



EUSTASIA GLOBAL E A REALIDADE DO LITORAL BRASILEIRO

Antonio Paulo Faria

Instituto de Geociências - UFRJ. Tel. 21 3152 0183 - 21 8723 8746
antoniofaria15@terra.com.br
fariaantonio2003@yahoo.com.br

Resumo

O monitoramento de 19 praias em alguns estados brasileiros indicam que em quatro décadas elas não sofreram mudanças significativas, ou seja, elas se apresentam da mesma forma que há 40 anos. Isso vai contra as previsões de subida do nível do mar feitas, de até 20 cm durante o século XX e de até 94 cm para este século. Se essas previsões estiverem certas, a maioria das praias no Brasil deveria se tornar erosiva, mas ocorre o contrário, elas se apresentam estáveis. Este trabalho discute a hipótese de que a propagação da elevação do nível do mar até a costa brasileira leve muitas décadas ou séculos, porque o maior aporte da água de degelo vem do Hemisfério Norte. Outro fator é a complexidade da movimentação das águas oceânicas.

Palavras-chave: Subida do nível do mar; Correntes oceânicas; Dinâmica costeira.

Abstract

The forecast for the rise in sea level for the 20th century was up to 20 cm and to 94 cm in the present century if these forecasts are correct, we should see continuous erosive processes along the Brazilian coast. But, nineteen beaches situated in many states of Brazil were monitored over a period of last four decades and the results indicate that there hasn't been any significant change in their geomorphological features and have been stable for the past forty years. This paper discusses the hypothesis that the impact of a rise in sea level may be delayed several decades or even centuries along the Brazilian coast, because the biggest volume of melted water from the glaciers originates in the Northern Hemisphere as well as the complexity of the movement of ocean water.

Key Words: Sea level rise; Oceanic currents; Coastal dynamics.

Introdução

Nas duas últimas décadas, muito tem se falado sobre a subida do nível do mar em função do derretimento das geleiras causado pelo aumento global da temperatura acelerado pelo efeito estufa. Vários autores fizeram projeções desenvolvidas em simulações baseadas em modelagem matemática. O próprio Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC), da ONU, trabalha com três cenários de subida do nível do mar para os próximos 100 anos: A) otimista, que faz um prognóstico de 30 cm; B) subida de 60 cm, que muitos acham que é a mais realista e C) cenário de subida de 94 cm, considerado pessimista. De acordo com essas previsões, os efeitos sobre as áreas costeiras podem ser catastróficos por causa da transgressão marinha sobre os continentes. Entretanto, a realidade brasileira mostra, até o momento, que esses prognósticos podem não se concretizar da mesma forma como são esperados para o Hemisfério Norte.

No Brasil, alguns autores já estão relacionando a erosão em algumas praias com a subida do nível do mar, mas a acei-

tação dessas projeções é muito precipitada porque elas podem não ser verdadeiras de acordo com vários sinais visíveis em nosso litoral. Foram escolhidas 19 praias em quatro estados brasileiros que mostram que, até o momento, elas se mantêm da mesma forma há quatro décadas. A hipótese discutida aqui é que se o nível do mar estiver subindo, da forma com vem sendo previsto, a maioria das praias deveria estar sofrendo erosão, mas isso não vem ocorrendo, exceto em algumas praias isoladas, como indica Faria (2003).

O nível do mar pode mudar por causas muito diversas, algumas produzem oscilações muito lentas, da ordem de milhões de anos, como exemplo a Tectônica de Placas que causa a migração dos continentes, além da expansão e contração do fundo dos oceanos. Também atua na formação de grandes cadeias de montanhas o que, segundo Neves (2004), vem proporcionando o aumento das áreas continentais e diminuição no volume das bacias oceânicas. Porém, a causa que mais nos preocupa é de ordem climática porque pode fazer o nível dos oceanos oscilar de forma relativamente rápida (eustasia). Primeiro porque com o aquecimento global

umenta a temperatura dos oceanos e ocasiona a expansão térmica das camadas superiores de água marinha, conforme afirmam Gornitz et al. (1982).

O segundo efeito de ordem climática, é mais dramático e refere-se à glacio-eustasia, que é o derretimento das geleiras que libera água para os oceanos. Basta lembrar que no auge do último período glacial, há cerca de 18.000 anos, o nível do mar estava em até 130 metros abaixo do atual, de acordo com vários autores, entre eles: Fairbridge (1962) e Milliman & Emery (1968). Segundo Oeschger & Mintzer (1992), a temperatura média global nos últimos 160.000 anos diminuiu em 5°C, proporcionando o aumento do volume das geleiras e avanço sobre extensas áreas até às regiões temperadas, afetando também as montanhas altas situadas em regiões tropicais.

Na Antártica, por exemplo, estima-se que o volume de gelo era 2/3 maior que o atual.

Os territórios do Canadá e da Escandinávia eram cobertos por espessas geleiras que chegavam a mais de 2 quilômetros de espessura. Mas a maior parte da água que alimenta essas geleiras vem da evaporação dos oceanos e por isso ocorre a descida global do nível do mar. Em muitas áreas o recuo da linha de costa (regressão marinha) chegou à várias centenas de quilômetros.

No Brasil, analisando os mapas do Projeto LEPLAC (Ministério da Marinha, 1999) e estudando a posição das curvas batimétricas de 130 metros, é possível estimar os seguintes cenários que existiam há 18.000 anos: a regressão marinha na foz do Rio Amazonas foi de cerca de 300 km; em Natal (RN) de 20 km; em Ilhéus (BA) de 8 km; no norte do Espírito Santo de até 200 km; no Rio de Janeiro entre 75 e 112 km e no Paraná até 160 km.

Com o final da última era glacial causado pelo aumento da temperatura global, o derretimento das geleiras liberou água e fez o nível do mar subir e transgredir sobre os continentes. Esse evento é conhecido no Hemisfério Norte como Transgressão Flandriana, de acordo com Fairbridge (1962). McElroy (1992) postula que entre 10.000 e 7.000 anos A.P. o nível do mar subiu 15 metros, quando o nível “zero” atual foi atingindo pela primeira vez, mas a subida não foi gradativa, teve momentos de aceleração. Para Kwadijk & de Boois (1989), a taxa máxima de elevação foi de 22 mm/ano, que teve como causa o derretimento catastrófico do gelo por volta de 8.000 anos A.P. Na Alemanha, por exemplo, Streif (1989) afirma que a linha de costa avançou sobre o continente cerca de 250 km, entre 8.600 e 7.100 anos A.P.

Tanto a formação/expansão como o derretimento das geleiras causam movimentos isostáticos dos blocos continentais que podem sofrer deslocamentos verticais positivos ou negativos, causando oscilação relativa no nível do mar. Por exemplo, o derretimento das espessas geleiras que cobriam o território canadense permitiu que parte dessa área sofresse um soerguimento de 5 mm/ano, processo este que está ativo até o presente, conforme indica Kukai (1990). West

(1968) e Jelgersma (1992) postulam que algumas áreas no norte da Suécia que ficaram livres das geleiras estão subindo numa taxa de 9 mm/ano, porém, ao sul, grandes áreas estão sofrendo subsidência, afundando em até 3 mm/ano, como na Holanda. A subsidência dessas áreas pode ser explicada pelo peso da deposição de sedimentos ou pelo bombeamento de água subterrânea ou petróleo, de acordo com Aubrey & Emery (1983). O soerguimento de uma área pode fazer outra área adjacente sofrer subsidência em função do equilíbrio isostático que é amplamente conhecido pelos geólogos, porque abaixo da área soerguida ocorre injeção de magma, mas o volume deslocado vem das áreas vizinhas e essa transferência pode promover o afundamento da crosta nessas áreas.

O território escocês está subindo 3 mm/ano, mas, ao sul, na Inglaterra, a taxa de subsidência é de 2 mm/ano. Isto quer dizer que se a taxa de elevação global do nível do mar for de 2 mm/ano, na Inglaterra daria a falsa impressão que a taxa seria de 4 mm/ano e na Escócia apenas 1 mm/ano.

Entre 6.000 e 4.000 anos A.P., a temperatura média global era cerca 0,5°C mais alta que a atual, fazendo desaparecer muitas geleiras situadas em montanhas de áreas temperadas e tropicais. Como consequência, o nível do mar subiu em mais de 4 metros acima do nível atual. Suguio et al. (1988) consideram que o nível do mar durante os últimos 7.000 anos esteve na maior parte do tempo acima do nível atual. Mas no século XV teve início o último período frio que foi denominado de Pequena Idade do Gelo e de acordo com Thompson et al. (1989) e McElroy (1992), a temperatura média global desceu apenas 0,5°C, mas foi o suficiente para fazer as geleiras crescerem e avançarem vários quilômetros sobre vilas e áreas rurais. Nos Andes do Peru a linha de neve eterna ou zona alpina, desceu verticalmente em até 300 metros e nas latitudes maiores a linha de neve desceu entre 100 e 200 metros. Por causa disso, o nível do mar teve um pequeno recuo.

Esses dados mostram a causa da preocupação da comunidade científica com as geleiras. Numerosos grupos de pesquisadores vêm monitorando-as em todos os continentes e alguns dados surpreendentes já foram revelados. Primeiro, existe um alarmismo com o derretimento e recuo das geleiras. Em algumas áreas, a taxa de recuo chega a várias centenas de metros por ano, mas cada geleira tem comportamento próprio em função da temperatura do ambiente, do volume de gelo retido, da declividade do terreno, etc. (tabela 1).

Tabela 1: Áreas cobertas por geleiras e volume de gelo

	Área (km ²)	Volume (km ³)
Antártica	12.588.000	28.500.000
Groelândia	1.726.400	3.700.000
Geleiras alpinas	230.000	46.000
Ártico	114.000	1.500
Gelo continental Am. do Norte	76.880	23.100

(fonte: Flint, 1971).

A conclusão tirada nas reuniões do IPCC, em 1990 e 2001, foi que o derretimento do gelo atual fica restrito: às geleiras alpinas, que se localizam nas montanhas altas das regiões tropicais e temperadas; aos campos de gelo das regiões temperadas e sub-polares e ao gelo flutuante do Mar Ártico.

O gelo na Groenlândia está derretendo numa taxa muito baixa. As geleiras na Antártica, que são as que mais preocupam, ao contrário, mostram um balanço positivo. Isto é, elas estão se expandindo porque precipita mais neve do que derrete. A única preocupação é com o Oeste da Antártica (área igual ao território do México) onde as bases das geleiras estão abaixo do nível do mar e elas podem se tornar instáveis. O derretimento total dessa área elevaria o nível do mar em cerca de 3 metros.

Os trabalhos conclusivos do IPCC (1990 e 2001) indicam que a temperatura média global durante o século XX subiu 0,6°C e o aumento do nível do mar durante o mesmo período foi de 100 a 200 mm, corroborando os dados divulgados por Gornitz & Lebedeff (1987), que indicam uma elevação entre 150 e 170 mm entre 1890 e 1990, incluindo nesses valores a contribuição da água de degelo e a expansão térmica dos oceanos, como mostra a tabela 2. Porém, é prematuro comparar o atual aumento de temperatura com o que ocorreu entre 6.000 e 4.000 anos A.P., quando a média subiu 0,5°C causando uma elevação do nível do mar em torno de 4 metros, simplesmente porque as causas do aumento da temperatura podem ser diferentes, por exemplo, sabe-se que as áreas urbanas são as mais afetadas por causa do fenômeno “ilha de calor”.

Tabela 2: Contribuição estimada para o aumento do nível do mar durante o século XX

Contrib.	Otimista	Provável	Pessimista
Expansão térmica	20 mm	40 mm	60 mm
Geleiras alpinas	15 mm	40 mm	70 mm
Groenlândia	10 mm	25 mm	40 mm
Antártica	-50 mm	0 mm	50 mm

(Fonte: IPCC, 1990).

Muitas estimativas foram feitas para a subida do nível do mar por vários autores, mas o IPCC adotou as estimativas propostas por Warrick e Oerlemans (1990), que propõem os seguintes cenários, como mostra a tabela 3:

Tabela 3: Estimativa de subida do nível do mar até 2100 - (a taxa anual está entre parênteses - mm/ano).

Ano	Otimista	Provável	Pessimista
2030	80 (2.0)	180 (4.5)	290 (7.2)
2070	210 (2.6)	440 (5.5)	710 (8.8)
2100	310 (2.8)	660 (6.0)	1100 (10.)

Fonte: IPCC (1990).

Previsões para o litoral brasileiro

A plataforma continental brasileira tem, em sua maior

parte, declividade muito baixa. De acordo com Muehe (2001), a média para a antepraia, é 0,14°, sendo que no litoral da Região Norte ela é de 0,04° e na Região Sul 0,76°. Cálculos feitos por este autor mostram que um aumento de 1 metro no nível do mar causaria uma transgressão marinha sobre o continente (retrogradação) que varia de região para região: no Norte o avanço horizontal do mar em terrenos arenosos seria em até 890 metros e no Sudeste em até 90 metros.

Levando em consideração os 3 cenários propostos pelo IPCC e as taxas de retrogradação proposta por Muehe (2001), têm-se as seguintes situações nas praias brasileiras (tabela 4). No cenário provável, mais realista, no final deste século o nível do mar deve subir 6 milímetros por ano, o que poderá proporcionar uma taxa de transgressão marinha de 0,6 metro por ano no Sudeste e 5,5 m/ano na região Norte. Mas hoje este efeito já deveria estar ocorrendo, com uma subida entre 4 e 5 mm/ano. Se isso fosse real, a cada ano a maioria das nossas praias deveria estar perdendo uma faixa entre 0,3 e 4,8 metros. Mas isso é real? Essas praias estão sofrendo erosão? Se este prognóstico estivesse certo, no final deste século muitas das ruas situadas próximas às praias estarão abaixo do nível do mar. Porém, este trabalho mostra que essa situação pode não se concretizar, pelo menos dentro do tempo previsto pelas especulações.

Tabela 4: Estimativa de transgressão marinha nas praias brasileiras de acordo com o cruzamento de dados do IPCC (1990 e 2001) e Muehe (2001).

Estimativa	Subida do Nível do Mar	Transgressão Marinha Sudeste	Transgressão Marinha Norte
Otimista	30 cm/100 anos	30 m (0,3 m/ano)	270 m (2,7 m/ano)
Provável	60 cm/100 anos	60 m (0,6 m/ano)	550 m (5,5 m/ano)
Pessimista	94 cm/100 anos	90 m (0,9 m/ano)	800 m (8 m/ano)

Metodologia

Foram escolhidas 19 praias em quatro estados com o objetivo de provar que se o nível do mar estivesse subindo em território brasileiro, todas essas praias deveriam estar sendo erodidas continuamente. Essas praias têm características diferentes e ficam situadas em condições geomorfológicas distintas. As medições foram feitas entre um ponto de referência fixo (afloramento rochoso, encosta, estrada, construção, etc) e a linha d'água, na praia, no sentido perpendicular. Em alguns casos a extensão representa a própria largura da praia, como as que se desenvolvem na base de costões e encostas. Os dados obtidos em campo foram comparados com as medições feitas nas fotografias aéreas de quatro décadas atrás, para saber se ocorreram possíveis mudanças na linha de costa durante o tempo analisado. Na Praia de São Conrado (RJ) o período observado foi de 90 anos (figura 1). Em termos metodológicos a exceção foi a

Praia de Peruíbe (SP), onde não foi feito trabalho de campo, que foi substituído pela análise de fotografias aéreas tiradas em 1959, 1973 e 1994 e publicadas em trabalho de Araújo & Alfredini (2001). As fotografias aéreas foram ampliadas em até 400% para facilitar as medições e para diminuir a margem de erro.

As praias monitoradas são:

- Santa Catarina, Guarda do Embaú (fotos na escala de 1/25.000): praias da Guarda, da Farinha e da Pinheira.
- São Paulo, Peruíbe (1/13.000): Praia de Peruíbe.
- Rio de Janeiro, Rio (1/20.000): praias da Barra da Tijuca, da Joatinga, de São Conrado, do Grumari, Prainha e Perigosinho. (1/5.000): da Urca, de Dentro e de Fora.
- Espírito Santo (1/25.000), Guarapari: praias da



Figura 1 - Praia de São Conrado em 1916 tendo a Igreja como ponto de referência e sua distância até o mar. Depois de 85 anos a distância permanece aproximadamente igual a foto. Arquivo Municipal do Rio de Janeiro.

Castanheira e do Riacho. Meaípe: praias da Enseada Azul e dos Padres. Piúma: praias Gorda e de Itaóca.

Resultados e discussão

A análise dos dados expostos na tabela 5 mostra que não ocorreram mudanças significativas nas praias durante o tempo analisado. Das 19 praias, nove apresentaram a mesma extensão nas duas medições em quatro décadas. Seis praias foram reduzidas em até 5 metros e quatro apresentaram crescimento de até 35 metros. Os dados do quadro indicam a extensão referente a um determinado trecho de cada praia, onde se situam os pontos de referência utilizados para fazer as medições.

A escala de 1/25.000 das fotografias aéreas de algumas áreas estudadas não é a mais adequada para este tipo de trabalho devido à resolução – 1 mm na foto equivale a 25 metros no campo – Mesmo com as técnicas utilizadas de ampliação de escala ainda pode haver erros de alguns metros. Por outro lado, a reflectância da areia branca tende a exagerar as dimensões das faixas de praia nessas fotos. Porém, a comparação dos resultados da análise das fotos nas escalas de 1/5.000, 1/13.000 e 1/20.000 se aproximam dos resultados encontrados nas fotografias na escala de 1/25.000. Os dados obtidos sugerem que não ocorreram mudanças significativas nas praias estudadas.

Algumas praias se apresentam menores hoje que há qua-

Tabela 5: Comparação das praias em quatro décadas

Praia	Ponto de referência	Distância 1* (mês/ano) m	Distância 2** (mês/ano) m	Alterações em metros
Guarda (SC)	rocha	(?/1966) ±50	(02/2000) = 150	0 (34 anos)
Farinha (SC)	escarpa	(?/1966) ±37	(02/2000) = 35	-2 (34 anos)
Pinheira (SC)	tômbolo	(?/1966) ±75	(02/2000) = 175	0 (34 anos)
Peruíbe (SP)*	rio	(?/1959) ±225	(?/1994) = 225	0 (45 anos)
B. Tijuca (RJ)	estrada	(05/1966) ±70	(01/2001) = 85	15 (35 anos)
Joatinga (RJ)	costão	(05/1966) ±20	(02/2000) = 35	15 (34 anos)
São Conrado (RJ)	costão	(05/1916) ±5	(11/2001) = 40	35 (85 anos)
Dentro (RJ)	muro	(08/1961) ±20	(11/2001) = 20	0 (40 anos)
Fora (RJ)	muro	(08/1961) ±25	(11/2001) = 25	0 (40 anos)
Urca (RJ)	rua	(08/1961) ±60	(11/2001) = 60	0 (40 anos)
Grumari (RJ)	estrada	(11/1964) ±65	(11/2001) = 60	-5 (37 anos)
Prainha (RJ)	blocos	(11/1964) ±35	(11/2001) = 33	-2 (37 anos)
Perigosinho (RJ)	escarpa	(11/1964) ±60	(11/2001) = 60	0 (36 anos)
Castanheira (ES)	rua	(03/1970) ±25	(10/2001) = 20	-5 (31 anos)
do Riacho(ES)	casa	(03/1970) ±75	(10/2001) = 74	-1 (31 anos)
Ens. Azul (ES)	rua	(03/1970) ±45	(10/2001) = 40	-5 (31 anos)
Padres (ES)	encosta	(03/1970) ±25	(10/2001) = 26	1 (31 anos)
Gorda (ES)	encosta	(03/1970) ±25	(10/2001) = 25	0 (31 anos)
Itaóca (ES)	lage	(03/1970) ±25	(10/2001) = 25	0 (31 anos)

(*) Distância medida na fotografia aérea.

(**) Distância medida no campo, com trena.

tro décadas, porém, as diferenças negativas encontradas de até 5 metros não indicam que houve transgressão marinha porque deve-se levar em consideração a própria oscilação da maré, que durante a sizígia pode proporcionar recuo e avanço horizontal de até 20 metros nas praias estudadas, onde atuam as micromarés. Também deve ser levado em consideração que, nas praias oceânicas ocorrem períodos cíclicos de erosão/deposição, quando os perfis de praia podem variar horizontalmente em várias dezenas de metros, de acordo com medições feitas por Muehe (1998), Klein & Menezes (2000) e Tozzi & Calliari (2000).

As praias são ambientes extremamente dinâmicos e mudam constantemente para se adaptar à energia das ondas e à direção das correntes que transportam sedimentos. Todas as praias expostas às ondas de tempestade têm períodos erosivos porque durante as ressacas as ondas promovem erosão e parte dos sedimentos transportados fica estocada atrás da zona de arrebenção. Mas o retorno das ondas regulares de tempo bom transporta de volta esses sedimentos, reconstituindo a praia gradativamente. Esse ciclo geralmente dura algumas semanas. Dessa forma, o perfil de praia sofre oscilações cíclicas, conforme mostra Muehe (1994). Mas existem anos atípicos onde o número de tempestades de energia elevada se torna excepcional, causando erosão muito acima do normal. Nesses episódios, para a praia voltar às mesmas condições anteriores é necessário um tempo muito maior.



Figura 2: Praias da Urca, de Dentro e de Fora em 1961 (A) e em 1997 (B). Escala original da foto 1:5.000 (fontes: DSG e IPLANRIO).

As praias protegidas que se situam dentro de baías são menos afetadas pelos períodos erosivos por causa do ambiente de baixa energia. A Praia da Urca e a Praia de Fora, situadas dentro da Baía de Guanabara, por exemplo, praticamente não sofreram alteração alguma em suas larguras em 40 anos (figura 2).

Muitas praias brasileiras vêm sofrendo erosão crônica por causa de intervenções feitas pelo homem, como: obras de enrocamento sobre o perfil de praia, retirada clandestina de areia, retenção de areia nos rios provocada pela construção de barragens e, como indica Addad (1997), formação de moles hidráulicos nas desembocaduras dos rios em função do excesso de sedimentos fluviais que chegam a esse ambiente. Mas também existem muitas praias em todo o Brasil que estão sendo permanentemente erodidas e não existem indícios de intervenção antrópica, como ocorre, por exemplo, em algumas praias da Ilha Grande (RJ), no Paraná, em Santa Catarina e no Rio Grande do Sul. Nessas áreas a erosão contínua pode ter causas naturais diversas. Na Região Nordeste é mais fácil observar a transgressão marinha porque muitas falésias estão recuando progressivamente, o que indica erosão contínua, como exemplos: Praia da Pipa (RN), Ponta Grossa (CE), Praia do Carro Quebrado (AL) e Tambaba (PB), entre muitas outras. Existem algumas tentativas de explicação: pode ser subsidência do terreno na faixa costeira por causa do peso dos espessos depósitos de sedimentos do Grupo Barreiras e também pode ser por causa tectônica, como atesta Allaoua Saadi (comunicação oral). Outras causas são deslocamento de barras e canais de maré, como indica Noernberg (2000).

As previsões de subida do nível do mar feitas até então, aparentemente, ainda não se manifestaram por aqui. Dados de maregrafos de vários países do Hemisfério Norte apontam uma subida do nível do mar de 10 a 20 cm, entre 1880 e 1980, de acordo com Gornitz et al. (1982). No Brasil, esses dados só começaram a ser obtidos em 1945. Os dois postos brasileiros mais antigos são o de Recife, que entrou em operação em 1945, e o da Ilha Fiscal (RJ), que entrou em operação em 1965. De acordo com os registros maregráficos apresentados por Silva & Neves (1991), no posto de Recife, a curva de maré desceu 20 cm entre 1945 e 1955; ficou estável de 1955 a 1970; subiu 25 cm entre 1972 e 1977 e ficou novamente estável entre 1978 e 1984. O posto da Ilha Fiscal mostrou um aumento de cerca de 3 cm entre 1965 e 1980. Porém, Silva e Neves (op. cit) postulam que a tendência de subida do nível do mar na Baía de Guanabara é de 1 cm/ano. Ou seja, entre 1985 e 2005 o nível do mar dentro da Baía de Guanabara deveria ter subido cerca de 20 cm, ocasionando uma transgressão marinha de dezenas de metros, considerando a declividade do local. Mas de acordo com os dados expostos no quadro 5, não ocorreu mudança alguma neste período, aliás, nem nos 40 anos analisados, como pode ser observado nas figuras 1 e 2 que ilustram a situação de estabilidade que se mantém na maior parte do litoral brasileiro.

No Brasil, estimativas de subida do nível do mar baseadas em marégrafos não são confiáveis por causa do número reduzido de postos de medição e mudanças na localização dos postos. Além disso, o assoreamento e a dragagem de canais nas baías onde eles foram instalados podem trazer algum tipo de interferência. Por exemplo, a taxa de assoreamento da Baía de Guanabara é de 81 cm/século, de acordo com Amador (1980).

Braatz & Aubrey (1987) relatam que dados de marégrafos são complicados para este tipo de aplicação porque o nível do mar não mantém uma elevação constante, além disso, existe o ajustamento isostático dos continentes devido: ao ajuste relativo ao derretimento das geleiras, sedimentação e compactação das camadas sedimentares. Eles afirmam que também ocorre a subsidência de terrenos por causa da remoção de água do lençol freático.

Um fator que dificulta saber se o nível do mar está subindo é a própria dinâmica dos oceanos e sua complexidade. Komar & Enfield (1987) dissertam que muitos autores estão preocupados com um aumento do nível do mar entre 15 e 23 cm/século, o que ainda está em discussão, enquanto que sazonalmente o nível do mar pode flutuar em até 100 cm, devido a diversos fatores. Um problema é a irregularidade na superfície dos oceanos, eles não possuem o mesmo nível e existem verdadeiros relevos na superfície com grandes áreas elevadas e depressões, criados pelo balanço geostrófico que forma diferenças de altura no nível do mar em quase um metro. As próprias correntes de superfície, como a do Golfo, empilha água em certas áreas causando a subida do nível do mar (TOLMAZIN, 1985). De acordo com Komar & Enfield (1987), somente a variação sazonal da temperatura faz o nível do mar oscilar verticalmente em 18 cm. Estes autores observaram que durante o El Niño de 1982/83 o nível do mar subiu cerca de 60 cm na costa Oeste dos EUA, causando intensa erosão nas praias.

Outro fator que dificulta saber se o nível do mar está subindo globalmente é a taxa de mistura das águas nos oceanos, que é feita pelas correntes de superfície e de fundo. As correntes de superfície são rápidas (de 0,1 a 3 m/s) e deslocam grandes volumes de água. Algumas têm fluxo 800 vezes maior que o deflúvio do rio Amazonas, conforme indica Ackerman (2000), mas elas se movem em círculo. A Corrente Circumpolar Antártica, por outro lado, leva oito anos para completar um ciclo em volta do continente. As correntes de fundo também transportam grandes volumes de água, mas são muito lentas por causa da densidade da água. Turekian (1968) relata que para certo volume de água em profundidade (água fria e densa) transitar no Oceano Pacífico, do paralelo 60°S para o paralelo 30°N, pode levar mais de 600 anos. Para Tolmazin (1985), o tempo de residência de águas profundas (tempo que a água passa sem se misturar) no Pacífico é de cerca de 1.030 anos e no Atlântico 460 anos.

O maior volume de entrada de água de degelo deve ser no Hemisfério Norte por causa da distribuição geográfica

das geleiras que estão derretendo, com contribuições das geleiras da Groelândia, do gelo no Mar Ártico, das geleiras alpinas e do círculo do Alasca, do Himalaia, das Rochosas, dos Alpes e dos Cárpatos, entre outras cadeias de montanhas, de acordo com Mastny (2000). Já no Hemisfério Sul, a contribuição vem apenas dos Andes, da Patagônia e da Nova Zelândia, já que o gelo na Antártica estaria aumentando de volume, de acordo com o IPCC (1990 e 2001). Na circulação das águas do Oceano Atlântico, o maior volume de água de superfície se dirige do Hemisfério Sul para o Hemisfério Norte pelas correntes de Benguela, Equatorial Norte e do Golfo. Teoricamente, um volume igual retornaria em forma de corrente de fundo, mais fria, densa e com menor velocidade, de acordo com os mapas de correntes oceânicas (TOLMAZIN, 1985; ACKERMAN, 2000).

Esses dados ajudam a formular a hipótese de que um aumento do nível do mar no Hemisfério Norte por causa do degelo poderia levar várias décadas ou séculos para se propagar até a costa brasileira. Hoje, com a tecnologia e um número maior de pesquisadores, temos um melhor conhecimento da dinâmica dos oceanos, mas ainda não é suficiente para esclarecer certos problemas. Em outras palavras, torna-se difícil extrapolar para o Hemisfério Sul, diagnóstico e o prognóstico feitos para o Norte.

Muitos autores concordam que existem muitas variações nas estimativas sobre a subida do nível do mar devido o fato de a entrada de dados nos modelos ser incerto e eles são difíceis de serem quantificados. Jelgersma & Tooley (1992) postulam que com a falta de conhecimento adequado sobre o ciclo hidrológico, a dinâmica dos oceanos e calotas polares, as previsões de mudanças globais no nível do mar envolvem consideráveis extrapolação e especulação. Pirazzoli et al. (1989) acreditam que é um erro aceitar os diagnósticos de taxas globais de subida do nível do mar para os últimos 100 anos e também os prognósticos para o futuro, porque esses dados são mascarados pela tectônica, pela glaciostasia, pelos movimentos de circulação dos oceanos e efeitos atropogenéticos e atmosféricos.

Considerações finais

O litoral brasileiro é muito extenso, e comporta dezenas de milhares de praias e cada uma possui comportamento muito distinto e dinâmico, porque são vários os fatores que contribuem, como: declividade da plataforma continental e das áreas adjacentes, disponibilidade e tamanho dos sedimentos, comportamento das ondas, características dos ventos, exposição da praia às direções predominantes dos ventos e das ondas, exposição da praia às ondas de tempestades, características das correntes marinhas locais e influência das descargas de água e sedimento dos rios próximos. Além desses fatores naturais, ainda existem os fatores de ordem antrópica, como construção de barragem nos rios, mudanças nos canais de marés e barras, formação de moles

hidráulicos nas desembocaduras dos rios devido ao excesso de sedimentação, construção de portos, obras de enrocamento como pier e urbanização da orla.

O resultado é que em todas as regiões do Brasil existem praias que estão sofrendo erosão e praias que estão estáveis, algumas estão até crescendo e muitas vezes elas se situam uma ao lado da outra. Se o nível do mar estiver subindo, todas as praias brasileiras deveriam se tornar erosivas por causa da transgressão marinha. Mas isso não está ocorrendo. As praias que estão sendo erodidas têm como consequência causas antrópicas ou causas naturais e até mesmo uma combinação das duas, mas não indicam uma transgressão marinha geral. Se realmente o nível do mar estiver subindo, como postularam muitos europeus e americanos, o efeito ainda não é visível na costa brasileira.

Referências Bibliográficas

- Ackerman, J. (2000). New eyes on the oceans. *Nat. Geographic, October: 86-115*.
- Addad, J (1997). Alterações fluviais e erosão costeira. *A Água em Revista*, 5 (8): 58-63.
- Amador, E.S. (1980). Assoreamento da Baía de Guanabara - Taxas de sedimentação. *An. Acad. Bras. Ciências*, 52(4): 723-742.
- Araújo, R.N. & Alfredinif. (2001). O cálculo do transporte de sedimento litorâneo: estudos de caso das praias de Suarão e Cibratel (SP). *Revista Brasileira de Recursos Hídricos*, V 6 (2): 15-28.
- Aubrey, D.G., and Emery, K.O. (1983). Eigenanalysis of recent United States sea levels. *Continental Shelf Research*, v. 2, p. 21-33.
- Braatz, B.V and Aubrey, D.G. (1987). Recent relative sea-level change in eastern north America. In D. Nummedal et al (eds.), *Sea-level Fluctuation and Coastal Evolution*, Oklahoma, USA, Soc. Econ. Paleont. and Mineral., p. 29-46.
- Fairbridge, R.W. (1962). World sea-levels and climatic changes. *Quaternaria*, 6: 111-134.
- Faria, A.P. (2003). Está mesmo o nível do mar subindo no Brasil? IX Cong. Assoc. Bras. Est. Quaternário. Recife, Out./2003.
- Flint, R.F. (1971). *Glacial and Quaternary Geology*. New York. Wiley.
- Gornitz, V.; Lebedeff, S. and Hansen, J. (1982). Global sea level trend in the last century. *Science*, v. 215, p. 1611-1614.
- Gornitz, V. and Lebedeff, S. (1987). Global sea-level changes during the past century. In D. Nummedal et al (Eds.), *Sea-level Fluctuation and Coastal Evolution*. Oklahoma, USA, Soc. Econ. Paleont. and Mineral., p. 3-16.
- IPCC (Intergovernmental Pannel of Climate Changes). (1990). Policymakers summary of the scientific assessment of climate change. Report to IPCC from working group 1, second draft, ASCE.
- IPCC (Intergovernmental Pannel of Climate Changes). (2001). Summary for Policymakers: A Report of Working Gropu I - Shanghai.
- Jelgersma, S (1992). Vulnerability of the Coastal Lowlands of the Netherlands to a Future Sea- Level Rise. In M.J. Tooley and S. Jelgersma (Ed.) *Impacts of Sea-Level Rise on European Cosatal Lowlands*. England, Blackwell. 267 p.
- Klein, A.H.F & Menezes, J.T. (2000). Beach morphodynamics and profile sequences for a headland bay coast. *Anais do Simpósio Brasileiro de Praias Arenosas*, Santa Catarina, p. 97-98.
- Komar, P.D. and Enfield. D.B. (1987). Short-term Sea-level Changes and Coastal Erosion. In D. Nummedal et al (Eds.), *Sea-level Fluctuation and Coastal Evolution*. Oklahoma, USA, Soc. Econ. Paleont. and Mineral., p. 17-28.
- Kukai, Z. (1990). The rate of geological processes. *Earth Science Reviews*, V. 28
- Kwadijk, J. and de Boois, H. (1989). Final report. European workshop on interrelated bioclimatic and land-use changes. RIVM, National Institute of Public Health and Environmental Protection.
- Noernberg, M.A. (2000). Monitoramento da variação da linha praial no balneário de Pontal do Sul. *Anais do Simp. Brás. de Praias Arenosas*, Santa Catarina. p. 105-106.
- Mastny, L. (2000). Melting of Earth's Ice Cover Reaches New High. <http://www.worldwatch.org>.
- McElroy, M.B. (1992). Changes in Climates of the Past: Lessons for the Future. In I. M. Mintzer (Ed.), *Confronting Climate Change: Risks, Implications and Responses*. UK, Cambridge U. Press, 1992, p. 65-84.
- Milliman, J.D and Emery, K. O. (1968). Sea levels during the past 35.000 years. *Science*, 162:1121-23. Ministério da Marinha do Brasil (1999). Projeto LEPLAC. Diretoria de Hidrografia e Navegação.
- Oeschger, H. and Mintzer, I. M. (1992). Lessons from the Ice Cores: Rapid Climate Changes During the Last 160,000 years. In I. M. Mintzer (Ed.), *Confronting Climate Change: Risks, Implications and Responses*. UK, Cambridge U. Press, 1992, p. 55-64.
- Muehe, D.; Corrêa, C.H & Ignarra, S. (1989). Avaliação dos riscos de erosão dos cordões litorâneos entre Niterói e Cabo Frio. III Simp. Geografia Física Aplicada. Nova Friburgo RJ. 368-383.
- Muehe, D. (1994). Geomorfologia Costeira. In A.J.T. Guerra & S.B. Cunha (Org.), *Geomorfologia: Uma Atualização de Bases e Conceitos*. Rio de Janeiro, Bertrand, p. 253-308.
- Muehe, D. (1998). Estado morfodinâmico praial no instante

- da observação: uma alternativa de identificação. *Revista Brasileira de Oceanografia*, 6 (2):157-169.
- Muehe, D. (2001). Critérios morfodinâmicos para o estabelecimento de limites da orla costeira para fins de gerenciamento. *Revista Brasileira de Geomorfologia*, v 2, (1).
- Neves, B.B.B (2004). Decálogo para a Tectônica dos Continentes. II Simp. Nac. Est. Tectônicas. SBG, V. 1:17-19.
- Pirazzoli, P.A.; Grant, D.R. & Wood-Worth, (1989). Trends of relative sea-level change: past, present and future. *Quaternary International* 2, 63-71.
- Schneider, S.H. (1989). *Global Warming: Are We Entering the Greenhouse Century?* San Francisco, Sierra Club Books.
- Silva, G.P. e Neves, C.F. (1991). O nível médio do mar entre 1965 e 1986 na Ilha Fiscal, RJ. IX Simp. Bras. Rec. Hídricos, 568-577.
- Streif, H. (1989). Barrier islands, tidal flats, and coastal marshes resulting from a relative rise of sea level in East Frisia on the German North Sea coast. Linden, W.J.M. van der et al. (eds) In, *Coastal Lowlands: Geology and Geotechnology*, Proceedings of the Symposium on Coastal Lowlands, 213-23.
- Suguio, K.; Martin, L. e Flexor, J.M. (1988). Quaternary sea levels of Brazilian coast. Recent progress. *Episodes*, 11(3): 203-208.
- Thompson, L.G. and Mosley-Thompson, E. (1989). One-half millenia of tropical climate variability as recorded in the stratigraphy of the Quelccaya ice cap, Peru. In *Aspects of Climate Variability in the Pacific and the Western Americas*. D.H. Peterson, (ed.) American Geophysical Union, Washington, DC, pp. 15-31.
- Tolmazin, D. (1985). *Elements of Dynamic Oceanography*. USA, Allen & Unwin, 181 p.
- Tozzi, H.A.M. & Calliari, L.J. (2000). Monitoring storm's impact on Rio Grande do Sul coastline - southern Brazil. *Anais do Simpósio Brasileiro de Praias Arenosas*, Santa Catarina, p. 186-187.
- Turekian, K.K. (1968). *Oceans*. New Jersey. Prentice-Hall. 151 p.
- Warrick, R.A. and Oerlemans, J. (1990). Sea level rise. In, Houghton, J.T. et al. (eds.) *Climatic Change: The IPCC Scientific Assessment*. Cambridge, Cambridge Univ. Press, 257-181.
- West, R.G. (1968). *Pleistocene Geology and Biology*. London, Longmans.