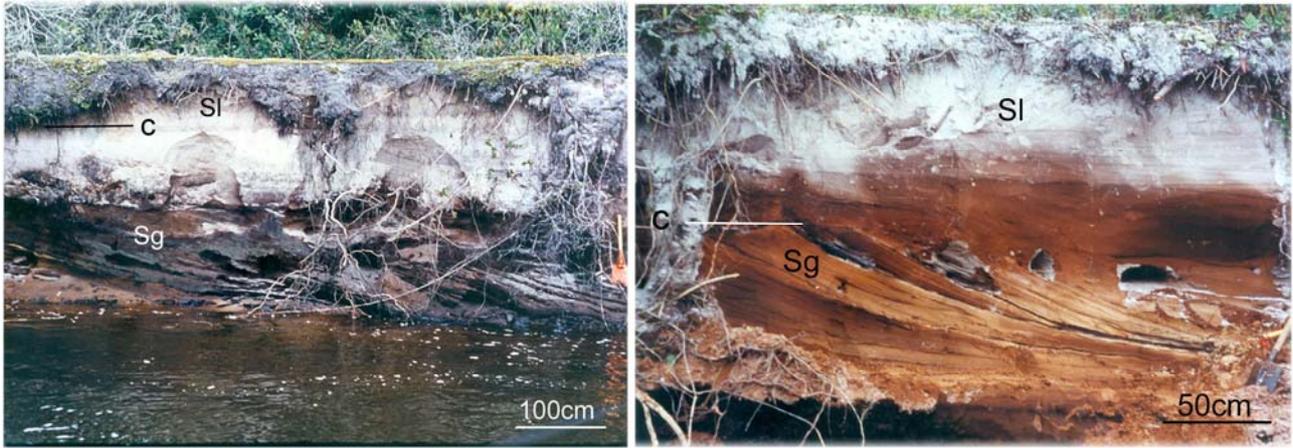


Figura 26: PNM > 2,2 m inferidos a partir de estratificações cruzadas tangenciais na base (Sg), de canal inframareal, no rio Maciel, Paraná (Angulo *et al.* 2002). O limite superior (c) da fácies Sg indica o paleonível mínimo do mar. (SI) Areia com estratificação cruzada de baixo ângulo.



Figura 27: PNM > 2,6 m inferido a partir do limite superior de estratificações cruzadas acanaladas (St) e sigmóides (Ss), de delta de maré enchente em contato com estratificações cruzadas de baixo ângulo (SI), de face praial, no sul da Ilha Comprida, em São Paulo.

3.2.2. Biofácies

As principais biofácies utilizadas para reconstruir PNM têm sido as definidas pelo seu conteúdo de fósseis *in situ* ou de bioclastos, que se constituem respectivamente em IPNM simples e compostos.

(a) com fósseis *in situ*

As fácies com fósseis *in situ* são de particular interesse para reconstrução de PNM. Elas podem constituir-se em IPNM espaciais ou espaço-temporais simples, dependendo do seu potencial de datação. As principais fácies com fósseis *in situ* encontradas em trabalhos anteriores sobre a costa brasileira são as que contêm: (a) conchas de bivalves articuladas, (b) raízes e troncos em posição de vida e (c) icnofósseis.

(a1) com conchas de bivalves articuladas

Nas fácies com conchas de bivalves articuladas, os espécimes estão preservados dentro do sedimento na mesma posição em que eles se encontravam em vida. Por exemplo, as conchas articuladas em posição vertical com a parte anterior para baixo e a posterior para cima (figura 28). Paleoníveis marinhos ou lagunares podem ser determinados comparando a distribuição vertical dos espécimes fósseis com a

distribuição vertical dos espécimes atuais. Porém, a distribuição vertical das espécies pode frequentemente alcançar dezenas ou centenas de metros ou, ainda, ser pouco conhecida. Por exemplo, segundo Rios *et al.* (1994), *Lucina pectinata* ocorre em “águas rasas” e outras espécies de *Lucina*, em profundidades entre 10 m e 100 m. Assim, para reconstrução de PNM do Holoceno Médio e Tardio no Brasil, onde as variações do nível do mar são inferiores a 10 m, o limite superior de ocorrência das conchas fósseis pode apenas ser utilizado como indicador de paleonível mínimo. Segundo Rios *et al.* (1994), *Anomalocardia brasiliana*, muito freqüente em bancos de conchas associados aos sedimentos estuarinos e lagunares, também ocorre em “águas rasas”. Assim, para refinar a identificação de PNM a partir deste tipo de indicador, é necessário definir mais precisamente a distribuição das espécies em relação à profundidade de ocorrência. Por exemplo, estudos nas costas paulista e paranaense identificaram que *Anomalocardia brasiliana* vive preferencialmente em fundos rasos próximos ao nível médio de maré baixa (Narchi 1974, Schaeffer-Novelli 1980, Boehs *et al.* 2008). Assim, o limite superior dos bancos com abundantes espécimes em posição de vida, pode ser correlacionado com o nível médio de baixa-mar.

Outro aspecto que deve ser considerado para identificar PNM é a profundidade de enterramento dos organismos. Por exemplo, *Anomalocardia brasiliana* se enterra no substrato apenas 5 cm (Narchi 1974, Schaeffer-Novelli 1980) enquanto as diversas espécies de *Lucina* se enterram entre 25 e 30 cm (Rios et al. 1994). Assim, a profundidade de enterramento deve ser adicionada ao paleonível. Ademais, a diferença de profundidade de enterramento de espécies pode resultar na ocorrência, no mesmo banco, de espécimes de idade distinta. Por exemplo, na Planície de Jaguaruna, em Santa Catarina, uma população de *Lucina sp.* com idades em torno de 4.500 anos ficou preservada conjuntamente com populações de *Anomalocardia brasiliana*, *Tagelus sp.* e *Thais sp.* 500 a 1.000 anos, mais antigas (figura 29).

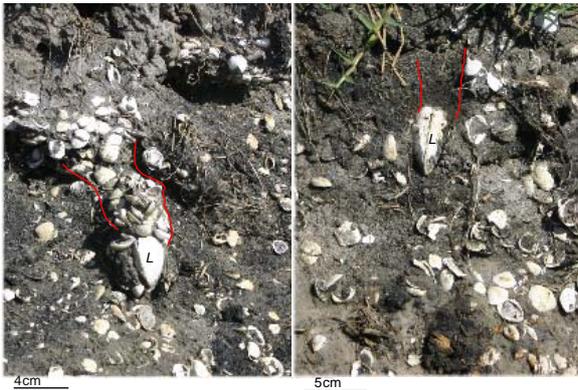


Figura 28: Espécimes de *Lucina sp.* (L), em posição de vida. Notar a estrutura (definida pelas linhas vermelhas) acima das conchas, que corresponde provavelmente à galeria escavada pelo organismo durante o enterramento; em Jaguaruna, Santa Catarina.



Figura 29: Banco de conchas desarticuladas predominantemente de *Anomalocardia brasiliana* (A) e conchas articuladas e em posição de vida de *Lucina sp.* (L), Jaguaruna, Santa Catarina.

Associado às conchas articuladas é freqüente a ocorrência de conchas desarticuladas com sinais de retrabalhamento (figuras 29 e 30). Ondas e correntes podem remover os sedimentos finos e concentrar as conchas. Ademais, as ondas podem concentrar as conchas em níveis superiores aos níveis de vida da espécie. Já as correntes, podem concentrar as conchas em níveis semelhantes ou inferiores ao nível de vida. Também, as conchas podem ser retrabalhadas pela infauna, principalmente por caranguejos, que escavam

suas tocas até mais de 1 m de profundidade. Na Ilha da Cotinga, Baía de Paranaguá, costa paranaense, foram observadas conchas, pertencentes a um depósito localizado entre 20 e 40 cm de profundidade e idade em torno de 3.300 anos, que foram transportadas até à superfície por caranguejos (figura 31). Deste modo, o retrabalhamento pode aumentar a margem de erro na avaliação do PNM, dependendo das características físicas e biológicas do sistema estuarino ou lagunar.



Figura 30: Depósito contendo conchas articuladas (setas) e desarticuladas de *Anomalocardia brasiliana*, evidenciando retrabalhamento atribuído a caranguejos, na Baía de Paranaguá, Paraná (Angulo & Abscher 1992).



Figura 31: Conchas, predominante de *Anomalocardia brasiliana*, pertencentes a depósito que ocorre a mais de 20 cm de profundidade, com idade de 3520-3169 aAP, trazidas à superfície por caranguejos, na Ilha Rasa da Cotinga, Baía de Paranaguá, Paraná (Angulo 1993).

(a2) Raízes e troncos em posição de vida

As fácies com raízes e troncos em posição de vida podem fornecer paleoníveis espaço-temporais com intervalo definido ou paleoníveis mínimos dependendo da distribuição das espécies consideradas. Em geral as árvores e arbustos crescem acima do nível de maré alta ou de ação de ondas. Neste caso, os troncos em posição de vida indicam paleoníveis mínimos (figura 32). Quando as espécies têm distribuição vertical relacionada às marés, como é o caso das espécies de mangue, pode-se obter paleonível com intervalo vertical semelhante à amplitude das marés.

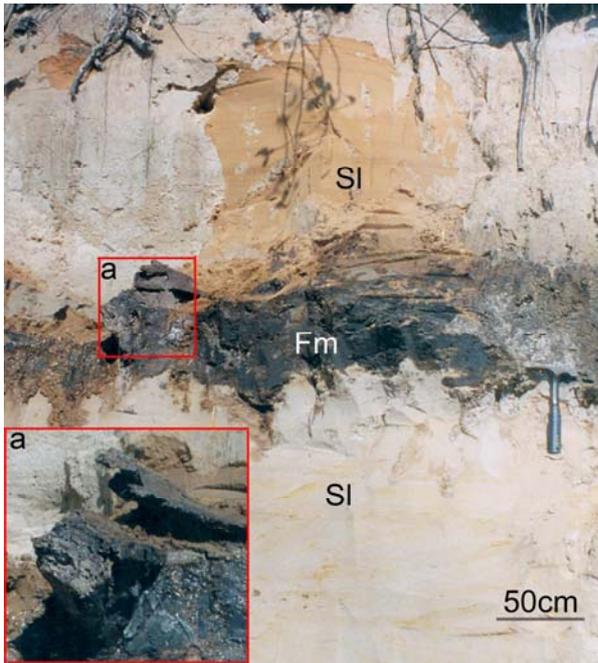


Figura 32: Tronco em posição de vida (a), com idade de 5.308-4.877 aAP, associado à fácies de lama (Fm) intercalada com fácies de areia com estratificação cruzada de baixo ângulo (SI), na ilha Comprida, São Paulo (modificado de Giannini *et al.* 2009).

(a3) Icnofósseis

Os icnofósseis, por serem vestígios de vida *in situ*, podem constituir-se em IPNM simples. Para isto, é necessário conhecer a altura ou profundidade na qual foram gerados. No Quaternário, esta informação pode ser obtida quando for possível correlacionar o icnofóssil com uma espécie atual de distribuição vertical conhecida.

Na costa brasileira, o icnofóssil mais utilizado como IPNM é o *Ophiomorpha nodosa* atribuído a *Callichirus sp.*. No litoral paulista e paranaense, *Ophiomorpha nodosa* foi atribuído a *C. major* (Suguio & Martin 1976, Suguio *et al.* 1984, Angulo 1993) enquanto que, no litoral gaúcho, corresponderia à *C. mirim*, que constrói tubos de maior diâmetro (Suguio *et al.* 1984). *Ophiomorpha nodosa* é muito abundante em fácies praiais quaternárias, nas regiões Sul, Sudeste e Nordeste do Brasil (e.g. Suguio & Martin 1976, Suguio *et al.* 1984, Angulo 1993, Barreto *et al.* 2002, Tomazelli & Dillenburg 2007). O icnofóssil consiste num tubo vertical com diâmetros externo de 2 a 5 cm e interno de 0,5 a 3,5 cm, com superfície externa crenulada e interna lisa (figura 33). A parte superior do tubo também pode apresentar superfície externa lisa (figura 34) e a parte intermediária ramificações

horizontais (figura 35). Frequentemente, os tubos apresentam 1 a 2 m de comprimento, mas no Paraná foram observados tubos com mais de 4 m (figura 36). A densidade de *Ophiomorpha nodosa* pode alcançar 20 a 22 tubos por m² (figura 37), enquanto que a população de *Callichirus major* é inferior a 10 por m². Isto sugere que a alta densidade do icnofóssil seja originada pela superposição de populações (Suguio *et al.* 1984, Angulo 1993).

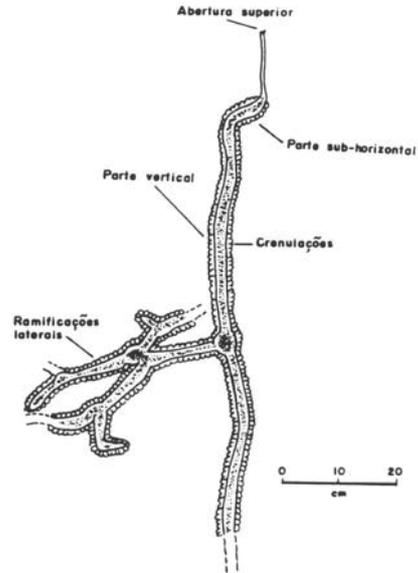


Figura 33: Partes constituintes de uma galeria de *Callichirus major* segundo reconstituição baseada em moldes internos de galerias atuais e aspectos de tubos fósseis (Suguio *et al.* 1984).



Figura 34: *Ophiomorpha nodosa* onde pode ser observada superfície externa lisa da parte superior do tubo (s), em Cananéia, São Paulo.



Figura 35: (a) Vista em perfil de *Ophiomorpha nodosa*, na Ilha do Mel, Paraná, e (b) vista em planta dos tubos verticais (t) e das ramificações horizontais, na Ilha Comprida, em São Paulo.



Figura 36: *Ophiomorpha nodosa* com aproximadamente 4 m de comprimento (a parte visível na fotografia tem aproximadamente 1 m de comprimento e o tubo segue em profundidade por, pelo menos, mais 3 m), em Praia de Leste, Paraná.



Figura 37: Alta densidade (> 20 tubos por m^2) de *Ophiomorpha nodosa* associada à fácies de face litorânea superior, em Praia de Leste, Paraná.

Por tratar-se de icnofóssil, que corresponde ao tubo de habitação permanente, a sua distribuição pode ser correlacionada com a distribuição da espécie geradora. *Callichirus major* ocorre principalmente no infralitoral (Rodrigues 1966) e a abertura superior do tubo localiza-se próximo ao nível de baixa-mar normal (Suguio & Martin 1976). Este icnofóssil foi utilizado como IPNM no litoral paulista (Suguio & Martin 1976 e Suguio *et al.* 1984), paranaense (Angulo 1993), gaúcha (Tomazelli & Dillenburg 2007) e potiguar (Barreto *et al.* 2002). No Paraná, foram identificados dois níveis de concentração de *Ophiomorpha nodosa*; um superior com menor densidade, cujo limite superior foi correlacionado ao nível médio de preamar, que corresponde ao nível mais alto de ocorrência de *Callichirus major*; e um inferior com densidade maior, cujo limite superior foi correlacionado ao nível médio de baixa-mar, que corresponde ao nível de maior densidade de ocorrência de *Callichirus major* (Angulo 1993). No Paraná, a diferença de altura entre o limite superior destes dois níveis de densidade varia entre 0,55 m e 0,80 m, que é semelhante à diferença de altura entre o nível médio de maré e o nível médio de baixa-mar de sizígia, que na costa paranaense é em torno de 0,90 m. Assim, a diferença de altura destes dois níveis

de concentração permitiu inferir PNM com margem de erro entre $\pm 0,35$ m e $\pm 0,50$ m (figura 38, [Angulo 1993](#)).

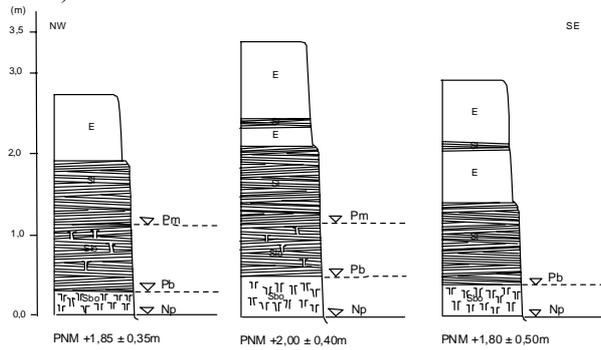


Figura 38: Interpretação de PNM a partir de tubos de *Callichirus major*, na costa nordeste da Ilha Rasa, Baía das Laranjeiras, Paraná. (Pm) paleonível médio do mar, (Pb) paleonível médio de baixa-mar, (Np) nível médio de preamar atual, (Sl) estratificação cruzada de baixo-ângulo, (Slo) estratificação cruzada de baixo-ângulo com *Ophiomorpha* sp., (Sbo) areia bioturbada com *Ophiomorpha* sp., (E) encoberto (modificado de [Angulo 1993](#)).

Porém, alguns aspectos devem ser considerados quando da utilização de *Ophiomorpha nodosa* como IPNM. Primeiro, que a parte superior do tubo pode ter sido erodida. Quando a parte superior lisa do tubo foi preservada (figura 34), a identificação do PNM pode ser mais precisa, pois o seu limite superior pode ser correlacionado com a abertura superior da galeria à época de vida do espécime; porém quando apenas a parte crenulada do tubo foi preservada (figuras 35a e 36), o seu limite superior não corresponde ao limite superior da galeria. Como os tubos podem alcançar mais de 4 m de comprimento, o topo preservado de um tubo erodido pode se localizar a vários metros abaixo do topo da galeria à época de vida do espécime que a originou. Outro aspecto a ser considerado é que existem várias espécies de *Callichirus*, que habitam níveis diferentes ([Rodrigues 1966 e 1983](#), [Souza & Borzone 1996](#)) Assim, é necessário melhorar o conhecimento da distribuição em profundidade das diversas espécies de *Callichirus* e verificar a possibilidade de ocorrência de tubos correspondentes às diferentes espécies, tal como sugerido por [Suguió et](#)

[al. \(1984\)](#). Também deve ser verificada a possibilidade de outros gêneros atuais gerarem *Ophiomorpha nodosa*. Ademais, para melhorar a precisão na identificação de PNM, este indicador pode ser utilizado em associação com as estruturas sedimentares das litofácies.

(b) com bioclastos

As fácies com bioclastos mais frequentes no registro quaternário costeiro são as de origem praiial, estuarino ou lagunar com bioclastos constituídos principalmente por conchas de moluscos, detritos vegetais e fragmentos de algas calcárias e corais. Estas fácies podem constituir-se em IPNM compostos, quando as estruturas sedimentares fornecem a altura e o bioclasto a idade. Contudo, os bioclastos fornecem apenas idades mínimas, devido ao período que existe entre a morte do organismo que originou o bioclasto e a sua deposição. Nestes casos, a tafonomia pode auxiliar a precisar este período. Por exemplo, restos vegetais desgastados por abrasão (figura 39), sugerem períodos mais longos entre a morte do espécime e a deposição do bioclasto do que restos sem evidências de abrasão e com tecidos mais frágeis, tais como o córtex, preservados (figura 40). Já conchas de moluscos grossas, fragmentadas e desgastadas sugerem períodos mais longos entre a morte e a deposição, do que conchas frágeis, inteiras, não desgastadas e/ou com tecidos frágeis, tais como o do periostracum, preservado. Contudo, deve-se considerar que a abrasão também depende da energia e forma do transporte e, ademais, que pode ter ocorrido um período entre a morte do organismo e o início do transporte dos seus restos como; por exemplo, num período no qual o resto permaneceu soterrado. No Paraná, fácies praiiais holocênicas contendo detritos vegetais com evidências de abrasão (figura 39) forneceram idades entre 1.000 e 4.600 anos mais antigas que as idades de camadas sotopostas contendo conchas articuladas de bivalves em posição de vida ([Angulo et al. 2008](#)), evidenciando o longo período entre a morte dos espécimes vegetais e a deposição dos seus restos.

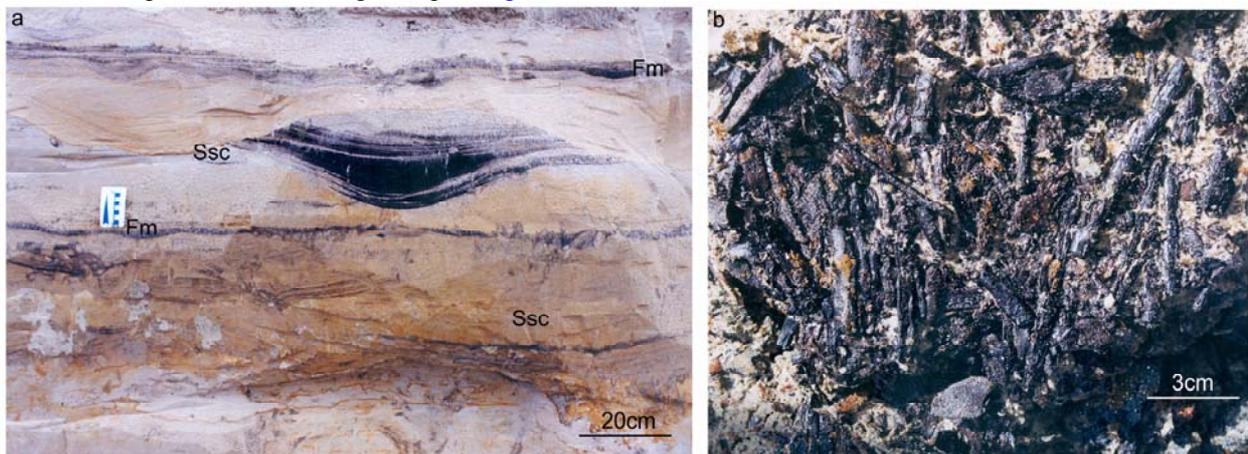


Figura 39: (a) Fácies de lama maciça (Fm) e areia com estratificação cruzada *swaley* (Ssc), em ambiente de face litorânea média, contendo detritos vegetais, cuja deposição ocorreu pelo menos 1.500 anos após a morte dos espécimes que forneceram os fragmentos. (b) Fragmentos de madeira, vistos em planta, com desgaste das bordas por abrasão; em Praia de Leste, Paraná ([Angulo et al. 2008](#)).



Figura 40: Fragmento de tronco com o córtex preservado, em fácies de areia com estratificação cruzada acanalada, atribuída a face litorânea superior, cuja deposição é próxima à idade da morte do espécime; em Praia de Leste, Paraná (Angulo *et al.* 2008).

3.3. Biológicos

Os IPNM biológicos considerados neste item são (a) os fósseis associados a costões rochosos, tais como locas de ouriço e remanescentes de conchas de gastrópodes e bivalves e de placas de balanídeos, e (b) os recifes de algas e de corais. Dentre eles, estão os IPNM quaternários mais confiáveis e precisos encontrados no litoral brasileiro.

3.3.1. Associados a costões rochosos

Os fósseis associados a costões rochosos têm sido utilizados como IPNM, pelos naturalistas, desde o século XIX. Por exemplo, Darwin (1839) e Fitz-Roy (1839) utilizaram os mariscos elevados sobre o nível de vida deles pelo terremoto de Valdivia de 1835 e Hartt (1870) e Branner (1902, 1904), locas de ouriço encontradas em costões da Região Nordeste do Brasil (figura 2). Já no século XX, estes fósseis foram utilizados como os primeiros indicadores espaço-temporais de PNM na costa brasileira (Van Andel & Laborel 1964). Tratam-se de IPNM simples e que permitem reconstruções dentre as mais precisas na costa brasileira. Angulo *et al.* (2006) apresentaram compilação de cerca de 200 reconstruções de PNM do Holoceno Médio e Tardio correspondentes a este tipo de indicador.

A utilização destes fósseis como IPNM decorre da característica das espécies de se distribuírem em faixas horizontais nos costões rochosos. Assim, para determinar o PNM, é necessário conhecer a distribuição vertical das espécies no costão. Conhecida esta distribuição, pode-se correlacionar a altura do fóssil com o nível de ocorrência dos espécimes vivos da mesma espécie. Já no século XIX, Hartt (1870) apresenta a zonação de um costão rochoso em Vila Velha, perto de Vitória, onde menciona locas de ouriço ocupadas e vazias em diferentes níveis, que utilizou para inferir PNM superiores ao atual (figura 41). Trabalhos pioneiros sobre a distribuição vertical de espécies em costões no Brasil foram publicados por Laborel (1969 e 1979), principalmente na costa continental da Região Nordeste (figura 42), nos arquipélagos de Fernando de Noronha e Abrolhos e no Atol das Rocas.

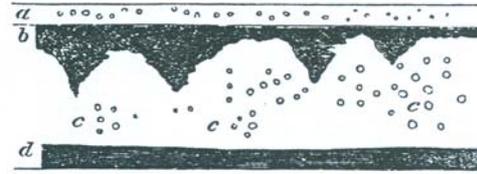


Figura 41: Diagrama de zonação biológica em costão rochoso, em Vila Velha, Espírito Santo (Hartt 1870). (a) Zona de pequenos balanídeos com largura de 7 a 10 cm; (b) pequenos moluscos pretos com limite superior definido e inferior irregular, que pode alcançar 1 m abaixo do nível de preamar; (c) balanídeos grandes e esparsos e algas verdes; (d) algas pardas e coralínáceas e ostras. Os ouriços começam acima do nível d e estendem-se além do nível de baixamar, porém suas locas vazias se estendem para cima além do nível de preamar.

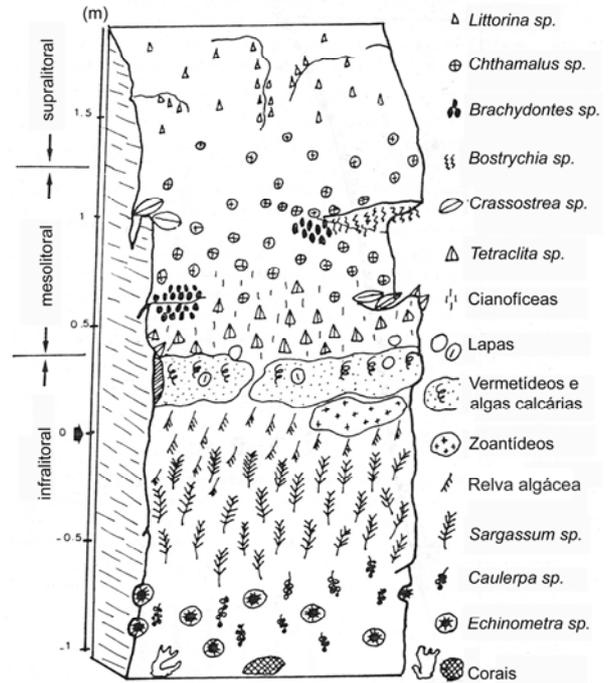


Figura 42: Zonação biológica em costão rochoso, em Gaibu, Pernambuco (Laborel 1979).

Para utilizar estes fósseis como IPNM, deve-se considerar que as faixas de distribuição vertical das espécies no costão dependem de fatores físicos e biológicos. Dentre os físicos, destacam-se o tempo de submersão ou emersão e o grau de exposição às ondas, que por sua vez dependem de fatores oceanográficos tais como regime de marés e de ondas e magnitude e frequência de eventos de alta energia. A distribuição também depende da morfologia do costão, principalmente de sua orientação, inclinação e ocorrência de poças e fendas. Também influenciam a distribuição das espécies a salinidade e temperatura da água e a luminosidade. Dentre os fatores biológicos, podem ser mencionados a competição e o recrutamento larval. Assim, para a reconstrução de PNM, devem ser consideradas as variações de altura dos limites de ocorrência das espécies. Por exemplo, van Andel & Laborel (1964) informam que a faixa de ocorrência de *Chthamalus* sp. varia de acordo com o grau de exposição à ação das ondas e que as faixas de ocorrência de locas de ouriço e de *Tetraclita* sp. são 30

a 60 cm mais baixas nos setores protegidos do costão, que nos setores mais expostos à ação das ondas. Laborel (1969, 1986) explicita como a distribuição vertical de vermetídeos é afetada pela exposição às ondas e amplitude de maré nas costas do Nordeste brasileiro. Delibrias & Laborel (1969) informam que no Cabo Santo Agostinho, Pernambuco, observaram ostras vivas sobrelevadas 3 m acima do nível médio numa fenda batida pelas ondas. Também, os vermetídeos podem ocorrer sobrelevados em fendas e poças. Outro fator a ser considerado na reconstrução de PNM é que as variáveis que definem a zonação vertical das espécies no costão rochoso podem ter mudado entre a época de vida dos fósseis e o presente. Por exemplo, na costa brasileira, no Holoceno Médio e Tardio, é freqüente a diminuição da exposição às ondas de costões rochosos, devido à progradação da costa. Outro fator que pode contribuir para diminuir a precisão na reconstrução de PNM é a mudança na distribuição geográfica das espécies, por exemplo, quando o fóssil a ser utilizados como IPNM esteja extinto na região. Kempf & Laborel (1968) e Laborel (1977) verificaram que as construções de vermetídeos, tão frequentes na costa do Nordeste, também se encontravam na costa do Sudeste, mas ao sul de Cabo Frio ocorriam apenas construções fósseis. Assim, para determinar os PNM, onde ocorrem apenas remanescentes fósseis é necessário utilizar outra espécie que apresente distribuição vertical semelhante. Por exemplo, Angulo *et al.* (1999) para determinar PNM a partir de vermetídeos fósseis em Santa Catarina, utilizaram como referência o limite superior das construções de areia e muco, que não se preserva no registro fóssil, do poliqueta *Phragmatopoma lapidosa* (figura 43).

Dentre os icnofósseis e fósseis associados a costões rochosos descritos em trabalhos sobre a costa brasileira, podem ser mencionados: (a) locas de ouriço, (b) construções de vermetídeos, (c) placas de balanídeos, (d) conchas de ostras e (e) conchas de litófagos.



Figura 43: Construções de areia e muco formadas pelo poliqueta *Phragmatopoma lapidosa*, em Iriri, Espírito Santo. Este organismo é utilizado como espécie homóloga ao vermetídeo *Petalocochus macrophragma varians*, na distribuição vertical de costões rochosos onde vermetídeo vivente não se encontra.

(a) Locas de ouriço

As locas de ouriço sobrelevadas em relação ao nível de vida atual são notáveis e abundantes nas costas rochosas brasileiras e têm sido descritas desde a Região Nordeste (Hart 1870 e Branner 1902 e 1904) até a Região Sul (Bigarella 1946). Branner (1902) descreve blocos de traquito, em Pedras Pretas, Paraíba, coalhados de locas de ouriço, elevados sobre o nível médio da maré, e que não podem mais serem ocupados por ouriços, e infere paleonível marinho em torno de +2 m (figura 2). Van Andel & Laborel (1964) descrevem locas de ouriço ocupadas com *Echinometra sp.* e vazias, localizadas acima do nível de vida dos ouriços, em Gaibu, Pernambuco (Figura 4). No litoral brasileiro, o diâmetro das locas varia de 4 a 14 cm e a profundidade de 1 a 6 cm (figura 44). Segundo Laborel (1979), as locas são escavadas por *Echinometra sp.*, que vive no infralitoral abaixo da zona de *Sargassum sp.* (figura 42).

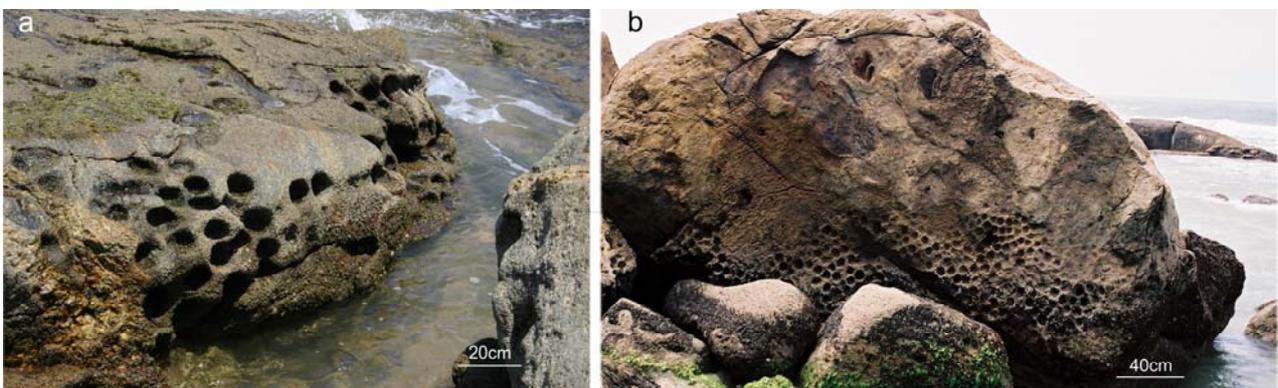


Figura 44: Locas vazias de ouriço sobrelevadas em relação ao nível de vida de *Echinometra sp.* (a) em Iriri, Espírito Santo e (b) na Ilha do Mel, Paraná.

(a) Construções de vermetídeos

As construções de vermetídeos são os fósseis que têm merecido maior atenção como IPNM, devido a sua ampla distribuição, abundância e estreita faixa vertical de ocorrência (van Andel & Laborel 1964, Laborel 1969, 1986, Angulo & Lessa 1997, Angulo et al. 2006). Na década de 60 do século XX, van Andel & Laborel (1964) apresentaram as primeiras quatro reconstruções espaço-temporais de PNM na costa brasileira a partir de calcários biogênicos constituídos por vermetídeos, algas calcárias, balanídeos, foraminíferos incrustantes e briozóários, em Gaibu, no Cabo Santo Agostinho, costa pernambucana (figura 4). Posteriormente, Laborel (1969) apresenta mais sete reconstruções espaço-temporais a partir de vermetídeos, em Itaparica, na Bahia, Cabo Frio, no litoral fluminense, e Ilha Grande e Santo Amaro, no litoral paulista (figura 45). Posteriormente, diversos autores apresentaram novas reconstruções entre Pernambuco e Santa Catarina. Sínteses com mais de uma centena de reconstruções foram apresentadas por Angulo & Lessa (1997), Martin et al. (2003) e Angulo et al. (2006). A ocorrência mais meridional foi registrada na latitude de 28° 36' S, no Cabo de Santa Marta, em Santa Catarina (Angulo et al. 1999). Mais recentemente também foram apresentadas reconstruções de PNM nos arquipélagos de Fernando de Noronha (Angulo et al. 2013a) e São Pedro & São Paulo (Angulo et al. 2013b).

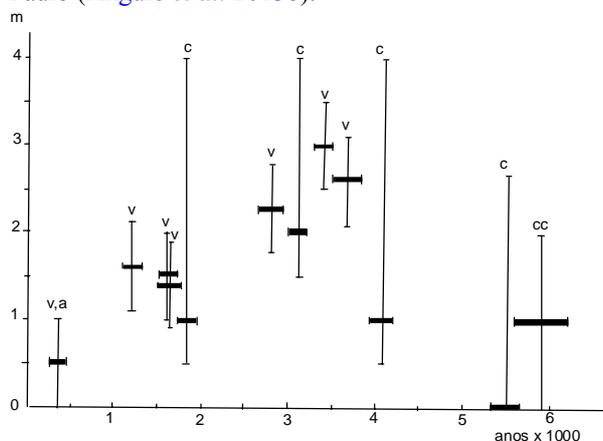


Figura 45: Reconstrução de PNM a partir de vermetídeos (v), algas calcárias *Melobesia* sp. (a), corais (c) e calcário conchífero (cc), entre Rio de Janeiro e Pernambuco (Laborel 1969).

Embora a precisão na reconstrução de PNM a partir de vermetídeos possa alcançar ± 10 cm em locais com baixo grau de exposição às ondas (Laborel 1986), a maior parte das reconstruções encontradas em trabalhos anteriores sobre a costa brasileira consideram margens de erro de ± 50 cm a $\pm 1,0$ m (Angulo et al. 1999 e 2006).

A precisão na determinação do PNM a partir de vermetídeos é influenciada por incertezas relacionadas (a) às características dos restos fósseis e (b) às condições de exposição às ondas do costão à época de vida dos vermetídeos.

A incerteza referente às características dos restos fósseis é decorrente da incerteza quanto à parte da construção dos vermetídeos que foi preservada. Por exemplo, em costões com alto grau de exposição às ondas a largura da construção pode alcançar 1 m (Laborel 1986); assim, dependendo de se o remanescente corresponde ao topo ou à base da construção, pode ocorrer uma margem de erro de ± 1 m. Esta incerteza é menor quando grande parte da construção foi preservada ou quando é possível reconhecer, pela associação das espécies, a que parte da construção corresponde o remanescente. Por exemplo, a associação com *Tetraclita stalactifera* indica correspondência com a parte inferior da construção (Laborel 1979 e 1986, figura 46). A incerteza referente às condições de exposição às ondas do costão à época de vida dos vermetídeos decorre de mudanças que possam ter ocorrido na morfologia da costa e/ou nas condições oceanográficas. No Brasil, a descida do nível relativo do mar após o máximo eustático do Holoceno Médio, associada a balanços positivos de sedimentos, propiciou a progradação da costa, diminuindo, ou até eliminando, a exposição de costões rochosos à ação das ondas. Assim, é frequente que os remanescentes de construções de vermetídeos estejam sobrelevados em relação às construções atuais, devido à diminuição da ação das ondas sobre o costão. Ademais, as condições oceanográficas, tais como o regime de ondas e a frequência e intensidade das tempestades, podem ter mudado entre a época de vida dos espécimes fossilizados e o presente, aumentando a incerteza na determinação do PNM.

Outro fator que pode afetar a precisão na determinação de PNM é a variabilidade da distribuição vertical da espécie decorrentes da morfologia do costão. Por exemplo, fendas e poças propiciam a elevação do limite superior de ocorrência das construções. Já, Van Andel & Laborel (1964) incluem comunicação pessoal de François Ottmann da ocorrência de vermetídeos sobrelevados 3 m no Atol das Rocas. Ademais, a margem de erro pode ser influenciada pela possível diferença na distribuição vertical entre as diferentes espécies de vermetídeos fósseis e atuais. Segundo estudos recentes, ocorrem na costa brasileira, continental e insular, 16 espécies correspondentes a quatro gêneros de vermetídeos (Spotorno et al. 2012). Já os fósseis têm sido atribuídos apenas a *Petalconchus varians* (Angulo et al. 2006) e a *Dendropoma irregulare* (Angulo et al. 2013b). Assim, para avaliar este fator seriam necessários estudos sobre a distribuição vertical das espécies de vermetídeos vivos e sobre a taxonomia dos fósseis. Além disso, nas regiões Sul e Sudeste do Brasil, onde não ocorrem construções atuais de vermetídeos ao sul de Cabo Frio (Laborel 1977) as reconstituições de PNM foram realizadas utilizando como referência as bioconstruções de *Phragmatopoma lapidosa* (Angulo et al. 1999), cujo limite superior de ocorrência, embora semelhante, pode ser diferente do dos vermetídeos (figura 43). Em costões na praia do Farol de São Tomé,

no litoral norte do Rio de Janeiro, o limite superior da espécie variou em torno de 40 cm (Masi *et al.* 2009). Em Itapoá, Santa Catarina, este limite variou em torno de 1,0 m, associado à inclinação e exposição às ondas do costão. Também se observaram diferentes graus de concentração na distribuição vertical de *P. lapidosa*. Para reconstrução de PNM a partir de fósseis de vermetídeos, também se deve ter certeza de que os restos fósseis não foram transportados e re-cimentados.

Isto pode ser avaliado observando a superfície de contato entre a bioconstrução e o substrato. Quando a bioconstrução está *in situ*, as espiras dos tubos dos vermetídeos se ajustam à superfície do substrato (figura 47). Outra fonte de erro na reconstrução de PNM é que as conchas fósseis podem ter sido recristalizadas, fornecendo idades mais jovens, ou cimentadas posteriormente, também rejuvenescendo a amostra.

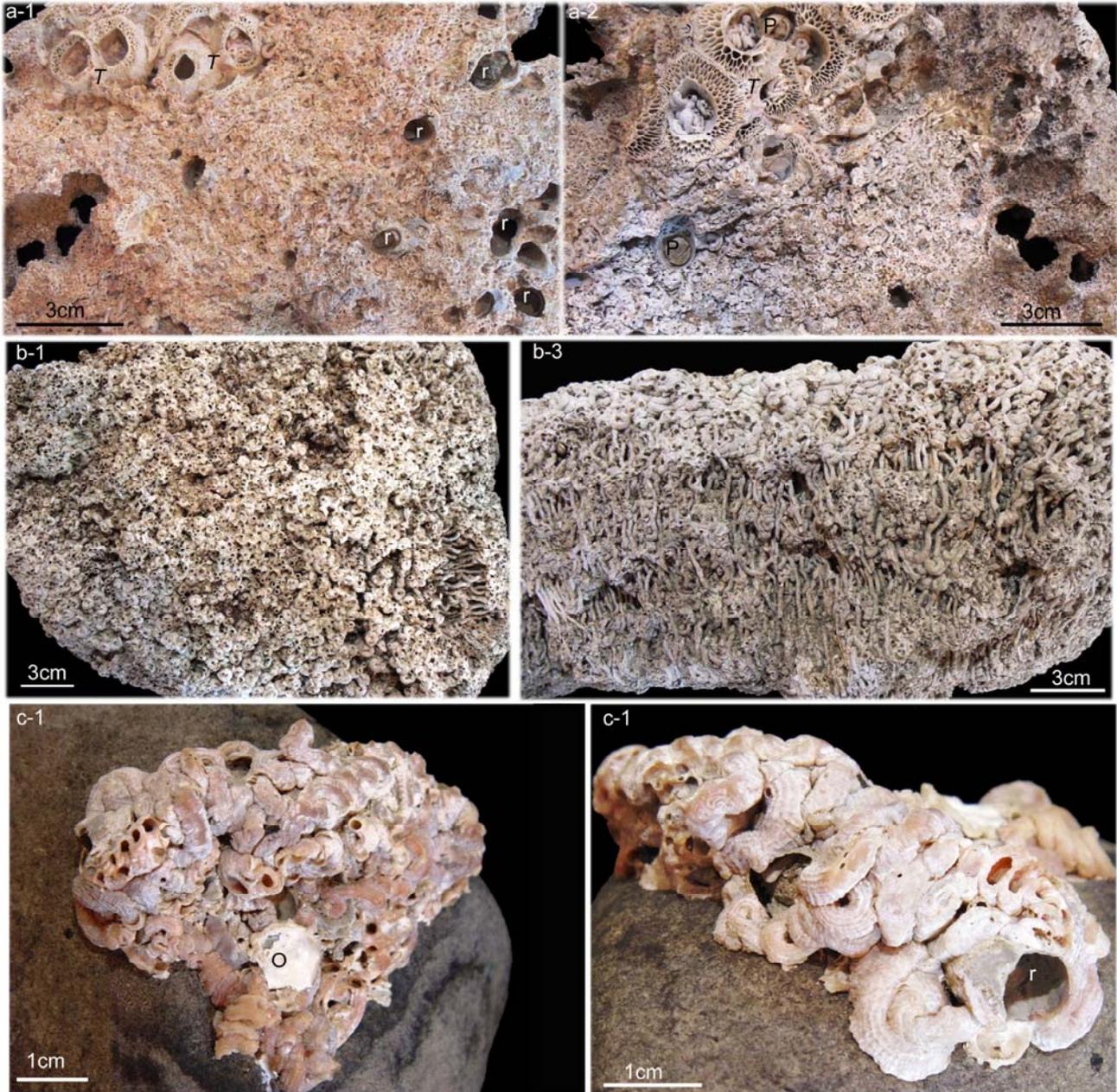


Figura 46: Calcários biogênicos constituídos principalmente por *Petalochonchus (Macrophragma) varians* e espécimes de *Tetraclita stalactifera* (T), Pholadidae (P) e *Ostrea sp.* (O), obtidos (a) no costão do Morro do Farol, Ilha do Mel, Paraná, (b) na Praia da Armação e (c) na Ponta do Ji, Laguna, Santa Catarina. (1) Superfície superior, (2) superfície basal e (3) superfície lateral. (r) perfuração de Pholadidae. Notar que a construção de vermetídeos da Ponta do Ji (c) esta aderida à superfície rochosa sobre a qual os espécimes cresceram.



Figura 47: Vista basal de calcário biogênico onde se observa a morfologia de espiras de tubos de vermetídeos que cresceram sobre a superfície do substrato e cavidades de dissolução (c) preenchidas por sedimento clástico, em amostra da Ilha dos Currais, no Paraná.

(b) Placas de balanídeos

Os balanídeos, conhecidos popularmente como cracas, podem se constituir em bons IPNM. No trabalho pioneiro de [van Andel & Laborel \(1964\)](#) foi descrito calcário, constituído por restos fósseis de *Tetraclita* sp., localizado entre 2,6 e 3,0 m sobre o nível atual da espécie, em Gaibu, Pernambuco (figura 4).

Na costa brasileira, foi identificada a espécie *Tetraclita stalactifera* (figura 48), que ocorre na parte inferior do mesolitoral, logo acima das construções de vermetídeos (figura 42). Apesar de sua abundância atual na costa brasileira, os registros fósseis são escassos. Aparentemente, isto decorre de seu baixo potencial de preservação, pois a sua fixação ao substrato é feita por tecidos moles que se deterioram após a morte do organismo. Sua preservação é mais freqüente quando seus restos foram recobertos por outros organismos, tais como vermetídeos (figura 46), ou quando ocorreu rápida e intensa mineralização, tal como verificado no arquipélago de São Pedro & São Paulo ([Angulo et al. 2013b](#), figura 49). Neste arquipélago *Tesseropora* sp. foi descrita e utilizada como IPNM ([Angulo et al. 2013b](#), figura 49). O termo *balanus*, frequentemente utilizado para descrever

cracas fósseis, pode incluir diversos gêneros com distribuição vertical distinta. Assim, para a utilização das cracas como IPNM, é necessária, inicialmente, sua correta identificação taxonômica.

Por sua estreita faixa de ocorrência, *Tetraclita stalactifera* tem alto potencial de utilização como IPNM espaço-temporal simples, especialmente quando utilizada a técnica de datação ^{14}C por espectrometria de massa com aceleradores (AMS), que permite datação de espécimes individuais. Para utilização de outras espécies, é necessário conhecer sua distribuição vertical atual.



Figura 48: Espécimes vivos de *Tetraclita stalactifera* em costão rochoso em Ubatuba, na Ilha de São Francisco, Santa Catarina.

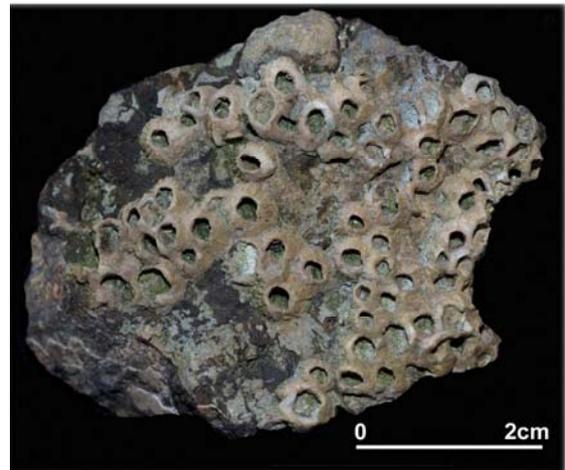


Figura 49: Espécimes fósseis de *Tesseropora* cf. *atlantica*, em amostra de costão rochoso do Arquipélago de São Pedro & São Paulo ([Angulo et al. 2013b](#)).

(c) Conchas de ostras

Guilherme Schüch, Barão de Capanema, teria descrito que, na cidade de Laguna, ocorre um calhau de granito meio metro acima do terreno e dois metros acima da mais alta maré, ainda tendo agarrada na sua parte superior uma casca de ostra, interpretada como IPNM de 2,5 m superior ao atual (citado por [Branner 1904](#), p. 113 e [Backeuser 1918](#), p. 147). Outras referências a ostras em costões rochosos utilizadas como IPNM foram apresentadas por [Laborel \(1969\)](#), [Delibrias & Laborel \(1969\)](#), [Martin & Suguio \(1978, 1989\)](#), [Suguio & Martin \(1978\)](#), [Martin et al. \(1979b 1979/80, 1996, 1997\)](#) e [Suguio et al. \(1980\)](#). Em alguns casos os remanescentes foram identificados como *Ostrea rhizophorae* ([Delibrias & Laborel 1969](#), [Martin](#)

et al. 1979/80, Martin & Suguio 1989) em outros como *Crassostrea* sp. (Labrel 1979). As ostras ocorrem principalmente no mesolitoral (Labrel 1979, figura 42), mas como o seu limite inferior de ocorrência não é bem conhecido, os remanescentes fósseis podem ser utilizados apenas como IPNM máximos. Ademais, deve-se lembrar que as ostras podem ocorrer sobrelevadas vários metros sobre o nível normal em fendas e poças, tal como verificado por Delibrias & Labrel (1969), no Cabo Santo Agostinho, Pernambuco.

(d) Conchas de litófagos

Em trabalhos anteriores, principalmente os mais antigos (por exemplo, Backeuser 1918, p. 42), há referências a moluscos litófagos como IPNM. Embora estes moluscos, pertencentes à família Pholadidae, tenham sido utilizados com frequência em outras partes do mundo, por exemplo, no Mediterrâneo (Pirazzoli 1996), eles têm sido pouco utilizados no Brasil. Suas conchas geralmente são encontradas dentro de perfurações, em construções de vermetídeos (figura 46), o que indica que os litófagos têm idade mais nova que eles. Contudo, em revisões recentes sobre a costa brasileira, não foram encontradas reconstruções de PNM holocênicos utilizando litófagos. A identificação das espécies e de sua distribuição vertical nos costões, associado às datações AMS, pode contribuir no refinamento deste indicador para a reconstrução de PNM holocênicos da costa brasileira.

3.3.2. Recifes

Na costa brasileira, ocorrem dois tipos principais de recifes que têm sido utilizados como IPNM: (a) os

constituídos por corais e (b) os constituídos por algas calcárias e vermetídeos.

(a) Recifes de coral

Os recifes de coral foram descritos por Hartt (1870) na costa brasileira desde o Rio de Janeiro até Pernambuco e nos arquipélagos de Abrolhos e Atol das Rocas. No início do século XX, Branner (1904) no seu trabalho sobre “recifes rochosos” (*stone reefs*) dedica um capítulo aos recifes de coral (*coral reefs*) onde descreve os recifes na costa desde o Rio Grande do Norte até a Bahia, incluindo os arquipélagos de Atol das Rocas, Fernando de Noronha e Abrolhos. O autor identificou recifes de coral mortos, emersos ou que emergem durante a baixa-mar e infere PNM superior ao atual durante sua construção e posterior rebaixamento, com a consequente emersão e morte dos corais.

Labrel (1969) no seu trabalho sobre os recifes de coral da costa brasileira entre Fortaleza e Santos e os arquipélagos de Fernando de Noronha e Atol das Rocas, descreve diversos exemplos da utilização de recifes mortos como IPNM. O autor salienta que os recifes de corais mortos, que emergem durante as baixas-mares normais, indicam PNM mais elevado que o atual, durante o período de vida dos corais (figura 50) e apresenta quatro reconstruções espaço-temporais, com alturas entre 0 e 2 m, e margens de erro inferior de 0,5 m e superior de 3 m (figura 45). Este autor considera ademais, que os corais permitem identificar apenas PNM mínimos, pois apenas o seu limite superior de vida pode ser estimado com precisão.

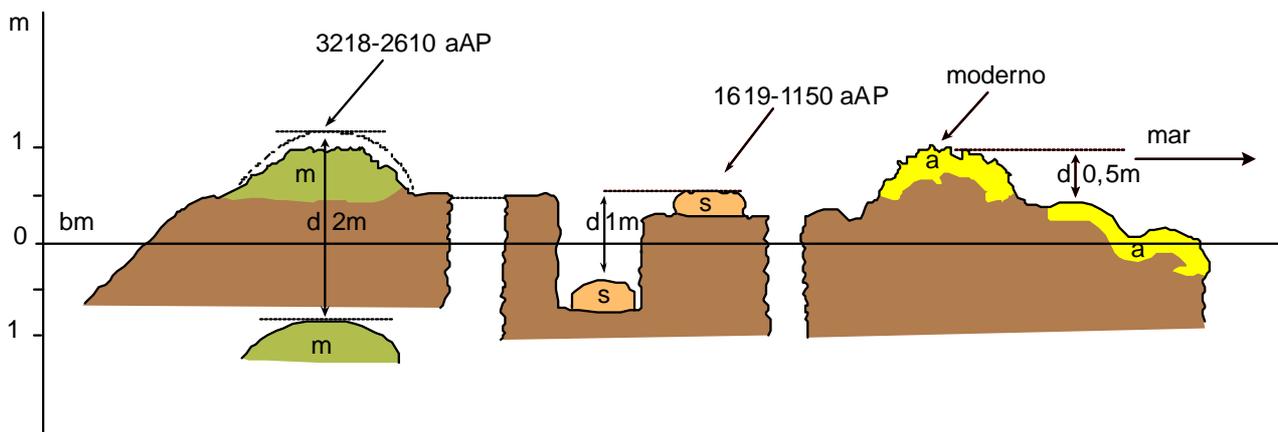


Figura 50: PNM inferidos a partir de testemunhos de recifes de coral e de algas calcárias, no Rio Doce, ao norte de Recife. (d) Distância entre o topo do testemunho e o limite superior de vida dos espécimes vivos; (m) *Montastrea* sp. no recife interno; (s) *Siderastrea* sp. no recife médio; (a) crista algaica. (traduzido de Labrel 1969 e idades calibradas de Angulo *et al.* 2006).

(b) Recifes de algas calcárias

Darwin (1841), na sua descrição do “banco de arenito” (*bar of sandstone*) do Porto de Recife, descreve que, na parte voltada para o mar e à ação de ondas, o arenito está recoberto por bioconstruções de serpulídeos, balanídeos e algas calcárias *Nullipora* sp.. Hartt (1870), na sua descrição dos corais do

arquipélago de Abrolhos, inclui uma crista descrita como formada por serpulídeos, balanídeos e outros organismos, que provavelmente corresponde a uma associação de algas calcárias e vermetídeos (figura 51). Os tubos de vermes de serpulídeos mencionados provavelmente são de vermetídeos, que na época não eram distintos.

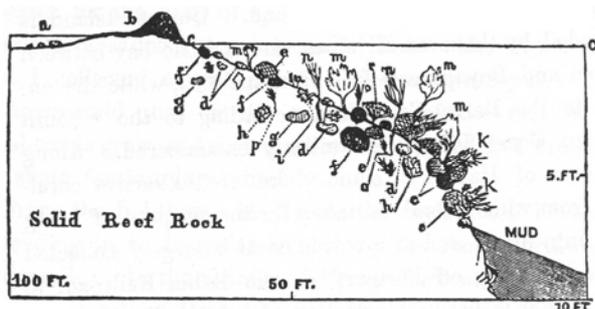


Figura 51: Perfil, no Recife da Lixa, na parte nordeste do recife do Parcel das Paredes, no Arquipélago de Abrolhos (Hartt 1870). (a) Poça de maré com *Siderastrea stellata* e *Favia gravida*; (b) crista de serpulídeos e balanídeos; (cc) nível de baixamar de sizígia; (d) *Siderastrea stellata*; (e) *Acanthastrea braziliensis*; (f) *Heliastrea aperta*; (g) *Porites sólida*; (h) *Millepora braziliensis*; (i) *Millepora nítida*; (k) variedades de *Mollepora alcicornis*; (m) *Gorgonia (Hymenogorgia) quercifolia*; (n) *Plexaurella dichotoma*; (o) *Gorgonia gracilis*; (p) *Eunicea humilis*; (r) *Mussa harttii*. A crista "b" é formada, provavelmente, por algas calcárias e vermetídeos, e não por serpulídeos como admitido pelo autor.

Branner (1904) menciona que alguns recifes de coral estão recobertos por algas calcárias coralináceas. Almeida (1955, 1961) descreve recifes de alga coralinácea *Lithothamnium* sp. nas ilhas de Fernando de Noronha e Trindade. Ottmann (1963) reconhece recifes formados por algas calcárias coralináceas no Atol das Rocas. Na parte leste do recife, onde a ação das ondas é mais intensa, descreve feições em forma de cogumelo com 3 a 4 m de altura, que corresponderiam aos remanescentes de um recife de algas calcárias mortas formado quando o nível do mar era 2 m superior ao atual (figura 52) Kempf & Laborel (1968) e

Laborel (1969) descrevem os recifes formados por algas calcárias e informa que são construídos principalmente por algas *Melobesia* sp. vermetídeos e foraminíferos sésseis; diferentemente dos corais, que vivem abaixo do nível de baixamar, os recifes de algas podem se elevar acima do nível de preamar. Laborel (1969) inferiu PNM a partir de testemunhos de recifes de algas calcárias, elevados acima do nível de vida homólogo atual, no Atol das Rocas, em Porto de Galinhas em Pernambuco e na Ilha de Itaparica na Bahia (figura 50), e apresentou uma reconstrução de PNM de 0,5 m acima do atual com precisão de 0,5 m (figuras 45 e 53). Jindrich (1983) informa que em Fernando de Noronha os recifes podem alcançar 6 m de espessura e são constituídos principalmente por algas calcárias *Lithophyllum* sp. e *Neogoniolithon* sp., foraminífero *Homotrema rubrum* e vermetídeos *Dendropoma irregulare* e *Petalococonchus varians*. O autor identificou que a idade dos recifes pode alcançar 3.600 anos. Angulo *et al.* (2013a) informam que em Fernando de Noronha os recifes de algas e vermetídeos podem alcançar 1,6 m acima do nível médio do mar. A partir de remanescentes de recifes erodidos, e considerando o nível homólogo do recife atual, inferiram PNM semelhante ao atual com margem de erro de 2 m, sendo o paleonível máximo 1,2 m acima do nível atual e o mínimo 0,7 m abaixo do atual. Uma datação de bioclasto contido no recife sugere a idade máxima do recife, e uma datação de algas e vermetídeos *in situ*, a idade aproximada do recife.

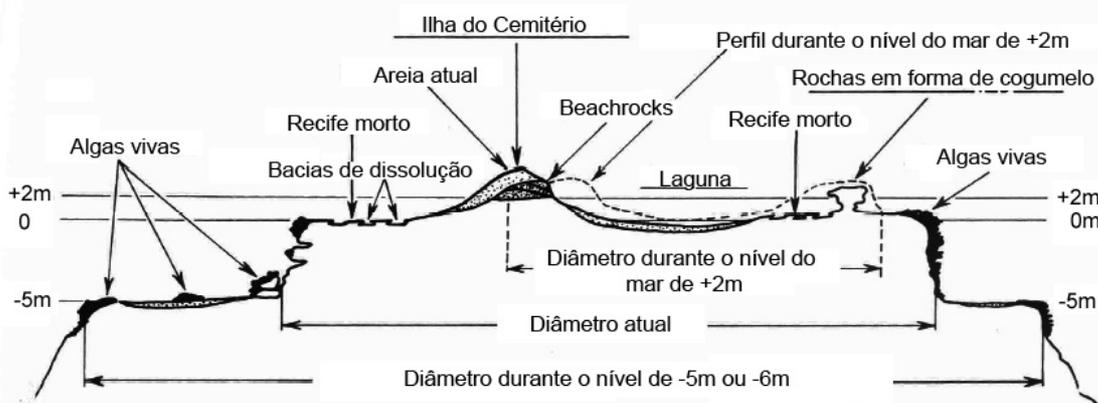


Figura 52: Perfil esquemático leste-oeste do Atol das Rocas mostrando sua estrutura em anéis concêntricos relacionados a diferentes níveis do mar (Ottmann 1963).

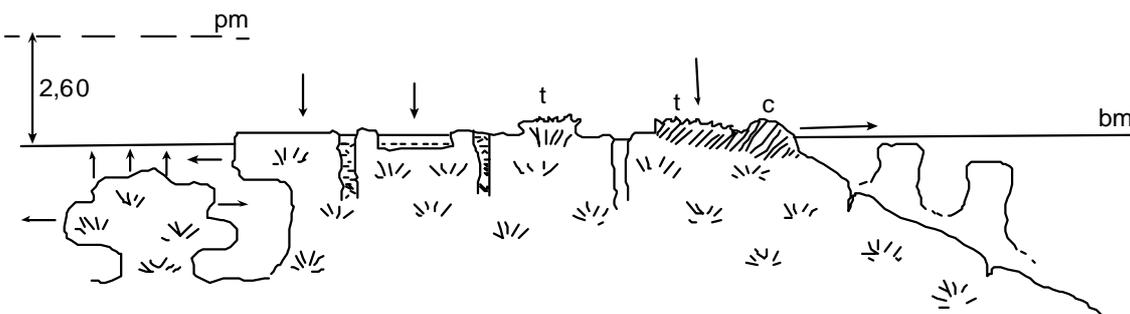


Figura 53: Recife de coral fóssil em Porto de Galinhas que emerge fortemente durante as baixa-mares (bm) com testemunhos erodidos (t) contendo madreporas e vermetídeos, que indicam PNM superior ao atual, e crista algácea (c), que define o borde externo do recife; (pm) preamar; as setas indicam sentido de crescimento ou erosão do recife (Laborel 1969).

3.4. Arqueológicos

Os indicadores arqueológicos têm sido largamente utilizados para identificar PNM desde o século XIX (ver, por exemplo, Lyell 1830). No Brasil, os indicadores arqueológicos mais utilizados foram os sambaquis. A sua utilização com IPNM iniciou-se com as pesquisas arqueológicas, quando se identificou que a base de vários sambaquis estava situada abaixo do nível de preamar (Laming-Emperaire 1968). Considerava-se que os sambaquieiros deveriam ter iniciado a construção dos sambaquis em terreno seco acima do nível de preamar. Portanto, se a base se encontrasse hoje abaixo deste nível, isto implicava elevação do nível do mar (Laming-Emperaire 1968). Este conceito foi incorporado pelos geocientistas (Fairbridge 1976, Martin *et al.* 1979a, b, 1986a, b, 2003, entre outros). Angulo & Lessa (1997) e Angulo *et al.* (2006) questionaram esta hipótese e alertaram sobre outros problemas na utilização de sambaqui como IPNM, tais como a compactação do substrato, ocorrência de deslizamentos e a dificuldade em determinar e datar a base do sambaqui devido à complexidade de sua estrutura (figuras 54 e 55).

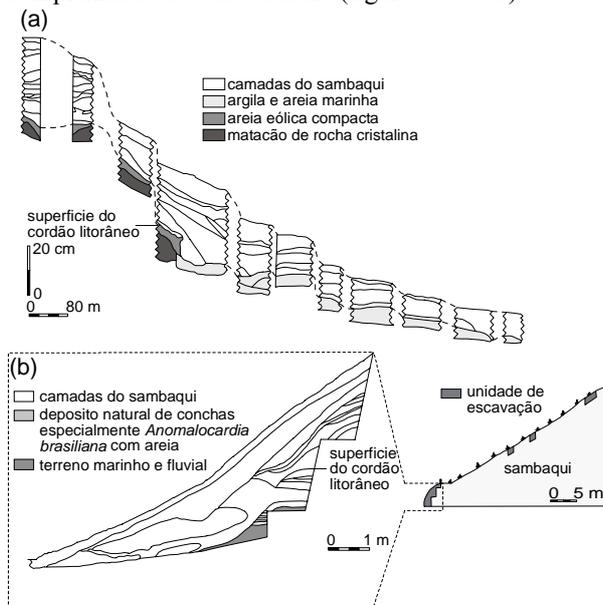


Figura 54: Esquemas da estrutura interna dos sambaquis de (a) Ponta das Almas e (b) Carniça I, em Santa Catarina (Hurt 1974).



Figura 55: Detalhe da estrutura interna de pequena parte do sambaqui Jabuticabeira II, em Jaguaruna, Santa Catarina.

Novas pesquisas arqueológicas modificam interpretações anteriores, que consideravam os

sambaquis como vestígios de acampamentos de bandos de coletores nômades, e os interpretam como construções intencionais, por populações sedentárias, com funções rituais funerárias e que constituiriam marcos territoriais, cujas dimensões podem alcançar 70 m de altura e 500 m de comprimento (DeBlasis *et al.* 1998, 2007, Gaspar 1998, 2003, Fish *et al.* 2000, Sheel-Ybert *et al.* 2003, Villagran & Giannini 2014, entre outros). Sheel-Ybert *et al.* (2009) destacam a complexidade de determinar a base dos sambaquis, devido a sua estrutura interna, e consideram que a sua utilização como IPNM partiu de premissas que não podem mais ser sustentadas face às novas interpretações arqueológicas destes sítios. Já Giannini *et al.* (2010) e Villagran & Giannini (2014) ponderam que os sambaquis apesar de não serem indicadores precisos de PNM, tiveram sua construção condicionada pelas variações do nível do mar e pela evolução sedimentar dos sistemas costeiros. Assim, novas pesquisas poderão refinar a utilização de sambaquis como IPNM.

4. Discussão

Muitas podem ser as fontes de incertezas e erros na reconstrução espacial e temporal de PNM. As incertezas decorrem das características intrínsecas dos indicadores e dos métodos utilizados nas medições e datações. Já os erros decorrem principalmente dos modelos conceituais utilizados na sua interpretação e do significado espacial ou temporal dos indicadores.

4.1. Incertezas e erros espaciais

Para identificar a altura de um PNM é necessário determinar a diferença de altura entre o indicador e seu homólogo atual. Por exemplo, a diferença de altura entre o limite superior de ocorrência de fósseis de uma determinada espécie, num costão rochoso e o limite superior de ocorrência dos espécimes vivos da mesma espécie. Ou, noutro exemplo, a diferença de altura entre o contato de fácies num sistema deposicional pretérito e o contato homólogo no sistema deposicional atual. Assim, para determinar a altura de um PNM não é necessário determinar o nível médio do mar e sim a diferença de altura entre o indicador e seu homólogo atual. Todavia, a precisão na reconstrução do PNM depende: (a) das características intrínsecas do indicador, por exemplo, a largura da faixa de distribuição vertical de uma determinada espécie; (b) das mudanças ambientais que possam ter ocorrido entre o a época de formação do indicador e o presente, por exemplo, mudanças nos parâmetros oceanográficos ou morfologia da costa e (c) das mudanças pós-deposicionais, tais como a compactação. Já os erros de interpretação na determinação da altura do PNM decorrem dos modelos conceituais utilizados. Estes erros são frequentes em trabalhos anteriores. Às vezes a altura do indicador é correlacionada diretamente ao nível médio do mar e não ao seu nível homólogo. Por exemplo, a altura de depósitos de conchas fósseis em cordões litorâneos foi diretamente associada à altura do

paleonível médio do mar, mas sem considerar que as mesmas tinham sido depositadas por ondas de tempestade a vários metros acima do nível médio do mar (Isla 1998). Em outro caso, uma mesma camada de detritos vegetais foi interpretada como depositada na parte inferior da face praial, entre o nível médio do mar e o nível de baixa-mar e, alternativamente, como depositada na pós-praia, no nível próximo da berma, acima do nível médio do mar, por autores, que utilizaram modelos conceituais diferentes de evolução do sistema praial (Angulo *et al.* 2006). Exemplos sobre interpretação divergente de PNM decorrentes da utilização de premissas ou modelos interpretativos diferentes também são frequentes em trabalhos que utilizaram arenitos de praia ou sambaquis como IPNM (Angulo *et al.* 2006).

4.2. Incertezas e erros temporais

As incertezas temporais são decorrentes dos métodos de datação utilizados e das características intrínsecas das amostras. Cada método tem suas incertezas, que, geralmente, são conhecidas e informadas pelos laboratórios de datação. No método do radiocarbono, por exemplo, há a incerteza decorrente da precisão na medição do teor de ^{14}C que é indicada como $\pm X$ anos. Este método também tem incertezas decorrentes do fracionamento entre os isótopos de Carbono, que ocorre em diferentes ambientes deposicionais, por processos diversos, o que implica na necessidade de calibrar o resultado da datação pelas variações da relação $^{12}\text{C}/^{13}\text{C}$ ($\delta^{13}\text{C}$). Os resultados também precisam ser ajustados devido às variações temporais do teor de ^{14}C na atmosfera, originadas pela variação da radiação cósmica. Para isto são utilizadas as curvas de calibração obtidas por dendrocronologia (para detalhes ver, entre outros, Stuiver & Polach 1977, Stuiver & Reimer 1986, Stuiver *et al.* 1986 e 1998, Stuiver & Braziunas 1993, Reimer & Reimer 2001). As amostras marinhas também precisam ser calibradas pelo efeito reservatório (R), que resulta da maior concentração de ^{14}C nas águas oceânicas, em relação à atmosfera e, ainda, pelas variações regionais deste efeito (ΔR) (Stuiver & Reimer 1986). Por outro lado, nas datações ao radiocarbono várias incertezas decorrem das características intrínsecas das amostras. Por exemplo, as amostras podem estar rejuvenescidas por entrada de carbono novo no sistema. Este efeito pode ser diminuído pelo pré-tratamento das amostras. Por exemplo, em amostras de madeira o pré-tratamento denominado AAA (Ácido-Alcalino-Ácido), geralmente elimina contaminantes tais como carbonatos, resinas e ácidos húmicos e fúlvicos (Pessenda & Camargo 1991). Porém, as amostras também podem ser submetidas à extração da lignina ou da holocelulose para aumentar a segurança quanto à eliminação de contaminantes (Angulo & Pessenda 1997). Cabe lembrar que, em amostras mais antigas que 30.000 anos, a contaminação com carbono novo passa a ser crucial na incerteza sobre a idade da amostra, pois pequena contaminação tem grande efeito

no resultado. Por este motivo, existe grande controvérsia sobre o significado de idades > 30.000 anos obtidas pelo método do radiocarbono (ver, por exemplo, Schellmann & Radtke 1997). As amostras datadas por radiocarbono também podem estar envelhecidas por carbono mais antigo. Por exemplo, quando as amostras são provenientes de regiões polares ou de áreas de ressurgência, onde os espécimes constroem suas conchas carbonáticas ou ossos a partir das águas profundas que contêm menos ^{14}C que as águas superficiais de regiões mais quentes. O envelhecimento da amostra também pode ser originado pela utilização dos espécimes de Carbono dissolvido proveniente de rochas calcárias antigas empobrecidas ou sem ^{14}C . Incertezas também ocorrem quando não é possível separar para datação amostras de bioclastos e de cimento de arenitos calcários (Angulo *et al.* 2013a). Já nos métodos por luminescência termicamente estimulada (TL) ou opticamente estimulada (LOE), diversos são os fatores que podem afetar o resultado da datação (para detalhes ver Sawakuchi *et al.* 2011 e Guedes *et al.* 2013). Nestes métodos, existem diversos protocolos que visam aumentar a confiabilidade dos resultados (para detalhes ver, por exemplo, Murray & Wintle 2000, 2002 e 2003, Wintle & Murray 2006, Preusser *et al.* 2008 e Rhodes 2011).

Os erros temporais na reconstrução de PNM podem ocorrer por erros na manipulação das amostras no campo ou nos laboratórios ou por erros na interpretação do significado da idade fornecida pela amostra. Os erros na manipulação das amostras geralmente são detectados quando as idades obtidas são diferentes das esperadas. Nestes casos, é necessário verificar todos os procedimentos, desde a amostragem até a datação para ver se não houve erros de etiquetagem, inversão de testemunhos etc., inclusive deve ser verificada a confiabilidade do laboratório. Por último, porém, não menos importante, é necessário verificar se a interpretação da idade está correta. Numerosos exemplos podem ser encontrados em trabalhos anteriores sobre IPNM quaternários nos quais os erros na determinação temporal do PNM são decorrentes da interpretação. Por exemplo, é frequente não considerar o período decorrido entre a morte do espécime e a deposição dos seus restos. Delibrias & Laborel (1969) já alertavam que a formação de um arenito poderia ser mais recente que as conchas, com sinais de abrasão, contidas nele. Detritos vegetais transportados, contidos em fácies praias holocênicas, forneceram idades 1.000 e 4.600 anos mais antigas que conchas de moluscos de espécimes em posição de vida contidos nas mesmas fácies (figura 39, Angulo *et al.* 2008). Assim, deve-se lembrar que os bioclastos fornecem apenas idades máximas.

4.3. Perspectivas para trabalhos futuros no Brasil

Para melhorar o conhecimento das variações do nível do mar no Quaternário no Brasil, é necessária a determinação de maior número de PNM e a construção de curvas locais e regionais mais precisas e que,

además, incluem períodos em que o nível do mar era inferior ao atual. Para isto, é necessário melhorar a precisão espacial e temporal na identificação dos PNM. Há necessidade de conhecer melhor as variáveis que controlam a distribuição vertical dos IPNM. Por exemplo, melhorar a descrição e interpretação das fácies e suas associações, principalmente das suas estruturas físicas, sua tafonomia e sua distribuição horizontal e vertical, nos diversos sistemas deposicionais costeiros. Isto pode ser alcançado a partir de levantamentos geofísicos, tais como sísmica rasa e georradar, associados a sondagens, tanto em áreas costeiras emersas como na plataforma. É igualmente necessário melhorar a identificação das espécies e o conhecimento sobre sua distribuição vertical e os fatores que a controlam, para aumentar a precisão na interpretação de PNM a partir dos seus homólogos fósseis. Também é necessário aumentar o número de datações, tentando discriminar a idade das diferentes espécies e também a idade do arcabouço e do cimento. Deve-se lembrar que diferentes profundidades de enterramento ou retrabalhamento podem propiciar a preservação conjunta de espécimes com idade distinta; ou que populações contemporâneas de espécies com hábitos alimentares diferentes, por exemplo, pelecípodes filtradores e gastrópodes herbívoros ou carnívoros, tenham idade ^{14}C distinta devido ao efeito reservatório. Para atingir estes objetivos, são necessários trabalhos conjuntos com a sedimentologia, a estratigrafia, a geofísica, a geoquímica clássica e isotópica, e também trabalhos interdisciplinares com a biologia e a arqueologia.

A melhoria das curvas locais e regionais possibilitará não somente definir com maior precisão as variações de nível relativo do mar, mas também permitirá discriminar as diversas componentes que controlam as variações eustáticas e aparentes do nível do mar.

5. Agradecimentos

Numerosos foram os colegas com os quais discutimos as características e o significado de determinados indicadores, destacamos aqui e agradecemos especialmente aos colegas: Paulo C. F. Giannini, Guilherme C. Lessa, Luiz C. R. Pessenda, Federico I. Isla, Mario L. Assine, Sérgio R. Dillenburg, Eduardo G. Barbosa, Maria Luiza da C. Rosa e Luiz José Tomazelli. RJA agradece também ao CNPq pela bolsa de produtividade.

6. Referências

Almeida F.F.M. 1955. Geologia e petrologia do arquipélago de Fernando de Noronha. *Monografia* 13, Departamento Nacional da Produção Mineral, Rio de Janeiro. 181p.
Almeida F.F.M. 1961. Geologia e petrologia da Ilha da Trindade. *Monografia* 18, Departamento Nacional da Produção Mineral, Rio de Janeiro. 197p.
Andrade G.O. 1960. O recife anular de Rocas, um registro de recentes variações eustáticas no Atlântico equatorial. *Anais Hidrogr. DHN*, Rio de Janeiro, 18:203-234.
Angulo R.J. 1993. Indicadores biológicos de paleoníveis marinhos quaternários na costa paranaense. *Boletim Paranaense de Geociências*, 41:1-34.

Angulo R.J. 1994. Indicadores morfológicos e sedimentológicos de paleoníveis marinhos quaternários na costa paranaense. *Boletim Paranaense de Geociências*, 42:185-202.
Angulo R.J., Absher T.M. 1992. Sedimentos paleoestuarinos da planície costeira do Estado do Paraná. *Boletim Paranaense de Geociências*, 40:115-135.
Angulo R.J., Lessa G.C. 1997. The Brazilian sea level curves: a critical review with emphasis on the curves from Paranaguá and Cananéia regions. *Marine Geology* 140, 141-166.
Angulo R.J., Lessa, G.C., Souza M.C. 2006. A critical review of mid- to late-Holocene sea-level fluctuations on the eastern Brazilian coastline. *Quaternary Science Reviews*, 25:486-506.
Angulo R.J., Pessenda L.C.R. 1997. Avaliação de datações ^{14}C de amostras de madeiras impregnadas com ácidos húmicos provenientes da planície costeira do Estado do Paraná. Resumos Expandidos do VI Congresso da Associação Brasileira de Estudos do Quaternário e Reunião sobre o Quaternário da América do Sul. Curitiba, p. 31-33.
Angulo R.J., Pessenda L.C.R., Souza M.C. 2002. O significado das datações ao ^{14}C na reconstrução de paleoníveis marinhos e na evolução das barreiras quaternárias do litoral paranaense. *Revista Brasileira de Geociências*, 32:95-106.
Angulo R.J., Souza M.C., Assine M.L., Pessenda L.C.R., Disaró S.T. 2008. Chronostratigraphy and radiocarbon age inversion in the Holocene regressive barrier of Paraná, southern Brazil. *Marine Geology*, 252 (3-4):111-119.
Angulo R.J., Souza M.C., Campos T.F.C., Bezerra F.H.R., Fernandes L.A., Giannini P.C.F., Pitombo F.B., Veiga F.A. 2013b. Evidence for Late Quaternary episodic uplift of the São Pedro and São Paulo Archipelago, Equatorial Atlantic. *Quaternary International*, 317:102-111.
Angulo R.J., Souza M.C., Fernandes L.A., Disaró S.T. 2013a. Quaternary sea-level changes and aeolianites in the Fernando de Noronha archipelago, northeastern Brazil. *Quaternary International*, 305:15-30.
Angulo R.J., Souza M.C., Giannini P.C.F., Guedes C.C.F., Pessenda L.C.R. 2009. O início da formação da Ilha Comprida, Sudeste do Brasil. Resúmenes do IV Congreso Argentino de Cuaternario y Geomorfología, XII Congreso da Associação Brasileira de Estudos do Quaternário y II Reunión sobre el Cuaternario de América del Sur. La Plata, p. 85-86.
Angulo, R.J., Giannini, P.C.F., Suguio, K., Pessenda, L.C.R. 1999. The relative sea-level changes in the last 5500 years southern Brazil (Laguna-Imbituba region, Santa Catarina State) based on vermetid ^{14}C ages. *Marine Geology*, 159:327-339.
Backeuser E. 1918. A faixa litorânea do Brasil Meridional. Ontem e hoje. Tyy. Besnard Frères, Rio de Janeiro. 207p.
Barreto A.M.F., Bezerra F.H.R., Suguio K., Tatumi S.H., Yee M., Paiva R.P., Munita C.S. 2002. Late Pleistocene marine terrace deposits in northeastern Brazil: sea-level change and tectonic implications. *Palaeogeography, palaeoclimatology, palaeoecology*, 179:57-69.
Barreto A.M.F., Suguio K., Bezerra F.H.R., Tatumi S.H., Yee M., Giannini P.C.F. 2004. Geologia e geomorfologia do Quaternário costeiro do Rio Grande do Norte. *Geologia USP. Série Científica*, 4(2):1-12.
Bigarella J.J. 1946. Contribuição ao estudo da planície litorânea do Estado do Paraná. *Arquivos de Biologia e Tecnologia*, 1:75-11.
Bigarella J.J. 1965. Subsídios para o estudo das variações do nível oceânico no Quaternário Brasileiro. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 37(suplemento):263-278.
Bigarella J.J., Becker R.D. (Ed.) 1975. International symposium on the Quaternary, topics for discussion. *Boletim Paranaense de Geociências*, 33:169-276.
Bigarella J.J., Freire S.S. 1960. Nota sobre a ocorrência do cascalheiro marinho no litoral do Paraná. *Boletim da Universidade do Paraná, Geologia*, 3:1-22.
Bigarella J.J., Salamuni R. 1961. Ocorrências de sedimentos continentais na região litorânea de Santa Catarina e sua significação paleoclimática. *Boletim Paranaense de Geografia*, 4-5(179-187).
Bigarella J.J., Salamuni R., Marques Filho P.L. 1961. Método para avaliação de nível oceânico à época da formação dos terraços de construção marinha. *Boletim Paranaense de Geografia*, 4-5:111-115.
Boehs G., Absher T.M., Cruz-Kaled A.C. 2008. Ecologia

- populacional de Anomalocardia brasiliensis (Gmelin, 1791) (Bivalvia, Veneridae) na Baía de Paranaguá, Paraná, Brasil. *Boletim do Instituto de Pesca*, 34(2):259-270.
- Branner J.C. 1889. The geology of Fernando de Noronha. *American Journal of Science*. 37:145-161.
- Branner J.C. 1890. The aeolian sandstones of Fernando de Noronha. *American Journal of Science*. 39:247-257.
- Branner J.C. 1902. Geology of northeast coast of Brazil. *Bulletin of the Geological Society of America*, 13:41-98.
- Branner J.C. 1904. The stone reef of Brazil, their geological and geographical relations, with a chapter on the coral reefs. *Bulletin of the Museum of Comparative Zoology at Harvard College v. 44, Geological Series v. 7*. Cambridge, Massachusetts, U.S.A. 285p. 99 pranchas.
- Buchmann F.S.C., Tomazelli L.J. 2003. Relict nearshore shoals of Rio Grande do Sul, Southern Brazil: Origin and effects on nearby modern beaches. *Journal of Coastal Research*, SI35:318-322.
- Cailleux A. 1964. Historia de la geología. Editorial Universitaria de Buenos Aires, Buenos Aires, 104p.
- Calliari L.J., Esteves L.S., Oliveira, C.P.L., Tozzi H.A.M., Silva R.P., Cardoso J.N. 1994. Padrões sonogáficos e sedimentológicos de um afloramento de beachrock na plataforma interna do Rio Grande do Sul (COMEMIR/OSNLR). *Notas Técnicas*, 7:27-32.
- Darwin C. 1839. Journal of researches in geology and natural history of the various countries visited by H.M.S. Beagle, under the command of captain FitzRoy, R.N. from 1832 to 1836. Henry Colburn, Londres. 615p., 1 mapa.
- Darwin C. 1841. On a remarkable bar of sandstone off Pernambuco, on the Coast of Brazil. *Philosophical Magazine and Journal of Science*, 3ª Serie, 19(124):257-260.
- Darwin C. 1842. The structure and distribution of coral reefs, being the first part of the geology of the Beagle under the command of capt. FitzRoy, R.N. during the years 1832 to 1836.
- DeBlasis P., Fish S.K., Gaspar M.D., Fish P.R. 1998. Some references for the discussion of complexity among the sambaqui moundbuilders from the southern shores of Brasil. *Revista de Arqueologia Americana* 15:75-105.
- DeBlasis P., Kneip A., Sheel-Ybert R., Giannini P.C., Gaspar M.D. 2007. Sambaquis e Paisagem: Dinâmica natural e arqueologia regional no litoral do Sul do Brasil. *Arqueologia Suramericana/Arqueologia Sul-Americana*, 3(1)29-61.
- Delibrias G., Laborel J. 1969. Recent variations of the sea level along the Brazilian coast. *Quaternaria*, 14:45-49.
- Dillenburg S.R. 1994. A Laguna de Tramandai: Evolução geológica e aplicação do método geocronológico da termoluminescência da datação de depósitos sedimentares lagunares. Tese de Doutorado, Programa de Pós-Graduação em Geociências, UFRGS. 113 p.
- Fairbridge R.W. 1976. Shellfish-eating preceramic Indians in coastal Brazil: radiocarbon dating of shell middens discloses a relationship with Holocene sea level oscillations. *Science*, 191:353-359.
- Fish S.K., DeBlasis P.A.D., Gaspar M.D., Fish P.R. 2000. Eventos incrementais na construção de sambaquis, litoral sul do estado de Santa Catarina. *Revista do Museu de Arqueologia e Etnologia*, São Paulo, 10:69-87.
- Fitz-Roy R. 1839. Proceedings of the second expedition, 1831-1836, under the command of the captain Robert Fitz-Roy, R.N. In: Narrative of the surveying voyages of his majesty's ships Adventure and Beagle, between the years 1826 and 1836, describing their examination of the southern shores of South America, and the Beagle's circumnavigation of the globe. In III volumes. Henry Colburn, Londres. Vol.II-695p., 2 mapas.
- Gaspar M. D. 1998. Considerations about the sambaquis of the Brazilian coast. *Antiquity* 72(227):592-615.
- Gaspar M.D. 2003. Aspectos da organização social de pescadores-coletores: região compreendida entre a ilha Grande e o delta do Paraíba do Sul. *Pesquisas, Série Antropologia*, 59:1-163.
- Giannini P.C.F., Guedes C.C.F., Nascimento Jr. D.R., Tanaka A.P.B., Angulo R.J., Assine M.L., Souza M.C. 2009. Sedimentology and morphological evolution of the Ilha Comprida Barrier System, Southern São Paulo coast. Lecture Notes in Earth Sciences. : Geology and Geomorphology of Holocene Coastal Barriers of Brazil, 107. Springer-Verlag, Berlin, pp. 177-224 (Orgs. S.R. Dillenburg and P.A. Hesp).
- Giannini P.C.F., Villagran X.S., Fornari M., Nascimento Jr. D.R., Menezes P.M.L., Tanaka A.P.B., Assunção D.C., De Blasis P., Amaral P.G.C. 2010. Interações entre evolução sedimentar e ocupação humana na costa centro-sul de Santa Catarina, Brasil. Belém, *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi, Ciências Humanas* 5(1): 105-128.
- Gohau G. 1987. História da geologia. Publicações Europa-América, Portugal. 204p.
- Guedes C.C.F., Sawakuchi A.O., Giannini P.C.F., DeWitt R., Aguiar V.A.P. 2013. Luminescence characteristics of quartz from Brazilian sediments and constraints for OSL dating. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 85(4):1303-1316.
- Hartt C. F. 1870. *Geology and physical geography of Brazil*. Fields, Osgood & Co., Boston, 620p.
- Hearty P.J., Kaufmann D.S. 2000. Whole-rock aminostratigraphy and Quaternary sea-level history of the Bahamas. *Quaternary Research*, 54:63-173.
- Hopley D. 1986. Beachrock as a sea-level indicator. In: Van de Plassche, O. (Ed.), *Sea-level Research: a Manual for the Collection and Evaluation of Data*. Geo Books, Norwich, pp. 157-173.
- Hurt W.R. 1974. The interrelationships between the natural environment and four sambaquis, coast of Santa Catarina, Brazil. Occasional Papers and Monographs, Indiana University Museum, 1:1-23.
- Isla F.I. 1998. Holocene coastal evolution in Buenos Aires Province, Argentina. *Quaternary of South America & Antarctic Peninsula*, A. A. Balkema, 11: 297-321.
- Jindrich V. 1983. Structure and diagenesis of recent algal-foraminifer reefs, Fernando de Noronha, Brazil. *Journal of Sedimentary Petrology* 53, 449e459.
- Johnson D.W. 1912. Fixité de la côte atlantique de l'Amérique d'Nord. *Annales de Géographie*, 21(117)193-212.
- Johnson D.W. 1919. *Shore processes and shoreline development*. Hafner Publishing Company (reimpressão 1965), 584 p.
- Kempf M., Laborel J. 1968. Formations de vermetes et d'algues calcaires sur les côtes du Brésil. *Recueil des Travaux de la Station Marine d'Endoume*, 59(43)325-435.
- Laborel J. 1969. Les peuplements de madréporaires des côtes tropicales du Brésil. *Annales de l'Université D'Abidjan*, Serie E-II Fascicule 3, Ecologie. 261p.
- Laborel J. 1977. Are reef-building Vermetids disappearing in the South Atlantic? In: Proceedings of the 31 International Coral Reef Symposium, pp. 233-237.
- Laborel J. 1979. Fixed marine organisms as biological indicator for the study of recent sea level and climatic variations along the Brazilian tropical coast. In: Suguio K., Fairchild T.R., Martin L., Flexor J.M. (Eds.), Proceedings of the International Symposium on Coastal Evolution in the Quaternary, pp. 193-211.
- Laborel J. 1986. Vermetid gastropods as sea-level indicators. In: Van de Plassche, O. (Ed.), *Sea-level Research: a Manual for the Collection and Evaluation of Data*. Geo Books, Norwich, pp. 281-310.
- Lamego A.R. 1940. Restingas na costa do Brasil. *Boletim do Departamento nacional de Produção Mineral*, Rio de Janeiro, 96:1-65.
- Laming-Emperaire A. 1968. Missions Arche' ologiques franc-aises au Chili austral et au Brésil meridional: datations de quelques sites par le radiocarbone. *Journal de la Société des Américanistes* 57, 77-99.
- Lavina E.L.C. 2012. O dilúvio de Noé e os primórdios da geologia. *Revista Brasileira de Geociências*, 42(1):91-110.
- Lessa G.C., Angulo R.J. 1998. Oscillations or not oscillations, that is the question -reply. *Marine Geology*, 150:189-196.
- Lessa G.C., Angulo R.J., Giannini P.C.F., Araújo A.D. 2000. Stratigraphy and Holocene evolution of a regressive barrier in south Brazil. *Marine Geology*, 165 (1-4), 87-108.
- Lopes R.P., Oliveira L.C., Figueiredo A.M.G., Kinoshita A., Baffa O., Buchmann F.S. 2010. ESR dating of Pleistocene mammal teeth and its implications for the biostratigraphy and geological evolution of the coastal plain, Rio Grande do Sul, southern Brazil. *Quaternary International*, 212:213-222.
- Lyell C. 1830. *Principles of geology*. Penguin Classics (reimpressão 1997) 472 p.
- Maack R. 1947. Breves notícias sobre a geologia dos Estados do

- Paraná e Santa Catarina. *Arquivos de Biologia e Tecnologia*, 2:66-154.
- Maack R. 1949. Espessura e seqüência dos sedimentos quaternários no litoral do Estado do Paraná. *Arquivos de Biologia e Tecnologia*, 4:271-295.
- Mahiques M.M., Angulo R.J., Veiga F.A., Klein D.A., Souza M.C. 2007. Evidence of high-sea level during MIS 3? Two case studies from the southern Brazilian inner shelf. In: XVII Inqua Congress, 2007, Cairns. *Quaternary International - Supplement 1*, 167-68:263-263.
- Manso V.A.V., Corrêa I.C.S., Guerra N.C. 2003. Morfologia e sedimentologia da plataforma continental interna entre as praias de Porto de Galinhas e Campos, litoral sul de Pernambuco, Brasil. *Pesquisas em Geociências*, 30(2):17-25.
- Martin L., Bittencourt A.C.S.P., Dominguez J.M.L., Flexor J.M., Suguio K. 1998. Oscillations or not oscillations, that is the question: comment on Angulo R.J. and Lessa G.C. "The Brazilian sea-level curves: a critical review emphasis on the curves from the Paranaguá and Cananéia regions" [Mar. Geol. 140, 141-166]. *Marine Geology* 150:179-187.
- Martin L., Bittencourt A.C.S.P., Vilas Boas G.S. 1982b. Primeira ocorrência de corais pleistocênicos da costa brasileira – datação do máximo da penúltima transgressão. *Ciências da Terra*, 3:16-17
- Martin L., Dominguez J.M.L., Bittencourt A.C.S.P. 2003. Fluctuating Holocene sea levels in eastern and southeastern Brazil: evidence from a multiple fossil and geometric indicators. *Journal of Coastal Research*, 19:101-124.
- Martin L., Flexor J.M., Vilas-Boas G.S., Bittencourt A.C.S.P., Guimarães M.M.M. 1979a. Courbe de variation du niveau relatif de la mer au cours des 7000 dernières années sur un secteur homogène du littoral brésilien (nord de Salvador—Bahia). In: Suguio, K., Fairchild, T.R., Martin, L., Flexor, J.M. (Eds.), Proceedings of the International Symposium on Coastal Evolution in the Quaternary, pp. 264-295.
- Martin L., Mörner N.A., Flexor J.M., Suguio K. 1982a. *Reconstrução de antigos níveis marinhos do quaternário*. Publicação Especial da Comissão Técnico-Científica do Quaternário, Sociedade Brasileira de Geologia, 154p.
- Martin L., Suguio K. 1978. Excursion route along the coastline between the town of Cananéia (state of São Paulo) and Guaratiba outlet (state of Rio de Janeiro). In: International Symposium on Coastal Evolution, vol. 2. Special Publication, pp. 1-98.
- Martin L., Suguio K. 1989. Excursion route along the Brazilian coast between Santos (SP) and Campos (RJ) (North of State of Rio de Janeiro). In: International Symposium on Global Changes in South America During the Quaternary, vol. 2. Special Publication, pp. 1-136.
- Martin L., Suguio K., Dominguez J.M.L., Flexor J.M. 1997 Geologia do Quaternário costeiro do litoral norte do Rio de Janeiro e do Espírito Santo. CPRM, Belo Horizonte. 112p.:II, mapas.
- Martin L., Suguio K., Flexor J.M. 1979b. Le Quaternaire marin du littoral brésilien entre Cananéia (SP) et Barra de Guaratiba (RJ). In: Suguio K., Fairchild T.R., Martin L. Flexor J.M. (Eds.), Proceedings of the International Symposium on Coastal Evolution in the Quaternary, pp. 296-331.
- Martin L., Suguio K., Flexor J.M. 1986a. Relative sea-level reconstruction during the last 7000 years along the States of Paraná and Santa Catarina coastal plains: additional information derived from shell-middens. *Quaternary of South America and Antarctic Peninsula* 4, 219-236.
- Martin L., Suguio K., Flexor J.M. 1986b. Shell middens as a source for additional information in Holocene shoreline and sea-level reconstruction: examples from the coast of Brazil. In: Van de Plassche, O. (Ed.), Sea-Level Research: a Manual for the Collection and Evaluation of Data. Geo Books, Free University, Amsterdam, pp. 503-521.
- Martin L., Suguio K., Flexor J.M. 1988. Hauts niveaux marins pléistocènes du littoral brésilien. *Palaeogeography, palaeoclimatology, palaeoecology*, 68:231-239.
- Martin L., Suguio K., Flexor J.M., Bittencourt A.C.S.P., Vilas-Boas G.S. 1979/1980. Le quaternaire marin brésilien (littoral pauliste, sud fluminense et bahianais). Cahiers O.R.S.T.O.M., Série Géologie 11, 95-124.
- Martin L., Suguio K., Flexor J.M., Dominguez J.M.L., Bittencourt A.C.S.P. 1996. Quaternary sea-level history and variation in dynamics along the central Brazil Coast: consequences on coastal plain construction. *Anais da Academia Brasileira de Ciências* 68, 303-354.
- Masi B.P., Macedo I.M., Zalmon I.R. 2009. Benthic community zonation in a breakwater on the north coast of the State of Rio de Janeiro, Brazil. *Brazilian Archives of Biology and Technology*, 52(3):637-646.
- Mesquita A.R. 2004. Nível relativo do mar (O enigma) e os terrenos de marinha. *Afro-America Gloss News*, 8(1), <http://www.mares.io.usp.br/aagn/ind.html>
- Mörner N.A. 1987. Models of global sea level changes. In: Tooley M.J., Shennan I. (Eds.). *Sea level changes*. Blackwell Oxford, pp 332-355.
- Mörner N.A. 1996. Global change and interaction of earth rotation, ocean circulation and paleoclimate. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*. 68(SI):77-94.
- Murray A.S., Wintle A.G. 2000. Luminescence dating of quartz using an improved single-aliquot regenerative-dose protocol. *Radiation Measurements* 32:57-73.
- Murray A.S., Wintle A.G. 2002. Retrospective dose assessment: the measurement of the dose in quartz in dating and accident dosimetry. *Radiation Protection Dosimetry* 101(1e4):301-308.
- Murray A.S., Wintle A.G. 2003. The single aliquot regenerative dose protocol: potential for improvements in reliability. *Radiation Measurements*, 37:377-381.
- Narchi W. 1974. Aspectos ecológicos e adaptativos de alguns bivalves do litoral paulista. *Papéis Avulsos Zoologia*, São Paulo, 27(19):235-262.
- Neto I.C., Córdobaac V.C., Vital H. 2010. Petrografia de beachrock em zona costa afora adjacente ao litoral norte do Rio Grande do Norte, Brasil. *Quaternary and Environmental Geosciences*, 2(2):12-18. conferir
- Ottmann F. 1963. "L'Atol das Rocas" dans l'Atlantique sud torpical. *Revue de Géographie Physique et de Géologie Dynamique*, 5(2) :101-107.
- Pessenda L.C.R., Camargo P.B. 1991. Datações radiocarbônicas de amostras de interesse arqueológico e geológico por espectrometria de cintilação líquida de baixa radiação de fundo. *Química Nova*, 14:98-103.
- Pirazzoli P.A. 1986. Marine notches. In: Van de Plassche, O. (Ed.), *Sea-level Research: a Manual for the Collection and Evaluation of Data*. Geo Books, Norwich, pp. 361-400.
- Pirazzoli P.A. 1996. Sea-level changes: The last 20 000 years. John Wiley & Sons. 211 p.
- Poupeau G., Soliani Junior E., Rivera A., Loss E.L., Vaconcellos M.B.A. 1988. Datação por termoluminescência de alguns depósitos arenosos costeiros do último ciclo climático no nordeste do Rio Grande do Sul. *Pesquisas*, 21:25-48.
- Poupeau G., Souza J.H., Soliani Junior E., Loss E.L. 1984. Dating quartzose sands of the coastal province of Rio Grande do Sul, Brazil, by thermoluminescence. *Pesquisas*, 16:250-268.
- Preusser F., Degering D., Fuchs M., Hilgers A., Kadereit A., Klasen N., Krbrtschek M., Richter D., Spencer J.Q.G. 2008. Luminescence dating: Basics, methods and applications. *Eiszeitalter und Gegenwart, Quaternary Science Journal*, 57(1-2):95-149.
- Reimer P.J., Reimer R.W. 2001. A marine reservoir correction database and on-line interface. *Radiocarbon* 43(2A):461-463.
- Rhodes E.J. 2011. Optically stimulated luminescence dating of sediments over the past 200,000 years. *Annu. Rev. Earth Planet Science* 39:461-488
- Rios E.C., Haimovici M., Peres J.A.A., Santos R.A. 1994. *Seashells of Brazil*. 2ª edição. Editora FURG, Rio Grande, RS, 368 p, 113 pranchas.
- Rodrigues S.A. 1966. *Estudos sobre Callianassa: sistemática, biologia e anatomia*. São Paulo. 168p. Tese de Doutorado Instituto de Biociências Universidade de São Paulo.
- Rodrigues S.A. 1983. *Aspectos da biologia de Thalassinidea do Atlântico tropical americano*. São Paulo. 174p. Tese de Livre Docência. Instituto de Biociências, Universidade de São Paulo.
- Salamuni R., Bigarella J.J. 1962. Notas complementares à planta geológica provisória da baía de Guaratuba (Estado do Paraná). *Boletim da Universidade do Paraná, Geologia*. 8:1-6.
- Sawakuchi A.O., Blair M.W., DeWitt R., Faleiros F.M., Hyppólito T., Guedes C.C.F. 2011. Thermal history versus sedimentary

- history: OSL sensitivity of quartz grains extracted from rocks and sediments. *Quaternary Geochronology*, 6:261-272.
- Sawakuchi A.O., Giannini P.C.F., Martinho C.T., Tanaka A.P.B. 2009. Grain size and heavy minerals of the Late Quaternary eolian sediments from the Imbituba Jaguaruna coast, Southern Brazil: Depositional controls linked to relative sea-level changes. *Sedimentary Geology*, 222:226-240.
- Sawakuchi A.O., Guedes C.C.F., DeWitt R., Giannini P.C.F., Blair M.W.; Nascimento Jr. D.R., Faleiros F.M. 2012. Quartz OSL sensitivity as a proxy for storm activity on the southern Brazilian coast during the Late Holocene. *Quaternary Geochronology*, 13:92-102.
- Sawakuchi A.O., Kalchgruber R., Giannini P.C.F., Nascimento Jr. D.R., Guedes C.C.F., Umisedo N.K. 2008. The development of blowouts and foredunes in the Ilha Comprida barrier (Southeastern Brazil): the influence of Late Holocene climate changes on coastal sedimentation. *Quaternary Science Reviews*, 27: 2076-2090.
- Schaeffer-Novelli Y. 1980. Análise populacional de Anomalocardia brasiliensis (Gmelin 1791), na praia do Saco da Ribeira, Boletim do Instituto Oceanográfico, São Paulo, 29(2):351-355.
- Scheel-Ybert R., Eggers S., Wesolowski V., Petronilho C.C., Boyadjian C.H., Deblasis P.A.D., Barbosa-Guimarães M., Gaspar M.D. 2003. Novas perspectivas na reconstrução do modo de vida dos sambaquieiros: uma abordagem multidisciplinar. *Revista de Arqueologia*, 16:109-137.
- Schellmann G., Radtke U. 1997. Electron spin resonance (ESR) techniques applied to mollusc shells from South America (Chile, Argentina) and implications for palaeo sea-level curve. *Quaternary Science Review (Quaternary Geochronology)*, 16:465-475.
- Sheel-Ybert R., Afonso M.C., Barbosa-Guimarães M., Gaspar M.D., Ybert J.-P. 2009. Considerações sobre o papel dos sambaquis como indicadores do nível do mar. *Quaternary & Environmental Geosciences*, 1(1):3-9.
- Simioni B.I. 2011. Arenitos submersos do litoral paranaense e sua implicação no estudo de paleoníveis marinhos. Dissertação de mestrado, Programa de Pós-Graduação em Geologia UFPR, 119 p.
- Souza J.R.B., Borzone C.A. 1996. Distribuição de Callianassídeos (Crustacea: Decapoda: Thalassinidea) em praia do litoral paranaense, com especial referência a *Callichirus major* (Say, 1818). *Arquivos de Biologia e Tecnologia*, Curitiba, 39(3):553-565.
- Souza M.C., Angulo R.J., Assine M.L., Castro D.L. 2012. Sequence of facies at a Holocene storm-dominated regressive barrier at Praia de Leste, southern Brazil. *Marine Geology*, 291-294:49-62.
- Spotorno P., Tâmega, F.T.S., Bemvenuti C.E. 2012. An overview of the recent vermetids (Gastropoda: Vermetidae) from Brazil. *Strombus*, 19(1-2):1-8.
- Stoddart D.R., Cann J.R. 1965. Nature and origin of beach rock. *Journal of Sedimentary Petrology*, 35(1):243-247.
- Stuiver M., Braziunas T.F. 1993. 14C ages of marine samples to 10,000 BC. *Radiocarbon* 35(1):137-89.
- Stuiver M., Pearson G.W., Braziunas T.F. 1986. Radiocarbon age calibration of marine samples back to 9000 cal years BP. *Radiocarbon* 28(2B):980-1021.
- Stuiver M., Polach H.A. 1977. Discussion: reporting of 14C data. *Radiocarbon* 19(3):355-63.
- Stuiver M., Reimer P.J. 1986. A computer program for radiocarbon age calibration. *Radiocarbon*, 28:1022-1030.
- Stuiver M., Reimer P.J., Braziunas T.F. 1998. High-precision radiocarbon age calibration for terrestrial and marine samples. *Radiocarbon* 40(3):1127-51.
- Suguio K., Bezerra F.H.R., Barreto A.M.F. 2011. Luminescence dated Late Pleistocene wave-built terraces in Northeastern Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 83(3):907-920.
- Suguio K., Martin L. 1976. Presença de tubos fósseis de "Callianassa" nas formações quaternárias do litoral paulista e sua utilização na reconstrução paleoambiental. *Boletim do Instituto de Geociências da USP*, 7:17-26.
- Suguio K., Martin L. 1978. Formações quaternárias marinhas do litoral paulista e sul fluminense. In: International Symposium on Coastal Evolution in the Quaternary—the Brazilian National Working Group for the IGCP; Project 61, vol. 1. Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, Publicação Especial, pp. 1-55.
- Suguio K., Martin L., Bittencourt A.C.S.P., Dominguez J.M.L., Flexor J.M., Azevedo A.E.G. 1985. Flutuações do nível relativo do mar durante o quaternário superior ao longo do litoral brasileiro e suas implicações na sedimentação costeira. *Revista Brasileira de Geociências*, 15(4):273-286.
- Suguio K., Martin L., Flexor J.M. 1980. Sea level fluctuations during the past 6000 years along the coast of the state of São Paulo, Brazil. In: Mörner, N.A. (Ed.), Earth Rheology, Isostasy and Eustasy. Wiley, Chichester, pp. 471-486.
- Suguio K., Rodrigues S.A., Tessler M.G., Lambooy E.E. 1984. Tubos de *Ophiomorpha* e outras feições de bioturbação na Formação Cananéia, Pleistoceno da planície costeira Cananéia-Iguape, SP. In: Lacerda L. D., Araújo D. S. D., Cerqueira R., Turcq B. (org.), Restingas; origem, estrutura, processos. 111-122.
- Tatumi S.H., Kowata E.A., Gozzi G., Kassab L.R.P., Suguio K., Barreto A.M.F., Bezerra F.H.R. 2003. Optical dating results of beachrock, eolic dunes and sediments applied to sea-level changes study. *Journal of Luminescence*, 102-103: 562-565
- Tomazelli L.J., Dillenburg S.R. 2007. Sedimentary facies and stratigraphy of a last interglacial coastal barrier in south Brasil, *Marine Geology*, 244:33-45.
- Turner R.J. 2005. Beachrock. In: Schwartz M.L. (Ed) Encyclopedia of coastal science. Kluwer Academic Publishers, The Netherlands, 183-186p.
- Valentin H. 1952. Die Küsten der Erde, Petermanns. Geog. Mitt. Erg. 246. Gotha: Justus Perthes, 118p.
- Vallaux C. 1940. La formation atollienne de Rocas (Brésil). *Bulletin de L'Insntitut Océanographique*, 37:1-8
- Van de Plassche O. 1986. (Ed.) *Sea-level Research: a Manual for the Collection and Evaluation of Data*. Geo Books, Norwich, 618p.
- Van-Andel T.H., Laborel J. 1964. Recent high relative sea level stand near Recife, Brazil. *Science*, 145:580-581.
- Veiga F.A. 2006. Processos morfodinâmicos e sedimentológicos na plataforma continental rasa paranaense. Tese de doutorado, Programa de Pós-Graduação em Geologia, UFPR, 122p.
- Villagran X.S., Giannini P.C.F. 2014. Shell mounds as environmental proxies on the southern coast of Brazil. *The Holocene*, 24(8):1009-1016. DOI 10.1177/0959683614534743.
- Vousdoukas M.I., Velegarakis A.F., Plomaritis T.A. 2007. Beachrock occurrence, characteristics, formation mechanisms and impacts. *Earth-Science Reviews*, 85:23-46.
- Wlaker R.G. 1992. Facies, facies models and modern stratigraphic concepts. In R.G. Walker; James N.P. (Eds.) Facies models, Geotex1, Geological Association of Canada, pp. 1-14.
- Walker R.G. 2006. Facies models revisited: Introduction. In Posamentier H.W.; Walker R.G. (Eds.) Facies models revisited, Society for Sedimentary Geology, Tulsa, Oklahoma, USA. pp. 1-17.
- Wintle A.G., Murray A.S. 2006. A review of quartz optically stimulated luminescence characteristics and their relevance in single-aliquot regeneration dating protocols. *Radiation Measurements*, 41:369-391.
- Zular A., Sawakuchi A.O., Guedes C.C.F., Mendes V.R., Nascimento Jr. D.R., Giannini P.C.F., Aguiar V.A.P., DeWitt R. 2013. Late Holocene intensification of colds fronts in southern Brazil as indicated by dune development and provenance changes in the São Francisco do Sul coastal barrier. *Marine Geology*, 335:4-77

Recebido 16 de maio de 2014
Aceito 26 de setembro de 2014