

AS VARIAÇÕES DO NÍVEL DO MAR NOS ÚLTIMOS 18.000 ANOS A.C.

Texto de autoria de:

Iran Carlos Stalliviere Corrêa

Museu de Topografia Prof. Laureano Ibrahim Chaffe

Nível do mar como um conceito relativo

O conceito de **nível do mar** é quase sempre correlacionado a um conceito relativo. A Tabela 1 representa, no setor da esquerda, os diferentes processos que contribuem para as variações eustáticas, globais, do **nível do mar**. Do lado direito se apresentam os processos que jogam do lado dos continentes e que interferem com as variações eustáticas.

Tabela 1 - Os fatores em jogo nas variações relativas do nível do mar (Paskoff, 1985)

VARIAÇÕES RELATIVAS DO NÍVEL DO MAR	
Eustatismo diastrófico	
Glácio-eustatismo	Isostasia glacial
Eustatismo geoidal	Isostasia devida à erosão
	OCEANOS CONTINENTES
Eustatismo sedimentar	Movimentos tectônicos
Termo-eustatismo	Compactação
Halo-eustatismo	
Hidro-eustatismo	

As **variações eustáticas** têm um carácter global, enquanto que os movimentos que se verificam no continente são claramente localizados no espaço.

Disso, se deduz facilmente, que a variação do **nível do mar** é a resultante das tendências eustáticas e das tendências que se verificam do lado do continente. Isso significa que as variações eustáticas podem ser ampliadas ou reduzidas, na sua amplitude, pelos movimentos do continente.

Até há pouco tempo medíamos o **nível relativo do mar** a um ponto que estabelecido como fixo. O problema é que a pretensa estabilidade dos continentes está cada vez mais posta em causa.

Somente no momento em que se conseguiu fazer observações a partir do espaço, via satélite (Fig.1) foi possível identificar as deformações na superfície do geóide (Fig.2).

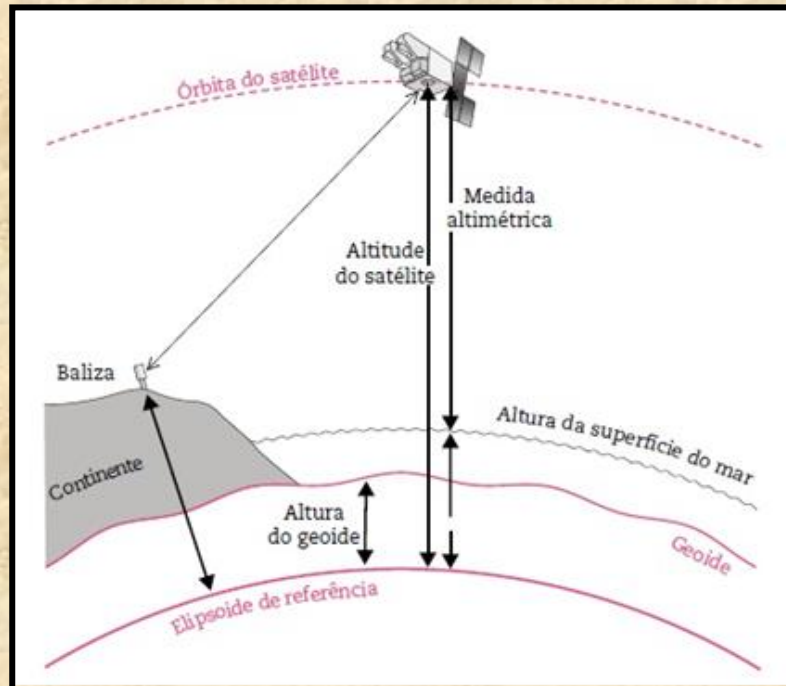


Figura 1 - Processo de determinação do nível do mar a partir da altimetria espacial.
(modificado: <https://encrypted-tbn0.gstatic.com/images?q=tbn:ANd9GcRBo3o0g55GYC2sl2gqsBICrHyjBgRKa-InzQ&s>)

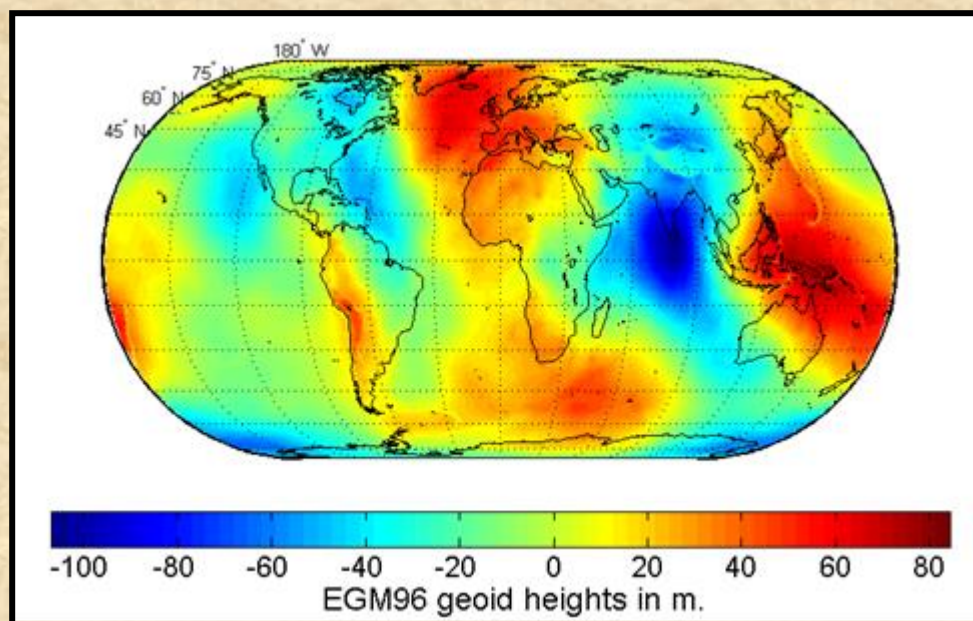


Figura 2 - Deformações da superfície do geóide.
(modificado: https://i0.wp.com/cref.if.ufrgs.br/wp-content/uploads/2014/06/geoide_elipsoide.png?fit=1036%2C710&ssl=1&w=640)

O **geóide** pode ser definido como a superfície equipotencial que seria assumida pela superfície do mar na ausência de marés, variações de densidade da água, correntes e efeitos atmosféricos. Sabe-se hoje que existe um afastamento do **geóide**, em relação à superfície ideal do **elipsóide**, que pode atingir cerca de 100 m para cima ou para baixo, acabando por conduzir à existência de deformações na superfície do **geóide** de cerca de 180 m (Fig. 2). As elevações e depressões da superfície do **geóide** dependem de fenômenos de convecção verificados ao nível do manto terrestre (Encyclopaedia Universalis, 1998). Este fato é um obstáculo de grande importância na construção de curvas da variação absoluta do nível do mar, válidas para toda a Terra. Com efeito, embora o eustatismo geoidal possa ser um fenômeno relativamente lento, os seus efeitos, acabam por poder ser relevantes em prazos relativamente longos, por exemplo à escala dos 2,5 milhões de anos admitidos como duração do Quaternário (Riser, 1999).

A variação do nível do mar ao longo do Fanerozóico

Dada a complexidade do tema, no qual jogam elementos cuja escala crono-espacial é muito variável, parece que um enquadramento cronológico será útil e permitirá estruturar devidamente a compreensão do mesmo.

O surgimento da teoria da **tectônica de placas** permitiu re-elaborar a hipótese do tectono-eustatismo. Com efeito, os continentes passam por fases alternadas de agregação e de *rifting* (formação da Pangea no final do Paleozóico e sua fragmentação no início do Mesozóico).

A agregação dos continentes diminui, naturalmente, as áreas das plataformas continentais envolventes e acaba por aumentar, deste modo, o aumento da profundidade média e a capacidade das bacias oceânicas. Daqui decorre uma descida do **nível do mar**.

Pelo contrário, a existência de processos de *rifting* com intumescência térmica e elevação dos fundos oceânicos na área das dorsais, acaba por produzir uma diminuição da capacidade das bacias oceânicas e transgressões generalizadas (Hallam, 1992). Trata-se de processos muito lentos. A taxa de variação do **nível do mar** por causas tectono-eustáticas está em torno de 1 cm por cada 1000 anos. As

variações **eustáticas** devidas a estes fenômenos podem atingir valores entre 100 e 300 m.

As variações **glácio-eustáticas** são muito mais rápidas (da ordem de 1 cm por ano) e atingem valores da mesma ordem de grandeza.

A fusão total dos glaciares da Antártica e Gronelândia provocaria uma subida do **nível do mar** da ordem dos 65-80 m (Hallam,1992). Juntando a esses valores os 120-140 m de variação do **nível do mar** deste o máximo do Würm até à atualidade (Dias *et. al.*,1997), obtém-se um valor entre 185 e 220 m. Porém, não são os glaciares de montanha que podem provocar grandes variações eustáticas, mas as grandes acumulações de gelo do tipo **mantos de gelo** (*inlandsis*). Esses **mantos de gelo** demoram muito tempo a se formar, o que faz com que apenas durante períodos limitados do Fanerozóico, essa causalidade possa ser invocada (Fig. 3).

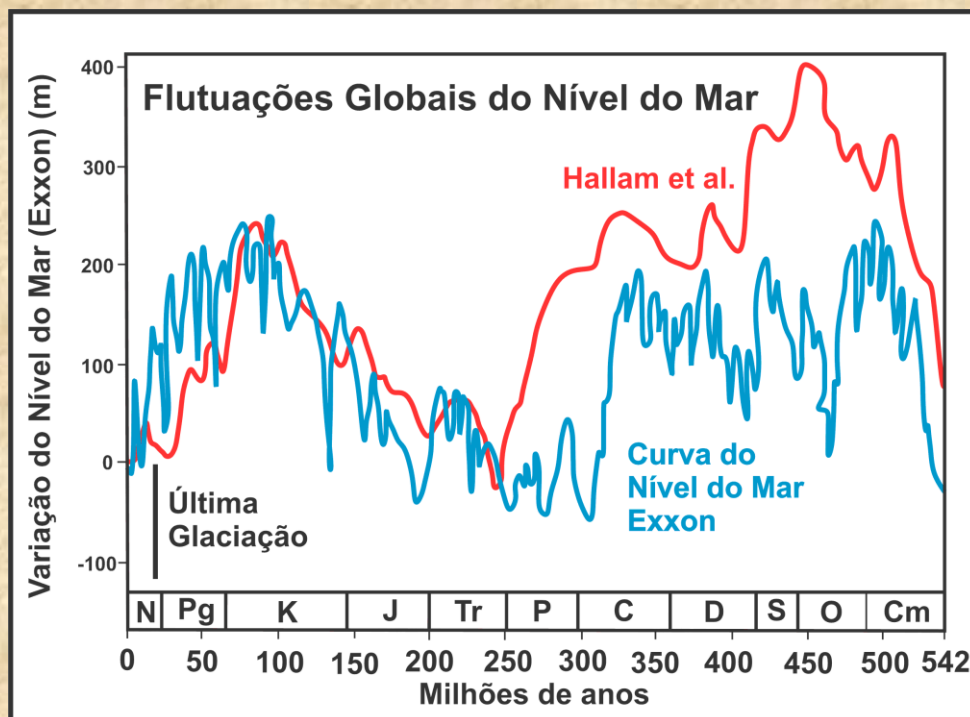


Figura 3 – Curvas de variação global do nível do mar.

(modificado: https://upload.wikimedia.org/wikipedia/commons/thumb/4/44/Phanerozoic_Sea_Level.png/300px-Phanerozoic_Sea_Level.png)

Na figura 3 verificamos que existem processos de acumulação de gelo no interior dos continentes, conduzindo à existência de **níveis eustáticos baixos**, nos seguintes períodos:

1. Final do Precâmbrico;
2. No Ordovícico Médio;

3. Na transição Siluriano/Devoniano;
4. Na transição Carbonífero/Permiano;
5. No Cretáceo Inferior;
6. Quaternário.

Durante o resto do tempo em um estado em que o efeito estufa predominaria, os níveis do mar seriam geralmente altos.

Para chegar à curva geral da **variação eustática** durante o Fanerozóico (Fig.4), é preciso contar com os efeitos, já referidos, do tectono-eustatismo. É possível ligar a fase de descida eustática do final do Paleozóico-início do Mesozóico com a construção da Pangea.

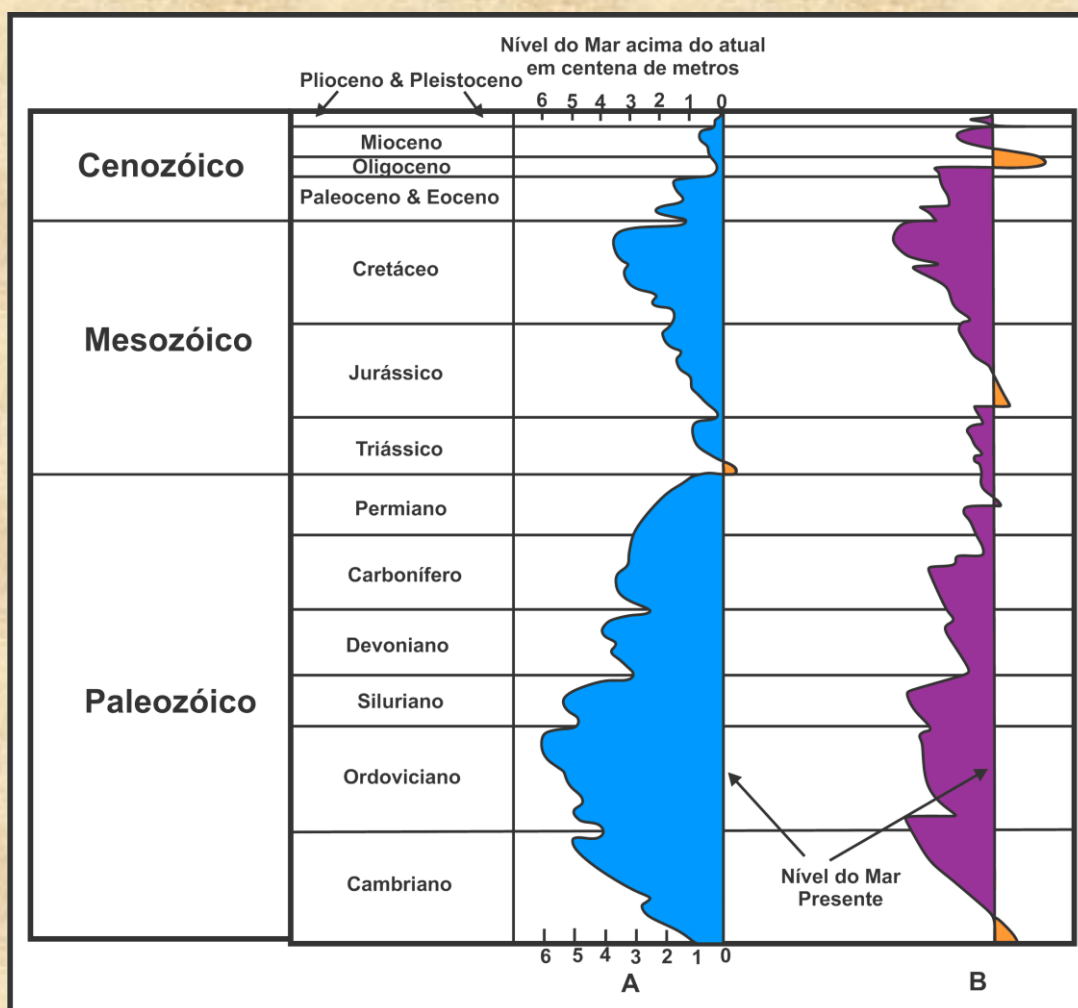


Figura 4 – Curvas Eustáticas do Fanerozóico.
(A: Halem, 1984; B: Vaill et al. 1977)

A contínua subida do **nível do mar** durante o Mesozóico pode ser explicada, pelo contrário, pela abertura e expansão dos oceanos que teve lugar durante o Mesozóico.

As colisões continentais da tectônica alpina poderão explicar a tendência geral para a descida do **nível do mar** que se verifica durante o Cenozóico.

Como é evidente, até pela análise das 2 curvas constantes na figura 4, existem ainda muitas dúvidas a este respeito, mas apesar de tudo, uma certa concordância de conjunto. Também nos parece útil salientar que se trata de fenômenos muito complexos dos quais escolhemos as causalidades mais óbvias para ilustrar a interferência entre diferentes tipos de fenômenos, a uma escala temporal da ordem das centenas de milhões de anos.

Variações do nível do mar durante o final do Cenozóico: a influência do diastrofismo

Durante o Neogênico verificou-se uma tendência geral para um progressivo **arrefecimento**. Essa tendência acentua-se durante o Quaternário, com fortes variações climáticas (glaciações e períodos interglaciares (Fig.5) que se traduzem em importantes variações do **nível do mar**.

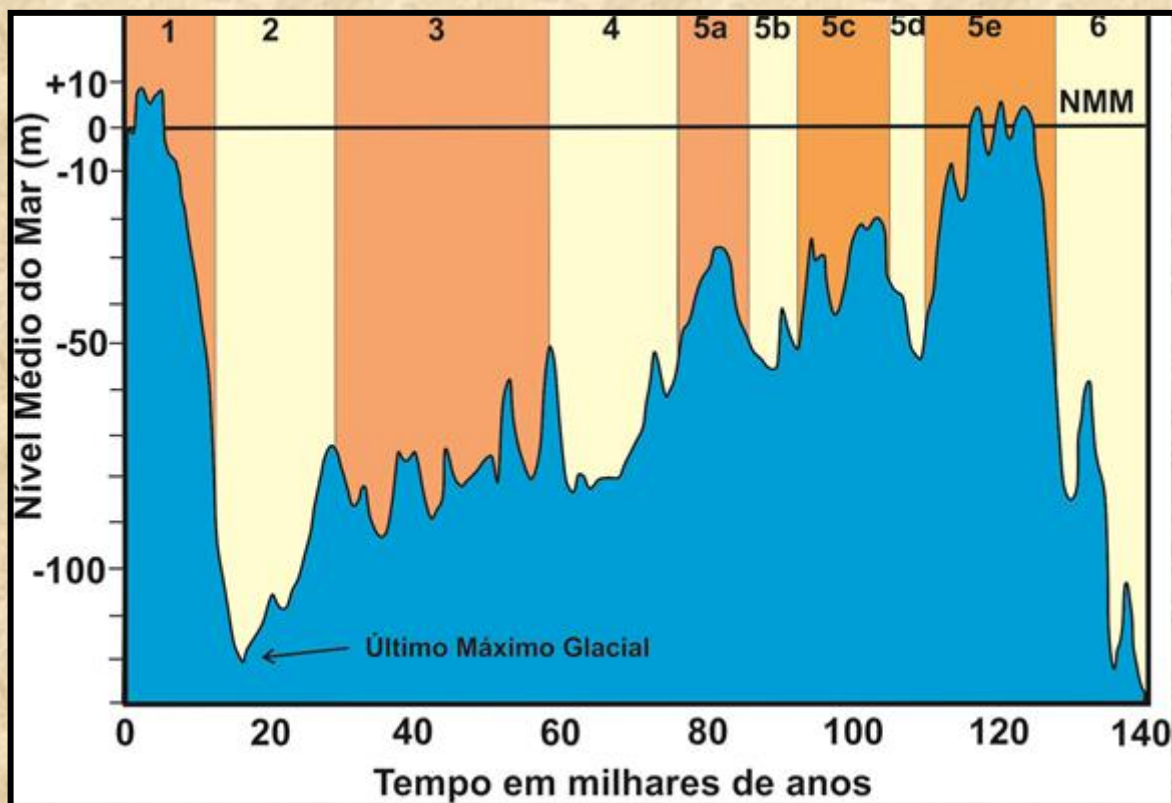


Figura 5 – Variação do nível do mar nos últimos 140 mil anos.
(modificado: <http://www.soest.hawaii.edu/coasts/csrg1.html>)

Devido à retenção de gelo no interior dos continentes, durante a última glaciação, o **nível do mar** teria descido entre 120-130 m relativamente ao nível atual, o que se traduziu numa modificação importante da linha de costa, sobretudo em locais onde a plataforma continental é extensa e com pouco declive na parte próxima dos continentes como no caso do Mar do Norte (Fig.6) e num recuo da linha de costa de 30-40 km ao largo da região do Porto em Portugal (Fig.7).



Figura 6: Configuração da linha de costa e rede de drenagem na área das Ilhas Britânicas e do mar do Norte.

(fonte: <https://preview.redd.it/cxglnthssse571.jpg?auto=webp&s=1fdee32e1b3a9ad422e854f53dad82ff82900e77>)

A figura 7 representa uma proposta sobre a variação do **nível do mar** a partir de 20.000 BP. Um dos aspectos mais interessantes diz respeito à inversão da tendência para uma subida rápida do **nível do**

mar que se verifica de 11.000 a 10.000 BP: durante esse período, que corresponde a uma importante fase de arrefecimento (*Dryas recente*) verifica-se uma descida do **nível do mar** que atinge perto de 20 m. A subida é retomada por volta de 10.000 BP e prolonga-se até cerca de 5.000 BP, quando o mar atinge, aproximadamente, o nível atual.

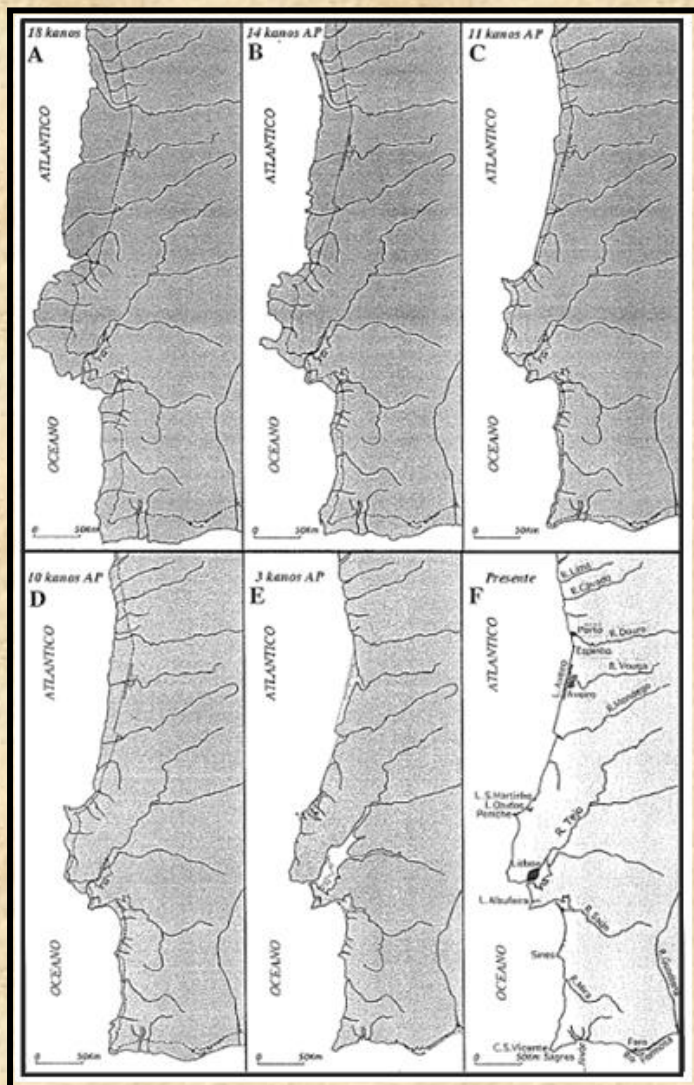


Figura 7: Variações da linha de costa de Portugal a partir de 18.000 BP
(fonte: Dias et al, 1997)

A **transgressão holocênica** tem uma importância muito grande na configuração atual dos litorais. Devido a esta transgressão, quase todos os litorais do globo correspondem a costas de submersão. Exceptuam-se aquelas que foram diretamente submetidas às glaciações e que, sujeitas à sobrecarga dos grandes mantos de gelo sofreram um processo de afundamento durante a glaciação (glacio-isostasia), do qual ainda estão a se recuperar atualmente. A recuperação isostática permite-lhes subir na crosta a uma velocidade que pode atingir 1 m por século em certos locais da Escandinávia.

A situação das áreas envoltivas dos **mantos de gelo** corresponde a uma situação oposta: quando da glaciação, o afundamento da crosta sob o peso dos mantos de gelo vai deslocar material infracrustal que se desloca para a periferia dos **mantos de gelo** onde vai ascender provocando, nessas áreas, a existência de um rebordo soerguido.

A recuperação isostática das áreas anteriormente glaciadas vai ocorrer à custa da migração desse material infracrustal. Por isso, na área do **forebulge** vai haver uma tendência à subsidência que vai acentuar a submersão provocada pela subida eustática. Essa tendência é responsável por uma parte da subida relativa do **nível do mar** que se verifica nas áreas em questão (Fig.8), o que poderá exagerar os dados relativos à variação do **nível do mar** acrescentando aos valores puramente eustáticos, uma componente de subsidência (Paskoff 2001)

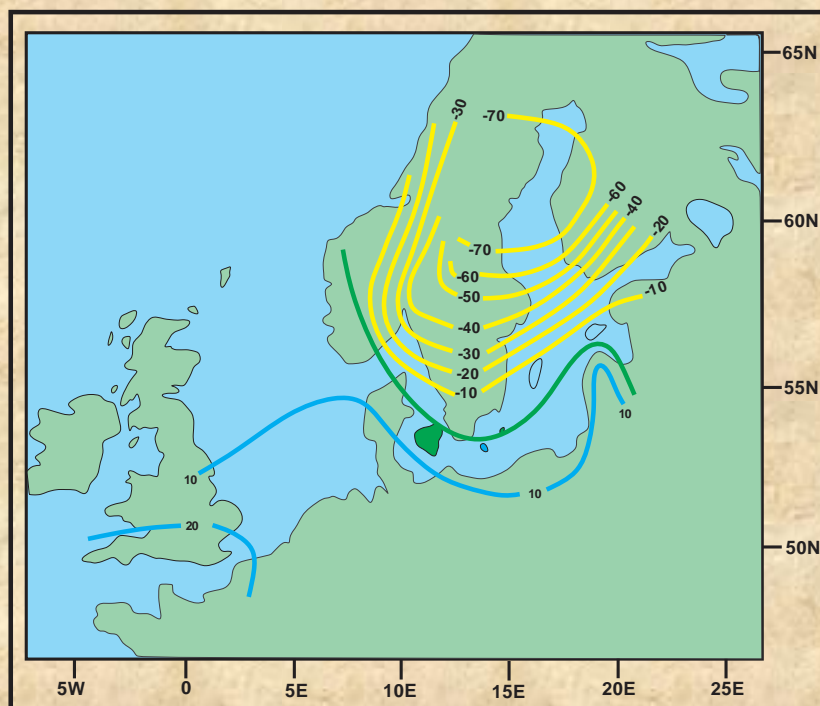


Figura 8. Taxa relativa de mudanças no nível do mar a partir das medições do marégrafo em cm por século, o valor positivo denota o aumento do nível do mar. A elevação isostática da Escandinávia é mostrada como um aumento negativo do nível do mar. (modificado: Paskoff,2001)

A uma escala maior, ao redor das ilhas Britânicas, as taxas de variação relativa do **nível do mar**, (Fig.9) mostram mudanças importantes entre locais bastante próximos, o que significa que existem circunstâncias locais (possivelmente sediadas no continente) que interferem com a variação puramente eustática.

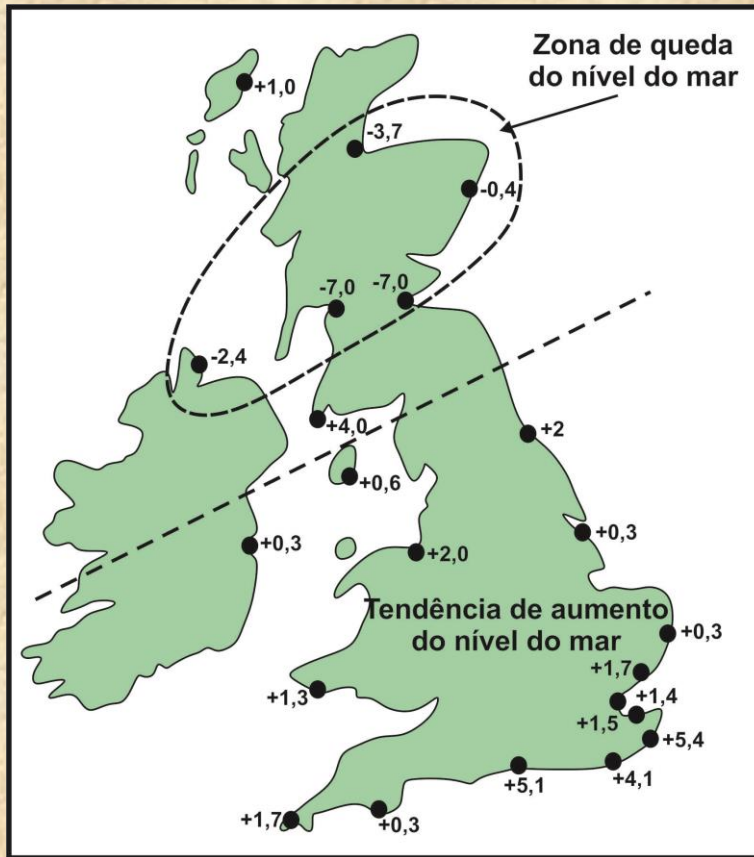


Figura 9. Recentes variações do nível do mar à volta da ilhas Britânicas. Nota-se a existência de variações importantes mesmo em locais bastante próximos (modificado: Carter, 1988).

A representação (Fig.10) das tendências da variação do **nível do mar** nas estações maregráficas da Península Ibérica incluídas na base de dados do PSMSL (*Permanent Service for Mean Sea Level*), ilustra:

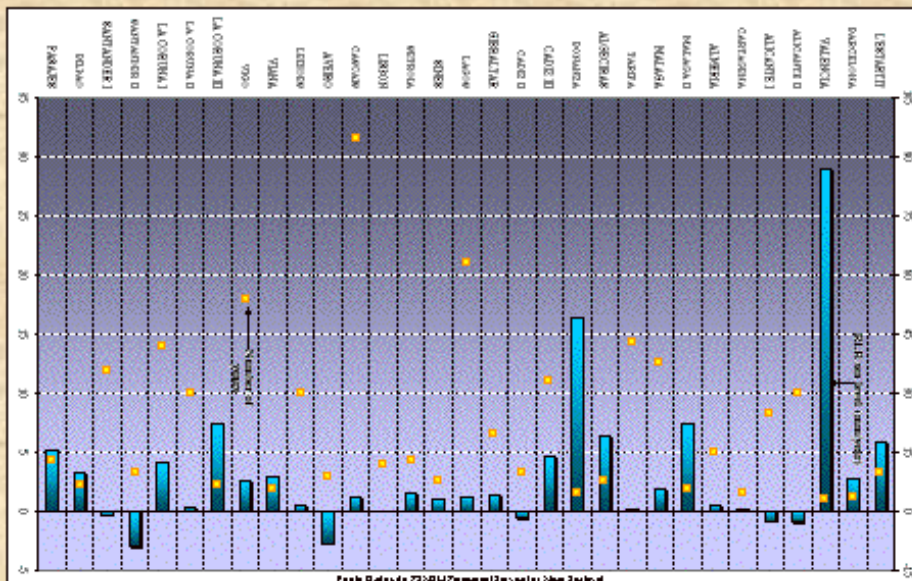


Figura 10. Tendências da variação relativa do nível do mar observadas nas estações maregráficas da Península Ibérica

1. Uma grande variação no comprimento das séries (os quadradinhos de cor amarela, mostram o número de anos que foram considerados para definir essa tendência). É evidente que os dados só podem ser comparados, em rigor, se forem exatamente do mesmo período. Infelizmente, não é esse o caso.
2. Uma grande variabilidade de tendências, que se acentua na fachada norte (proximidade dos Pirinéus e dos Cantábricos) e na fachada SE (proximidade da Cordilheira Bética). A coincidência entre as maiores irregularidades e a situação junto de faixas tectonicamente activas não deixa lugar para grandes dúvidas: as principais diferenças na variação do **nível do mar** ficam a se dever aos diferentes comportamentos tectônicos dos setores em causa.

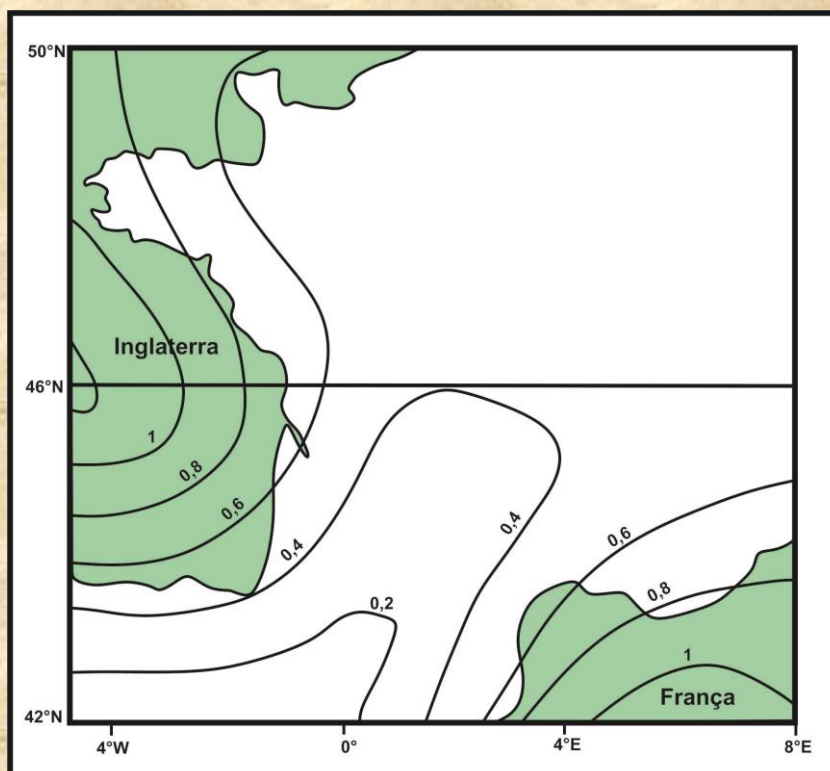


Figura 11. Velocidade de subsidência, em mm por ano, segundo modelo de Lambeck & Johnstron, 1995 (modificado: Pizzaroli, 1998)

Um fenômeno que ainda não foi referido é a **hidro-isostasia**. Para o ilustrar podemos recorrer à figura 11. Nesta figura verificamos que existe uma tendência para um fenômeno de subsidência que afeta sobretudo as áreas submersas e que vai diminuindo à medida que nos aproximamos do continente. O traçado das curvas e o seu paralelismo relativamente ao litoral sugere que se trata de um fenômeno relacionado com o aumento da coluna de água que exerce pressão

sobre os fundos oceânicos que se verificou devido à transgressão flandriana. Esse aumento de pressão contribuiu para um afundamento das ditas bacias, levando a um deslocamento de matéria infracrustal para a área situada sob os continentes, que sofrem, assim, uma subida relativa (Paskoff, 2001).

A tendência para a erosão dos continentes e para a sedimentação dos fundos oceânicos tem consequências análogas: um **afundamento** das bacias oceânicas e um **levantamento** nos continentes (isostasia devida à erosão).

As áreas claramente subsidentes a nível do globo, onde a subida do **nível do mar** ultrapassa os 2 mm/ano correspondem a setores tectonicamente deprimidos (Fig.12) que muitas vezes "atraem" cursos de água importantes que aí desaguam, construindo deltas. Ora, a acumulação de sedimentos que ocorre nestas áreas produz fenômenos de subsidência por isostasia que tendem a perpetuar a acumulação deltaica, que pode, assim, atingir vários milhares de metros. Porém, se por qualquer motivo a sedimentação deixar de compensar a subsidência (o que pode acontecer devido à construção de barragens, por exemplo), a subida do **nível do mar** pode provocar invasões marinha importantes. É o caso, por exemplo do delta do Nilo depois da construção da barragem de Assuão (Paskoff, 2001).



Figura 12. Localização dos litorais subsidentes a nível do Globo.

(modificado: Bird, 2001)

A figura 13 representa as curvas da variação relativa do **nível do mar** em diversas estações maregráficas. Com exceção de Estocolmo, onde joga o processo de recuperação isostática acima referido, todas as outras apresentam em maior ou menor grau, uma tendência para a subida.

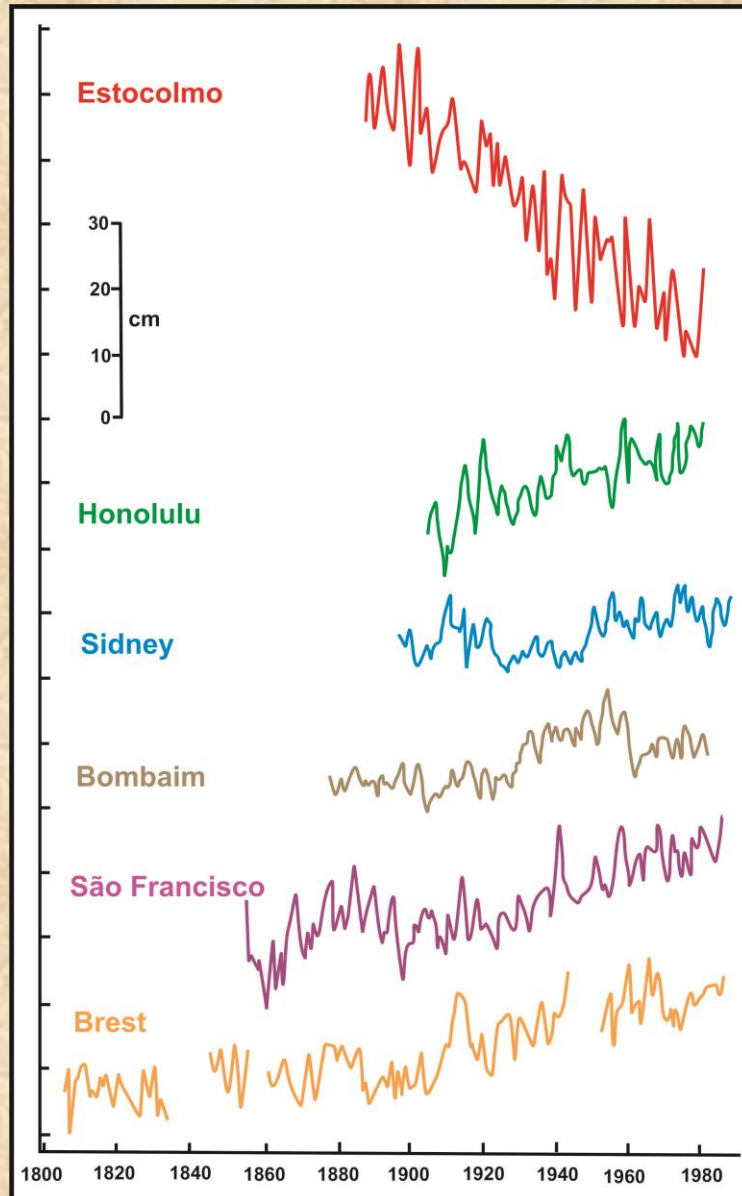


Figura 13. Variações recentes do nível médio relativo do mar em seis estações maregráficas (modificado: Woodworth, 1999).

Esse fenômeno também é visível no mapa da figura 14. Trata-se de um mapa obtido por altimetria espacial e mostra a taxa de variação do **nível do mar** em mm/ano. Uma vez que a maior parte das áreas estão representadas a cores quentes, isso significa que há um predomínio de setores onde se verifica uma subida do **nível do mar**. Como explicar essa subida do **nível do mar**, que é independente das movimentações do continente de que falamos anteriormente?

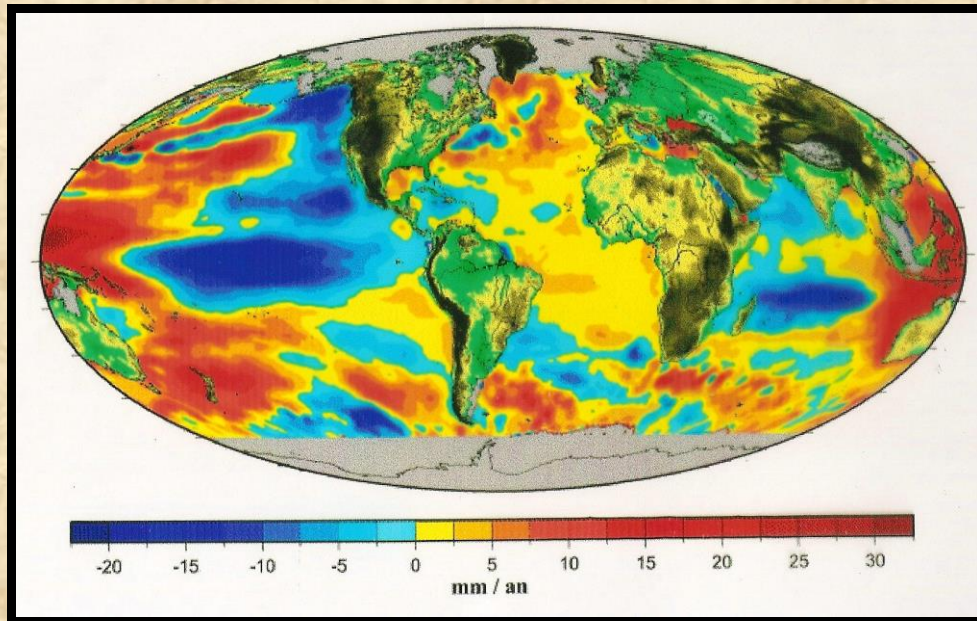


Figura 14. Taxa de variação do nível do mar no período de Janeiro de 1993 a Dezembro de 2000.
(imagem do Topex/Poseidon)

A influência das variações climáticas: a pequena idade do gelo e o aquecimento que se lhe seguiu

Com vimos, um período de arrefecimento (exemplo: Dryas recente) pode traduzir-se em variações importantes do **nível do mar**. Porém, mesmo variações climáticas muito mais atenuadas têm reflexos nas curvas eustáticas (Fig.15). Esta figura representa a variação eustática de 1700 a 1970.

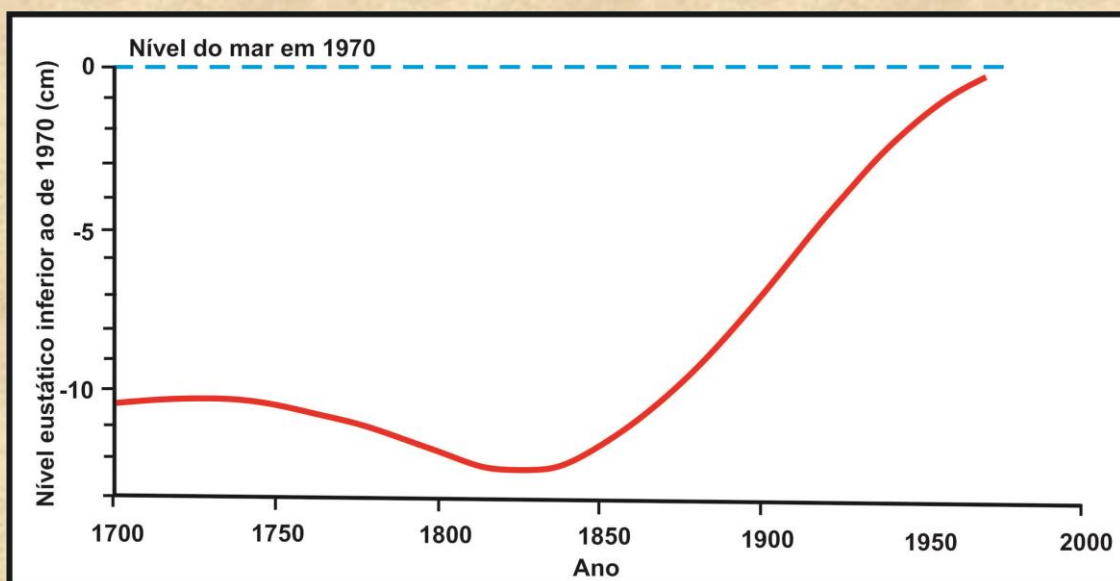


Figura 15. Variação do nível do mar de 1700 até 1970
(modificado: Mörrner, 1973)

O período anterior a 1825 corresponde à pequena idade do gelo que ocasionou uma descida do **nível do mar**.

O período posterior a 1825 apresenta uma subida do **nível do mar** de cerca de 12 cm em um período de 150 anos.

A variação eustática representada na figura 15 ocorreu essencialmente por duas razões:

1. Um aquecimento global do clima ocasiona, quase sempre, uma diminuição da quantidade de água retida nos continentes sob a forma de gelo, fazendo aumentar a quantidade existente nos oceanos.
2. Além disso, um aquecimento produzirá uma expansão da água dos oceanos por puro efeito térmico (termo-eustatismo). Segundo Paskoff (2001) a expansão térmica da água do mar foi responsável por 0,3 a 0,7 mm de subida do nível eustático.

A Tabela II representa, na coluna B, as tendências de variação do **nível relativo do mar** a partir do registo de marégrafos com séries de mais de 70 anos. A esses valores devemos acrescentar o valor da subsidência ligada à isostasia pós-glacial, para obter os valores da subida eustática. Fazendo um agrupamento das estações próximas (por exemplo, Lagos e Cascais), a média dá valores da ordem de 1,8 mm/ano.

Tabela II. Tendência do comportamento do nível relativo do mar em diferentes locais do mundo, a partir de dados maregráficos de mais de 70 anos (Douglas, 1997). A: estações maregráficas; B: tendência a elevação do nível marinho em mm/anos; C: valor da subsidência devido a isostasia pós-glacial; D: tendência a elevação do nível do mar em mm/ano; E: data de início da tomada de dados; F data de fim da tomada de dados; G: duração em anos das tomadas de dados; H: média por grupo das estações maregráficas da elevação do nível do mar em mm/anos. A média geral mostra uma elevação do nível do mar da ordem de $1,9 \pm 0,1$ mm/ano.

A Marégrafos	B mm/ano	C mm/ano	D mm/ano	E Início	F Fim	G Anos	H Média- mm/ano
Newlin (Grã-Bretanha)	1,7	-0,1	1,8	1915	1991	76	1,6
Brest (França)	1,4	-0,1	1,5	1880	1991	111	
Cascais (Portugal)	1,2	-0,5	1,8	1882	1987	105	1,8
Lagos (Portugal)	1,5	-0,4	1,9	1909	1990	81	
Marselha	1,2	-0,2	1,4	1885	1991	106	

(França)							
Genova (Itália)	1,2	-0,2	1,4	1884	1989	105	1,4
Trieste (Itália)	1,2	-0,3	1,5	1905	1991	86	
Honolulu (USA)	1,5	-0,4	2,0	1905	1991	86	2,0
Auckland (Nova Zelândia)	1,3	0 a -0,1	1,3-1,4	1904	1989	85	1,7-1,8
Dunedin (Nova Zelândia)	1,4	0 a -0,1	1,4-1,5	1900	1989	89	
Lyttelton (Nova Zelândia)	2,3	0 a -0,1	2,3-2,4	1904	1989	85	
Wellington (Nova Zelândia)	1,7	0 a -0,1	1,7-1,8	1901	1988	87	
Buenos Aires (Argentina)	1,6	-0,7	2,2	1905	1988	83	2,2
São Francisco (Califórnia, USA)	1,5	-0,4	1,9	1880	1991	111	2,3
São Diego (Califórnia, USA)	2,1	-0,6	2,7	1906	1991	85	
Key West (Flórida, USA)	2,2	-0,4	2,6	1913	1991	78	2,3
Fernandina (Flórida, USA)	1,8	-0,2	2,0	1898	1991	93	

Esta subida, por si só, embora possa produzir um recuo na linha de costa em média 100 vezes superior, portanto da ordem de 19 cm/ano (Paskoff, 1985), não é o fenômeno mais importante para a erosão costeira, sabendo-se que a variação do **nível do mar** contribuiu apenas com 10% para a produção desse recuo (Alverinho Dias *et al.* 1997).

Porém, quando a esta subida se associa uma subsidência do continente (deltas, periferia das áreas glaciadas e setores onde a exploração de lençóis freáticos ou de petróleo provoca um abatimento dos terrenos) podem desencadear-se invasões marinhas importantes.

A recente subida do nível do mar e as projeções para o futuro

Nos últimos tempos instalou-se, primeiro na comunidade científica e depois na opinião pública, um certo alarmismo relacionado às previsões de subida do **nível do mar**. Esse alarmismo foi iniciado, a nosso ver, pelas previsões contidas no relatório do IPCC (*Intergovernmental Panel for Climate Change*) de 1991 (Fig.16).

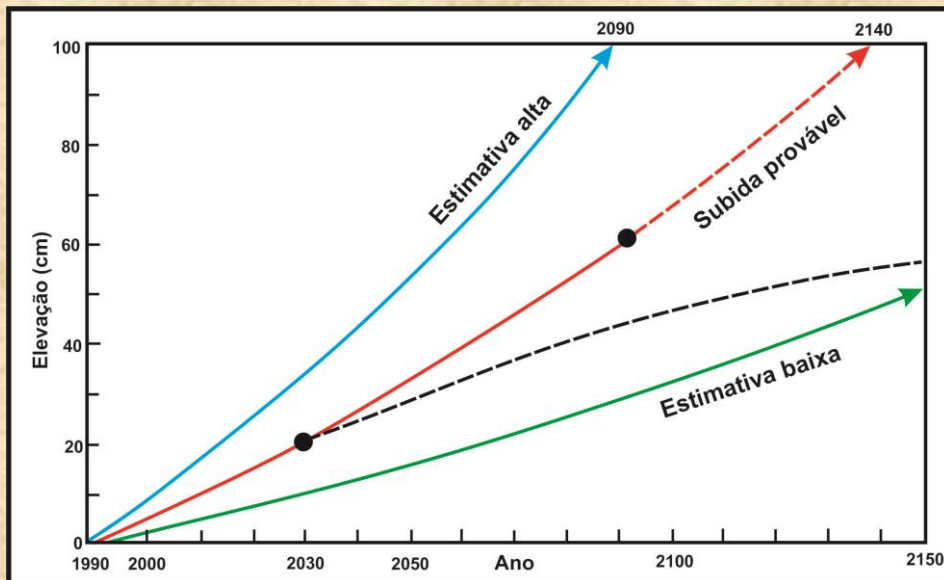


Figura 16. As projeções do IPCC: relatório de 1991 em relação a subida do nível do mar. (modificado: Bird, 1993)

O relatório de 2001 do IPCC (Fig.17), embora tenha uma configuração semelhante, apresenta uma maior complexidade, o que demonstra que muitas mais variáveis foram tomadas em conta. Verifica-se que as estimativas médias, onde se encontram a maior parte dos cenários traçados apresentam uma proposta de subida do **nível do mar**, no ano de 2100 relativamente ao ano 2000, de cerca de 35 cm. Ora, esse valor é idêntico à estimativa mais baixa apresentada 10 anos antes.

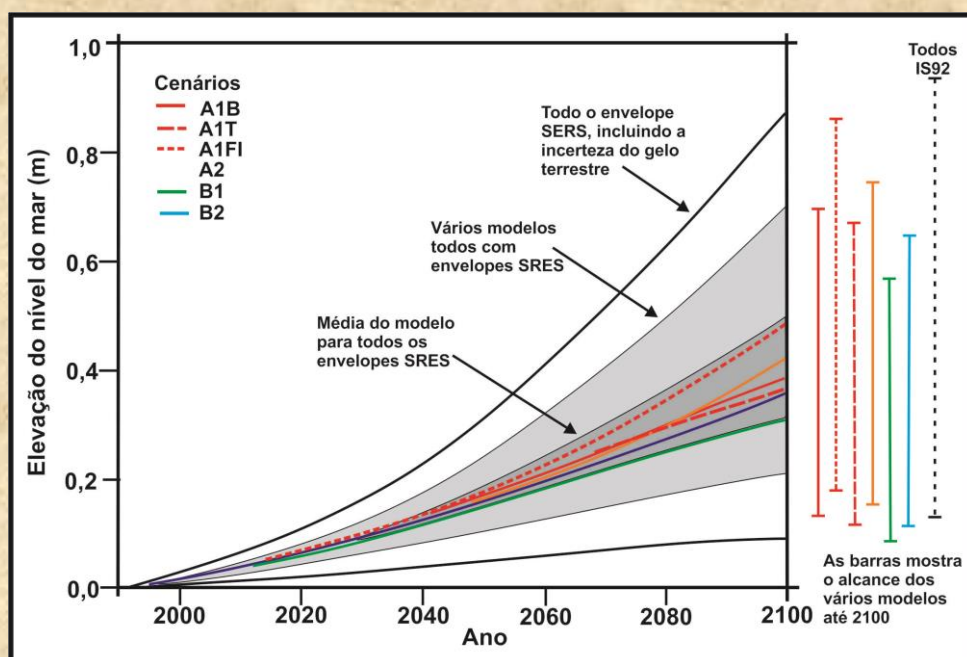


Figura 17. As projeções do IPCC para a elevação do nível do mar até o ano de 2100. (modificado: IPCC, 2001)

É no mesmo sentido que vão as afirmações do “*Summary for police makers*” (<http://www.ipcc.ch/pub/spm22-01.pdf>):

“Além disso, é muito provável que o aquecimento do século XX tenha contribuído significativamente para a elevação observada do **nível do mar**, por meio da expansão térmica da água do mar e da perda generalizada de gelo terrestre. Dentro das incertezas atuais, observações e modelos são consistentes com a falta de aceleração significativa da elevação do **nível do mar** durante o século XX.”.

É no mesmo sentido que vão as previsões da maior parte dos especialistas. Com efeito, na figura 18 verifica-se que as primeiras projeções sobre a variação do **nível do mar**, em 1983, admitiam valores máximos de 3,5 m de subida no final do século XXI. Em 2001, a previsão máxima do IPCC é de cerca de 75 cm. E quanto à previsão mínima admite-se que ela possa ser de apenas 10 cm (o que, curiosamente, se assemelha à variação da curva de Mörner de 1973 (Fig.15)).

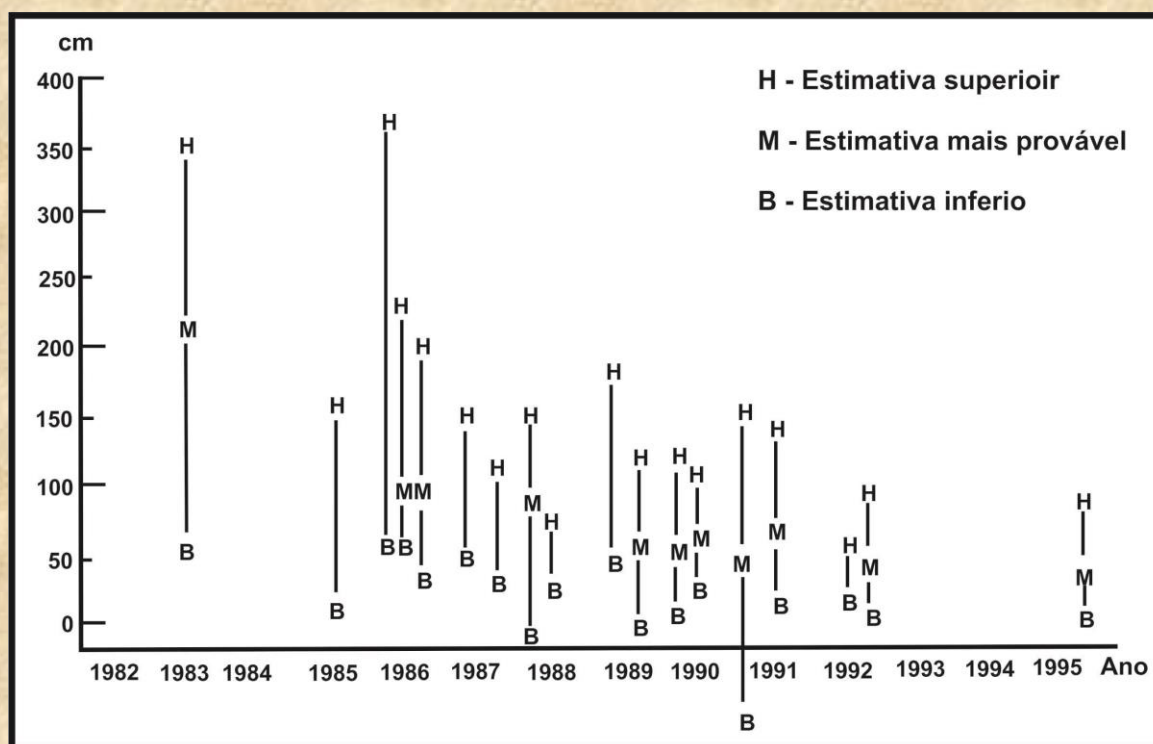


Figura 18. Previsões para o final do século XXI, da elevação média do nível do mar, segundo dados de vários trabalhos publicados.

(modificado: Pirazzoli, 1998)

Bibliografia

BIRD, E.C.F. 1993. *Submerging Coasts. The Effects of a Rising Sea Level on Coastal Environments*, John Wiley & Sons, Chichester, 184 p.

- CARTER, R.W.G. 1988. Coastal Environments na Introduction to the Physical, Ecological and Culyural Systems of Coastlines. Academic Press. London. ISBN 0-12-161856-0. 615 p.
- DIAS, J.M.A.; RODRIGUES, A. & MAGALHÃES, F. 1997. Evolução da linha de costa , em Portugal, desde o último máximo glaciário até à actualidade: síntese dos conhecimentos, *Estudos do Quaternário*, APEQ, Lisboa, p. 53-66.
- ENCYCLOPAEDIA UNIVERSALIS ALBIN MICHEL, 1998. *Dictionnaire des Sciences de la Terre. Continents, océans, atmosphère*, 921 p.
- HALLAM, A.1992.*Phanerozoic sea-Level Changes*, Columbia University Press, New York, 255 p.
- IPCC, 1991. First Assessment Report Overview and Policymaker Summarie. https://www.ipcc.ch/site/assets/uploads/2018/05/ipcc_90_92_assessments_far_full_report.pdf.
- IPCC, 2001. Synthesis Report of the Sixth Assessment Report. <https://www.ipcc.ch/ar6-syr/>
- MÖRNER, N.A. 1973. Climatic changes during the last 35,000 years as indicated by land, sea, and air data. *Boreas*, 2(1):33-54.
- PASKOFF, R. 1985. Les littoraux: impact des aménagements sur leur évolution, Paris, Masson, 188 p.
- PASKOFF, R. 2001. *L'élévation du Niveau de la Mer et les Espaces Côtiers*, Institut Océanographique, Col. Propos, 190 p.
- PIRAZZOLI, P.A. 1998. Sea-Level Changes – The last 20,000 years. John Wiley and Sons Ltda, Chiches, England, 211 p.
- RISER, J. 1999. *Le Quaternaire; Géologie et Milieux Naturels*, Dunod, Paris, 320 p.
- WOODWORTH, P.L. 1999. High waters at Liverpool since 1768: the UK's longest sea level record. *Geophysical Research Letters*, 26 (11): 1589-1592.
- VAIL, P.R., MITCHUM, R.M.Jr., & THOMPSON, S. 1977. Seismic stratigraphy and global changes of sea level, part four: global cycles of relative changes of sea level. American Association of Petroleum Geologists Memoir 26, pp. 83–98.