



45 mm

A EVOLUÇÃO PÓS-BARREIRAS DA ZONA COSTEIRA LESTE DO BRASIL

José Maria Landim Dominguez¹

landim@ufba.br

¹ Universidade Federal da Bahia
Inst. Geociências - UFBA
Rua Barão de Jeremoabo, s/n
Campus Universitário de Ondina
40170-115 Salvador- BA
Brasil

Palavras-chave: Zona Costeira, Variações do Nível do Mar, Quaternário, Evolução Costeira

1. INTRODUÇÃO

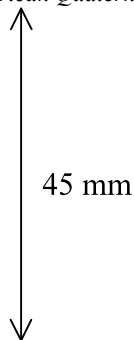
O Mioceno marca o início do mundo moderno. Como tem sido chamada a atenção por vários autores, a partir do Mioceno a fisiografia do planeta Terra não teria sido muito diferente da atual. Após o nível de mar alto do Mioceno médio, associado ao qual ocorreu a deposição da Formação Barreiras, o nível eustático do mar desceu progressivamente em função do avanço dos lençóis de gelo principalmente no Hemisfério Norte. Esta descida do nível do mar foi modulada pelos ciclos de Milankovitch que provocaram variações de alta frequência superimpostas à tendência de longo prazo de descida progressiva do nível eustático. Estas variações do nível do mar exerceram um papel fundamental no modelado da zona costeira brasileira, o que será examinado neste trabalho com foco principal na região leste do Brasil.

2. EVOLUÇÃO DA ZONA COSTEIRA LESTE DO BRASIL – MODELO CONCEITUAL

Com base na revisão da literatura e na incorporação de dados obtidos nos últimos 10 anos, é possível assim reconstruir a evolução da zona costeira leste do Brasil.

A Transgressão Miocênica – Deposição da Formação Barreiras – a zona costeira leste do Brasil começou a adquirir uma morfologia mais próxima dos dias atuais durante o Mioceno. O nível de mar alto do Mioceno Médio-Inferior inundou a borda dos continentes e favoreceu a deposição da Formação Barreiras, que se deu principalmente em ambientes transicionais, incluindo fácies sedimentares depositadas em estuários, deltas, planícies de maré, praias, etc.

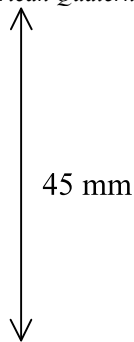
A Regressão Neógena - Desde o Mioceno Médio o nível eustático do mar desceu progressivamente, em consequência do continuado acúmulo de gelo na Antártica e no Hemisfério Norte, à medida que nosso planeta mergulhava em uma idade do gelo. A principal



implicação deste abaixamento do nível do mar foi o desencadeamento de um processo erosivo e entalhamento de uma rede de drenagem sobre a superfície da Formação Barreiras recém-depositada, originando os grandes vales de paredes íngremes que o dissecam. Este abaixamento, que se prologou por todo o Neógeno, interrompido apenas durante breves períodos interglaciais, também favoreceu, a erosão diferencial entre as rochas das bacias sedimentares mesozoicas e do embasamento cristalino, originando topografias rebaixadas, inundadas durante os breves períodos de nível de mar alto quando, então originaram baías.

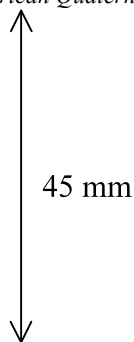
O Nível de Mar Alto do MIS9 ou MIS11 - ao longo do Quaternário durante os breves períodos de nível de mar alto as ondas esculpiram e fizeram recuar, principalmente nos interflúvios, falésias na Formação Barreiras. Num destes breves períodos de nível de mar alto (MIS9 ou MIS11) depositaram-se acumulações arenosas ao longo da linha de costa da época, que em alguns trechos sobreviveram ao retrabalhamento dos níveis de mar altos posteriores. O topo destes depósitos foi retrabalhado pelo vento, originando dunas que em vários locais cavalgaram as falésias da Formação Barreiras, como por exemplo no litoral norte do Estado da Bahia

O Nível de Mar Alto do MIS5e - desde o MIS9-11 o nível do mar não tinha alcançado um nível tão alto como aquele atingido durante o MIS5e, por volta de 123.000 anos AP. Este nível de mar alto é conhecido na Costa Leste do Brasil como a Penúltima Transgressão. Nas dezenas de milhares de anos que antecederam o MIS 5e, a posição do nível médio do mar se situou entre 30-40m abaixo do atual, o que, considerando o posição da quebra da plataforma continental leste do Brasil, favoreceu o aparecimento de numerosos vales incisos que se estendiam da zona costeira até a borda da plataforma continental. Com a subida do nível do mar após o MIS 6 (130.000 anos AP), estes vales e zonas topográficas rebaixadas foram inundados pelo mar originando estuários, baías e ilhas, estas últimas muitas vezes nos interflúvios que escaparam à inundaçãõ marinha. Ao mesmo tempo, as ondas ativamente esculpiram e fizeram recuar linhas de falésias nos interflúvios, onde unidades menos resistentes confrontavam o mar aberto, como é o caso dos tabuleiros costeiros. Algumas destas linhas de falésias ainda estão hoje muito bem preservadas nas porções mais internas das planícies costeiras quaternárias. Este episódio transgressivo culminou em um nível de mar alto por volta de 123.000 anos AP, quando o mesmo se posicionou a 8 ± 2 m acima do nível atual e que se estendeu por cerca de 10.000 anos. A estabilização do nível do mar, por volta desta época, favoreceu a recuperação dos sistemas fluviais, os quais, em associação com os sedimentos transportados ao longo da linha de costa, preencheram os estuários e reentrâncias aí existentes, originando os depósitos de Areias Litorâneas Regressivas Pleistocênicas, também denominados como Terraços Marinhos Pleistocênicos. Ainda durante este nível de mar alto iniciou-se a construção de recifes de corais em altos topográficos na zona costeira e plataforma continental adjacente, como é o caso bem documentado dos recifes de Abrolhos.



O Último Máximo Glacial - após o MIS 5e o nível eustático do mar desceu progressivamente, não de modo uniforme, mas oscilante. Inicialmente nas regiões com baixo aporte de sedimentos, e posteriormente ao longo de todo o litoral, a deposição de sedimentos não conseguiu acompanhar este movimento de descida do nível do mar, resultando em uma regressão forçada, quando a linha de costa é forçada a regredir independentemente do suprimento de sedimento. Breves períodos de “estabilização” do nível do mar, como, por exemplo, entre 80-100.000 cal anos AP e entre 30-60.000 anos AP podem ter permitido localmente o aparecimento de praias arenosas associadas a pontais recurvos, reminiscentes do que aconteceu nos últimos 10.000 anos nas costas do norte canadense e da Escandinávia, onde o ressalto isostático, resultante do alívio da carga de gelo, originou uma série de depósitos arenosos isolados e descontínuos na zona costeira emersa. No máximo glacial de 19-22.000 cal anos AP quando o nível do mar encontrava-se cerca de 120m abaixo do atual, toda a plataforma continental estava exposta a condições subaéreas e os cursos d’água, mesmo aqueles pequenos, reativaram incisões na plataforma exposta que se originaram nos episódios anteriores de nível de mar baixo. Mesmo os terraços marinhos pleistocênicos, depositados por volta do máximo da Penúltima Transgressão, experimentaram os efeitos desta incisão generalizada. Data provavelmente desta época a formação da última importante geração de dunas que ornamenta o topo dos depósitos arenosos pleistocênicos. Muitos dos vales incisos gerados nesta ocasião ainda estão perfeitamente preservados na plataforma continental, principalmente naqueles trechos com pouco aporte de sedimentos. Em alguns locais, verdadeiras bacias hidrográficas se formaram na plataforma exposta e zona costeira adjacente, rebaixando topograficamente estas áreas, as quais durante a Transgressão Holocênica, foram inundadas formando temporariamente baías.

A Transgressão Holocênica – após o último máximo glacial, o degelo prosseguiu muito rapidamente e, em pouco mais de 10.000 anos, a maior parte dos lençóis de gelo do Hemisfério Norte já havia derretido, provocando uma subida do nível eustático do mar da ordem de 120 metros, com taxas de subida que variaram entre 1 e 5m/século. Este episódio é também conhecido na Costa Leste do Brasil como Última Transgressão. Taxas de subida do nível do mar tão elevadas dificilmente podem ser acompanhadas, mesmo pelos sistemas fluviais mais possantes. Como consequência, a linha de costa recuou rapidamente, acompanhada de inundações rápidas dos grandes vales incisos escavados na plataforma continental e zona costeira. A plataforma continental só começou a ser inundada por volta de 9-10.000 anos atrás, após um evento de resfriamento brusco do clima, conhecido mundialmente como o Younger Dryas (12.800 and 11.500 anos AP). Existem evidências de que por volta de 8.000 anos atrás, quando o nível do mar ainda encontrava-se cerca de 20-30m abaixo do nível do mar atual, alguns dos vales incisos escavados na plataforma continental constituíam estuários que se estendiam da quebra da plataforma/início do talude até a zona costeira atual. Neste estágio a morfologia da zona costeira era muito diferente da atual, com a costa recortada por inúmeros estuários e baías, principalmente na porção inferior dos vales dos principais rios que deságuam na zona costeira.



O Nível de Mar Alto do MIS1 - por volta de 8.000 anos atrás, os grandes lençóis de gelo já haviam derretido e volumes adicionais de água não foram mais acrescentados aos oceanos. Tão logo o nível eustático do mar parou de subir, os sistemas fluviais começaram a se recuperar e alguns estuários foram rapidamente preenchidos. Estes estuários/baías já estavam completamente preenchidos por volta de 5.000-6.000 anos cal AP. Deve-se chamar a atenção que cessado o derretimento dos lençóis de gelo e, portanto, a subida do nível do mar eustático, os ajustes no sistema terra-gelo-oceano, resultaram em diferentes comportamentos para o nível relativo do mar, para diferentes regiões do globo, tendo isto resultado, no que tange a Costa Leste do Brasil, em uma descida do nível relativo do mar de cerca de 3-4m nos últimos 5.700 cal anos AP. Este comportamento do nível relativo do mar, previsto pela modelagem geofísica é corroborado por diversas curvas de variação do nível relativo do mar holocênico, construídas para diversos setores da costa leste brasileira. O abaixamento do nível relativo do mar durante os últimos 5.700 anos cal AP, embora tenha contribuído para acelerar o preenchimento de estuários e baías, e para a progradação da linha de costa, não foi um fator tão preponderante como originalmente se imaginava. O aporte de sedimentos fluviais ou aqueles erodidos de unidades mais antigas foi o fator dominante a determinar o preenchimento destes estuários/baías e a progradação da linha de costa. Naqueles trechos onde o aporte de sedimentos foi insuficiente para fazer frente aos processos de dispersão promovidos por ondas e correntes, a linha de costa ainda experimenta erosão, como é o caso dos setores onde falésias esculpidas na Formação Barreiras dominam a paisagem. Do mesmo modo, baías, como as de Guanabara, Vitória, Camamu e Todos os Santos, onde o espaço de acomodação, criado pela Transgressão Holocênica foi muito grande, frente ao suprimento de sedimentos disponível, continuam ainda sem ser totalmente preenchidas, embora volumes expressivos de sedimentos holocênicos tenham sido depositados em algumas delas. Na plataforma continental, a estabilização na subida do nível do mar eustático permitiu o desenvolvimento dos recifes de corais holocênicos, naqueles trechos onde existiam substratos consolidados disponíveis (terraços de abrasão em rochas do Cretáceo e em níveis lateríticos da Formação Barreiras, altos do embasamento e arenitos de praia, e recifes pleistocênicos e rochas vulcânicas. O abaixamento do nível relativo do mar durante os últimos 5.700 anos, em associação com a progradação da linha de costa, impactou significativamente estes recifes costeiros, ao provocar a exposição e truncamento dos seus topos pela ação das ondas e ao aproximá-los da linha de costa, onde, em alguns casos, esta progradação resultou em seu soterramento parcial ou total.