

## CAPÍTULO 3

### OBSERVAÇÕES COSTEIRAS E OCEÂNICAS

**Autores Principais:** Edmo Campos – USP e Dieter Muehe – UFRJ

**Autores Colaboradores:** Abdelfettah Sifeddine – UFF; Ana Luiza Albuquerque – UFF; Moacyr Araújo – UFPE; Ricardo Camargo – USP; Silvia Garzoli – NOAA; Sonia M. F. Giancesella - USP; Gustavo Goni – NOAA; Reindert Haarsma – KMNI; Eloi Melo – FURG; Yara Schaeffer-Novelli – USP; Alberto Piola – Univerisdade de Buenos Aires; Paulo Polito – USP; Regina Rodrigues – UFSC; Olga Sato – USP; Eduardo Siegle – USP; Janice Romaguera Trotte-Duhá - Programa GOOS/Brasil da CIRM

**Revisores:** Carlos Garcia – FURG; Jose Maria Landim Dominguez – UFBA; Clemente Augusto Souza Tanajura - UFBA; Michel Mahiques – USP; João Antônio Lorenzetti – INPE; Luiz B. de Miranda

## ÍNDICE

|  |           |
|--|-----------|
| <b>SUMÁRIO EXECUTIVO</b>   | <b>67</b> |
| <b>3.1 INTRODUÇÃO</b>  | <b>68</b> |
| <b>3.2 MUDANÇAS DE PROCESSOS NA SUPERFÍCIE DO OCEANO E INTERAÇÃO OCEANO-ATMOSFERA</b>  | <b>69</b> |
| 3.2.1 TROCAS AR-MAR DE CALOR E FLUXOS DE ÁGUA DOCE   | 69        |
| 3.2.2 TENSÃO DE CISLHAMENTO DO VENTO E FLUXOS DE MOMENTUM  | 71        |
| 3.2.3 TEMPERATURA E SALINIDADE DA SUPERFÍCIE DO MAR  | 71        |
| 3.2.4 SÍNTESE  | 72        |
| <b>3.3 MUDANÇAS NA TEMPERATURA E CONTEÚDO DE CALOR NO ATLÂNTICO SUL</b>  | <b>72</b> |
| 3.3.1 CAMADA SUPERIOR  | 72        |
| 3.3.2 OCEANO PROFUNDO  | 73        |
| 3.3.3 TRANSPORTE MERIDIONAL DE CALOR   | 73        |
| 3.3.4 SÍNTESE  | 73        |
| <b>3.4 MUDANÇA DE SALINIDADE E CONTEÚDO DE ÁGUA DOCE</b>   | <b>74</b> |
| 3.4.1 MUDANÇAS NAS CAMADAS SUPERIORES  | 74        |
| 3.4.2 MUDANÇAS NAS REGIÕES PROFUNDAS   | 75        |
| 3.4.3 CONTRIBUIÇÃO DE DESCARGAS FLUVIAIS NO ATLÂNTICO SUL  | 75        |
| 3.4.4 SÍNTESE  | 76        |
| <b>3.5 ALTERAÇÕES NA CIRCULAÇÃO E MASSAS DE ÁGUA</b>   | <b>76</b> |
| 3.5.1 CIRCULAÇÃO GERAL E VARIABILIDADE CLIMÁTICA DO OCEANO ATLÂNTICO SUL   | 76        |
| 3.5.2 VENTILAÇÃO E FORMAÇÃO DE MASSAS DE ÁGUA  | 77        |
| 3.5.3 ALTERAÇÕES NO “VAZAMENTO DAS AGULHAS”, GIRO SUBTROPICAL E NA CÉLULA MERIDIONAL DO ATLÂNTICO  | 77        |
| <b>3.6. ALTERAÇÕES NOS PADRÕES DE VARIABILIDADE ESPACIAL E TEMPORAL DO OCEANO</b>  | <b>78</b> |
| 3.6.1 PRINCIPAIS MODOS DE VARIABILIDADE DOS OCEANOS RELEVANTES PARA O BRASIL   | 78        |
| 3.6.2 ALTERAÇÕES DOS MODOS DE VARIABILIDADE DAS PORÇÕES TROPICAL E SUL DO OCEANO ATLÂNTICO DEVIDAS A MUDANÇAS NO ENSO                      | 78        |
| 3.6.3 ALTERAÇÕES DOS MODOS DE VARIABILIDADE DAS PORÇÕES TROPICAL E SUL DO OCEANO ATLÂNTICO DEVIDAS A MUDANÇAS EM SUA CIRCULAÇÃO TERMOALINA | 80        |
| 3.6.4 SÍNTESE  | 81        |

|   |            |
|---|------------|
| <b>3.7 ALTERAÇÕES NO NÍVEL DO MAR E NA FREQUÊNCIA DE EXTREMOS NA MARÉ METEOROLÓGICA</b>       | <b>82</b>  |
| 3.7.1 ALTERAÇÕES DEVIDO AO AUMENTO DE TEMPERATURA   | 83         |
| 3.7.2 AUMENTO DE MASSA DEVIDO A DEGELOS DE GELEIRAS CONTINENTAIS                              | 85         |
| 3.7.3 ALTERAÇÕES NA FREQUÊNCIA DE OCORRÊNCIA DE EXTREMOS DE MARÉ METEOROLÓGICA                | 86         |
| 3.7.4 SÍNTESE   | 87         |
| <b>3.8 MUDANÇAS NA BIOGEOQUÍMICA OCEÂNICA, INCLUINDO ACIDIFICAÇÃO DO OCEANO</b>               | <b>88</b>  |
| 3.8.1 O CICLO DE CARBONO NO ATLÂNTICO TROPICAL  | 88         |
| 3.8.2 SÍNTESE   | 93         |
| <b>3.9 MUDANÇA NA ESTRUTURA DE MANGUEZAIS</b>   | <b>93</b>  |
| 3.9.1 EQUILÍBRIO ECOLÓGICO E ESTRUTURA DO ECOSISTEMA  | 93         |
| 3.9.2 POTENCIAIS RESPOSTAS ESTRUTURAIS DOS MANGUEZAIS AOS IMPACTOS DAS MUDANÇAS CLIMÁTICAS    | 95         |
| 3.9.3 SÍNTESE   | 97         |
| <b>3.10. OCORRÊNCIA DE EROSÃO EM PRAIAS E ZONAS COSTEIRAS</b>                                 | <b>97</b>  |
| 3.10.1. A COSTA BRASILEIRA  | 97         |
| 3.10.2 EROSÃO OBSERVADA NA COSTA DO BRASIL  | 97         |
| 3.10.3. SÍNTESE   | 101        |
| <b>3.11. RELAÇÕES ENTRE MUDANÇAS CLIMÁTICAS E OS PRIMEIROS NÍVEIS DA REDE TRÓFICA MARINHA</b> | <b>102</b> |
| 3.11.1 INTRODUÇÃO   | 102        |
| 3.11.2 O PAPEL DO FITOPLÂNCTON NA REDE TRÓFICA MARINHA E NA BOMBA BIOLÓGICA                   | 102        |
| 3.11.3 PAPEL DOS MICRO-ORGANISMOS MARINHOS NA REGULAÇÃO CLIMÁTICA                             | 104        |
| 3.11.4 SÍNTESE  | 105        |
| <b>REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS</b>   | <b>106</b> |

## SUMÁRIO EXECUTIVO

O oceano participa de forma decisiva no equilíbrio climático. Devido à sua grande extensão espacial e à alta capacidade térmica da água, é indiscutível que o aumento do conteúdo de calor dos oceanos e o aumento do nível do mar são indicadores robustos de aquecimento do planeta. Apesar da grande dificuldade de se observar o oceano com a cobertura espacial e temporal necessária para melhor monitorar e entender suas mudanças e as respostas destas no clima, há de se reconhecer que grandes progressos têm sido obtidos nos últimos anos. Observações remotas por satélite têm sido realidade já há algumas décadas e programas observacionais *in situ*, como o Argo, têm permitido a obtenção de conjuntos de dados valiosos desde a superfície até profundidades intermediárias do oceano. Recentemente, vários esforços têm sido despendidos na reavaliação de dados históricos, permitindo interpretações mais confiáveis por mais longos períodos de tempo (e.g., Stott *et al.*, 2008; Hosoda *et al.*, 2009; Roemmich e Gilson, 2009; Durack e Wijffels, 2010; Helm *et al.*, 2010).

Com base em um número considerável de trabalhos publicados nas últimas décadas, o Quarto Relatório de Avaliação do Clima do Painel Internacional de Mudanças Climáticas (em inglês, *Intergovernmental Panel on Climate Change - Assessment Report 4; IPCC-AR4, 2007*) concluiu de forma inequívoca que a temperatura do oceano global aumentou entre 1960 e 2006. Apesar das controvérsias decorrentes de alguns enganos no *IPCC-AR4*, como por exemplo, o debate sobre o derretimento das geleiras do Himalaia, a grande maioria dos estudos científicos realizados nos últimos anos tem confirmado, de forma indiscutível, o aquecimento das águas oceânicas. A temperatura da superfície do mar (TSM) no Atlântico tem aumentado nas últimas décadas. No Atlântico Sul, esse aumento é intensificado a partir da segunda metade do século XX, possivelmente devido a mudanças na camada de ozônio sobre o polo Sul e também ao aumento dos gases de efeito estufa (Arblaster e Meehl, 2006; Rayner *et al.*, 2006). De forma consistente com um clima mais quente, o ciclo hidrológico tem também se alterado, refletindo em mudanças na salinidade da superfície do mar. Estudos mostram que a região subtropical do Atlântico Sul está se tornando mais quente e mais salina.

Abaixo da superfície, há evidências claras do aumento da temperatura nas camadas superiores do oceano. Reanálise de dados históricos obtidos por batitermógrafos descartáveis (XBTs) mostram uma clara tendência de aquecimento nos primeiros 700 m da coluna de água. Estudos independentes com dados obtidos até 2000 m de profundidade com flutuadores Argo sugerem um aquecimento significativo também abaixo de 700 m.

Os estudos analisados pelo *IPCC-AR4* (2007) e outros mais recentes (Leuliette e Miller, 2009; Letetrel *et al.*, 2010; Leuliette e Scharroo, 2010) também apontam para variações no conteúdo de calor e na elevação do nível do mar, em escala global. Variações nessas propriedades promovem alterações nas características das diferentes massas de água, o que fatalmente leva a alterações nos padrões de circulação do oceano. Por sua vez, mudanças na circulação resultam em alterações na forma como o calor e outras propriedades biológicas, físicas e químicas são redistribuídas na superfície da Terra.

O nível do mar está aumentando. Grande parte das projeções de aumento do nível do mar para todo o século XXI deve ser alcançada ao longo das primeiras décadas, o que faz com que se configurem perspectivas mais preocupantes do que aquelas divulgadas no início do ano 2000. Variações de 20 a 30 cm esperadas para o final do século XXI já devem ser atingidas, em algumas localidades, até meados do século ou até antes disso. Deverá haver também maior variabilidade espacial da resposta do nível do mar entre os distintos locais do globo. Na costa do Brasil são poucos os estudos realizados com base em observações *in situ*. Mesmo assim, taxas de aumento do nível do mar na costa sul-sudeste já vêm sendo reportadas pela comunidade científica brasileira desde o final dos anos 80 e início dos anos 90 (Mesquita *et al.*, 1986, 1995, 1996; Silva e Neves, 1991; Harari e Camargo, 1994; Muehe e Neves, 1995; Neves e Muehe, 1995).

O aumento do nível do mar assim como aumento de temperatura, mudanças no volume e distribuição das precipitações e concentrações de CO<sub>2</sub> afetarão de modo variável o equilíbrio ecológico de manguezais, dependendo da amplitude destas alterações e das características locais de sedimentação e espaço de acomodação.

Ao longo da extensão da linha de costa brasileira são vários os trechos em erosão, distribuídos irregularmente e muitas vezes associados aos dinâmicos ambientes de desembocaduras. Diversas são as áreas costeiras densamente povoadas que se situam em regiões planas e baixas, nas quais os já existentes problemas de erosão, drenagem e inundações serão amplificados em cenários de mudanças climáticas.

Importantes massas de água estão se alterando, de acordo com o IPCC-AR4 (2007). As “águas modo” (águas de 18°C) do Oceano Sul e as Águas Profundas Circumpolares se aqueceram no período de 1960 a 2000. Essa tendência continua durante a presente década. Aquecimento similar ocorreu também nas “águas modo” da Corrente do Golfo e da Kuroshio. Os giros subtropicais do Atlântico Norte e Sul têm se tornado mais quentes e mais salinos. Como consequência, segundo conclusão do IPCC-AR4 e de estudos mais recentes, é bastante provável que pelo menos até o final do último século a Célula de Revolvimento Meridional do Atlântico (CRMA) vinha se alterando significativamente em escalas de interanuais a decenais.

No Atlântico Sul, vários estudos nos últimos anos sugerem variações importantes nas propriedades físicas e químicas das camadas superiores do oceano, associadas com alterações nos padrões da circulação atmosférica. Esses estudos mostram que, em consequência ao deslocamento do rotacional do vento em direção ao polo, o transporte de águas do Oceano Índico para o Atlântico Sul, fenômeno conhecido como o “vazamento das Agulhas”, vem aumentando nos últimos anos. Análises de dados obtidos remotamente por satélite e *in situ* mostram mudanças no giro subtropical do Atlântico Sul associadas a mudanças na salinidade das camadas superiores. Resultados de observações e modelos sugerem que o giro subtropical do Atlântico Sul vem se expandindo, com um deslocamento para sul da região da Confluência Brasil-Malvinas.

Há fortes indícios que as características dos eventos de *El Niño* no Pacífico estão mudando nas últimas décadas. Como consequência, tem havido uma mudança nos modos de variabilidade da TSM no Atlântico Sul. Essas alterações nos padrões de TSM favorecem precipitações acima da média ou na média sobre o Norte e Nordeste brasileiro e mais chuvas no Sul e Sudeste do Brasil.

Este capítulo apresenta uma síntese das mudanças observadas em processos oceânicos e costeiros no Atlântico Sul e no Brasil.

### 3.1 INTRODUÇÃO

É indiscutível a importância do oceano nas variabilidades e possíveis mudanças no equilíbrio climático. Devido à grande extensão dos oceanos e à alta capacidade térmica da água, o aumento do conteúdo de calor dos oceanos e o aumento do nível do mar são indicadores robustos de aquecimento do planeta. Com base em um número considerável de trabalhos publicados nas últimas décadas, o IPCC-AR4 (2007) concluiu que a temperatura global do oceano aumentou cerca de 0,10 °C no período de 1961 a 2003. Estudos recentes confirmam que a temperatura global do oceano tem aumentado (e.g.: Domingues *et al.*, 2008; Lyman e Johnson, 2008; Ishii e Kimoto, 2009; Levitus *et al.*, 2009; Gourestki e Reseghetti, 2010; Lyman *et al.*, 2010). Há evidências claras do aumento do conteúdo de calor nas camadas superiores do oceano (e.g., Roemmich e Gilson, 2009; Carson e Harrison, 2010). Análises de dados de batitermógrafos descartáveis (XBTs) mostram uma tendência de aquecimento global dos oceanos de 0,64 W m<sup>-2</sup> nos primeiros 700 m da coluna de água. Adicionalmente, os dados obtidos até 2000 m de profundidade com os perfiladores Argo (uma rede global de 3000 flutuadores derivantes que medem a temperatura e a salinidade dos primeiros 2000 metros da coluna de água no oceano) sugerem um aquecimento significativo abaixo de 700 m, desde 2003.

Os estudos analisados pelo IPCC-AR4 e outros mais recentes (Leuliette e Miller, 2009; Letetrel et al., 2010; Leuliette e Scharroo, 2010) também apontam para variações no conteúdo de calor e na elevação do nível do mar, em escalas regional e global. Variações nessas propriedades promovem alterações nas características das diferentes massas de água, o que leva a alterações nos padrões de circulação do oceano. Por sua vez, mudanças na circulação oceânica resultam em alterações na forma como o calor e outras propriedades biológicas, físicas e químicas são redistribuídas bem como alterações na circulação atmosférica e padrões de precipitação.

Segundo o IPCC-AR4, importantes massas de água estão se alterando. As “águas modo” (águas de 18 °C referidas como “mode waters” no idioma inglês e traduzidas como “águas modais” por alguns autores brasileiros) do Oceano Sul e as Águas Profundas Circumpolares se aqueceram no período de 1960 a 2000. Essa tendência continua durante a presente década (e.g., Sarmiento et al., 2004; Douglas et al., 2012). Aquecimento similar ocorreu também nas “águas modo” da Corrente do Golfo e da Kuroshio (Kwon et al., 2010; Joyce, 2012). Os giros subtropicais do Atlântico Norte e Sul têm se tornado mais quentes e mais salinos (Durack e Wijffels, 2010; Lumpkin e Garzoli, 2011). Como consequência, é bastante provável que, pelo menos até o final do último século, a Célula de Revolvimento Meridional do Atlântico (CRMA) vinha se alterando significativamente em escalas de tempo interanuais a decenais (IPCC-AR4, 2007).

No Atlântico Sul, vários estudos nos últimos anos sugerem variações importantes nas propriedades físicas e químicas das camadas superiores do oceano, associadas com alterações nos padrões da circulação atmosférica (Biastoch et al., 2008, 2009; Lumpkin e Garzoli, 2011; Sato e Polito, 2008). Esses estudos mostram que, como resultado do deslocamento do rotacional do vento em direção ao polo, o transporte de águas do Oceano Índico para o Atlântico Sul, fenômeno conhecido como o “vazamento das Agulhas” vem aumentando nos últimos anos. Análises de dados obtidos remotamente por satélite e *in situ* mostram mudanças no giro subtropical do Atlântico Sul associadas a mudanças na salinidade das camadas superiores (Sato e Polito, 2008; Goni et al., 2011). Resultados de observações e modelos sugerem que o giro subtropical do Atlântico Sul vem se expandindo, com um deslocamento para sul da região da Confluência Brasil-Malvinas (Goni et al., 2011; Lumpkin e Garzoli, 2011).

Apesar da grande dificuldade de se observar o oceano com a cobertura espacial e temporal necessárias para melhor monitorar e entender suas mudanças e as respostas destas no clima, há de se reconhecer que grande progresso tem sido obtido nos últimos anos. Observações remotas por satélite têm sido realidade já há algumas décadas e programas observacionais *in situ*, como o Argo, têm permitido a obtenção de conjuntos de dados valiosos desde a superfície até profundidades intermediárias do oceano. Recentemente, vários esforços têm sido despendidos na reavaliação de dados históricos, permitindo interpretações mais confiáveis por mais longos períodos de tempo (e.g., Stott et al., 2008; Hosoda et al., 2009; Roemmich e Gilson, 2009; Durack e Wijffels, 2010; Helm et al., 2010).

No presente capítulo são apresentados estudos focando diferentes aspectos de mudanças no oceano, com ênfase na região do Atlântico Sul, dos trópicos até latitudes austrais. Especial atenção é dedicada à região oeste do Atlântico Sul e à zona costeira ao longo do continente sul-americano, procurando identificar possíveis mudanças nessas regiões e suas correlações com alterações do clima em grande escala.

## **3.2 MUDANÇAS DE PROCESSOS NA SUPERFÍCIE DO OCEANO E INTERAÇÃO OCEANO-ATMOSFERA**

### **3.2.1 TROCAS AR-MAR DE CALOR E FLUXOS DE ÁGUA DOCE**

O movimento das águas oceânicas resulta predominantemente das trocas de momentum, água e calor na interface ar-mar. O fluxo de momentum (quantidade de movimento), por meio do cisalhamento do vento, é o principal motor da circulação nas camadas superiores do oceano. O aquecimento ou resfriamento

e a maior ou menor salinidade, decorrentes das trocas de calor e água com a atmosfera, fornecem a energia responsável pela circulação termohalina, um importante mecanismo no controle do clima do planeta. Mudanças nesses fluxos ar-mar podem resultar em alterações significativas no sistema de circulação em toda a coluna de água. Em contrapartida, alterações na circulação e nos fluxos ar-mar podem também alterar a temperatura e umidade do ar, com consequências na circulação atmosférica e no ciclo hidrológico. Apesar de sua importância, estimativas dos valores desses fluxos estão sujeitas a uma grande quantidade de erros de difícil correção. De acordo com o AR4 do IPCC (2007) ou mesmo estudos mais recentes (e.g., Gulev *et al.*, 2007; Shaman *et al.*, 2010), não é ainda possível fazer uma avaliação confiável de mudanças antrópicas nos fluxos ar-mar.

Os oceanos cobrem 71% da superfície do planeta, suportam quase a totalidade do ciclo hidrológico do globo (97%) e, sobre sua superfície, ocorrem mais que 80% dos fluxos associados com suas variações (Schmitt, 1995). Esses fluxos fazem parte dos processos de interação entre o oceano e a atmosfera e influenciam diretamente a salinidade na superfície. Desta forma, a distribuição da salinidade nos oceanos reflete o balanço de larga escala do fluxo de água doce que entra e sai do sistema que compõe o ramo marinho do ciclo hidrológico global (Figura 3.1). Na determinação do sinal da salinidade nos oceanos devem ser contabilizados diferentes fatores, tais como: a evaporação (E), a precipitação (P), a descarga de rios e o fluxo total de água doce pela superfície dos continentes, bem como derretimento de gelo marinho e de geleiras continentais. Uma vez introduzidos no oceano, a influência desses fatores pode ser modificada localmente por processos advectivos e de mistura causados pelas correntes oceânicas. Portanto, é de se esperar que mudanças no ciclo hidrológico sejam acompanhadas por flutuações na salinidade em diferentes locais e profundidades.

A salinidade da superfície do mar (SSM) é, em grande parte, regulada pela troca de água entre o oceano e a atmosfera através da evaporação e precipitação. Regiões de alta salinidade são, por via de regra, regiões onde a evaporação supera a precipitação e vice-versa. Outros fatores que contribuem para os padrões de SSM são os efeitos advectivos da circulação oceânica e o derretimento de gelo em altas latitudes. Segundo a relação de Clausius – Clapeyron, a pressão de vapor da água aumenta em cerca de 7% por grau Celsius, a uma temperatura média de cerca de 14 °C. Dessa forma, apesar das incertezas das observações hidrológicas, espera-se que com o aumento da TSM ocorra também uma aceleração do ciclo hidrológico, com modificações e efeitos de retro-alimentação associados com a dinâmica atmosférica (Held e Soden, 2006; Wentz *et al.*, 2007). Estudos baseados em dados globais de salinidade mostram mudanças de salinidade da superfície do mar de forma consistente com o aumento da temperatura do planeta (Boyer *et al.*, 2005a, 2007; Roemmich e Gilson, 2009; Durack e Wijffels, 2010). No Atlântico Sul há também indicações de aumento da salinidade no giro subtropical (Sato e Polito, 2008).

Nas proximidades de 24°S no Atlântico Sul, a termoclina tem se tornado menos salina, com o decréscimo de aproximadamente 0,05 de salinidade, entre 1983 e 2009 (McCarthy *et al.*, 2011). No período anterior (1958 – 1983), foi observado um leve acréscimo de salinidade. Esse decréscimo da salinidade é atribuído a uma intensificação do ciclo hidrológico, em concordância com a observação de um regime de precipitação aumentado na região (Piola, 2010). As observações de salinidade aumentada em regiões com excesso de evaporação e de decréscimo de salinidade em regiões com excesso de precipitação sugerem que essas mudanças constadas por McCarthy *et al.* (2011) foram causadas por uma amplificação do ciclo hidrológico (Durack e Wijffels, 2010). Entretanto, dados de oxigênio dissolvido sugerem que o aumento de salinidade observado entre 1958 e 1983 no sudeste do Atlântico Sul está associado ao aumento de influência do Oceano Índico através do “vazamento das Agulhas” (McCarthy *et al.*, 2011).

Análises de dados de satélite, observações *in situ* e dados do projeto PIRATA (*Prediction e Research Moored Array in the Tropical Atlantic* - programa de monitoramento do Atlântico Tropical por meio de bóias ancoradas) mostram mudanças no giro subtropical do Atlântico Sul associadas às alterações na salinidade da camada superior (Sato e Polito, 2008). Próximo à 38°S esses autores encontraram tendências opostas nas séries de tempo do armazenamento de calor, devido aos efeitos halinos, em cada lado da Zona de Convergência do Atlântico Sul.

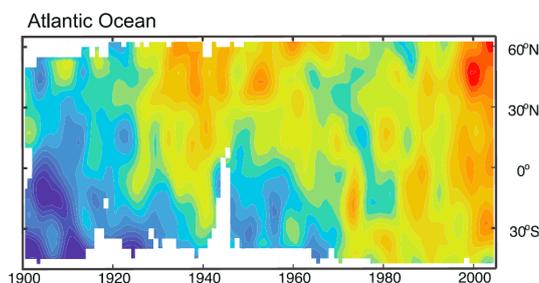
### 3.2.2 TENSÃO DE CISALHAMENTO DO VENTO E FLUXOS DE MOMENTUM

Importantes alterações no padrão de circulação na camada superior do oceano, em resposta a mudanças nos fluxos de momentum associados com a tensão de cisalhamento do vento, têm sido reportadas no Atlântico Sul nos últimos anos (Hurrell e van Loon, 1994; Meehl *et al.*, 1998; Thompson e Wallace, 2000; Sato e Polito, 2008; Lumpkin e Garzoli, 2011; Goni *et al.*, 2011). O modo de variabilidade atmosférica mais conhecido pelo acrônimo SAM (*Southern Annular Mode*, Carvalho *et al.*, 2005) o qual descreve o movimento norte-sul dos ventos de oeste ao redor da Antártica, é um dos padrões dominantes de variabilidade no Hemisfério Sul (e.g., Marshall, 2002). Estudos recentes reportam que esse modo de variabilidade vem sofrendo uma alteração desde a década de 1960, possivelmente devido a um deslocamento para sul e intensificação dos ventos de oeste no Hemisfério Sul (Limpasuvan e Hartmann, 1999; Gille, 2002; Thompson e Solomon, 2002; Marshall, 2003; Cai *et al.*, 2003; Lumpkin e Garzoli, 2011). Essa mudança afeta o transporte meridional de calor, através da modificação do transporte de Ekman e da ressurgência de águas profundas, resultando em um resfriamento e diminuição da salinidade das águas intermediárias (Oke e England, 2004).

Por ser o vento um dos principais forçantes da circulação oceânica, as alterações nos ventos no hemisfério estão afetando a circulação no Atlântico Sul. Por exemplo, o deslocamento para sul do rotacional zero dos ventos de oeste, latitude que define o limite sul do giro subtropical, está causando uma expansão desse giro no Atlântico Sul, com uma migração para sul da confluência Brazil-Malvinas (e.g., Biastoch *et al.*, 2009; Lumpkin e Garzoli, 2011; Goni *et al.*, 2011), que termina por modular a CRMA, mais conhecida como *Meridional Overturning Cell*, ou MOC (Biastoch *et al.*, 2008, 2009; Beal *et al.*, 2011) e a Corrente Circumpolar Antártica (Toggweiler e Samuels, 1995; Gnanadesikan, 1999). Experimentos numéricos com modelos de alta resolução (*eddy-permitting models*) sugerem ainda que o aumento no transporte de Ekman para norte, associado com ventos de oeste intensificados no Hemisfério Sul, é largamente compensado por fluxos turbulentos em direção ao polo, os quais tendem a reduzir anomalias na ressurgência de águas profundas (Farneti e Delworth, 2010).

### 3.2.3 TEMPERATURA E SALINIDADE DA SUPERFÍCIE DO MAR

O quarto relatório de avaliação do clima do IPCC (*IPCC-AR4*, 2007) discute mudanças da temperatura da superfície do mar. No Atlântico, conforme mostra a Figura 3.1 (Rayner *et al.*, 2006), é observado um aumento da ordem de 0,5 °C desde a década de 1930. O Atlântico Sul, entretanto, apresenta uma tendência negativa até o final dos anos 60. A partir da década de 1970, também o Atlântico Sul apresenta uma tendência de aumento. É interessante notar que nessa mesma década ocorreu um resfriamento em latitudes médias do Atlântico Norte, com o sinal propagando para sul e norte até meados da década de 1980 (Rayner *et al.*, 2006).



**Figura 3.1.** Variação temporal entre 1900 e 2005 da média zonal das anomalias de temperatura da superfície do mar entre as latitudes 30°S e 60°N no Atlântico, com relação à média do período de 1961 (Rayner *et al.*, 2006). O Atlântico Sul, que apresentava uma anomalia negativa até o final da década de 1960, passa ter uma anomalia positiva a partir dos anos 70. Por sua vez, o Atlântico Norte apresenta uma anomalia positiva consistente desde os anos 30, exceto por uma anomalia negativa em latitudes médias, a qual se propagou para sul e norte, chegando a atingir o Atlântico Sul por volta de 1980.

A tendência positiva observada a partir da metade do século XX é atribuída primariamente às mudanças na camada de ozônio sobre o polo Sul, as quais provocaram uma intensificação do vórtice polar sul (Rayner *et al.*, 2006). Análise de resultados de estudos numéricos mostra que o aumento de gases de efeito-estufa também contribuiu positivamente para o aumento de TSM observado no Atlântico Sul. Esses resultados também mostram que o crescente efeito estufa continuará a intensificar o vórtice polar e um aumento generalizado da TSM no Hemisfério Sul (Arblaster e Meehl, 2006).

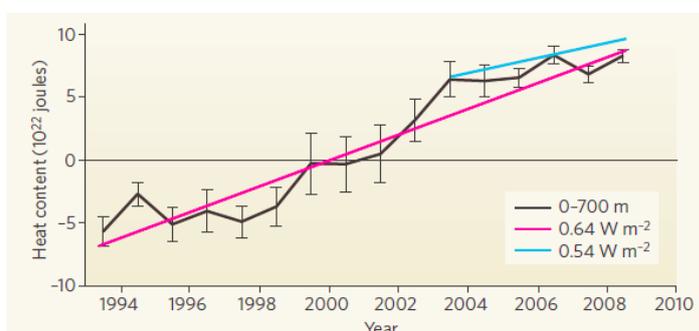
### 3.2.4 SÍNTESE

Os estudos mais recentes discutidos nesta Seção são consistentes com a indicação de que a temperatura da superfície do mar no Atlântico tem aumentado nas últimas décadas. No Atlântico Sul, esse aumento é intensificado a partir da segunda metade do século XX, possivelmente associado às mudanças na camada de ozônio sobre o polo Sul e também ao aumento dos gases de efeito estufa. De forma consistente com um clima mais quente, o ciclo hidrológico tem também se alterado, refletindo em mudanças na salinidade da superfície do mar. Estudos mostram que a região subtropical do Atlântico Sul está se tornando mais quente e mais salina.

## 3.3 MUDANÇAS NA TEMPERATURA E CONTEÚDO DE CALOR NO ATLÂNTICO SUL

### 3.3.1 CAMADA SUPERIOR

A Figura 3.2, que sumariza resultados de recentes estudos baseados em um amplo conjunto de dados incluindo XBT, Argo e outros, no período 1993 – 2008, mostra que o conteúdo de calor na camada de 0 a 700 m do oceano global está aumentando a uma taxa média, para todo o planeta, de  $0,64 \pm 0,29 \text{ W m}^{-2}$  (Lyman *et al.*, 2010; Trenberth, 2010). Esses estudos reforçam a percepção geral de que o oceano vem aquecendo de forma consistente com o desequilíbrio radiativo de origem antrópica. Entretanto, Trenberth (2010) chama a atenção para discrepâncias com medidas de radiação no topo da atmosfera, o que sugere algum problema com os dados oceânicos ou com o seu processamento. Pesquisa independente (von Schuckmann *et al.*, 2009), baseada em dados Argo para toda a camada de 0 a 2000 m aponta um aumento do conteúdo de calor da ordem de  $0,77 \pm 0,11 \text{ W m}^{-2}$  no oceano global e  $0,54 \text{ W m}^{-2}$  para toda a Terra (linha azul na Figura 3.2). Esse aumento no armazenamento de calor em toda a profundidade coberta pelos flutuadores Argo é um indicativo de que o oceano está se aquecendo abaixo dos 700 m.



**Figura 3.2.** Variação do conteúdo de calor na camada de 0 a 700 m do oceano global (linha preta). A tendência positiva da ordem de  $0,64 \text{ W m}^{-2}$  indica o aquecimento da camada superior do oceano. A linha azul representa a variação do conteúdo de calor para 0-2000 m, baseada em 6 anos de dados Argo. A taxa de aumento de  $0,5 \text{ W m}^{-2}$  sugere que uma parte do aquecimento está acontecendo em profundidades superiores a 700 m (Trenberth, 2010).

No Atlântico Sul pouco se sabe a respeito da variação do conteúdo de calor nas camadas superiores do oceano. Análise de dados Argo (não publicadas) parece indicar que o Atlântico Sul e o Índico apresentam uma tendência positiva nos últimos seis anos. Estudos baseados em dados de anomalias da elevação da superfície do mar obtidos por satélite e dados das bóias PIRATA (Arruda *et al.*, 2005) mostram uma tendência positiva na região da retroflexão da Corrente das Agulhas no período de 1993 a 2002.

### 3.3.2 OCEANO PROFUNDO

Como o oceano recebe calor em sua superfície, o aquecimento das camadas profundas nas regiões de formação das massas de água ocorre nas camadas inferiores do oceano. São duas as regiões mais importantes: o Atlântico Norte, onde é formada a Água Profunda do Atlântico Norte (APAN) e a região ao redor da Antártica, onde é formada a Água de Fundo Antártica (AFA).

A pouca disponibilidade de dados observacionais nas regiões profundas, em escalas de tempo mais longas e especialmente coerentes, e a predominância de modos de variabilidade naturais no Atlântico Norte dificultam a determinação de tendências de longo termo na quantidade de calor nas camadas inferiores do oceano. No Oceano Sul, entretanto, há indicações de que grande parte da coluna de água se aqueceu entre 1992 e 2005 (Johnson, 2008; Purkey e Johnson, 2010). O aquecimento da AFA é mais acentuado abaixo dos 3000 m (Johnson, 2008). Medidas no Canal de Vema mostram uma tendência de aquecimento da AFA no período entre 1990 e 2006 (Zenk e Morozov, 2007).

### 3.3.3 TRANSPORTE MERIDIONAL DE CALOR

A circulação termohalina global é um dos mecanismos responsáveis pela manutenção do clima, através da redistribuição de calor entre as diferentes bacias e latitudes do planeta. No Atlântico, a circulação termohalina tem a característica de uma correia transportadora, conduzindo calor de sul para norte, nas camadas superiores. O comportamento temporal do transporte de calor na direção norte-sul (meridional) é, portanto, um importante indicador de variabilidade e/ou mudança do clima.

No Atlântico Norte, desde 2004, tem havido um esforço multinacional para monitorar o transporte meridional de calor, através da manutenção de uma rede observacional em uma seção transversal ao longo de 26,5°N (*Rapid/MOCHA Array*) (Cunningham *et al.*, 2007; Kanzow *et al.*, 2007; Kanzow *et al.*, 2010). Dados coletados nessa seção mostram intensas variabilidades em escala sazonal, mas dado o curto comprimento dessa série de dados, a determinação de uma tendência de longo período é praticamente impossível.

No Atlântico Sul a situação é ainda mais precária. Somente nos últimos dois anos deu-se início à implementação de uma rede transoceânica para o monitoramento da célula meridional do Atlântico ao longo de 34,5°S (Rede SAMOC, <http://www.aoml.noaa.gov/phod/samoc>).

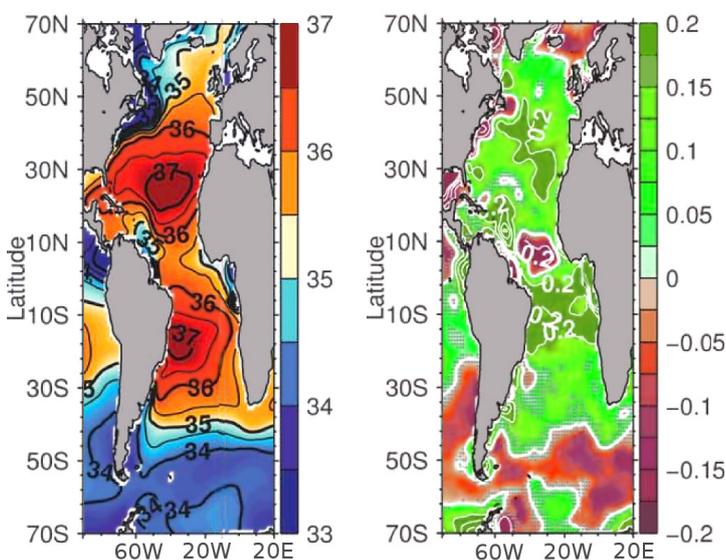
### 3.3.4 SÍNTESE

Há um aumento da quantidade de calor armazenado nas camadas superiores do oceano (de 0 a 2000 m) (e.g., Trenberth, 2010). Nas camadas inferiores não há resultados mais conclusivos, a não ser a indicação de um possível aumento da temperatura (e conteúdo de calor) na Água de Fundo Antártica. Estudos sobre tendências de longo período no transporte meridional de calor são também bastante incipientes e inconclusivos.

## 3.4 MUDANÇA DE SALINIDADE E CONTEÚDO DE ÁGUA DOCE

O conhecimento dos padrões de variabilidade da salinidade é essencial para se obter uma descrição detalhada da circulação oceânica em todas as escalas. Isto porque a salinidade é uma variável que, juntamente com a temperatura, afeta a densidade da água do mar e os padrões de circulação oceânica associados a ela. Seu papel tem sido reavaliado nos últimos anos e foi amplamente constatado como sendo um elemento fundamental para uma completa descrição, entendimento e previsibilidade das mudanças da circulação oceânica em escalas interanuais e decenais (Schmitt, 1995; Schmitt, 2008).

O painel esquerdo da Figura 3.3 mostra a distribuição média da salinidade na superfície do oceano Atlântico obtida através do processamento de 50 anos de dados, entre 1950 e 2000 (Durack e Wijffels, 2010). Em termos de trocas de massa na superfície, observa-se que a região próxima ao equador apresenta valores menores de salinidade ( $< 36$ ), pois corresponde à região onde ocorre dominância da precipitação sobre evaporação. Por outro lado, as regiões tropicais que são caracterizadas por alto índice de evaporação coincidem com máximos de salinidade ( $> 37$ ).



**Figura 3.3.** Média climatológica da salinidade de superfície entre 1950 a 2000 (esquerda). Tendência de 50 anos da salinidade de superfície para o período todo [ $50 \text{ anos}^{-1}$ ] (direita). Adaptado de Durack e Wijffels (2010).

### 3.4.1 MUDANÇAS NAS CAMADAS SUPERIORES

Alterações no ciclo hidrológico global são previstas como consequência das alterações climáticas de origem antrópica (Held e Soden, 2006; Solomon *et al.*, 2007). Dentro de um cenário de aquecimento global, o aumento da temperatura na troposfera poderá acarretar um aumento da capacidade de armazenar e transportar vapor d'água (Emori e Brown, 2005; Bindoff *et al.*, 2007; Meehl *et al.*, 2007; Trenberth *et al.*, 2007), fazendo com que haja um aumento da amplitude do ciclo hidrológico, i.e., aumento de evaporação em regiões dominadas por processos de evaporação e mais chuvas em regiões dominadas pela precipitação (Durack e Wijffels, 2010). Consequentemente, essa amplificação dos processos de superfície irá afetar o sinal da salinidade nos oceanos. Portanto, a detecção de mudanças na salinidade nos oceanos é um indicador das tendências no sinal da precipitação e evaporação instrumental para inferências sobre mudanças no ciclo hidrológico.

Os estudos de Antonov *et al.* (2002) e Boyer *et al.* (2005a) constataram que as águas de superfície dos trópicos e subtropicais se tornaram mais salgadas enquanto que as águas de altas latitudes se tornaram mais doces durante a segunda metade do século XX. A análise de dados globais de salinidade realizada por Boyer *et al.* (2005a) mostra evidências de mudanças de longo termo da salinidade e do fluxo de água doce na região dos giros oceânicos e em escalas de bacia nos 50 anos.

Tendências da salinidade das camadas próximas à superfície mostram que regiões geralmente dominadas por evaporação apresentam aumento de salinidade em todas as bacias oceânicas. Em regiões de alta latitude, em ambos os hemisférios, as águas superficiais que são normalmente associadas com maior precipitação mostram tendências de diminuição da salinidade (Antonov *et al.*, 2002; Boyer *et al.*, 2005b). Apesar de não ser um fator determinante, o derretimento do gelo, a advecção e as mudanças na célula de revolvimento meridional também podem contribuir para as anomalias na salinidade (Häkkinen, 2002).

Análise de dados obtidos no período de 1950 a 1990, entre 50°S e 60°N, evidencia uma diminuição da salinidade próxima às regiões polares e um grande aumento de salinidade nas camadas superiores das regiões tropicais (Curry *et al.*, 2003). Nas camadas superiores (acima de 500 m), verificou-se uma tendência de aumento de 0,1 a 0,4 entre as latitudes de 25°S a 35°N. Ao sul de 25°S registrou-se uma tendência de diminuição da salinidade, com um decréscimo de 0,2 psu (Practical Salinity Units, em Inglês). Análise de arquivos históricos e dados do programa Argo mostram aumento da salinidade em regiões dominadas pela evaporação e diminuição naquelas onde a precipitação predomina (Durack e Wijffels, 2010). Isto indica que as tendências da salinidade ocorrem em resposta à amplificação do ciclo hidrológico.

Essas alterações da salinidade podem também indicar mudanças da dinâmica da circulação dos oceanos. Cálculos da anomalia do calor armazenado no Atlântico Sul, separando-se as contribuições termostéricas e halostéricas, sugerem tendências opostas devido a efeitos halinos, em cada lado da Corrente do Atlântico Sul (Sato e Polito, 2008). Do lado norte há uma tendência de decréscimo na contribuição halostérica, o que implica em uma tendência de diminuição da altura da superfície em escalas interanuais, possivelmente devido ao aumento da salinidade da Corrente do Brasil. Ao sul, os cálculos apontam para uma tendência de elevação, em decorrência de diminuição da salinidade da Corrente das Malvinas. Essas tendências opostas de variação da altura contra o gradiente médio de pressão em cada lado da corrente implicam em uma diminuição das velocidades geostróficas (Goni e Wainer, 2001).

### 3.4.2 MUDANÇAS NAS REGIÕES PROFUNDAS

Curry *et al.* (2003) observaram uma tendência média de diminuição de salinidade ao norte de 40°N de 0,03 psu em águas profundas associadas às massas d'água do Mar do Labrador (AML) e uma diminuição da salinidade de 0,02 psu, na Água Intermediária da Antártica (AIA), no Atlântico Sul. Esse estudo mostra ainda que para uma faixa entre 30°N e 40°N, há um aumento na salinidade de 0,05 psu na massa água do Mar do Mediterrâneo. Durack e Wijffels (2010) também apresentam uma análise da variação da salinidade desde a superfície até 2000 m de profundidade no Atlântico.

Dados obtidos em seções transatlânticas cobrindo toda a profundidade do oceano indicam que a região da termoclina tem se tornado menos salina a 24°S, com diminuição de 0,05 psu de salinidade entre 1983 e 2009 (McCarthy *et al.*, 2011). Em período anterior, entre 1958 e 1983, esses mesmos dados indicam um aumento na salinidade de 0,03 psu. A tendência de diminuição de salinidade no segundo período, que ocorreu consistentemente ao longo de toda a seção, reverteu a tendência de aumento do primeiro período. Os resultados da análise indicam que a diminuição da salinidade está relacionada com a intensificação do ciclo hidrológico. O aumento na salinidade pode ser também explicado com o aumento do vazamento da Corrente das Agulhas na forma de anéis que trazem águas mais salinas do Oceano Índico para o Atlântico (Bjastoch *et al.*, 2009).

### 3.4.3 CONTRIBUIÇÃO DE DESCARGAS FLUVIAIS NO ATLÂNTICO SUL

O ciclo hidrológico sobre os continentes conta com um excesso de precipitação sobre a evaporação. Esse excedente de volume de água doce chega aos oceanos via descarga fluvial e é transportado para fora de sua região de origem pelas correntes oceânicas. A descarga fluvial total no Atlântico é de 0,608 Sv (1 Sv =  $1 \times 10^6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ ) (Dai e Trenberth, 2002). A amplitude do ciclo sazonal é de 0,27 Sv,

ou seja, 44% da média, com máximo em maio e mínimo em dezembro, aproximadamente em fase com a variação na descarga do Rio Amazonas (Dai e Trenberth, 2002).

Estudos baseados em dados do GRDC (*Global Runoff Data Center*) e outros mostram uma tendência linear negativa na descarga global de água doce nos oceanos (Dai *et al.*, 2009). Embora não seja uma tendência significativa, o coeficiente de correlação entre a série analisada e o índice *El Niño* 3,4 é de 0,50 (Referencia). Essa correlação se deve à mudança na taxa de precipitação induzida pelo *El Niño*, sendo que a correlação entre a descarga total no Atlântico e a precipitação nas bacias a ele associadas é de 0,58.

### 3.4.4 SÍNTESE

Há indicações que a salinidade do Oceano Atlântico Tropical e Equatorial está aumentando nas últimas décadas (Curry *et al.*, 2003; Donners e Drijfhout, 2004; Boyer *et al.*, 2005a; Durack e Wijffels, 2010). Este aumento é mais pronunciado nas camadas acima da termoclina, porém também se manifesta de forma relativamente clara no oceano profundo (Donners e Drijfhout, 2004).

Em altas latitudes, onde se formam as massas d'água que ocupam o fundo dos oceanos globais, nota-se uma diminuição de 0,1 a 0,5 psu de salinidade ao norte de 45°N, da superfície até o fundo (Curry *et al.*, 2003). Já no Hemisfério Sul, também há evidências de redução da salinidade, porém esta restringe-se aproximadamente aos primeiros 500 m do oceano (Curry *et al.*, 2003).

Em médias latitudes no Hemisfério Sul, múltiplos estudos (e.g., Sato e Polito, 2008; Durack e Wijffels, 2010; McCarthy *et al.*, 2011) apontam para um aumento da salinidade associada do lado norte da Corrente do Atlântico Sul, dentro do giro subtropical, e diminuição da salinidade ao sul da mesma. A consequência da variação halostérica é uma redução do fluxo para leste, desacelerando o giro.

Não é observada tendência significativa na descarga fluvial no Atlântico. Portanto, as mudanças descritas acima aparentemente se devem às (i) mudanças na componente E - P sobre os oceanos e (ii) alterações no processo de formação de águas de fundo em altas latitudes.

A falta de dados e baixa significância estatística de alguns dos resultados obtidos por esses estudos, especialmente no Atlântico Sul, demonstram que, para a determinação das mudanças da salinidade, é fundamental estabelecer programas observacionais de longa duração no oceano profundo.

## 3.5 ALTERAÇÕES NA CIRCULAÇÃO E MASSAS DE ÁGUA

### 3.5.1 CIRCULAÇÃO GERAL E VARIABILIDADE CLIMÁTICA DO OCEANO ATLÂNTICO SUL

O Oceano Atlântico Sul é marcado pela sua circulação média caracterizada pelo giro anticiclônico fechado, chamado Giro Anticiclônico do Atlântico Sul (Peterson e Stramma, 1991). Esse giro é mantido pela circulação geostrófica forçada pela ação dos ventos na superfície do mar, sendo muito semelhante em forma e extensão ao giro atmosférico subtropical que domina o Oceano Atlântico Sul.

Na sua borda ocidental, paralelo ao continente sul-americano, o Giro Anticiclônico é delimitado pela Corrente do Brasil (CB). Como limite sul, o giro tem a região conhecida como Frente Subtropical (FST), na qual a circulação oceânica é dominada por um sistema de correntes chamado de Corrente do Atlântico Sul, ou Corrente Sul-Atlântica (CSA). Quando se aproxima do continente africano, a CSA se divide e a maior parte do seu transporte é dirigida para norte através da Corrente de Benguela que, por sua vez, alimenta a Corrente Sul Equatorial (CSE). A CSE segue em direção ao Nordeste do Brasil, onde também se bifurca gerando um ramo para sul que é a CB e outro para norte que é a Corrente Norte do Brasil (CNB).

A Corrente Sul Equatorial transporta uma mistura de águas formadas ao sul da região de confluência das Correntes do Brasil e das Malvinas com águas transportadas do Índico para o Atlântico, através dos anéis e filamentos na região de retroflexão da Corrente das Agulhas, ao Sul da África. Essa mistura de águas contribui para o ramo superior da Célula Meridional do Atlântico - CMA (Peterson e Stramma, 1991).

A circulação oceânica é um dos mecanismos principais na redistribuição de calor no planeta. Isso, associado com a alta capacidade térmica da água, faz com que o oceano desempenhe um papel de importância crucial para o sistema climático.

### 3.5.2 VENTILAÇÃO E FORMAÇÃO DE MASSAS DE ÁGUA

Mudanças nas características de massas de água na região subtropical do Atlântico Sul podem ter impactos substanciais na temperatura de superfície do Atlântico Norte, sobre a atmosfera e na célula meridional de circulação do Atlântico Sul (Weijer *et al.*, 1999, 2002; Graham *et al.*, 2011). Análises de dados hidrográficos históricos têm revelado que de 1955-1969 para 1985-1999 as camadas superiores do Oceano Atlântico entre 25°S e o equador se tornaram mais salgadas em cerca de 0,05 psu a 0,5 psu (Curry *et al.*, 2003). Em contraste, águas sub-termoclínicas e sub-polares entre 45°S e 10°S têm se tornado menos salinas, em cerca de 0,05 psu a 0,1 psu. Tendências similares na temperatura e salinidade do oceano são observadas quando dados recentes dos flutuadores Argo (2004-2008) são comparados com dados hidrográficos históricos (Roemmich e Gilson, 2009). As mudanças observadas são consistentes com a evidência de aquecimento recente de águas mais densas ao sul de 50°S ( $Y > 27,5 \text{ kg m}^{-3}$ , onde  $Y$  representa a “anomalia de volume específico”, ou seja, a diferença entre o volume de água do mar em qualquer ponto do oceano e o volume específico da água do mar com salinidade 35 partes por mil e temperatura 0 °C, sob a mesma pressão) e resfriamento de águas mais leves ( $27,0 > Y > 27,2 \text{ kg m}^{-3}$ ) mais ao norte (Gille, 2002; Böning *et al.*, 2008). Similarmente, redução de salinidade de forma coerente em toda a bacia tem sido observada ao longo de 24°S em toda a termoclina no período 1983-2009 (McCarthy *et al.*, 2011). O afloramento de inverno dessas águas reflete uma região de precipitação aumentada (Piola, 2010). A observação de salinidade aumentada sobre regiões com excesso de evaporação e salinidade diminuída sobre regiões com excesso de precipitação sugere que essas mudanças são causadas por uma amplificação do ciclo hidrológico (Durack e Wijffels, 2010). Entretanto, dados de oxigênio dissolvido sugerem que o aumento de salinidade observado de 1958 a 1983 no leste do Atlântico Sul está associado ao aumento de influência do Oceano Índico através do aumento do “vazamento das Agulhas” (McCarthy *et al.*, 2011).

### 3.5.3 ALTERAÇÕES NO “VAZAMENTO DAS AGULHAS”, GIRO SUBTROPICAL E NA CÉLULA MERIDIONAL DO ATLÂNTICO

Conforme discutido na Seção 3.2.2, existem evidências observacionais e de modelagem indicando que o Módulo Anular do Sul, o padrão de variabilidade interanual predominante dos ventos no Hemisfério Sul, está mudando em direção a uma fase mais positiva, associado com o aumento e deslocamento para sul dos ventos de oeste neste hemisfério (Gille, 2002; Thompson e Solomon, 2002; Cai *et al.*, 2003). Mudanças nos ventos de oeste no Hemisfério Sul podem modular a amplitude da célula meridional (Toggweiler e Samuels, 1995; Gnanadesikan, 1999) e o transporte da Corrente Circumpolar Antártica (CCA). Testes recentes desse efeito usando modelos com resolução de vórtices oceânicos sugerem que o aumento para norte do transporte de Ekman associado com o aumento dos ventos de oeste no Hemisfério Sul é largamente compensado com fluxos turbulentos de meso-escala em direção ao polo, os quais também tendem a reduzir anomalias na ressurgência de águas profundas (Farneti e Delworth, 2010).

Muito embora mudanças nos ventos de oeste pareçam ter impacto reduzido no transporte da CCA e na Corrente das Malvinas (eg.: Fetter e Matano, 2008), as variabilidades na intensidade e no rotacional do vento sobre o Atlântico Sul podem ter impactos sobre a penetração para sul da Corrente do Brasil, o transporte do Giro Subtropical do Atlântico Sul e o aporte de águas do Oceano Índico através da Corrente das Agulhas. Simulações numéricas de alta resolução sugerem que o último, o “vazamento das Agulhas”, pode estar aumentando em resposta ao deslocamento para sul do forçante do vento, contribuindo para a salinização do Atlântico Subtropical Sul, com impactos na célula meridional do Atlântico (Biaśtoch *et al.*, 2009).

### 3.6. ALTERAÇÕES NOS PADRÕES DE VARIABILIDADE ESPACIAL E TEMPORAL DO OCEANO

Modos de variabilidade climática são padrões espaciais e temporais dominantes de variabilidade climática, causados por processos físicos naturais decorrentes das interações entre a atmosfera e a Terra, oceanos e a criosfera – as partes geladas do globo terrestre. Um melhor entendimento desses modos é essencial para distinguir seus efeitos nas variações globais e regionais de temperatura e precipitação daqueles associados com mudanças climáticas antrópicas – ver também capítulo 2. Além disso, é fundamental entender como as mudanças climáticas antrópicas podem alterar esses modos de variabilidade climática e, conseqüentemente, as anomalias de temperatura atmosférica e precipitação.

#### 3.6.1 PRINCIPAIS MODOS DE VARIABILIDADE DOS OCEANOS RELEVANTES PARA O BRASIL

Os modos de variabilidade climática relacionados com variações dos oceanos mais relevantes para o clima do Brasil são: *El Niño*-Oscilação Sul (ENSO, sigla em inglês para *El Niño*–*Southern Oscillation*), modo zonal do Atlântico, modo meridional do Atlântico Tropical e modo dipolo subtropical do Atlântico Sul.

O ENSO é caracterizado por um aquecimento ou resfriamento anormal das águas do Oceano Pacífico Equatorial Leste. No primeiro caso, é denominado *El Niño* e no segundo, recebe o nome de *La Niña*. Essas alterações da TSM deflagram uma série de mudanças na circulação atmosférica, que afetam o clima de várias regiões do mundo. Modo dominante de variabilidade global em escala interanual, o ENSO responde por boa parte dela no que diz respeito à cobertura de nuvens, às temperaturas globais extremas, às alterações nos padrões de precipitação e à taxa de retirada de calor e CO<sub>2</sub> da atmosfera pelos oceanos (Bousquet *et al.*, 2000; Jones *et al.*, 2001; Trenberth *et al.*, 2002; Curtis e Adler, 2003; England *et al.*, 2014). No Brasil, eventos de *El Niño* causam secas no Norte e no Nordeste, e chuvas intensas ou até mesmo enchentes, no Sudeste e Sul. Em contrapartida, os eventos *La Niña* ocorrem, quase sempre, associados a episódios de seca, no Sudeste e no Sul, e de precipitação acima da média, no Norte e no Nordeste (Grimm, 2003).

O modo zonal do Atlântico é considerado o principal modo de variabilidade do Atlântico Tropical análogo ao Pacífico *Niño* e, por esta razão, chamado de Atlântico *Niño* (Figura 3.4a). É caracterizado por anomalias quentes ou frias de TSM na região da língua fria do Atlântico Equatorial Leste e controlado por processos oceânicos (Zebiak, 1993; Keenlyside e Latif, 2007).

Já o modo meridional do Atlântico Tropical é caracterizado por gradiente de anomalias de TSM meridional: em sua fase positiva apresenta águas mais quentes do que o normal no Atlântico Norte Tropical, e águas mais frias no Atlântico Sul Tropical, e vice-versa na fase negativa (Figura 3.4b). Acredita-se que esse modo seja controlado pela atmosfera (Chang *et al.*, 1997) e, também, a fonte principal de variabilidade em escalas interanual e decenal. Geralmente, a ocorrência de uma fase positiva do modo meridional impede o deslocamento da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) para Sul, inibindo chuvas sobre o Norte e o Nordeste brasileiros. A ocorrência de anomalias frias no Atlântico Equatorial – o Atlântico *Niño* – exacerba esta situação de seca.

Já o modo dipolo subtropical do Atlântico Sul é o principal modo de variabilidade desse oceano em escalas de tempo interanual e decenal (Figura 3.4c). Caracteriza-se por anomalia de TSM com sinais opostos entre polos equatorial e outro, subtropical, ambos separados por uma linha fictícia ao longo de 30° S (Venegas *et al.*, 1997; Wainer e Venegas, 2002; Sterl e Hazeleger, 2003). Uma fase positiva deste modo, com anomalias positivas de TSM no polo equatorial acompanhadas por anomalias negativas no polo subtropical, provoca o deslocamento da ZCIT para Sul e acarreta chuvas no Norte e no Nordeste do Brasil (Haarsma *et al.*, 2003).

### 3.6.2 ALTERAÇÕES DOS MODOS DE VARIABILIDADE DAS PORÇÕES TROPICAL E SUL DO OCEANO ATLÂNTICO DEVIDAS A MUDANÇAS NO ENSO

Evidências observacionais recentes sugerem que eventos canônicos de *El Niño*, com aquecimento no Leste do Pacífico Equatorial, estão ficando menos frequentes e que, outro tipo de *El Niño*, com aquecimento no centro do Pacífico Equatorial, chamado *Modoki*, está ficando mais comum nas últimas décadas (Ashok *et al.*, 2007; Ashok e Yamagata, 2009). A ocorrência de *El Niño* canônico diminuiu de 0,21 ao ano no período de 1870 a 1990 para 0,11 ao ano no período de 1990 a 2007. Já os eventos *El Niño Modoki* aumentaram de 0,05 ao ano para 0,41 ao ano nos mesmos períodos (Yeh *et al.*, 2009).

Comparações entre as simulações feitas para os séculos XX e XXI, nas quais a concentração de CO<sub>2</sub> é mantida constante e igual a 700 ppm – partes por milhão –, conforme projeção de mudanças climáticas A1B – um dos possíveis cenários construídos pelo IPCC acerca da evolução das emissões de gases do efeito estufa –, sugerem maior frequência da ocorrência de *El Niño Modoki* (Yeh *et al.*, 2009). Acreditava-se que esta alteração estivesse ligada à mudanças ocorridas no estado básico dos oceanos, causadas pelo aquecimento global, em particular, na estrutura da termoclina do Pacífico Equatorial. A profundidade média desta última diminuiria no Pacífico Oeste, e aumentaria no Pacífico Leste, devido à redução dos ventos alísios e ao enfraquecimento da circulação de Walker, provocados pelo aquecimento global. Tal circunstância propiciaria maior variabilidade de TSM no Pacífico Equatorial Central; mas não na sua porção leste. Porém, isto não foi o observado, houve uma intensificação dos alísios no Pacífico na última década que levou a maior ocorrência de eventos de *La Niña* e *El Niño Modoki* (England *et al.*, 2014).

Resultados obtidos por Rodrigues *et al.* (2011) sugerem que, eventos de *El Niño* são os responsáveis pelo desenvolvimento das anomalias de TSM no Atlântico. Estas, por sua vez, junto com as mudanças na circulação atmosférica causadas pelo próprio *El Niño*, determinam o padrão de precipitação sobre o Brasil. Assim, *El Niño Modoki* causam anomalias de TSM positivas no Atlântico Sul Tropical e, negativas no Atlântico Sul Subtropical, como se pode observar à Figura 3.5. Tal padrão configura a fase negativa do dipolo do Atlântico Sul. Observou-se que, das onze fases negativas do dipolo do Atlântico Sul estabelecidas no período de 1950 a 2005, nove ocorreram em anos de *El Niño Modoki*. Verificou-se também que, durante estes eventos, a língua de água fria do Atlântico não se desenvolveu – fase positiva do Atlântico *Niño* – ao mesmo tempo em que as anomalias de TSM no Atlântico Norte Tropical foram negativas, estabelecendo, assim, uma fase igualmente negativa do modo meridional. Foltz e McPhaden (2010) confirmaram a existência da interação entre os modos zonal – Atlântico *Niño* – e meridional no Atlântico Tropical. Consequentemente essas anomalias de TSM no Atlântico tropical permitem que a ZCIT mova-se para Sul, e traga chuvas ao Norte e Nordeste do Brasil.

Já os eventos *El Niño* canônico causam anomalias de TSM negativas no Atlântico Sul Tropical e, positivas, no Atlântico Norte Tropical, impedindo que a ZCIT se movimente para Sul e cause chuvas no Nordeste. Nota-se que os padrões de precipitação sobre o Brasil, em anos nos quais se registrou esse tipo de fenômeno, são opostos aos verificados naqueles em que ocorreram eventos de *El Niño Modoki*, o que se pode observar nos painéis à direita, na Figura 3.5. Isto também se aplica, a eventos *La Niña* (Rodrigues e McPhaden, 2014). No passado, as secas ocorridas no Sul e/ou no Sudeste em anos de eventos *La Niña*, eram acompanhadas por chuvas intensas no Norte e/ou no Nordeste. Porém, nos eventos *La Niña*, registrados em 2007/08 e 2010/11, se observou uma inversão destes padrões sobre o Brasil.

Considerando que a maioria dos eventos extremos no Brasil está relacionada ao *El Niño* e ao *La Niña*, essas mudanças de comportamento do *ENSO* são extremamente importantes. Se o aumento da frequência de *El Niño Modoki* devido ao aquecimento global prosseguir, de acordo com Rodrigues *et al.* (2011), haverá o desenvolvimento mais frequente de:

- 1) fases negativas do modo dipolo do Atlântico Sul – ou seja, polo equatorial quente e polo subtropical frio;
- 2) anomalias quentes de TSM no Atlântico Equatorial, caracterizando uma fase positiva do Atlântico *Niño*;
- 3) anomalias menos quentes ou neutras de TSM no Atlântico Norte Tropical, caracterizando uma fase negativa do modo meridional, em que o gradiente de TSM é negativo.

Esses padrões de TSM favorecem precipitações acima ou na média sobre o Nordeste brasileiro e menos chuvas sobre o Sudeste e o Sul do Brasil, como exibido à Figura 3.5. Porém, ainda não se tem uma previsão do que acontecerá com os eventos de *La Niña* que, potencialmente terão o efeito oposto e já foram mais frequentes na última década (England *et al.*, 2014). Os eventos de *La Niña*, ocorridos em 2005/06 e 2010/11, já acarretaram secas extremas na Amazônia (Lewis *et al.*, 2011), tendo a primeira delas sido considerada evento que se repete a cada 100 anos (Marengo *et al.*, 2008). Duas estiagens de comparáveis magnitudes porém, já ocorreram em um intervalo de três anos (Lewis *et al.*, 2011; Marengo *et al.*, 2011). E a *La Niña* de 2011/12 causou a pior seca no Nordeste brasileiro dos últimos 30 anos.

O estudo observacional recente de Tokinaga e Xie (2011) já confirmou o enfraquecimento da língua de água fria do Atlântico – o *Niño* do Atlântico. Em outras palavras, os autores descobriram que a TSM tem aumentado no Atlântico equatorial leste nas últimas 6 décadas. Esse aumento teve uma taxa de 1,5°C em 60 anos no núcleo da referida língua, analisando apenas os dados de inverno austral, a estação em que este modo atinge seu pico. Esse aquecimento do Atlântico Equatorial Leste levou a uma maior convecção atmosférica nesta região e à redução dos ventos alísios sobre o oceano, principalmente no inverno austral, quando eles normalmente se intensificariam. Como os autores não acharam relação entre essas mudanças e variações da circulação termoalina, acredita-se que o fenômeno possa estar relacionado a alterações em eventos de *ENSO*.

Morioka *et al.* (2011) também mostraram que, depois do *El Niño* canônico de 1997/98, fases negativas do dipolo subtropical do Atlântico Sul foram mais frequentes, mas como o número total desses eventos é pequeno não se pode estabelecer tendência estatisticamente significativa.

### **3.6.3 ALTERAÇÕES DOS MODOS DE VARIABILIDADE DAS PORÇÕES TROPICAL E SUL DO OCEANO ATLÂNTICO DEVIDAS A MUDANÇAS EM SUA CIRCULAÇÃO TERMOALINA**

Embora partes da circulação termoalina no Oceano Atlântico exibam considerável variabilidade decenal, dados observacionais não sustentam a existência de tendência estatística coerente a esse respeito (Carton e Hakkinen, 2011). Há, porém, indícios de que as mudanças climáticas possam gerar a sua desaceleração (Gregory *et al.*, 2005).

Alguns trabalhos com modelos numéricos já mostraram que a diminuição – ou até a interrupção – da circulação termoalina pode ocasionar alterações nos modos de variabilidade do Atlântico. Haarsma *et al.* (2008) mostraram que, com o colapso da circulação referida, a resposta de TSM seria caracterizada por uma fase negativa do modo meridional, isto é, anomalias de TSM frias no Atlântico Norte Tropical acompanhadas por TSM quentes no Atlântico Sul Tropical.

Além disso, as características do modo zonal – o *Niño* do Atlântico – seriam alteradas, a língua de água fria se enfraqueceria e sua variabilidade interanual ficaria reduzida. Por outro lado, a variabilidade na região de ressurgência de Benguela aumentaria. Em consequência de tais alterações de TSM, a precipitação aumentaria sobre o Norte e o Nordeste, com a migração para Sul da ZCIT, principalmente no inverno austral.

Por outro lado, de acordo com Haarsma *et al.* (2011), apenas a interrupção da entrada de águas do Oceano Índico no Atlântico – a rota quente do braço superior da circulação termoalina no Atlântico – geraria um resfriamento do Atlântico Sul. Isto se deve ao fato de que, a entrada de águas do Índico acontece através da retroflexão da Corrente das Agulhas, no sul da África, que acaba soltando anéis ou vórtices que se propagam para o Atlântico (Beal *et al.*, 2011). Como as águas provenientes do Oceano Índico aprisionadas nesses anéis são mais quentes e salinas, interrompida sua entrada, o Atlântico se resfriaria. O impacto disso resultaria em gradiente meridional positivo de TSM no Atlântico Tropical, o que empurraria a ZCIT para Norte, causando secas, nas regiões Norte e Nordeste do Brasil.

Porém, estudos recentes baseados em observações e modelos diversos, mostraram que houve uma migração para Sul do sistema de ventos sobre o Atlântico Sul, principalmente dos cinturões de ventos de Oeste, ocasionando um aumento da entrada de águas do Oceano Índico no Atlântico e não, uma diminuição (Bjastoch *et al.*, 2008, 2009). Tais efeitos provocaram o aquecimento e a salinização do Atlântico Sul. Curry e Mauritzen (2005), assim como Sato e Polito (2008), já constataram elevação da temperatura e intensificação da salinidade nas camadas superiores, situadas a profundidade de até 1.000 metros do citado oceano, nas últimas décadas. Ambas as mudanças nos ventos e nas características termoalinas do Atlântico, por sua vez, podem ter modificado os modos de variabilidade do Atlântico Sul – mas, estudos observacionais ainda não foram conduzidos e conclusões a esse respeito não podem ser tiradas.

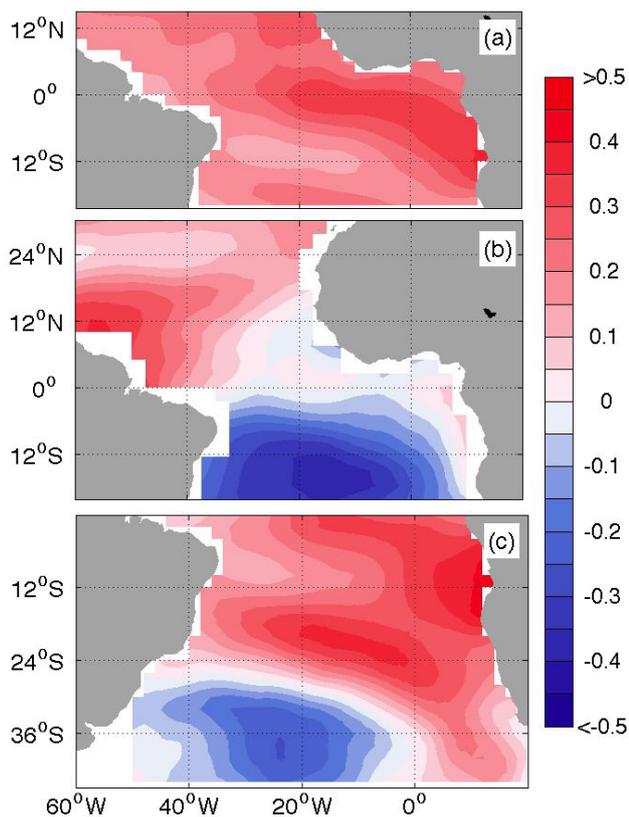
### 3.6.4 SÍNTESE

Há fortes indícios de mudança nas características dos eventos de *El Niño* no Oceano Pacífico durante as últimas décadas. Desde o forte evento canônico de 1997/98, todas as demais ocorrências do *El Niño* foram do tipo *Modoki* (Yeh *et al.*, 2009). Como consequência, houve um enfraquecimento da alta pressão do Atlântico Sul que acarretou:

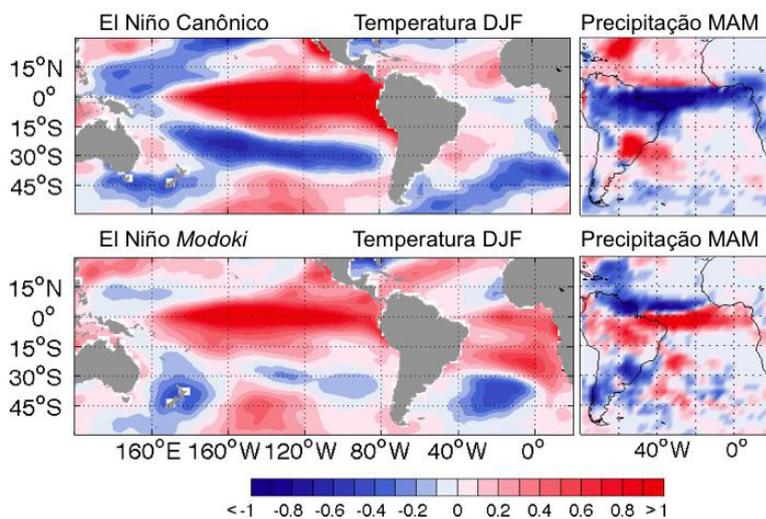
- 1) fases negativas do modo dipolo subtropical do Atlântico Sul – ou seja, polo equatorial quente e, subtropical, frio;
- 2) anomalias quentes de TSM no Atlântico Equatorial, caracterizando uma fase positiva do modo zonal, isto é, Atlântico *Niño*; e
- 3) anomalias menos quentes ou até neutras no Atlântico Norte Tropical, caracterizando fase negativa do modo meridional – com gradiente meridional de TSM negativo, portanto.

Tais padrões de TSM relacionadas ao *El Niño Modoki* favoreceram precipitações acima ou na média sobre o Norte e o Nordeste brasileiros e menos chuvas nas regiões Sul e Sudeste do Brasil. Eventos *La Niña* também apresentaram alterações gerando respostas na precipitação sobre o Norte e Nordeste contrárias àquelas para os eventos de *El Niño Modoki* (Rodrigues e McPhaden, 2014).

Em termos dos efeitos das mudanças climáticas na circulação termoalina do Atlântico, observações e modelos apontam para um enfraquecimento da sua célula meridional, mas um fortalecimento no vazamento das Agulhas. O impacto de ambos seria o mesmo no Atlântico Sul em termos de aumento de temperatura e da salinidade. No entanto, inexistem estudos observacionais que possam definir o efeito de tal processo sobre os modos de variabilidade e as consequentes alterações nos padrões de precipitação sobre o Brasil.



**Figura 3.4.** Anomalias de TSM (em °C) para o período de 1950 a 2010: (a) Modo zonal do Atlântico Tropical, obtido a partir da primeira função empírica ortogonal ou 1° EOF de TSM; (b) Modo meridional do Atlântico Tropical, obtido a partir da 1° EOF combinada de TSM e cisalhamento do vento; (c) Modo dipolo subtropical do Atlântico Sul, obtido a partir da 1° EOF combinada de TSM e pressão ao nível médio do mar. Os dados de TSM foram extraídos do produto *Extended Reconstructed Sea Surface Temperature – ERSST* (Smith *et al.*, 2008). Os dados de cisalhamento do vento e pressão ao nível médio do mar foram obtidos do produto de reanálise do *National Center for Environment Prediction-National Center for Atmospheric Research NCEP-NCAR* (Kalnay *et al.*, 1996).



**Figura 3.5.** Anomalias de TSM (°C) em dezembro-janeiro-fevereiro (DJF) e de precipitação (em milímetros por dia) em março-abril-maio (MAM) para eventos de *El Niño* canônico – representados nos painéis superiores – e para eventos de *El Niño Modoki* – como vistos nos painéis de baixo. DJF é a estação do ano em que os eventos de *El Niño* atingem seu pico – a fase madura. MAM é o período chuvoso do ano sobre o Norte e o Nordeste quando o *El Niño* exerce grande influência sobre precipitação no Brasil. Adaptado de Rodrigues *et al.* (2011).

### 3.7 ALTERAÇÕES NO NÍVEL DO MAR E NA FREQUÊNCIA DE EXTREMOS NA MARÉ METEOROLÓGICA

Há muita expectativa acerca da possibilidade de inúmeras cidades próximas ao mar ao longo do globo sofrerem consequências diretas com as alterações no nível médio do mar associadas às mudanças climáticas. Ao considerar a variabilidade do nível do mar em escala de tempo geológica com a configuração atual das cidades ao longo do globo, um aumento hipotético de 25 metros no nível médio dos oceanos globais poderia afetar hoje em dia pelo menos 1 bilhão de pessoas (e.g., <http://colli239.fts.educ.msu.edu/2007/10/15/sea-level-rise-of-25-meters-would-displace-about-1-billion-people-2007/>). Mesmo não atingindo aumentos tão elevados, um aumento de apenas 1 metro no nível médio do mar em escala global afetaria inúmeras localidades como áreas situadas abaixo do atual nível do mar,

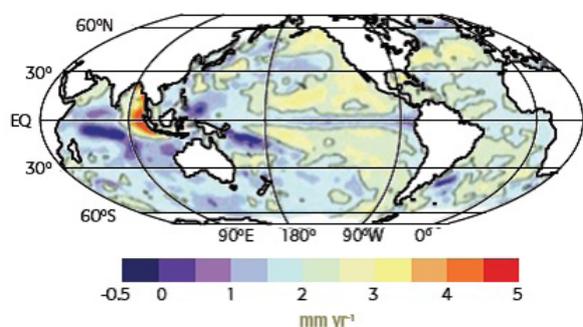
como é o caso dos Países Baixos no norte da Europa, assim como ilhas tropicais que podem ser permanentemente inundadas. No Brasil, muitas cidades da orla marítima são totalmente vulneráveis a este tipo de influência, inclusive capitais de vários Estados da Federação (Neves e Muehe, 2008). Estimativas encontradas na literatura são: Recife (1946-1987) – 5,43 cm/déc (cm por década); Belém (1948-1987) – 3,50 cm/déc; Cananéia-SP (1954-1990) – 4,05 cm/déc; Santos-SP (1944-1989) – 1,13 cm/déc. (Harari e Camargo, 1994; Harari *et al.*, 1994; Mesquita *et al.* 1995, 1996).

Com o aumento do nível médio do mar, é possível associar ocorrências de eventos extremos de inundações nas regiões costeiras mais frequentes. Não obstante, a ocorrência desses eventos possui dependência direta com o comportamento dos sistemas atmosféricos transientes, cujas projeções também envolvem considerações acerca de alterações do comportamento atmosférico sobre águas superficiais mais aquecidas em boa parte do globo.

Trabalhos envolvendo modelagem climática acoplada em que diferentes cenários são simulados em função da concentração dos gases do efeito estufa, como Meehl *et al.* (2005), indicam que mesmo com uma estabilização das concentrações de CO<sub>2</sub> aquelas do final do século XX e uma estabilização do aumento de temperatura por volta de 2020-2030, o nível do mar continuará a apresentar taxas crescentes de aumento, podendo alcançar valores até 3 vezes superiores aos aumentos experimentados neste mesmo período.

### 3.7.1 ALTERAÇÕES DEVIDO AO AUMENTO DE TEMPERATURA

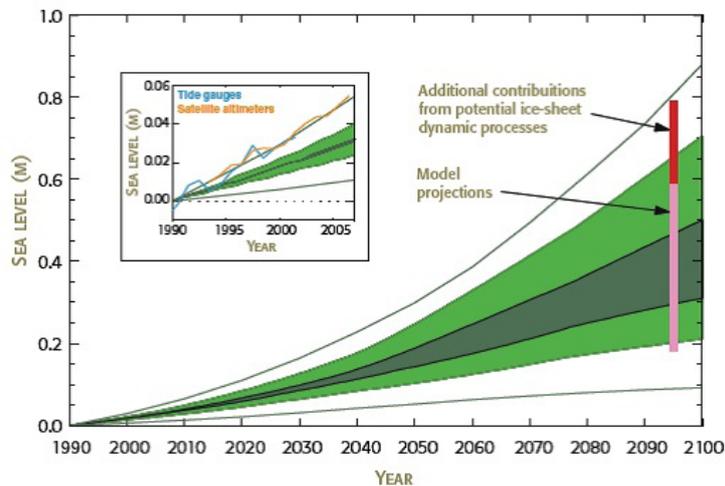
Padrões espaciais do aumento do nível do mar no período 1950-2000 a partir de dados de altimetria e reconstruções históricas baseadas em dados de marégrafos foram identificados por Church *et al.* (2004), os quais identificaram uma diminuição do nível do mar na porção oeste do Atlântico Sul (Figura 3.6).



**Figura 3.6.** Distribuição regional do aumento do nível do mar entre janeiro de 1950 e dezembro de 2000, a partir de reconstrução dos campos de nível do mar usando dados de marégrafos. A linha sólida representa 2,0 mm ano<sup>-1</sup> e os intervalos de contorno são de 0,5 mm ano<sup>-1</sup> (Fonte: Church *et al.*, 2004).

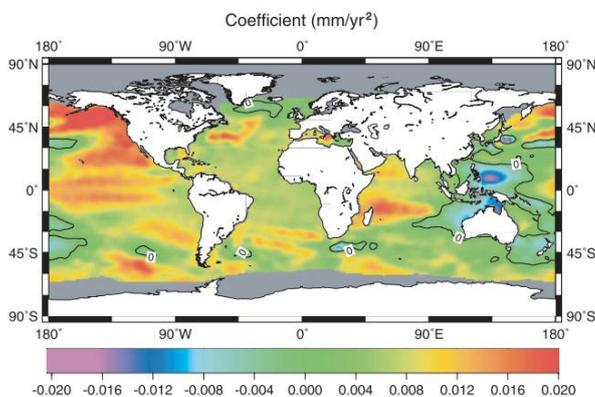
Levitus *et al.* (2005) apresentam uma compilação da variação do calor armazenado nos oceanos no período 1955-2003, com base em séries históricas retrabalhadas e inúmeros dados atualizados, detectando um aumento de  $14,5 \times 10^{22}$  J nos primeiros 3000 metros, o que corresponde a um aumento médio de temperatura de 0,037 °C. Mais de 50% deste aumento ocorreu na Bacia do Atlântico. Posteriormente, Lombard *et al.* (2005a) analisando o efeito estérico no período 1950-1999 com base em duas diferentes bases de dados oceânicos (Levitus *et al.*, 2005; Ishii *et al.*, 2003), esbarraram nas limitações inerentes aos conjuntos de dados e mesmo complementando a análise com 10 anos de dados altimétricos (1993-2003), não puderam fazer estimativas de prazo mais longo. Em seguida, Lombard *et al.* (2005b) contestaram Cabanes *et al.* (2001), pois, ao isolar e re-estimar separadamente os efeitos combinados, encontraram taxas de  $1,4 \pm 0,5$  mm ano<sup>-1</sup> devido unicamente ao efeito eustático (acréscimo de volume), o qual tem sido identificado como dominante nas últimas décadas e será melhor detalhado na seção seguinte.

Church *et al.* (2008) apresentam uma abordagem bastante completa, destacando a correspondência das medidas altimétricas com o cálculo da expansão térmica da camada 0-700 m. Estes mesmos autores analisam as projeções dos modelos climáticos capazes de representar este acúmulo de calor pelos oceanos, fazendo menção explícita à componente devido ao potencial degelo não incluído nestas simulações (Figura 3.7).



**Figura 3.7.** Projeções do aumento do nível do mar para o século XXI. A projeção de amplitude do aumento médio do nível do mar em escala global obtida pelo IPCC-AR (2001) é mostrada pelas linhas e sombreado (o sombreado escuro representa o envelope médio de todos os cenários SRES, o sombreado claro é o envelope para todos os cenários, e as linhas nas extremidades incluem incertezas adicionais relativas ao gelo continental). A atualização do IPCC-AR4 feita em 2007 está mostrada pelas barras plotadas em 2095, a barra magenta é o range projetado pelos modelos e a barra vermelha é o range estendido, porém pobremente quantificado, que permite incluir a potencial contribuição de uma resposta dinâmica do gelo sobre a Groelândia e Antártica ao aquecimento global. Observe que o IPCC-AR4 afirma que “valores maiores não podem ser excluídos, mas o entendimento destes efeitos é muito limitado para avaliar sua probabilidade ou fornecer uma melhor estimativa ou um limite superior para o aumento do nível do mar”. A inserção mostra a projeção de 2001 em comparação com a taxa observada estimada a partir de marégrafos (azul) e satélite altimétricos (laranja) (baseado em Church *et al.*, 2001; Meehl *et al.*, 2007; Rahmstorf *et al.*, 2007).

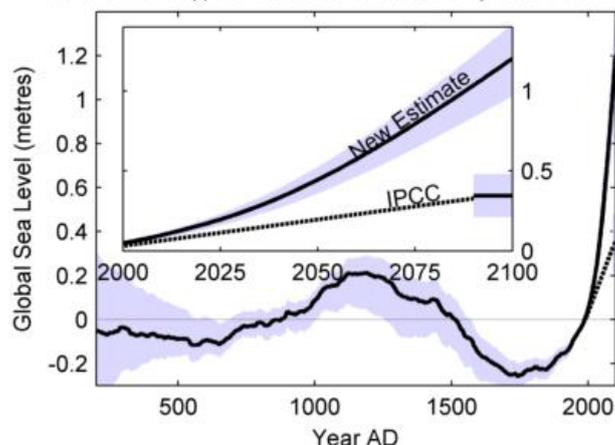
Woodworth *et al.* (2009) enfatizam a complexa quantificação das mudanças nas taxas de aumento do nível do mar ao redor do globo (Figura 3.8), fazendo as devidas associações com mudanças de longo prazo na pressão atmosférica, no vento e no conteúdo de calor. Estes autores também fazem menção a séries temporais locais dos índices climáticos ao longo do século XX e suas correspondências com a variabilidade das taxas de aumento do nível do mar nas distintas partes do globo terrestre.



**Figura 3.8.** Distribuição espacial do coeficiente quadrático de aceleração (metade da aceleração propriamente dita) a partir da análise de Church e White (2006). A linha preta indica o contorno de aceleração zero.

Projeções ainda mais alarmantes foram recentemente apresentadas por Grinsted e Moore (2010), cujos resultados com base em reconstruções paleo-geológicas apontam para um aumento de 1 metro do nível do mar até 2100, ao invés dos valores entre 0,3 e 0,4 m inicialmente determinados pelo IPCC (Figura 3.9).

A version of Figure 7b better suited for presentations.



**Figura 3.9.** Nível do mar projetado com base no cenário A1B do IPCC usando reconstruções de temperatura (Moberg et al., 2005). Distribuição empírica de probabilidade do nível de mar obtida a partir de conjunto inverso de Monte Carlo com 2 milhões de realizações. A linha preta fina representa a média, a faixa cinza escuro representa um desvio-padrão, a faixa cinza claro representa os percentis de 5 e 95%. A linha preta grossa representa o nível médio global reconstruído (Jevrejeva et al., 2006) estendido para 1700 usando o nível do mar de Amsterdam (van Veen, 1945). Caixa mostra a estimativa do cenário A1B do IPCC. Inserções mostram as projeções e ajustes aos dados GSL em maior detalhe.

Resultados de recentes compilações de dados para *Port Saint Louis* nas Ilhas Falklands foram apresentados por Woodworth et al. (2010). Ao confrontar os dados da década de 1980 com as medições realizadas por James Clark Ross em 1842, e também com as recentes medições maregráficas de 2009 em conjunto com dados altimétricos, fica evidente um aumento da taxa de aumento do nível do mar das décadas recentes em relação ao século passado ( $0,75\text{mm ano}^{-1}$  de 1842 a 1980 versus  $2,5\text{ mm ano}^{-1}$  de 1992 em diante – que inclui dados de satélite e marégrafos). De certa forma, estes aspectos refletem a complexidade de fatores que estão regendo o comportamento do nível do mar nas décadas recentes, e o degelo dos glaciares continentais é o ponto a ser destacado a seguir.

### 3.7.2 AUMENTO DE MASSA DEVIDO A DEGELOS DE GELEIRAS CONTINENTAIS

Determinações pioneiras do aumento do nível do mar devido ao degelo dos glaciares foram apresentadas por Meier (1984), que já naquela época afirmava que a contribuição dos glaciares poderia representar de 1/3 a 1/2 do aumento do nível do mar. De acordo com este autor, as estimativas de aumento de temperatura de  $1,5$  a  $4,5\text{ °C}$  até o final do século XXI estariam associadas a variações positivas de 8 a 25 cm no nível médio do mar, e isso sem considerar o efeito das grandes porções de gelo presentes na Groenlândia e em outras partes do globo. Mais de uma década depois, Gregory (1998) apresentou estimativas de degelo em escala regional com base em campos de temperatura oriundos de modelagem acoplada climática pioneira com o HADCM3 (*Hadley Centre Coupled Model, version 3*) associada ao efeito do aumento dos gases do efeito estufa e também com a inclusão de aerossóis. Foram encontradas variações alarmantes de 5 metros no nível médio do mar, sendo quase a metade deste aumento devido unicamente ao degelo (132 mm de contribuição dos glaciares de modo geral, sendo 76 mm apenas do degelo da Groenlândia). Nesta mesma linha, Rignot et al. (2003) apresentaram estimativas da contribuição do degelo na Patagônia para o aumento do nível médio do mar, comparando dados da missão SRTM2000 (*NASA Shuttle Radar Topographic Mission, Edition 2000*) com material cartográfico histórico referente aos 63 maiores glaciares da região. Este estudo revelou que a perda de massa apenas nestes glaciares no período 1968/1975 a 2000 foi equivalente a um aumento de  $0,04 \pm 0,002\text{ mm ano}^{-1}$  no nível médio do mar. Mais recentemente entre 1995 e 2000, a diminuição da espessura destes glaciares devido ao aumento na temperatura e à diminuição da precipitação equivale a uma taxa de aumento de nível do mar de  $0,105 \pm 0,011\text{ mm ano}^{-1}$ , a qual supera a contribuição dos glaciares do Alasca no aumento do nível do mar.

Alley *et al.* (2005) afirmam que o comportamento dos glaciares da Antártica e da Groenlândia é crucial e dominante para a taxa de aumento do nível do mar ao longo do século XXI, e que se forem completamente derretidos, podem gerar um aumento de até 70 metros no nível do mar. As taxas de aumento do nível do mar têm suas maiores incertezas em função deste comportamento. Além disso, Alley *et al.* (2005) levantam a questão da influência do aporte de água doce em regiões específicas do globo na circulação oceânica de larga escala, que por sua vez pode afetar o transporte meridional de calor. Um dado interessante em escala de tempo geológica é a variação do nível do mar e da existência de glaciares ao longo da história do planeta em função da concentração de CO<sub>2</sub>: durante a última época em que não havia gelo permanente no planeta, cerca de 35 milhões de anos atrás, a concentração de CO<sub>2</sub> atingia 1250±250 ppmv e o nível do mar era 73 metros acima do nível atual; por outro lado, no último máximo glacial, cerca de 21000 anos atrás, as concentrações de CO<sub>2</sub> eram as menores registradas (185 ppmv), e o nível do mar encontrava-se 120 metros abaixo do nível atual.

No trabalho de Sheperd e Wingham (2007), o volume estimado do degelo considerando Antártica e Groenlândia é aproximadamente 125 Gt ano<sup>-1</sup>, o que equivale a uma taxa de aumento médio do nível equivalente do mar de 0,35 mm ano<sup>-1</sup>. Estes autores afirmam que este valor é muito inferior aos 3 mm ano<sup>-1</sup> recentemente detectados de aumento de nível do mar em algumas localidades, mas enfatizam que os processos de degelo vem apresentando nítida aceleração ao longo da última década, fato que pode aumentar ainda mais estes valores.

Recentemente, Mitrovica *et al.* (2009) discutem a questão de um aumento não homogêneo do nível do mar em função da atração gravitacional que a massa congelada exerce no oceano adjacente. Em suas considerações, estes autores analisaram o impacto do colapso da WAIS (*West Antarctic Ice Shelf*), o qual mudaria a posição do polo Sul em cerca de 200 metros na direção oeste. Este pequeno deslocamento no eixo de rotação aliado ao efeito gravitacional seria determinante sobre o nível do mar sendo que o sul da América do Sul iria experimentar menores aumentos do que o aumento eustático homogêneo, enquanto maiores aumentos seriam observados no Pacífico Norte, no Atlântico Norte e no Índico.

### 3.7.3 ALTERAÇÕES NA FREQUÊNCIA DE OCORRÊNCIA DE EXTREMOS DE MARÉ METEOROLÓGICA

D'Onofrio *et al.* (2009) analisaram séries de nível do mar no período 1956-2005 referentes a Mar Del Plata, Argentina, e puderam indicar tendências relevantes que também podem ser de grande valia para a costa brasileira. Estes autores fizeram uma caracterização da Maré Meteorológica (diferença entre a maré observada e a maré astronômica) Positiva (MMP) baseada na sua intensidade, duração e frequência, e seus resultados mostraram um aumento no número médio de MMPs por década. Considerando todos os eventos, a última década (1996-2005) exibiu um aumento médio de 7% quando comparada com as décadas anteriores. Um resultado similar foi encontrado para a média decenal das alturas máximas de MMPs. Nesse caso, a média de altura das últimas duas décadas excedeu a das prévias décadas em cerca de 8 cm. A média decenal da duração máxima anual desses eventos meteorológicos mostrou um aumento de 2 horas nas últimas três décadas. Os autores atribuem uma possível explicação para essas alterações em frequência, altura e duração de MMPs em Mar Del Plata a um aumento do nível relativo do mar.

Especificamente para a costa brasileira, Campos *et al.* (2010) utilizaram dados de elevação do nível do mar do Porto de Santos-SP e campos de vento e pressão em superfície das reanálises do modelo do NCEP (Kalnay *et al.*, 1996) (base de dados continuamente atualizada representando o estado da atmosfera, com a incorporação de observações e de previsão numérica de tempo, elaborada pelo *National Centers for Environmental Prediction, USA*), abrangendo o Atlântico Sul para o período de 1951 a 1990, com o intuito de identificar a influência atmosférica em escala sinótica sobre o oceano, para eventos extremos de maré meteorológica na costa sudeste brasileira. Os autores identificaram a variabilidade sazonal e concluíram que o outono e o inverno apresentaram a maior ocorrência de extremos positivos (40,2% e 30,8%, respectivamente), enquanto que a primavera e o inverno ficaram com maior número de extremos negativos (47,2% e 32,3%, respectivamente). Os resultados mostram que os casos mais importantes

de elevações positivas do nível do mar ocorrem com a evolução e persistência de sistemas de baixa pressão sobre o oceano, com ventos de sudoeste acima de  $8 \text{ m s}^{-1}$ , juntamente com o anticiclone da retaguarda posicionado sobre o continente. Estes autores apresentam ainda uma estatística sobre a ocorrência de eventos extremos positivos e negativos para o período 1951-1990 (Tabela 3.1).

**Tabela 3.1a.** Quantificação dos eventos superiores a +2 desvios-padrão (d.p.), considerando a série filtrada de valores diários de elevação do nível do mar. Fonte: Campos et al. (2010).

| Acima de +2 d.p. | Primavera | Verão | Outono | Inverno | Total |
|------------------|-----------|-------|--------|---------|-------|
| 1951 - 1960      | 16        | 12    | 48     | 28      | 104   |
| 1961 - 1970      | 13        | 16    | 49     | 41      | 119   |
| 1971 - 1980      | 19        | 26    | 53     | 36      | 134   |
| 1981 - 1990      | 21        | 10    | 47     | 42      | 120   |

**Tabela 3.1b.** Quantificação dos eventos inferiores a -2 desvios-padrão (d.p.), considerando a série filtrada de valores diários de elevação do nível do mar. Fonte: Campos et al. (2010).

| Abaixo de -2 d.p. | Primavera | Verão | Outono | Inverno | Total |
|-------------------|-----------|-------|--------|---------|-------|
| 1951 - 1960       | 30        | 6     | 10     | 26      | 72    |
| 1961 - 1970       | 17        | 6     | 2      | 27      | 52    |
| 1971 - 1980       | 45        | 9     | 7      | 14      | 75    |
| 1981 - 1990       | 35        | 7     | 8      | 20      | 70    |

Dessa forma, os autores indicam que as flutuações de escala sinótica associadas a condições específicas possuem um comportamento típico, as quais apresentam pouca variação ao longo dos anos, conforme evidenciado nas tabelas de quantificação de ocorrências (Tabela 3.1a,b). Há pequenas variações também no total de casos ao comparar as décadas consideradas, com tendência ao aumento do número de extremos positivos de 1951 a 1980. No caso de extremos negativos, os totais são em torno de 70 casos, com exceção da década 1961-1970, com apenas 52. Em termos percentuais, as variações interdecenais do total de eventos positivos estão em 13%, enquanto as variações negativas em 23%. Considerando todo o período analisado, Campos et al. (2010) encontraram uma média anual de 12 eventos de maré meteorológica acima de +0,38 metros e 7 eventos de maré meteorológica abaixo de -0,38 metros. É importante destacar que o período analisado por estes autores não inclui as décadas mais recentes, de modo a não permitir maior correspondência com os trabalhos referentes à costa da Argentina.

### 3.7.4 SÍNTESE

O comportamento do nível relativo do mar deve ser analisado e projetado considerando a contribuição do aumento da temperatura das águas, o chamado efeito estérico, assim como o acréscimo em função do degelo dos glaciares continentais, o efeito eustático, além da parcela devida ao efeito isostático, que é referente à movimentação vertical do continente. O monitoramento destes parâmetros, também em parte realizado nas duas últimas décadas por satélites, evidencia que o problema é bastante complexo e que diferentes comportamentos são constatados ao redor do globo. De acordo com as determinações recentes, grande parte das projeções de aumento do nível do mar para todo o século XXI

deve ser alcançada ao longo das primeiras décadas, o que faz com que se configurem perspectivas mais preocupantes do que aquelas divulgadas no início dos anos 2000. Variações de 20 a 30 cm esperadas para ocorrer ao longo do todo o século XXI já devem ser atingidas, em algumas localidades, até a metade do século ou até antes disso, e deverá haver maior variabilidade espacial da resposta do nível do mar entre os distintos locais do globo.

Neste subcapítulo foram apresentadas considerações acerca do conhecimento atual das tendências do nível relativo do mar em escala global, tentando enfatizar quando possível os diversos tipos de determinações sobre o Atlântico Sul e, em especial, na costa do Brasil. Estudos realizados com base em observações *in situ* são pouco numerosos, basicamente em função da baixa disponibilidade de séries longas de nível do mar. Mesmo assim, taxas de aumento do nível do mar na costa sul-sudeste já vêm sendo reportadas pela comunidade científica brasileira desde o final dos anos 80 e início dos anos 90, com base nas séries maregráficas de Cananéia, Santos, Ilha Fiscal e Recife (Mesquita *et al.*, 1986, 1995, 1996; Silva e Neves, 1991; Harari e Camargo, 1994; Neves e Muehe, 1995; Muehe e Neves, 1995).

Por outro lado, são relativamente numerosos os estudos em escala global, sejam de cunho observacional ou numérico, que consideram a complexa combinação de fenômenos que resultam nas variações de escala global do nível do mar, cujos resultados ainda mantêm razoáveis discordâncias acerca do seu comportamento em longas escalas de tempo.

## 3.8 MUDANÇAS NA BIOGEOQUÍMICA OCEÂNICA, INCLUINDO ACIDIFICAÇÃO DO OCEANO

### 3.8.1 O CICLO DE CARBONO NO ATLÂNTICO TROPICAL

Os oceanos representam o compartimento mais importante do ciclo biogeoquímico global de diversos elementos essenciais, dentre eles o carbono. O estoque de carbono nos oceanos supera em cerca de 50 vezes o estoque atmosférico (SCOR, 1988) e a dinâmica das trocas gasosas entre a atmosfera e o oceano exerce um papel fundamental nos ciclos biogeoquímicos, como também nas mudanças climáticas. Estas trocas são moduladas pelo desequilíbrio entre as pressões parciais do CO<sub>2</sub> na atmosfera e na superfície dos oceanos, sendo uma consequência de complexas interações físicas, químicas e biológicas, incluindo as alterações provocadas por atividades humanas.

Ao longo das últimas décadas, a comunidade científica tem utilizado diferentes abordagens na tentativa de quantificar a contribuição das trocas de carbono inorgânico entre a atmosfera e os oceanos (Gruber *et al.*, 1996; Sabine *et al.*, 2004). A despeito destas tentativas, uma abordagem metodológica conclusiva ainda não foi atingida (Vázquez-Rodríguez *et al.*, 2009). Apesar disto, Sabine e Feely (2007) estimaram que cerca de 1/3 do CO<sub>2</sub> de origem antrópica que chega à atmosfera é absorvido pelos oceanos, se concentrando nas camadas superficiais, acima da termoclina (Sabine *et al.*, 2004). A capacidade de absorção do CO<sub>2</sub> atmosférico depende da integração de processos físicos, ligados à circulação, como também da ação da bomba biológica, os quais exportam o carbono das camadas superficiais dos oceanos para o oceano profundo e finalmente para os sedimentos (Cardinal *et al.*, 2005).

Simulações de variações de estados de equilíbrio das trocas entre a atmosfera e o oceano são constantemente verificadas através da aplicação de modelos numéricos, os quais necessitam ser validados por dados em larga escala temporal, ou seja, por monitoramentos e por estudos paleoceanográficos. Para tal, programas internacionais que visam o estudo da variabilidade de parâmetros oceanográficos e seus efeitos sobre diversos ciclos biogeoquímicos, tais como GEOSECS (*Geochemical Ocean Sections Program*); WOCE (*World Ocean Circulation Experiment*); JGOFS (*Joint Global Ocean Flux Study*); OACES (*Ocean Atmosphere Carbon Exchange*); BOFS (*Biogeochemical Ocean Flux Study*); SOLAS (*Surface Ocean Lower Atmosphere Study*); CARBOCEAN (*Marine Carbon Sources and Sinks Assessment*), dentre outros, têm contribuído com dados desde a década de 1970. A despeito destes programas internacionais, o

Oceano Atlântico Tropical, em especial a margem oeste do Atlântico Sul, ainda representa uma das regiões menos estudadas do planeta. Neste sentido, um importante esforço observacional foi decorrente do Programa REVIZEE (Programa Nacional de Avaliação do Potencial Sustentável de Recursos Vivos da Zona Econômica Exclusiva), realizado no período 1995-2001.

O Programa REVIZEE, coordenado pelo Ministério do Meio Ambiente, dos Recursos Hídricos e da Amazônia Legal, destinou-se a proceder um levantamento dos potenciais sustentáveis de captura dos recursos vivos na Zona Econômica Exclusiva (ZEE) brasileira. Para tal, foram realizados cruzeiros oceanográficos em distintos períodos do ano, com a obtenção de dados físicos, químicos, biológicos e geológicos. Estas campanhas permitiram registrar a variabilidade sazonal da estrutura termohalina, da composição química da água do mar, da biota e das características geológicas do assoalho oceânico (Hazin, 2009). A partir destes levantamentos foi possível construir cartas de distribuição espacial média de Temperatura ( $^{\circ}\text{C}$ ), Salinidade, Alcalinidade total (TA, do inglês Total Alkalinity;  $\mu\text{mol kg}^{-1}$ ), Carbono Inorgânico Dissolvido (DIC, do inglês Dissolved Inorganic Carbon;  $\mu\text{mol kg}^{-1}$ ), e Fluxo de  $\text{CO}_2$  na interface oceano-atmosfera ( $\text{FCO}_2$ ,  $\text{mmol CO}_2 \text{ m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ ), na borda oeste do Atlântico Tropical Sul, adjacente às Regiões Norte e Nordeste do Brasil (Figura 3.10). Valores positivos de  $\text{FCO}_2$  na Figura 3.10 indicam liberação de  $\text{CO}_2$  do oceano para a atmosfera, enquanto que valores negativos de  $\text{FCO}_2$  representam a captura de dióxido de carbono atmosférico. Os resultados obtidos a partir dos cruzeiros oceanográficos do Programa REVIZEE indicam valores de Alcalinidade total na fronteira oeste do Atlântico Tropical Sul oscilando em torno de  $2310 \pm 200 \mu\text{mol kg}^{-1}$ . Para a região marinha localizada entre  $5^{\circ}\text{S}$  e  $15^{\circ}\text{S}$ , obtém-se um valor médio ligeiramente superior ( $2380 \pm 22 \mu\text{mol kg}^{-1}$ ) à média calculada para a área setentrional ( $5^{\circ}\text{S}$ - $5^{\circ}\text{N}$ ) ( $2245 \pm 250 \mu\text{mol kg}^{-1}$ ), refletindo claramente a influência do aporte continental das águas amazônicas na Região Norte. Estes valores estão de acordo com as estimativas de Millero et al. (1998) para a região compreendida entre  $30^{\circ}\text{N}$  e  $20^{\circ}\text{S}$  ( $2180$ - $2450 \mu\text{mol kg}^{-1}$ ), de Key et al. (2004) e Lee et al. (2006), estes utilizando bancos de dados globais. A distribuição espacial de concentração de DIC, obtida a partir dos dados do Programa REVIZEE, fornece um valor médio de  $1940 \pm 170 \mu\text{mol kg}^{-1}$  para toda a região, repetindo-se, entretanto, o padrão verificado para a TA, ou seja, com uma média espacial superior nas águas da borda leste ( $2003 \pm 60 \mu\text{mol kg}^{-1}$ ) quando comparado à região oceânica setentrional ( $1880 \pm 200 \mu\text{mol kg}^{-1}$ ). Estes valores de DIC estão igualmente próximos das estimativas de Goyet et al. (1998) para a região compreendida entre  $5^{\circ}\text{N}$  e  $15^{\circ}\text{S}$  ( $1920$ - $2075 \mu\text{mol kg}^{-1}$ ), situando-se ainda levemente acima dos valores indicados nas cartas globais de distribuição de DIC elaboradas por Key et al. (2004) para a mesma região de estudo.

A distribuição espacial dos fluxos médios oceano-atmosfera de  $\text{CO}_2$  na borda oeste do Atlântico Tropical, obtida a partir das observações do Programa REVIZEE, também é apresentada na Figura 3.10. Os cálculos indicam que a região se comporta, globalmente, como um sumidouro de dióxido de carbono atmosférico ( $-0,74 \pm 3 \text{ mmol CO}_2 \text{ m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ ), apesar das estimativas de fluxo por sub-regiões se mostrarem com sinais opostos. Enquanto que as águas da borda leste ( $5^{\circ}\text{S}$ - $15^{\circ}\text{S}$ ) apresentaram um valor médio de fluxo de  $\text{CO}_2$  positivo ( $+0,47 \pm 3 \text{ mmol CO}_2 \text{ m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ ), ou seja, funcionam como uma fonte de dióxido de carbono para a atmosfera, a porção norte da área de estudo ( $5^{\circ}\text{N}$ - $5^{\circ}\text{S}$ ) se caracteriza como sumidouro de  $\text{CO}_2$  ( $-1,8 \pm 3 \text{ mmol CO}_2 \text{ m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ ). As razões desta situação, aparentemente controversa, ainda são pouco discutidas na literatura. As cartas globais de Takahashi et al. (2002) indicam fluxos médios de  $\text{CO}_2$  variando de  $-1,5$  a  $+2 \text{ mmol CO}_2 \text{ m}^{-2} \text{ d}^{-1}$  para a região localizada entre  $14^{\circ}\text{N}$  e  $14^{\circ}\text{S}$ , com uma tendência à ocorrência de valores negativos (sumidouro) na área marinha sob influência da pluma do Rio Amazonas. Esta característica de sumidouro associada à porção norte da área de estudo é também verificada a partir dos trabalhos de Ternon et al. (2000), Körtzinger (2003), Lefèvre et al. (2010) e Subramaniam et al. (2008). Estes últimos autores sugerem o incremento da produção primária nas águas sob influência da pluma do Amazonas como mecanismo indutor da maior intensidade de captura de  $\text{CO}_2$  atmosférico nesta região. Para a borda leste, Oudot et al. (1995) confirmam que a região funciona basicamente como fonte de  $\text{CO}_2$  para a atmosfera. Em ambos os casos, entretanto, maiores estudos devem ser realizados visando a identificação e, sobretudo, a quantificação dos mecanismos envolvidos.

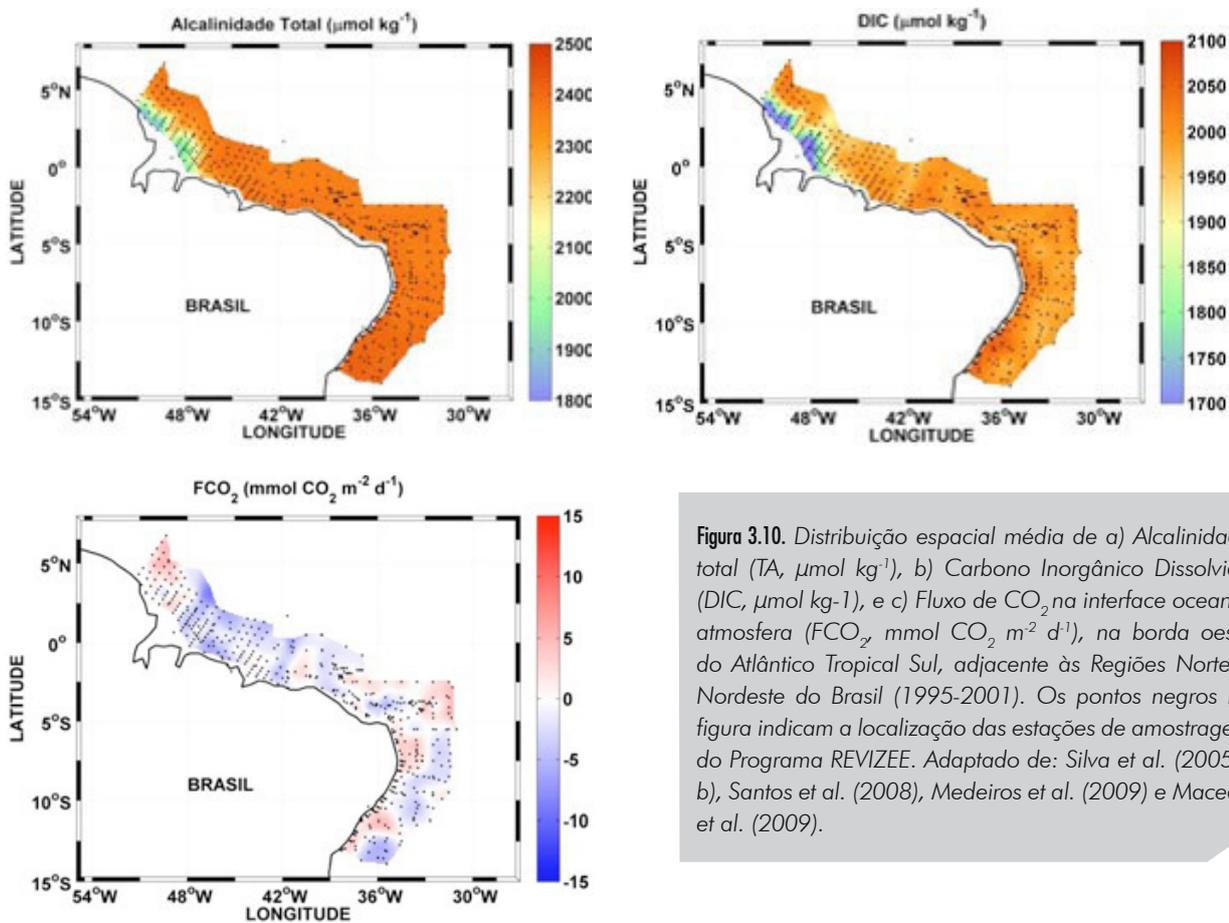


Figura 3.10. Distribuição espacial média de a) Alcalinidade total (TA,  $\mu\text{mol kg}^{-1}$ ), b) Carbono Inorgânico Dissolvido (DIC,  $\mu\text{mol kg}^{-1}$ ), e c) Fluxo de  $\text{CO}_2$  na interface oceano-atmosfera ( $\text{FCO}_2$ ,  $\text{mmol CO}_2 \text{ m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ ), na borda oeste do Atlântico Tropical Sul, adjacente às Regiões Norte e Nordeste do Brasil (1995-2001). Os pontos negros na figura indicam a localização das estações de amostragem do Programa REVIZEE. Adaptado de: Silva et al. (2005a, b), Santos et al. (2008), Medeiros et al. (2009) e Macedo et al. (2009).

Os níveis de  $\text{CO}_2$  atmosférico têm aumentado em aproximadamente 40% desde o período Pré-industrial até hoje, passando dos 280 ppmv (partes por milhão volume) para 390 ppmv em 2011 (Mauna Loa – NOAA/ESRL), sendo 50% deste acréscimo ocorrido nas últimas três décadas (Feely et al., 2009). A concentração de  $\text{CO}_2$  atmosférico é atualmente a maior dos últimos 800.000 anos (Luthi et al., 2008), o que aumenta a necessidade de melhorar o entendimento do equilíbrio entre a atmosfera e a superfície dos oceanos.

A absorção do  $\text{CO}_2$  atmosférico pelos oceanos provoca alterações no balanço químico dos oceanos, em especial alterando o pH e o equilíbrio dos íons carbonatos e do estado de saturação de calcita ( $\Omega_{\text{Ca}}$ ) e aragonita ( $\Omega_{\text{Ar}}$ ). Com o aumento na concentração do  $\text{CO}_2$  das águas superficiais, devido ao equilíbrio com a atmosfera, há a formação de mais  $\text{H}_2\text{CO}_3$  (ácido carbônico). A maior parte deste  $\text{H}_2\text{CO}_3$  se dissocia formando  $\text{HCO}_3^-$  (íon bicarbonato) e  $\text{H}^+$  (íon hidrogênio), o qual reage com o  $\text{CO}_3^{2-}$  (íon carbonato) produzindo mais íons  $\text{HCO}_3^-$ . O resultado destas reações no sistema carbonato dos oceanos é o aumento dos íons  $\text{H}^+$  (decréscimo do pH) e decréscimo na concentração do íon  $\text{CO}_3^{2-}$ . Estas modificações são conhecidas como a “acidificação dos oceanos” (Caldeira e Wickett, 2003, 2005; Orr et al., 2005; Doney et al., 2009; Feely et al., 2009; González-Dávila et al., 2010).

Medidas realizadas desde a década de 1980 pelos Estudos de Séries-Temporais do Atlântico (ESTA), nas Bermudas, demonstrou um decréscimo de pH no leste do Atlântico da ordem de 0,02 unidades por década (Solomon et al., 2009). Considerando as alterações ocorridas desde o período Pré-industrial, Raven et al. (2005) estimam que o pH das águas superficiais dos oceanos mudou de 8,21 a 8,10, com expectativa de atingir um decréscimo de 0,3 a 0,4 unidades de pH (Orr et al., 2005), caso a pressão parcial do  $\text{CO}_2$  na atmosfera atinja 800 ppmv (Friedlingstein et al., 2006), que é uma das projeções do IPCC para o final deste século. Neste sentido, simulações a partir do Modelo Climático Global (NCAR – Model 3.1) considerando as alterações no pH e na concentração de íons carbonatos no Oceano Atlântico Tropical, em condições de 2 ou 3 vezes a concentração Pré-industrial de  $\text{CO}_2$  mostram uma diminuição de 0,13 e 0,28 no pH, e diminuição de 21% e 40,8% na concentração dos íons carbonatos, respectivamente

(Feely *et al.*, 2009). Estes resultados sugerem possíveis efeitos drásticos do aumento das concentrações de CO<sub>2</sub> na atmosfera no tocante aos equilíbrios químicos e das trocas gasosas com os oceanos.

Dentre os diversos efeitos da acidificação dos oceanos, a alteração no equilíbrio do sistema carbonato dos oceanos é aquele que apresenta a maior repercussão sobre os organismos marinhos, em especial nas taxas de calcificação e na saturação da CaCO<sub>3</sub> (carbonato de cálcio). Os ecossistemas coralinós têm sido frequentemente afetados em diversas regiões costeiras do Brasil e do mundo (Leão, 1996; Leão *et al.*, 1997; Baker *et al.*, 2008; Albright e Langdon, 2011).

A transferência do carbono entre os compartimentos atmosfera e oceano pode ser avaliada através de medidas da distribuição de pigmentos fotossintetizantes no Atlântico Sul, as quais estimam uma produtividade primária oceânica média de 4,6 GtC ano<sup>-1</sup> (Antoine *et al.*, 1996). O balanço entre a produção primária e a acumulação de carbono nos sedimentos marinhos determina a extensão na qual os oceanos sequestram o CO<sub>2</sub> atmosférico. A produção primária global dos oceanos foi estimada por Antoine *et al.* (1996) e Longhurst *et al.* (1995) como entre 36,5 e 50,2 GtC ano<sup>-1</sup>, sendo a acumulação de carbono nos sedimentos estimada entre 126 e 160 MtC ano<sup>-1</sup> (megatoneladas de carbono por ano; Berner, 1982; Hedges e Keil, 1995). De acordo com estes estudos, apenas 2,5% a 4% do carbono biologicamente fixado nos oceanos é acumulado nos sedimentos, sendo a grande parte remineralizado na própria coluna d'água. Segundo Berner (1982), a acumulação de carbono orgânico para a região pelágica do Oceano Atlântico é da ordem de 3,6 x 10<sup>12</sup> gC ano<sup>-1</sup>, com uma média de 0,05 gC m<sup>-2</sup> ano<sup>-1</sup> para a bacia Atlântica. Contudo, é importante ressaltar que, em áreas de ressurgências, estes valores podem ser bastante diferentes das médias globais. Neste sentido, a produção primária na ressurgência de Benguela foi estimada em 323 gC m<sup>-2</sup> ano<sup>-1</sup>, sendo a acumulação de carbono da ordem de 1-2 gC m<sup>-2</sup> ano<sup>-1</sup> (Mollenhauer *et al.*, 2004), enquanto que estimativas recentes do acúmulo de carbono na plataforma continental na região da ressurgência de Cabo Frio, litoral do Estado do Rio de Janeiro, mostraram valores que atingem até 1 mgCOT m<sup>-2</sup> ano<sup>-1</sup> (COT - carbono orgânico total) durante o último século (Albuquerque, 2011), a despeito das diferenças na magnitude dos sistemas de ressurgência (Figura 3.11). Estudos com armadilhas de sedimentação na ressurgência na Namíbia revelaram que 0,8-1,1% da produção primária atinge profundidade de 1000 m (Fischer *et al.*, 2000), sendo que deste percentual apenas uma pequena parcela deste carbono fica acumulado nos sedimentos. François *et al.* (2002) concluíram que as regiões tropicais produtivas, tais como as regiões de ressurgência, representam as áreas de maior eficiência de transferência de carbono orgânico para o ambiente pelágico. Baseado em estudos de fluxo bêntico, Jahnke (1996) estimou que a maior parte da transferência de carbono para o ambiente pelágico ocorre entre 30° de latitude norte e sul.

Em grande parte do Oceano Atlântico Sul Tropical e Subtropical, a acumulação de carbono orgânico nos sedimentos é basicamente controlada pela produtividade primária nas águas superficiais, descontados os processos de reciclagem na própria coluna d'água. A despeito da alta produtividade primária registrada em diversas áreas costeiras, algumas destas regiões apresentam baixos valores de fluxos de carbono orgânico para os sedimentos, e isto se deve às altas taxas de reciclagem nas águas superficiais, causando uma baixa eficiência no transporte de carbono para o fundo. Isto tem sido documentado por Hensen *et al.* (1998) na porção equatorial leste do Atlântico Sul. Neste sentido, Mollenhauer *et al.* (2004) apontam que pouco é ainda conhecido sobre a porção da produção primária que efetivamente atinge os sedimentos marinhos, em especial para os oceanos em baixa e média latitudes. O aumento de estudos que abordem este tema nos oceanos tropicais aportaria importante contribuição para o entendimento para o papel do soterramento de carbono no ciclo global.

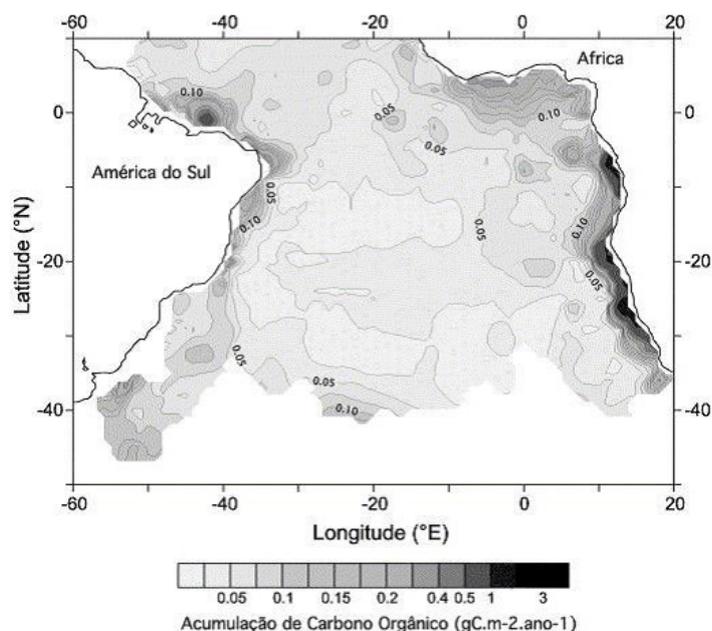


Figura 3.11. Acumulação de carbono orgânico no Oceano Atlântico Sul (adaptado de Mollenhauer et al., 2004).

De acordo com Wollast (1998), de 0,5% a 3% da produção primária das plataformas continentais e do talude e cerca de 0,014% dos oceanos profundos fica acumulada nos sedimentos. Assim, grande quantidade da produção primária produzida nas zonas costeiras, aproximadamente  $2,2 \text{ GtC ano}^{-1}$  é exportada para o oceano profundo através de transportes transversais (cross-shelf exchanges; Wollast, 1998). Uma fonte adicional de carbono é fornecida pelas descargas fluviais e input eólico. As estimativas apontam que  $0,4 \text{ GtC ano}^{-1}$  chegam nas margens continentais (Schlesinger e Melack, 1981; Ittekkot, 1988; Hedges, 1992; Meybeck, 1993; Ludwig et al., 1996). O destino deste material terrestre mais refratário é ainda pouco conhecido. Neste contexto, a importância dos aportes fluviais, representados pelo Rio Amazonas, Rio São Francisco, Rio Doce, Rio da Prata, Rio Congo, dentre outros, é fundamental para a produção de carbono no Oceano Atlântico Tropical e Subtropical e significativo para o balanço global do carbono. Assim, o acúmulo de carbono nos sedimentos na costa do Brasil é essencialmente controlado pela descarga de diversos rios, os quais transportam grande quantidade de sedimentos, como também de matéria orgânica (Tintelnot, 1995).

Apesar da margem oeste do Atlântico Sul ser pouco influenciada por processos de ressurgência, em especial quando comparada com a margem leste, a produtividade costeira é mantida, além dos aportes fluviais, pela confluência de águas frias e ricas em nutrientes da Corrente das Malvinas e as águas quentes e pobres em nutrientes da Corrente do Brasil. A região da confluência está localizada na região do Rio da Prata ( $39^{\circ}\text{S}$ ). Nesta região, movimentos frontais complexos e padrões de mistura destas massas d'água são formados. A interação entre a Corrente do Brasil e a Corrente das Malvinas produz uma forte dinâmica sedimentar e gravidade controlada pelos fluxos de massas (Garzoli, 1993; Peterson et al., 1996; Hensen et al., 2000, 2003). A força das correntes de fundo nesta região dificulta acumulação de material fino, ocorrendo a predominância de deposição de material terrígeno na plataforma e no talude. A maior parte da descarga do Rio da Prata e de seus tributários não é depositada no delta, mas transportada para regiões mais distantes da bacia. Abaixo de 4000 metros, a Água de Fundo Antártica (AFA) forma uma potente corrente de contorno ao longo da margem continental Argentina, a qual transporta os sedimentos finos para a parte central da bacia (Ewing et al., 1964; Garzoli, 1993; Peterson et al., 1996; Hensen et al., 2000).

É importante ressaltar que Mollenhauer et al. (2004), estudando 77 amostras de sedimento marinho distribuídas ao longo de toda bacia do Oceano Atlântico Sul, mostraram que a acumulação de carbono orgânico durante o Último Máximo Glacial foi cerca de 2 a 3 vezes maior do que durante o Holoceno. Isto ocorre em resposta às mudanças na química da água do mar, na circulação e nos padrões de estratificação e formação de camadas de mistura. Além disto, a exposição da plataforma continental

devido à regressão marinha glacioeustática também colaborou para a oxidação de parte do carbono acumulado. Desta forma, Anderson *et al.* (2009) aponta o papel vital do Atlântico Sul como regulador da variabilidade das concentrações do CO<sub>2</sub> atmosférico entre os períodos glacial-interglacial.

### 3.8.2 SÍNTESE

Os oceanos representam o compartimento mais importante do ciclo biogeoquímico global de diversos elementos essenciais, dentre eles o carbono. A dinâmica das trocas gasosas entre a atmosfera e o oceano exerce um papel fundamental nos ciclos biogeoquímicos, como também nas mudanças climáticas. Ao longo das últimas décadas a comunidade científica tem utilizado diferentes abordagens na tentativa de quantificar a contribuição das trocas de carbono inorgânico entre a atmosfera e os oceanos. No entanto, nenhuma abordagem metodológica foi até agora conclusiva, a despeito dos esforços realizados por diversos programas de pesquisa nacionais e internacionais. O programa REVIZEE contribuiu significativamente através do registro da variabilidade sazonal da estrutura termohalina, da composição química da água do mar, da biota e das características geológicas do assoalho oceânico no Oceano Atlântico Oeste.

Desde o período Pré-industrial, os níveis de CO<sub>2</sub> atmosférico têm aumentado em aproximadamente 40%, sendo atualmente o maior dos últimos 800.000 anos. A absorção do CO<sub>2</sub> atmosférico pelos oceanos provoca alterações no balanço químico dos oceanos, em especial alterando o pH e o equilíbrio dos íons carbonatos e do estado de saturação de calcita e aragonita, causando grande repercussão sobre organismos marinhos. Medidas realizadas desde a década de 80 mostram um decréscimo de pH no leste do Atlântico da ordem de 0,02 unidades por década.

Outra importante forma de avaliar as transferências do carbono entre os compartimentos atmosfera e oceano pode ser avaliado através de medidas da acumulação de carbono nos sedimentos marinhos. Neste sentido, alguns autores apontam que a acumulação de carbono orgânico para a região pelágica do Oceano Atlântico é da ordem de  $3,6 \times 10^{12} \text{ gC ano}^{-1}$ , com uma média de  $0,05 \text{ gC m}^{-2} \text{ ano}^{-1}$  para a bacia Atlântica, apresentando valores ainda maiores em áreas de ressurgências. Em grande parte do Oceano Atlântico Sul Tropical e Subtropical a acumulação de carbono orgânico nos sedimentos é basicamente controlada pela produtividade primária nas águas superficiais. Estudos demonstram também que de 0,5% a 3% da produção primária das plataformas continentais e do talude e cerca de 0,014% dos oceanos profundos fica acumulada nos sedimentos. Assim sendo, as altas taxas de reciclagem nas águas superficiais acabam por causar uma baixa eficiência no transporte de carbono para os sedimentos. Por fim, estudos paleoceanográficos demonstram que, durante o Último Máximo Glacial, a acumulação de carbono nos sedimentos foi cerca de 2 a 3 vezes maior do que durante o Holoceno. Isto ocorre em resposta a mudanças na química da água do mar, na circulação e nos padrões de estratificação e formação de camadas de mistura.

## 3.9 MUDANÇA NA ESTRUTURA DE MANGUEZAIS

### 3.9.1 EQUILÍBRIO ECOLÓGICO E ESTRUTURA DO ECOSISTEMA

A fisiografia das linhas de costa tropicais associadas a manguezais, criadas ou modificadas por forças geomórficas (Thom, 1984), provê condições físicas nas quais as diferentes espécies vegetais de mangue se desenvolvem. Esse desenvolvimento ocorre de acordo com suas adaptações individuais, tolerâncias e necessidades por fatores diversos, tais como níveis de maré ou de submersão, salinidade ou preferências edáficas. Cada espécie possui tolerância específica em termos de período, frequência e profundidade de inundação (Semeniuk, 1994). Em seguida, são as condições climáticas locais que modificam as características dos bosques, impondo limites à colonização, crescimento e desenvolvimento (Thom, 1984; Woodroffe, 1987; Schaeffer-Novelli *et al.*, 1990; Cintrón-Molero e Schaeffer-Novelli, 1992).

Alguns efeitos locais mudam continuamente, tais como os induzidos por mudanças no tamanho e na configuração de um estuário considerando orientação das correntes e áreas de geração (fetch), geologia das bacias hidrográficas associadas e o uso das terras à montante sobre os efeitos na altura das marés (Kennish, 2002; Berger *et al.*, 2008); enquanto o nível médio relativo do mar - NMRM se eleva (transgressão marinha) ou se reduz (regressão marinha). O manguezal também pode migrar, acompanhando as variações do NMRM (Pereira, 1998; Soares, s/d; Behling *et al.*, 2004; Cohen *et al.*, 2005; Vedel *et al.*, 2006; Hadlich e Ucha, 2009). Testemunhos feitos na feição “apicum” ( fácies hipersalino do ecossistema manguezal) revelam presença de troncos de mangue fósseis, indicando que o mar atingiu níveis superiores aos atuais na Baía de Sepetiba (Pereira, 1998; Portugal, 2002) e na Baía de Todos os Santos (Hadlich e Ucha, 2009).

Manguezais são sensíveis a mudanças no ambiente externo e rapidamente se adaptam a alterações das condições ambientais, ou prontamente sucumbem (Jimenez *et al.*, 1985; Blasco *et al.*, 1996). A rápida acomodação às novas condições é resultado do conjunto de espécies vegetais típicas de mangue que permitem a colonização de habitats que são dinâmicos, intermitentemente favoráveis e desfavoráveis (Fromard *et al.*, 2004; Cunha-Lignon *et al.*, 2009). Essas características podem ser: (a) ampla tolerância a fatores ambientais; (b) rápido crescimento; (c) rápida maturação; (d) contínua produção de flores e de propágulos; (e) elevada liberação de propágulos (diásporos); e (f) possibilidades de dispersão de propágulos por via aquática a curtas e longas distâncias por agentes abióticos (correntes e marés). Espécies diferentes podem ser capazes de colonizar novas áreas a diferentes taxas, tornando algumas espécies mais capazes de se acomodarem aos vários níveis do mar (Semeniuk, 1994).

Todos esses atributos fizeram com que muitos considerassem manguezais como sistemas sucessionais quando, de fato, se tratam de ecossistemas auto-sustentáveis em ambientes onde essas características se tornam requisito para sucesso na sobrevivência (Lugo, 1980). Levando em consideração a dinâmica dos tipos de costa (Thom, 1984) e as respostas do ecossistema às variações da hidrologia ou dos níveis de maré (Jimenez *et al.*, 1985; Blasco *et al.*, 1996), manguezais ocupam áreas costeiras tropicais extremamente dinâmicas (Thom, 1967; Kjerfve *et al.*, 2002; Schaeffer-Novelli *et al.*, 2002; Cunha-Lignon *et al.*, 2009). Assim, as coberturas vegetais dos manguezais mais bem desenvolvidos estruturalmente podem ser encontradas em áreas geomorficamente ativas, sujeitas a fortes aportes deposicionais e a processos erosivos (Kjerfve *et al.*, 2002). Estes tipos de paisagem apresentam mosaicos de habitats, incluindo centros de ativo estabelecimento de novas plantas e áreas de crescimento estável, da mesma forma que áreas com perda de bosques e com substratos sendo erodidos ou rebaixados (Schaeffer-Novelli *et al.*, 2002; Cunha-Lignon *et al.*, 2009).

O sistema radicial constitui um dos componentes estruturais mais importantes dos bosques de mangue dando origem a lodos espessos e fibrosos, como aqueles associados a parcelas cobertas por árvores do gênero *Rhizophora* (Hesse, 1961). A construção das costas lodosas tropicais, onde se desenvolvem os manguezais, é basicamente uma função de quão rapidamente os sedimentos são carreados e a razão na qual a matéria orgânica (raízes e detritos orgânicos), produzida *in situ* se incorpora ao substrato. A biomassa radicial subterrânea agrega partículas de sedimento, construindo o substrato que contribui para elevação da cota do terreno (Wells e Coleman, 1981; Huxman *et al.*, 2010). Esse processo de elevação do substrato devido à sedimentação e ao aumento da biomassa das raízes, leva à formação de terraços deposicionais que podem expandir em direção ao mar por progradação, ou migrar em direção a terra, com o aumento do nível do mar. A morte da cobertura vegetal do manguezal e a perda de biomassa radicial determinam a desintegração do substrato, aumentando a profundidade de inundação e, por conseguinte, a suscetibilidade à erosão. Os sedimentos que eram mantidos aderidos pela massa radicial são liberados, sendo mais suscetíveis à erosão.

Considerando cenários de aumento do NMRM, Soares *et al.* (2000) e Schaeffer-Novelli *et al.* (2002) propõem modelo conceitual para prever, em nível local, o comportamento de manguezais diante das elevações projetadas para o NMRM, considerando os seguintes fatores: topografia; fontes de sedimentos; taxa de aporte de sedimentos; área da bacia de drenagem; amplitude das marés; dinâmica costeira; e taxa de elevação do NMRM. Diante dos cenários construídos pelo retração

(erosão na porção de contato com a linha d'água, sem oportunidade de migração); e (iii) resistência às alterações do NMRM (equilíbrio entre as taxas de transgressão marinha e as taxas de aporte de novos sedimentos). Cada uma dessas respostas pode ocorrer com: a) manutenção; b) exclusão; e c) formação de refúgios. O modelo conceitual permite, ainda, categorizar as áreas de manguezal quanto aos seus graus de vulnerabilidade, em baixa, média e alta (Soares, s/d).

### 3.9.2 POTENCIAIS RESPOSTAS ESTRUTURAIS DOS MANGUEZAIS AOS IMPACTOS DAS MUDANÇAS CLIMÁTICAS

#### 3.9.2.1 AUMENTO DO NÍVEL MÉDIO RELATIVO DO MAR-NMRM

Manguezais possuem características biológicas que os tornam potencialmente sensíveis a alterações no nível do mar, sendo considerados bons indicadores dessas mudanças (Deness, 1987; Woodroffe, 1990; Ellison, 1993; Blasco *et al.*, 1996; Ellison e Farnsworth, 1997; Soares *et al.*, 2000; Schaeffer-Novelli *et al.*, 2002). Predições de respostas e interpretação de diagnósticos atuais de um manguezal não podem ser analisadas independentemente dos fatores que as afetam, podendo variar muito sob uma perspectiva local, uma vez que as estruturas do ecossistema e a zonation da cobertura vegetal não são uniformes (Bacon, 1994). A capacidade de manguezais se adaptarem, e até de sobreviverem a despeito de alterações do nível do mar, não depende somente das propriedades individuais das espécies vegetais ou do bosque de mangue, mas dos processos que operam ao nível da paisagem e a escalas regionais, no espaço e no tempo.

Field (1995) sugere que o aumento no NMRM deve ser o fator mais importante a influenciar a futura distribuição dos manguezais, e que seu efeito pode ter grande variação, dependendo da taxa local do aumento e da disponibilidade de sedimento para dar suporte ao restabelecimento do manguezal. Ellison (1996) acrescenta que, possivelmente, a amplitude de distribuição dos manguezais pode ser mais plástica do que o esperado, caso haja disponibilidade de novos espaços.

Devido às diferenças locais e regionais, as paisagens do Holoceno médio e superior incluem ambientes de manguezais tanto transgressivos como regressivos. A importância da história do nível do mar para estudo dos manguezais é a de que os *settings*, "séries de manguezais", correspondem a escalas de tempo geológico (Thom, 1984). Essas séries, criadas ou modificadas por forças geomórficas correspondem, no caso dos manguezais, a diversos tipos de formas de relevo que provêm substrato adequado e abrigo contra forças erosivas (Thom, 1984; Vale, 2004). Núcleos de bosques de mangue desenvolvidos sobre arenitos praias (*beach rocks*) serão eliminados por níveis do mar mais elevados, uma vez que terão seus sistemas radiciais permanentemente inundados.

Para a costa amazônica, Cohen *et al.* (2005) sugerem que o aumento do NMRM em áreas de manguezal na Península de Bragança, litoral do Pará, seja devido às maiores temperaturas globais e consequentes degelos nos últimos 150 anos. Aumentos eustáticos no NMRM são reportados em áreas de manguezal no Rio de Janeiro (Soares, s/d), Papua Nova Guiné (Pernetta e Osborne, 1988), Taperebal, Pará (Vedel *et al.*, 2006) e Ilha de Marajó, Pará (Behling *et al.*, 2004). Nicholls *et al.* (1999) indicam que até o ano de 2080, haverá perda global de, aproximadamente, 22% das zonas úmidas costeiras. A resposta exata de um manguezal a um cenário de elevação do NMRM depende do balanço local entre as taxas de sedimentação e as taxas de elevação do NMRM (Woodroffe, 1995; Blasco *et al.*, 1996). Soares (s/d) e Pereira (1998) fazem referência a regressões de manguezais na Baía de Sepetiba, RJ, com avanços progressivos sobre a feição apicum, que passa a ser uma alternativa para a migração do manguezal para áreas mais interiores na Baía de Todos os Santos, Bahia (Hadlich e Ucha, 2009).

Estudos de Ellison e Stoddart (1991), feitos a partir de registros estratigráficos do Holoceno e curvas de nível do mar, revelam que aumentos do NMRM global entre 8 e 9 cm/100 anos são compensados pelos manguezais; enquanto que aumentos de 9 a 12 cm/100 anos provocam estresse no ecossistema, e aumentos a partir de 12 cm/100 anos causam perda ecossistêmica.

### 3.9.2.2 AUMENTO DAS TEMPERATURAS MÉDIAS

O aumento previsto para as temperaturas médias deverá exercer pouca influência sobre o desenvolvimento dos manguezais em geral. Impactos indiretos do aumento térmico também devem ser considerados, como a possível perda de manguezais protegidos por recifes de corais (conectividade), devido à morte destes, devido ao branqueamento (McLeod e Salm, 2006). Com o aumento térmico o ecossistema poderá, eventualmente, ocupar latitudes mais altas para o norte e para o sul, porém sempre na dependência de vários outros fatores (Field, 1995). Contrariamente a esta ideia, Woodroffe e Grindrod (1991) e Snedaker (1995), citados por McLeod e Salm (2006), argumentam que eventos climáticos extremos de baixas temperaturas limitariam o deslocamento dos manguezais em direção aos polos.

### 3.9.2.3 ALTERAÇÕES NAS TAXAS DE CO<sub>2</sub>

O aumento na concentração de CO<sub>2</sub> atmosférico aumenta as taxas fotossintéticas em condições de baixa salinidade (Ball *et al.*, 1997). Para o Caribe, estudos de Ellison e Farnsworth (1996, 1997) relatam que o aumento da fotossíntese devido ao aumento das taxas de CO<sub>2</sub> atmosférico não compensará os efeitos dos aumentos do NMRM. Aparentemente, existem diferenças interespecíficas no metabolismo de CO<sub>2</sub>, que podem modificar a dinâmica competitiva entre as espécies de mangue (Farnsworth e Ellison, 1996; Snedaker e Araújo, 1998). Aumento de CO<sub>2</sub> também provoca branqueamento nos recifes de corais, reduzindo a proteção aos manguezais (conectividade) contra a ação das ondas (McLeod e Salm, 2006).

Fato importante nos manguezais é a grande capacidade de fixar carbono, principalmente ao nível das raízes, no substrato (Nellemann *et al.*, 2009; Huxman *et al.*, 2010; Donato *et al.*, 2011). Esse processo de acumulação no sedimento ocorre ao longo do tempo, enquanto que erosão ou desmatamento da cobertura vegetal, como nos empreendimentos de carcinocultura, facilita a liberação quase que imediata do CO<sub>2</sub> para a atmosfera. Experimentos feitos em florestas de mangue na Malásia (Jin-Eong, 1993) revelam que os sedimentos do manguezal liberam 50 vezes mais de carbono que a quantidade sequestrada.

### 3.9.2.4 ALTERAÇÕES NA PLUVIOSIDADE

Ellison (2000; 2004) aponta que mudanças na precipitação deverão ter efeitos sobre o crescimento e extensão das áreas de manguezal. É apresentado um cenário de aumentos de 25% de precipitação pluvial até 2050, com padrões de distribuição irregulares. Em áreas com decréscimo de pluviosidade, deverá haver redução no crescimento, sobrevivência de propágulos e na produtividade dos manguezais. Este fato favorecerá a sua substituição por plantas halófitas mais tolerantes. Sendo assim, podem ocorrer perdas em extensão e diversidade dos manguezais. Em contrapartida, nas áreas com maiores precipitações, poderá haver aumento de diversidade em zonação dos bosques e de taxas de crescimento de algumas espécies de mangue, podendo aumentar sua área de ocupação. Harty (2004) sugere que, nesses casos, deve aumentar a capacidade dos mangues de competir com a vegetação de zonas mais internas.

### 3.9.2.5 MUDANÇAS EM FREQUÊNCIA E INTENSIDADE DE TEMPESTADES TROPICAIS

Alterações na salinidade, nas taxas de inundação e no aporte de sedimentos estão entre as condições verificadas em decorrência das tempestades tropicais (Ellison e Stoddart, 1991). Essas condições podem comprometer a estabilidade e a composição das espécies na cobertura vegetal dos manguezais (Gilman *et al.*, 2006). Alterações na linha de costa poderão desencadear processos de erosão e de deposição em taxas que excedam a resiliência das espécies vegetais típicas de mangue, passando a comprometer o equilíbrio ecológico do ecossistema (Hopkinson *et al.*, 2008).

### 3.9.3 SÍNTESE

Mudanças climáticas globais, mais especificamente em temperatura, concentração de CO<sub>2</sub>, precipitação, tormentas tropicais (furacões e tempestades) e nível do mar, em conjunto com impactos induzidos pelo homem, afetarão o equilíbrio ecológico dos manguezais. O nível do mar (NMRM), em muitos casos, é mais evidenciado, uma vez que é tido como o maior tensor dentre as mudanças climáticas (McLeod e Salm, 2006).

Os trabalhos consultados, referentes às alterações estruturais do ecossistema manguezal, não fazem referências explícitas a que estas sejam especificamente devido às mudanças climáticas. Entretanto, deixam entrever que, com o aumento das taxas e da frequência de recorrência de variáveis ambientais, há cenários de que certas respostas possam vir a ser associadas às mudanças climáticas.

A amplitude latitudinal tropical e subtropical da linha de costa do Brasil traz, em seu bojo, uma miríade de feições fisiográficas onde se abrigam os manguezais, com diversidade de estruturas pouco monitoradas em escalas temporais adequadas ao escopo do presente levantamento. Essa diversidade de características, sob as quais se desenvolvem os manguezais, exige monitoramentos de médio e longo prazos, em pontos representativos ao longo da costa. O fato de o manguezal ser um ecossistema extremamente adaptável às variações das condições do ambiente onde se insere exige muito mais tempo (décadas) de observações para identificar respostas consideradas normais em relação àquelas que estariam sendo manifestadas diante de novas condições ambientais

## 3.10. OCORRÊNCIA DE EROÇÃO EM PRAIAS E ZONAS COSTEIRAS

### 3.10.1. A COSTA BRASILEIRA

A costa brasileira, com aproximadamente 9.000 quilômetros de extensão, apresenta uma grande diversidade de ambientes desenvolvidos ao longo do período Quaternário (Dominguez, 2009) que compreende os últimos dois milhões de anos e é caracterizado por uma sucessão de períodos glaciais e interglaciais.

Quanto a processos morfossedimentares, há uma variedade de forçantes que condicionam a zona costeira, acompanhadas por relativa interação entre ondas e marés e um aporte sedimentar que varia de Norte para Sul.

Geradas pela ação do vento, as ondas apresentam um claro padrão ao longo da costa, decaindo de Sul para Norte (Pianca *et al.*, 2010). Os níveis relativos do mar na costa brasileira há 120.000 e 5.600 anos anteriores ao tempo presente (AP), estiveram oito e cinco metros acima do atual, respectivamente. Concomitantemente a tais níveis transgressivos, sedimentos marinhos foram depositados na forma de planícies de cristas de praia, pontais e barreiras arenosas.

### 3.10.2 EROÇÃO OBSERVADA NA COSTA DO BRASIL

A erosão observada ao longo da costa brasileira é apresentada em forma de síntese, de acordo com a classificação de compartimentos costeiros proposta por Villwock (1994), Muehe (1998, 2005, 2006), Muehe e Neves (1995) e Dominguez (2004, 2009) (Figura 3.12).



Figura 3.12. Macrocompartimentação da costa brasileira

### 3.10.2.1 COSTA DE MANGUEZAIS DOMINADA PELA MARÉ DA REGIÃO NORTE

Com uma extensa plataforma continental, altamente influenciada pela descarga fluvial e pela deposição de sedimentos de lama do Rio Amazonas, essa região é submetida a um regime de macromarés, com alturas de até dez metros. Manguezais na Região Norte são abundantes e correspondem a 76% do total desse tipo de ecossistema encontrado na costa brasileira (Muehe, 1998).

Por sua vez, na praia estuarina de Mosqueiro, ao norte de Belém, e ao longo da costa atlântica, na região de Salinópolis e Ajuruteua, conforme El-Robrini *et al.* (2006), detectou-se a presença de erosão costeira. Souza-Filho e Paradella (2003) observaram variações da linha de costa na região de Bragança, também no Pará, através de imagens de radar.

No conjunto de mudanças ocorridas na costa, observadas entre 1972 e 1998, 60,6% representam áreas erosivas e 39,4%, acrescidas. Os autores observaram, ainda, que, entre estas, as maiores estão relacionadas a manguezais, sendo ocupadas por baixios arenosos, o que as torna mais suscetíveis à erosão.

Baseados em levantamentos da morfologia praiana, Krause e Soares (2004) destacaram as variações em menor escala espacial da Península de Bragança, incluindo as praias de Boíçucanga, Ajuruteua e Vila dos Pescadores. Os autores relacionam a erosão na área com intervenções antrópicas, ocupação, desmatamento de manguezais e estreitamento de canais de maré.

### 3.10.2.2 COSTA DO NORDESTE COM ESCASSEZ DE SEDIMENTOS

A costa do Nordeste é caracterizada pelo domínio de falésias sedimentares da Formação Barreiras – que se estende desde a região amazônica até a costa do Rio de Janeiro e consiste em uma cobertura sedimentar terrígena continental e marinha. Elas são encontradas em dois compartimentos – na área do semiárido no Norte do País – incluindo aí os estados do Piauí, Ceará e a costa oeste do Rio Grande do Norte – e numa porção mais úmida, no Sul da região – desde a costa sul do Rio Grande do Norte até Salvador, na Bahia.

No setor semiárido, os segmentos mais impactados pela erosão costeira estão no Ceará, na região ao Norte do porto de Pecém e em Fortaleza. No primeiro, o impacto resultou da deposição sedimentar em torno da estrutura portuária e, em Fortaleza, na retenção e do desvio do fluxo de sedimentos em algumas praias da região metropolitana, após a construção de um quebra-mar para a proteção do porto de Mucuripe (Morais *et al.*, 2006).

Baseados em geoindicadores ambientais, Zuquette *et al.* (2004) classificaram a erosão costeira na região metropolitana de Fortaleza como severa, sendo a sua aceleração relacionada a atividades antrópicas. Em Macau e Guamaré, no estado do Rio Grande do Norte, a recessão da linha de costa está colocando em risco estações de bombeamento de petróleo (Vital *et al.*, 2006). Sustentaram também estes autores, que o processo tem sido acelerado pela construção de estruturas perpendiculares nas praias potiguares de Macau, Caiçara do Norte e Touros.

Na costa de falésias sedimentares, a erosão é ampla e ocorre em quase toda a linha de costa, desde o Sul do Rio Grande do Norte, prosseguindo pela Paraíba e por Pernambuco, e estendendo-se até Alagoas. O contrário ocorre na costa de Sergipe, onde a abundante quantidade de sedimentos trazida pelos rios mantém aproximadamente 57% da costa em equilíbrio, enquanto 21% estão em erosão (Bittencourt *et al.*, 2006).

Na Paraíba, segmentos da costa em erosão representam em torno de 42% dos 140 quilômetros de linha de costa (Neves *et al.*, 2006). Em Pernambuco, aproximadamente 30% das praias apresentam processos erosivos, devidos, para a maioria destas últimas, a fatores naturais, como os de circulação costeira e déficit sedimentar, enquanto intervenções antrópicas muitas vezes intensificam esse processo (Neves e Muehe, 1995; Manso *et al.*, 2006).

Em Alagoas, a vulnerabilidade costeira é causada pelo reduzido aporte fluvial de sedimentos. O fenômeno erosivo se concentra principalmente na porção Norte desse estado, onde o turismo é mais intenso (Araújo *et al.*, 2006). De acordo com Dominguez (1995), a suscetibilidade da costa à erosão é demonstrada pelas falésias ativas da Formação Barreiras, pela ausência de planícies costeiras e terraços pleistocênicos, assim como pela presença de arenitos de praia – as *beach rocks*, em inglês – sinalizando a retração da linha de costa.

Em Sergipe, de acordo com Bittencourt *et al.* (2006), os segmentos em erosão estão localizados em Atalaia Nova, ao Norte de Aracaju, e ao Sul da desembocadura do Rio São Francisco, onde a Vila do Cabeço foi completamente erodida. Áreas com grande variabilidade da linha de costa se localizam nas adjacências da desembocadura dos rios Real, Vaza-Barris e Sergipe, onde episódios erosivos causaram danos materiais significativos.

De forma geral, a costa do Estado da Bahia, entre Mangue Seco, na desembocadura do Rio São Francisco, e sua capital, Salvador, está em equilíbrio (Dominguez *et al.*, 2006). No entanto, uma abordagem mais detalhada para a costa norte baiana, realizada por Bittencourt *et al.* (2010), mostrou algumas regiões com evidências de erosão contínua entre Barra do Itariri e Sabaúma. Os autores relacionam tais eventos erosivos à passagem de frentes frias.

### **3.10.2.3 COSTA DELTAICA DOMINADA PELA AÇÃO DE ONDAS**

A presença de falésias sedimentares da Formação Barreiras ainda é dominante, porém menos contínua na direção Sul. Planícies de cristas de praia se desenvolveram em frente aos Rios Jequitinhonha e Caravelas, na Bahia; Rio Doce, no Espírito Santo, e Rio Paraíba do Sul, no Rio de Janeiro. As mudanças no alinhamento dessas feições, associadas a modificações na deriva litorânea de sedimentos, indicam a alternância dos domínios de ondas geradas pelos ventos alísios e pelas frentes frias do Sul. Isso indica que essa região é altamente suscetível a modificações no domínio entre processos meteo-oceanográficos tropicais e subtropicais (Muehe, 2010).

Nessa região da Bahia, aproximadamente 60% da costa estão em equilíbrio e, 26%, em erosão, com intensos processos erosivos ocorrendo nas adjacências de desembocaduras fluviais. A retenção de sedimentos ocorre em Ilhéus e em cabos não consolidados, como a planície costeira de Caravelas. Grandes extensões de falésias no Sul do estado, de Cumuruxatiba à divisa com o Espírito Santo, estão sofrendo um balanço sedimentar negativo de longo prazo (Dominguez *et al.*, 2006).

No Espírito Santo, a linha de costa se alterna entre grandes extensões em erosão ou em equilíbrio, e alguns segmentos em acreção. Acreção é observada nas planícies costeiras do Rio Doce, ao Norte, e na região do Rio Itabapoana, no limite sul do estado (Albino *et al.*, 2006). Estudando processos sedimentares na região do Rio Doce, Dominguez *et al.*, (1983) e Albino e Suguio (2010) mostram a importância dos padrões de direção da deriva litorânea de sedimentos. Em função de sua configuração, o delta do Rio Doce causa modificações na direção do transporte litorâneo na região, provocando a alternância entre eventos construtivos e destrutivos.

No Norte do Rio de Janeiro, no trecho costeiro que vai desde perto da divisa com o Espírito Santo e até Cabo Frio, erosão acentuada ocorre ao Sul do Rio Paraíba do Sul, em Atafona. Ali, a areia está sendo retida na plataforma continental interna por conta da cobertura de lama escoada pelo rio e pela deriva litorânea dominante em direção ao Sul, para fora da área afetada (Muehe *et al.*, 2006).

Outras áreas em erosão incluem as costas altamente urbanizadas de Macaé e de Rio das Ostras (Muehe *et al.*, 2006). Ao sul de Cabo Frio, a costa com alinhamento leste-oeste está exposta diretamente às ondas de tempestade do Sul. O transporte de sedimentos litorâneos tende a estar em equilíbrio ao longo do ano, com as ondas de alta energia menos frequentes do Sul e Sudoeste sendo compensadas pelas de Sudeste, mais frequentes.

Entre Cabo Frio e a Ilha da Marambaia, a linha de costa mostra sinais de instabilidade, com a transposição de ondas e a retração da escarpa imediatamente vizinha à praia (Muehe *et al.*, 2006). Da ordem de dez a quinze metros, este último processo foi observado em diversos lugares, em decorrência, principalmente, de um grande evento de tempestade em maio de 2001.

Não obstante, a linha de costa, considerando como tal a interseção da face praia com o nível médio do mar, entre Niterói e Arraial do Cabo, se tem mantido estável (Muehe, 2011).

Na longa e estreita barreira arenosa que separa a Baía de Sepetiba do Oceano Atlântico, na porção Oeste desse segmento, eventos de transposição e erosão da margem lagunar da mesma podem resultar em rompimentos temporários (Muehe, 2010). Por sua vez, na região metropolitana do Rio de Janeiro, que inclui o litoral de Niterói, a grande densidade populacional torna as costas, oceânica e estuarina, mais vulneráveis a erosão, alagamentos e deslizamentos. A expansão de áreas urbanizadas sobre regiões baixas de antigas lagunas – como, por exemplo, é a Barra da Tijuca –, com capacidade de drenagem limitada, representa riscos que crescerão em cenários de aumento do nível do mar e de intensidade das tempestades (Muehe e Neves, 2008).

### **3.10.2.4 COSTA ROCHOSA DO SUDESTE**

Esse compartimento, que se estende da Ilha Grande, no estado do Rio de Janeiro, ao Cabo de Santa Marta, em Santa Catarina, é caracterizado pela proximidade da cadeia montanhosa da Serra do Mar. Modificações na linha de costa em função de erosão, no estado de São Paulo, geralmente ocorrem isoladamente e associadas a obstáculos naturais ou artificiais que interrompem o fluxo de sedimentos ao longo da costa (Tessler *et al.*, 2006).

No Paraná, as modificações mais significativas da linha de costa ocorrem nas adjacências de desembocaduras estuarinas – e.g., o canal do Superagui, Ilha das Peças, Ilha do Mel, Pontal do Sul, Ponta de Caiobá e Guaratuba.

Essas alterações incluem erosão e acresção em diferentes trechos e ocorreram em níveis de até 100 metros ao longo de períodos inferiores a uma década.

Já a linha de costa oceânica é mais estável. Nela, as áreas mais impactadas pela erosão são as praias de Flamengo e Riviera e a porção central da praia de Matinhos, restaurada com realimentação praial (Angulo *et al.*, 2006).

Em Santa Catarina, os estudos se concentraram na porção centro-norte (Klein *et al.*, 2006) e na Ilha de Santa Catarina (Horn, 2006). Na área continental, os riscos associados à erosão costeira resultam tanto da ocupação desordenada como de tempestades. Os pontos mais críticos, de média intensidade, se localizam em Barra Velha, Piçarras e Penha. Bombinhas está sofrendo erosão, porém com menor intensidade.

Na Ilha de Santa Catarina, esses processos erosivos ocorrem ao longo da costa oceânica, sobretudo nas áreas urbanas do Norte da ilha, onde se situam as praias de Canavieiras, Cachoeira e dos Ingleses, e no Noroeste da Barra da Lagoa. Áreas urbanizadas ao Leste e ao Sul, com risco erosivo de médio a alto, incluem o Campeche, a Armação e o Pântano do Sul (Horn, 2006).

### 3.10.2.5 A COSTA ARENOSA DO SUL

Do Cabo de Santa Marta, em Santa Catarina, ao Chuí, no Rio Grande do Sul, a linha de costa é formada por uma extensa e larga faixa de praia, com sedimentos predominantemente finos, em frente a um múltiplo sistema de ilhas-barreiras.

A deriva litorânea dominante na região é para Norte, com algumas inversões relacionadas à sazonalidade do clima de ondas e à orientação da linha de costa (Siegle e Asp, 2007). As praias mostram grande variabilidade morfodinâmica com alternância entre longos trechos de avanço e retração da linha de costa (Toldo Jr. *et al.*, 2006) e reversões nesses padrões ao longo do tempo (Esteves, 2006; Esteves *et al.*, 2006).

Os segmentos localizados de erosão costeira foram descritos por Calliari *et al.* (1998) e Speranski e Calliari (2006) e estão relacionados à convergência de ondas na região de Mostardas, entre Bojuru e Estreito, e em pequenos segmentos próximos à praia do Cassino e no extremo Sul, próximo ao Chuí. Uma revisão crítica do fenômeno erosivo na costa do estado do Rio Grande do Sul foi feita por Dillenburg *et al.* (2004), sugerindo que o balanço negativo de sedimentos em curto e longo termo é a maior causa da erosão nesse segmento da costa.

### 3.10.3. SÍNTESE

Ao longo da extensão da linha de costa brasileira são vários os trechos em erosão, distribuídos irregularmente e, muitas vezes, associados aos ambientes dinâmicos de desembocaduras. A ocupação desordenada é outra grande causa apontada para a ocorrência de tal fenômeno em praias brasileiras. A construção civil, em áreas próximas à linha costeira, por vezes, não só compromete o balanço sedimentar local, como pode iniciar ou acelerar o processo erosivo. A elevação do nível do mar e as maiores frequência e intensidade das tempestades, associadas ao aumento de temperatura do oceano, reforçam-no ainda mais.

Diversas são as áreas costeiras densamente povoadas que se situam em regiões planas e baixas, nas quais os problemas já existentes de erosão, drenagem e inundações serão amplificados em cenários de mudanças climáticas.

A vulnerabilidade dos diversos macrocompartimentos analisados em conjunto representa a situação atual que, quando considerada sob os aspectos das mudanças climáticas potenciais, como principalmente

a elevação do nível do mar, tende a se tornar mais crítica.

Em especial, o agravamento decorrente da erosão e inundação costeiras, tem reflexos sobre as áreas urbanas de baixa altitude, como também sobre as áreas de manguezais, cuja capacidade de adaptação à elevação do nível relativo do mar poderá ficar comprometida, a depender não somente das suas taxas de aumento e de aporte sedimentar, como também da disponibilidade de espaço para acomodação.

Uma evaporação maior decorrente de uma temperatura mais elevada deverá provocar, igualmente, um maior transporte eólico no litoral do Nordeste semiárido, com aumento da transferência de sedimentos da praia para o campo de dunas e a conseqüente expansão do déficit de sedimentos. Ao mesmo tempo, ciclones extratropicais mais frequentes e intensos tenderão a aumentar a recorrência de eventos extremos, com ondas altas, ventos fortes e precipitações intensas afetando partes do litoral Sul e Sudeste do País.

Reajustamentos morfossedimentares de praias por transposição de ondas sobre arenitos submersos defronte a largos trechos do litoral do Nordeste, assim como mudanças na intensidade do transporte litorâneo – e mesmo, a sua reversão –, provocadas pela alteração do ângulo de incidência das ondas, devem implicar erosão e acumulação localizada de sedimentos.

Por fim, o número maior de eventos extremos poderá resultar em aumento do aporte de sedimentos da plataforma continental interna para a zona costeira, de modo a compensar parcialmente o déficit no balanço sedimentar decorrente da modificação no equilíbrio morfossedimentar provocado pelas mudanças do clima.

### **3.11. RELAÇÕES ENTRE MUDANÇAS CLIMÁTICAS E OS PRIMEIROS NÍVEIS DA REDE TRÓFICA MARINHA**

#### **3.11.1 INTRODUÇÃO**

A Convenção da Diversidade Biológica realizada em outubro de 2010, em Nagoya, Japão, concluiu que, em 40 anos, 30% da biodiversidade global foram perdidos, o que implica em perdas anuais entre US\$ 2 trilhões e US\$ 4,5 trilhões por ano que deixaram de ser computados nos cálculos do Produto Interno Bruto (PIB) de cada país (PNUMA, 2010).

Os ecossistemas marinhos representam um dos setores em que perdas como essas são cada vez mais evidentes. O *Primeiro Censo Marinho Global* acusou um grande desconhecimento acerca das espécies marinhas (Ausubel *et al.*, 2010). Até essa data, cerca de 250 mil espécies haviam sido identificadas enquanto outras cerca de 750 mil aguardavam identificação. Este cálculo ainda assim desconsidera milhões de espécies de microrganismos, equivalentes a 90% da biodiversidade oceânica. A falta de proteção das zonas costeiras e marinhas torna a situação ainda mais grave, uma vez que milhares de espécies podem vir a desaparecer sem mesmo terem sido conhecidas. No Brasil, apenas 1,5% da área costeira é protegida, menos do que 10% das espécies marinhas são conhecidas e os microrganismos sequer entram nesse cômputo.

#### **3.11.2 O PAPEL DO FITOPLÂNCTON NA REDE TRÓFICA MARINHA E NA BOMBA BIOLÓGICA**

Estima-se que 48% da absorção biológica global de carbono sejam de responsabilidade do fitoplâncton marinho (Field *et al.*, 1998) – microrganismos que realizam essa atividade através da fixação fotossintética diária de CO<sub>2</sub>. Parte do carbono fixado nas regiões iluminadas do oceano eventualmente afunda para as regiões mais profundas, onde é reconvertida em CO<sub>2</sub> via remineralização, ou permanece

sequestrado no sedimento. Esse processo de remoção contínua de CO<sub>2</sub> das regiões superficiais do oceano produz o que se denomina de *bomba biológica*, responsável por remover continuamente o CO<sub>2</sub> da atmosfera. O balanço entre a fixação de CO<sub>2</sub> e o acúmulo de carbono no sedimento estabelece a extensão do sequestro efetivo de CO<sub>2</sub> atmosférico.

Riebesell *et al.* (2007) descrevem evidências de que essa bomba biológica pode se tornar mais forte sob concentrações elevadas de CO<sub>2</sub> na atmosfera e, assim, prover uma retroalimentação negativa em relação à elevação das concentrações atmosféricas desse gás de efeito estufa. De acordo com os cálculos desses autores, a retroalimentação representa 10% do CO<sub>2</sub> extra que foi emitido para a atmosfera desde o início da Revolução Industrial, há quase 300 anos. De 25% a 30% do CO<sub>2</sub> antropogênico atravessam a superfície do oceano, aumentando a concentração de carbono inorgânico dissolvido (*DIC*) e a acidez das águas, com um prejuízo potencial para o próprio fitoplâncton, principalmente aqueles que apresentam elementos calcários em suas estruturas celulares, bem como para outros organismos marinhos.

Apesar de os oceanos representarem os maiores reservatórios de *DIC*, algo como somente 1% se encontra em forma de CO<sub>2</sub>, a molécula requerida pela enzima fotossintética Rubisco, a qual opera com pouca eficiência nas concentrações de dióxido de carbono típicas da água do mar. Dessa forma, Riebesell *et al.* (2007) argumentam que o aumento das concentrações de CO<sub>2</sub> no ambiente pode favorecer a eficiência fotossintética, aumentando a absorção do gás carbônico antropogênico. Em trabalho mais recente Krug *et al.* (2011), mostram que, para os *Coccolithus* (importante grupo de organismos fitoplanctônicos responsável por fixação de carbonatos e aumento do albedo terrestre) de modo geral, o aumento da fotossíntese é acompanhado por redução nas taxas de calcificação do organismos. Gereth *et al.* (2014) mostram que o aumento da temperatura reduz a razão CIP /COP (Carbono inorgânico particulado/ Carbono orgânico particulado) e aumenta os requisitos de fósforo para *Coccolithus pelagicus* para manter o crescimento e a taxa de produção de POC para a espécie em alta temperatura, possivelmente reduzindo sua abundância em oceanos quentes. Isso resultaria numa CIP/COP <1, favorecendo o sequestro de CO<sub>2</sub> em relação à liberação.

Entretanto, Muller *et al.* (2010) demonstram a redução das taxas de crescimento a longo prazo sob concentrações elevadas de CO<sub>2</sub> para *Emiliana huxleyi* e *Coccolithus braarudii* o que também pode reduzir o efeito da bomba biológica nessas condições. O trabalho de Lassen *et al.* (2010) foca outro aspecto não considerado nos estudos anteriores: o efeito do aumento da temperatura sobre a estrutura da comunidade de fitoplâncton. Seus resultados mostram que, para acréscimos de temperatura de cerca de 3°C, os dinoflagelados e a diatomácea *Thalassionema nitzchioides* aumentaram em abundância em mesocosmos experimentais submetidos a aquecimento. Já a diatomácea *Skeletonema marinoi*, usual formadora de florações de primavera na região do estudo, foi pouco encontrada nos mesocosmos mais aquecidos. Esses resultados indicam que elevações na temperatura podem promover resultados não previstos ao longo da rede trófica.

Esses resultados experimentais confirmaram alterações *in situ* observadas na comunidade fitoplanctônica da Península Ocidental Antártica por Montes-Hugo *et al.* (2009), que as atribuíram ao aquecimento que a região tem sofrido. O clima desse local atravessa transformação, do tipo climático frio-seco para tipo climático quente-úmido sub-Antártico. Com base em dados de campo e colhidos por satélites ao longo de três décadas, os autores comprovaram que a produtividade biológica, estimada a partir das concentrações de clorofila de superfície, tem mudado significativamente ao longo da plataforma da península. No verão, a produtividade nas águas de superfície declinou por volta de 12% nos últimos 30 anos sobretudo na direção do Norte da península. As tendências de variação latitudinal da clorofila refletiram os padrões de desvios na cobertura de gelo, da formação de nuvens e de ventos afetando a coluna de água. Por sua vez, as mudanças regionais no fitoplâncton coincidem com as observadas no crustáceo krill (*Euphausia superba*), que está sendo substituído por salpas (gelatinosos), e com mudanças nas populações de pinguins Adélia que estão sendo substituídos por pinguins Chinstrap. Estes resultados indicam claramente que mudanças na temperatura promovem alterações na base da rede trófica que acabam tendo um reflexo expressivo nos níveis tróficos superiores.

Também demonstram o grau de complexidade a ser observado pelos estudos experimentais acerca dos efeitos das mudanças climáticas e dos efeitos de retroalimentação sobre o clima, uma vez que elevações nas concentrações de CO<sub>2</sub> atmosférico certamente serão acompanhadas de aumentos na temperatura das águas superficiais.

Outro importante trabalho recente (Boyce *et al.*, 2010) mostra alguns resultados aparentemente contraditórios em relação às extrapolações decorrentes dos estudos de Riebesell *et al.* (2007). Ao analisarem os dados de concentração de fitoplâncton coletados por imagens de satélite disponíveis desde 1979, esses autores verificaram possíveis flutuações em escala decadal ligadas à forçante climática. Porém, a extensão temporal desses registros é insuficiente para identificar tendências de longo prazo. Por sua vez, ao combinarem valores de medidas de transparência do oceano com observações *in situ* de clorofila, a fim de estimar a dependência temporal da biomassa do fitoplâncton em escalas locais, regionais e global desde 1899, Boyce *et al.* verificaram, na obra citada, um declínio médio de 1% ao ano na biomassa fitoplanctônica. A análise revelou ainda, flutuações interanuais a decadais sobrepostas a tendências de longo prazo e fortemente correlacionadas a índices climáticos em escala de bacia oceânica. As tendências de declínio apresentaram-se correlacionadas a aumentos da temperatura de superfície do oceano. Os resultados obtidos apontam para uma necessidade de que este declínio passe a ser considerado em estudos do ecossistema marinho, de ciclagem de nutrientes, circulação oceânica, pesca e modelos climáticos.

### 3.11.3 PAPEL DOS MICRO-ORGANISMOS MARINHOS NA REGULAÇÃO CLIMÁTICA

As preocupações em relação às mudanças climáticas contemporâneas e futuras têm se voltado principalmente para o aumento exponencial das concentrações atmosféricas de CO<sub>2</sub> a partir do século passado em função da queima de combustíveis fósseis e florestas. Entretanto, fica cada vez mais claro para os cientistas que outros gases de efeito estufa, além do CO<sub>2</sub>, são motores extremamente potentes do sistema climático global (IPCC, 2007).

O papel do fitoplâncton na regulação climática não se traduz somente na absorção e sequestro diários de gás carbônico e na liberação de oxigênio. Conforme estudos recentes, a comunidade planctônica pode contribuir para reduzir o fluxo de radiação para a superfície e para ampliar o albedo terrestre – a capacidade reflexiva de luz da superfície – através da produção de compostos que se transformam em aerossóis, os quais geram núcleos de condensação de nuvens na atmosfera (Charlson, 1987; Vallina e Simó, 2007; Liss, 2007). Isto sugere que a produtividade primária pode exercer importante papel no controle da cobertura de nuvens sobre os oceanos, como efetivamente demonstraram Meskhidze e Nenes (2006). Estes autores combinaram observações de satélite das concentrações de clorofila no oceano e da cobertura de nuvens sobre uma floração no Oceano Antártico. Verificaram que a produtividade biológica tem um efeito significativo sobre determinados tipos de nuvens que se formam sobre o oceano, o que levou a uma grande modificação no fluxo radioativo de ondas curtas no topo da atmosfera.

Estudos feitos com simulações de perturbações em modelos climáticos Oceano-Atmosfera – os quais incluem os ecossistemas oceânicos e o ciclo global do enxofre – têm demonstrado a conexão entre sulfeto de dimetila (DMS) e o clima. Isto porque tanto o aumento como a redução das emissões desse gás-traço exercem forte efeito de retroalimentação negativa sobre o clima, aumentando ou reduzindo o albedo pelas mudanças na formação de nuvens (Gunson *et al.*, 2006).

Efeitos de retroalimentação negativa de DMS sobre o clima foram verificados através da forte relação entre a dose de radiação solar e a concentração de DMS sobre a superfície global dos oceanos (Vallina e Simó, 2007). Entretanto, os fatores que controlam sua emissão pelo fitoplâncton são pouco compreendidos (Liss, 2007), o que limita a confiabilidade das previsões futuras dos fluxos de DMS para a atmosfera.

Outros orgânicos voláteis, como os organohaletos – por exemplo, o metilbrometo –, produzidos pela biota planctônica marinha, também são importantes no contexto da retroalimentação do clima.

Esse composto se decompõe liberando o brometo inorgânico que atua sobre o balanço atual do  $O_3$  (Yang *et al.*, 2005). Tanto as emissões naturais de brometo nos oceanos como o isopreno da biota terrestre são sensíveis ao clima e importantes de serem quantificados. Mudanças futuras na circulação atmosférica podem promover o aumento de compostos reativos de brometo inorgânico na baixa estratosfera, com o potencial de destruição do  $O_3$  (Yang *et al.*, 2005; Pyle *et al.*, 2007).

As microalgas marinhas também são responsáveis por emissões contendo iodeto, as quais podem ser convertidas em partículas de aerossol e passar a ter, nessa forma, importante significado climático, em função da cor mais clara desses últimos quando comparada à dos oceanos (O'Dowd e de Leeuw, 2007). Os fatores que controlam a produção primária – e, portanto, do aerossol marinho – e secundária – responsável pela química oxidativa dos aerossóis marinhos, - ainda estão por ser elucidados. Outras ameaças dizem respeito ao efeito do aumento da radiação ultravioleta sobre o fitoplâncton em decorrência da redução da camada de ozônio (Mohovic *et al.*, 2006; Roy *et al.*, 2006), apesar de que trabalhos recentes têm apontado para uma recuperação da camada de ozônio em função de maior controle de emissão de gases compostos por CFC (Gianesella e Saldanha-Corrêa, 2010). Com base em constatações dessa natureza, Beerling *et al.* (2007) enfatizaram que é uma prioridade a incorporação de resultados experimentais e observacionais recentes, especialmente acerca da influência do  $CO_2$  sobre as emissões de gases-traço pelas microalgas marinhas, aos modelos do sistema global. Os resultados desses modelos poderão ser confrontados com dados históricos das concentrações, obtidos de cores de gelo polar estendendo-se até 650.000 anos, que poderão fornecer referências para sua avaliação. Tais observações através de ampla faixa de escalas de tempo permitiriam estabelecer a sensibilidade do clima da Terra, uma métrica que influirá sobre nossa capacidade de decidir o que constitui uma “mudança climática perigosa” (Andreae *et al.*, 2005; Andreae, 2007).

Estudos de modelagem (Bopp *et al.*, 2003; Gabric *et al.*, 2004) sugerem que um pequeno aumento na produção de DMS oceânico, em resposta a um aquecimento climático referente à duplicação das concentrações de  $CO_2$ , depende fortemente de uma base limitada de dados de fluxos de DMS observados no oceano atual, como aqueles obtidos por Kettle *et al.* (1999).

Efetivamente, esta classe de modelos deve considerar as observações experimentais, ainda limitadas, as quais demonstram que concentrações elevadas de  $CO_2$  surpreendentemente suprimem as emissões de DMS (Sunda *et al.*, 2002). Caso esta resposta seja verificada para o fitoplâncton de modo geral, num mundo futuro com alto  $CO_2$  poderá ser reduzida a eficiência de um mecanismo de retroalimentação negativo que auxiliaria a baixar as temperaturas planetárias. Por outro lado, tais microrganismos são extremamente sensíveis a alterações ambientais e as implicações dos efeitos das mudanças climáticas sobre eles ainda são pouco claras, em decorrência da falta de informações básicas sobre a composição e o funcionamento dessa comunidade.

### 3.11.4 SÍNTESE

Conforme a Terra entra num período de mudanças climáticas antropogênicas rápidas, com possibilidades concretas de mudanças climáticas drásticas nas próximas poucas décadas, o conhecimento da biologia e da geoquímica envolvidas nesses processos e seus respectivos papéis no clima da Terra ainda são pouco conhecidos e exigem uma prioridade crítica de pesquisas.

O Brasil, hoje, se encontra apto a participar de estudos mais minuciosos de modelagem climática (Tollefsson, 2010), tanto em termos de recursos humanos como tecnológicos que incluam os aspectos necessários apontados nesta revisão.

Não se pode, entretanto, deixar também de considerar os diagnósticos sobre a biodiversidade no oceano, bem como de estabelecer políticas de conservação, que devem, entretanto, estar interligadas às políticas acerca do uso de combustíveis fósseis, do uso do solo, da qualidade das águas dos rios, do controle da poluição atmosférica, etc, uma vez que, no caso do plâncton, estes organismos, apesar de microscópicos, ao mesmo tempo em que exercem tremendo controle sobre o balanço de gases

e temperatura terrestres, são extremamente frágeis e dependentes das condições físicas e químicas dos oceanos, cujas modificações em função do excesso de CO<sub>2</sub> atmosférico, provocarão alterações ainda difíceis de serem previstas sobre o seu metabolismo e biodiversidade.

## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Albino, J.S. e K. Suguio, 2010: Sedimentation processes and beach morphodynamics active at the Doce River mouth, Espírito Santos State, Brazil. *An. Acad. Bras. Cienc.*, 82(4), 1031-1044.

Albino, J., G. Girardi e K.A. do Nascimento, 2006: Espírito Santo. In: *Erosão e progradação do litoral brasileiro* [Muehe, D. (Ed.)]. Brasília, DF: Ministério do Meio Ambiente, pp. 227-264.

Albright, R.C. e C. Langdon, 2011: Ocean acidification impacts multiple early life history processes of the Caribbean coral *Poritesastreoides*. *Global Change Biol.*, 17, 2478-2487.

Albuquerque, A.L.S., 2011: Produtividade na ressurgência costeira de Cabo Frio e seu potencial de acúmulo de matéria orgânica: interações hidrosfera-biosfera. Relatório de Atividades. Rede de Geoquímica da Petrobras. 212pp.

Alley, R.B., P.U. Clark, P. Huybrechts e I. Joughin, 2005: Ice-sheet and sea-level changes. *Science*, 310(5747), 456-60. doi: 10.1126/science.1114613.

Anderson, R.F. *et al.*, 2009: Wind-driven upwelling in the Southern Ocean and deglacial rise in atmospheric CO<sub>2</sub>. *Science*, 323, 1443-1447.

Andreae, M.O., 2007: Atmospheric aerosols versus greenhouse gases in the twenty-first century. *Phil. Trans. R. Soc. A*, 365, 1915-1923.

Andreae, M.O., C.D. Jones e P.M. Cox, 2005: Strong present-day aerosol cooling implies a hot future. *Nature*, 435, 1187-1190.

Angulo, R.J. *et al.*, 2006: Paraná. In: *Erosão e progradação do litoral brasileiro* [Muehe, D. (Ed.)]. Ministério do Meio Ambiente, Brasília, pp. 347-400.

Antoine, D., J.M. André e A. Morel, 1996: Oceanic primary production: 2 estimation at global scale from satellite (coastal zone color scanner) chlorophyll. *Global Biogeochem. Cycles*, 10(1), 57-69.

Antonov, J., S. Levitus e T. Boyer, 2002: Steric sea level variations during 1957-1994: Importance of salinity. *J. Geophys. Res.*, 107(C12), 8013-8020.

Araújo, T.C.M., R.C.A.L. Santos, J.C.S. Seoane e V.A.V. Manso, 2006: Alagoas. In: *Erosão e progradação do litoral brasileiro* [Muehe, D. (Ed.)]. Ministério do Meio Ambiente, Brasília, pp. 197-212.

Arblaster, J., e G. Meehl, 2006: Contributions of external forcings to Southern Annular Mode Trends. *J. Clim.*, 19, 2896-2905.

Arruda, W.Z., C.A.D. Lentini e E.J.D. Campos, 2005: The use of satellite derived upper ocean heat content to the study of climate variability in the South Atlantic. *Rev. Bras. Cartogr.*, 57/02, 87-92.

Ashok, K. e T. Yamagata, 2009: The *El Niño* with a difference. *Nature*, 461, 481-484.

Ashok, K. *et al.*, 2007: *El Niño* Modoki and its possible teleconnection. *J. Geophys. Res.*, 112, doi: 10.1029/2006JC003798.

- Ausubel, J.H., D.T. Crist e P.E. Waggoner (eds.), 2010: First Census of Marine Life 2010: Highlights of a Decade of Discovery. Census of Marine Life, Washington, DC, 64 pp.
- Bacon, P.R., 1994: Template for evaluation of impacts of sea-level rise on Caribbean Coastal Wetlands. *Ecol. Eng.*, 3(2), 171-186.
- Baker, A.C., P.H. Glynn e B. Riegl, 2008: Climate change and coral reef bleaching: An ecological assessment of long-term impacts, recovery trends and future outlook. *Estuarine Coastal Shelf Sci.*, 80(4), 435-471.
- Ball, M.C., M.J. Cochrane e H.M. Rawson, 1997: Growth and water use of the mangroves *Rhizophora apiculata* and *R. stylosa* in response to salinity and humidity under ambient and elevated concentrations of atmospheric CO<sub>2</sub>. *Plant Cell Environ.*, 20, 1158-1166.
- Beal, L.M., W.P.M., De Ruijter, A. Biastoch e R. Zahn, 2011: On the role of the Agulhas system in ocean circulation and climate. *Nature*, 472, 429-436.
- Beerling, D.J., C.N. Hewitt, J.A. Pyle e J.A. Raven, 2007: Critical issues in trace gas biogeochemistry and global change. *Phil. Trans. R. Soc. A.*, 365, 1629-1642.
- Behling, H., M.C.L. Cohen e R.J. Lara, 2004: Late Holocene mangrove dynamics of Marajó Island in Amazonia, northern Brazil. *Veget. Hist. Archeobot.*, 13, 73-80.
- Berger, U. *et al.*, 2008: Advances and limitations of individual-based models to analyze and predict dynamics of mangrove forests. *Aquat. Bot.*, 89(2), 260-274.
- Berner, R.A., 1982: Burial of organic carbon and pyrite sulphur in the modern ocean: its geochemical and environmental significance. *Am. J. Sci.*, 282, 451-473.
- Biastoch, A., C.W. Böning e J.R.E. Lutjeharms, 2008: Agulhas leakage dynamics affects decadal variability in Atlantic overturning circulation. *Nature*, 456, 489-492.
- Biastoch, A., C.W. Böning, F.U. Schwarzcopf e J.R.E. Lutjeharms, 2009: Increase in Agulhas leakage due to poleward shift of Southern Hemisphere westerlies. *Nature*, 462, 495-498.
- Bindoff, N.L. *et al.*, 2007: Observations: oceanic climate change and sea level. In: *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Solomon, S. *et al.* (Eds.)]. Cambridge, UK, e New York, NY, USA: Cambridge University Press.*
- Bittencourt, A.C.S.P., F.C. Livramento, J.M.L. Dominguez e I.R. Silva, 2010: Tendência de longo prazo à erosão costeira num cenário perspectivo de ocupação humana: litoral norte do estado da Bahia. *Rev. Bras. Geociênc.*, 40(1), 125-137.
- Bittencourt, A.C.S.P., M.B. de Oliveira e J.M.L. Dominguez, 2006: Sergipe. In: *Erosão e progradação do litoral brasileiro [Muehe, D. (Ed.)]. Ministério do Meio Ambiente, Brasília, pp. 131-154.*
- Blasco, F., P. Saenger e E. Janodet, 1996: Mangroves as indicators of coastal change. *Catena*, 27, 167-178.
- Böning, C.W. *et al.*, 2008: The response of the Antarctic Circumpolar Current to recent climate change. *Nature Geosci.*, 1, 864-869, doi:10.1038/ngeo362.
- Bopp, L., O. Aumont, S. Belviso e P. Monfray, 2003: Potential impact of climate change on marine dimethyl sulphide emissions. *Tellus B*, 55, 11-22.

- Bousquet, P. *et al.*, 2000: Regional changes in carbon dioxide fluxes of land and oceans since 1980. *Science*, 290(5495), 1342-1346.
- Boyce, D.G., M.R. Lewis e B. Worm, 2010: Global phytoplankton decline over the past Century. *Nature*, 466, 591-596.
- Boyer, T., *et al.*, 2007: Changes in freshwater content in the North Atlantic Ocean 1955-2006. *Geophys. Res. Lett.*, 34, L16603, doi:10.1029/2007GL030126.
- Boyer, T.P. *et al.*, 2005a: Linear trends in salinity for the World Ocean, 1955-1998. *Geophys. Res. Lett.*, 32, L01604, doi:10.1029/2004GL021791.
- Boyer, T.P. *et al.*, 2005b: Objective analyses of annual, seasonal, and monthly temperature and salinity for the world ocean on a 0.25 Grid. *Int. J. Climatol*, 25, 931-945.
- Cabanes, C., A. Cazenave e C. Le Provost, 2001: Sea level rise during past 40 years determined from satellite and *in situ* observations. *Science*, 294(5543), 840-2. doi: 10.1126/science.1063556.
- Cai, W., P.H. Whetton e D.J. Karoly, 2003: The response of the Antarctic Oscillation to increasing and stabilized atmospheric CO<sub>2</sub>. *J. Clim.*, 16, 1525-1538.
- Caldeira, K. e M.E. Wickett, 2003: Anthropogenic carbon and ocean pH. *Nature*, 425 (6956), 365.
- Caldeira, K. e M.E. Wickett, 2005: Ocean model predictions of chemistry changes from carbon dioxide emissions to the atmosphere and ocean. *J. Geophys. Res.*, 110, C09S04, doi:10.1029/2004JC002671.
- Calliari, L., N. Speranski e I. Boukareva, 1998: Stable focus of wave rays as a reason of local erosion at the southern Brazilian coast. *J. Coastal Res.*, SI 26, 19-23.
- Campos, R.M., R. Camargo e J. Harari, 2010: Caracterização de eventos extremos do nível do mar em Santos e sua correspondência com as reanálises do modelo do NCEP no sudoeste do Atlântico Sul. *Rev. Bras. Meteorol.*, 25(2), 175-184.
- Cardinal, D. *et al.*, 2005: Variations of carbon remineralisation in the Southern Ocean illustrated by the Baxs proxy. *Deep Sea Res. Part I*, 52, 355-370.
- Carson, M. e D.E. Harrison, 2010: Regional interdecadal variability in bias-corrected ocean temperature data. *J. Clim.*, 23, 2847-2855.
- Carvalho, L. M. V., Jones C., Ambrizzi T., 2005: Opposite Phases of the Antarctic Oscillation 23 and Relationships with Intraseasonal to Interannual Activity in the Tropics during the Austral 24 Summer. *J. Climate*, 18, 702-718.
- Carton, J.A. e S. Hakkinen, 2011: Introduction to Atlantic Meridional Overturning Circulation (AMOC). *Deep Sea Res. Part II*, 58, 1754-1767.
- Chang, P., L. Ji e H. Li, 1997: A decadal climate variation in the tropical Atlantic Ocean from thermodynamic air-sea interactions. *Nature*, 385, 516-518.
- Charlson, R.J., J.E. Lovelock, M.O. Andreae e S.G. Warren, 1987: Oceanic phytoplankton, atmospheric sulphur, cloud albedo and climate. *Nature*, 326, 661-665.
- Church, J.A. e N.J. White, 2006: A 20th century acceleration in global sea-level rise. *Geophys. Res. Lett.*, 33, L01602, doi:10.1029/2005GL024826.

- Church, J.A., *et al.*, 2001: Changes in sea level. In: *Climate Change 2001: The Scientific Basis. Contribution of Working Group 1 to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Houghton, J.T. *et al.* (Eds.)]. Cambridge, UK, e New York, NY: Cambridge University Press.
- Church, J.A. *et al.*, 2004: Estimates of the regional distribution of sea level rise over the 1950-2000 period. *J. Clim.*, 17(13), 2609-2625, doi: 10.1175/1520-0442(2004)017<2609:EOTRDO>2.0.CO;2.
- Church, J.A. *et al.*, 2008: Understanding global sea levels: past, present and future. *Sustain. Sci.*, 3(1), 9-22, doi: 10.1007/s11625-008-0042-4.
- Cintrón-Molero, G. e Y. Schaeffer-Novelli, 1992: Ecology and management of New World mangroves. In: *Coastal plant communities of Latin America* [Seeliger, U. (Ed.)]. Waltham, MA: Academic Press, pp. 233-258.
- Cohen, M.C.L., H. Behling e R.J. Lara, 2005: Amazonian mangrove dynamics during the last millennium: The relative sea-level and the Little Ice Age. *Rev. Palaeobot. Palynol.*, 136, 93-108.
- Cunha-Lignon, M., *et al.* 2009: Mangrove forests and sedimentar processes on the South coast of São Paulo State (Brazil). *J. Coastal Res.*, SI 56 (Proceedings of the 10th International Coastal Symposium), 405-409.
- Cunningham, S.A. *et al.*, 2007: Temporal variability of the Atlantic meridional overturning circulation at 26.5°N. *Science*, 317, 935-938.
- Curry, R., B. Dickson e I. Yashayaev, 2003: A change in the freshwater balance of the Atlantic Ocean over the past four decades. *Nature*, 426(6968), 826–829.
- Curry, R. e C. Mauritzen, 2005: Dilution of the northern North Atlantic Ocean in recent decades. *Science*, 308, 1772–1774.
- Curtis, S. e R.F. Adler, 2003: The evolution of *El Niño*-precipitation relationships from satellites and gauges. *Geophys. Res. Lett.*, 108, 4153, doi:10.1029/2002 JD002690.
- D’Onofrio, E.E., J.L. Pousa, E.J. Schnack e G.R. Bertola, 2009: Storm surge and coastal impacts at Mar del Plata, Argentina. *Cont. Shelf Res.*, 29, 1643-1649.
- Dai, A. e K. Trenberth, 2002: Estimates of freshwater discharge from continents: Latitudinal and seasonal variations. *J. Hydrometeorol.*, 3, 660-687.
- Dai, A., T. Qian, K. Trenberth e J. Milliman, 2009: Changes in continental freshwater discharge from 1948 to 2004. *J. Clim.*, 22(10), 2773-2792.
- Deness, B., 1987: Sea-level modelling: the past and the future. *Prog. Oceanogr.*, 18, 41-59.
- Dillenburg, S.R., L.S. Esteves e L.J. Tomazelli, 2004: A critical evaluation of coastal erosion in Rio Grande do Sul, Southern Brazil. *An. Acad. Bras. Cienc.*, 76(3), 611-623.
- Domingues, C.M. *et al.*, 2008: Improved estimates of upper-ocean warming and multi-decadal sea-level rise. *Nature*, 453, 1090-U1096.
- Dominguez, J.M.L., 1995: Regional assessment of short and long term trends of coastal erosion in northeastern Brazil. In: *1995 LOICZ - Land-Ocean Interactions in the Coastal Zone*. São Paulo, 8-10.
- Dominguez, J.M.L., 2004: The coastal zone of Brazil: an overview. *J. Coastal Res.*, SI 39, 16-20.

- Dominguez, J.M.L., 2009: The coastal zone of Brazil. In: *Geology and geomorphology of Holocene coastal barriers of Brazil* [Dillenburg, S.R. e P.A. Hesp (Eds.)]. Berlin: Springer, pp. 253-288. (Lecture Notes in Earth Sciences, 107).
- Dominguez, J.M.L., A.C.S.P. Bittencourt e L. Martin, 1983: O papel da deriva litorânea de sedimentos arenosos na construção das planícies costeiras associadas às desembocaduras dos rios São Francisco, Jequitinhonha, Doce e Paraíba do Sul. *Rev. Bras. Geociênc.*, 13(2), 98-105.
- Dominguez, J.M.L. *et al.*, 2006: Bahia. In: *Erosão e progradação do litoral brasileiro* [Muehe, D. (Ed.)]. Brasília, DF: Ministério do Meio Ambiente, pp. 219-225.
- Donato, D.C., *et al.*, 2011: Mangroves among the most carbon-rich forests in the tropics. *Nature Geosci.*, 4, 293-297, doi:10.1038/NGEO1123.
- Doney, S.C., V.J. Fabry, R.A. Feely e J.A. Kleypas, 2009: Ocean acidification: the other CO<sub>2</sub> problem. *Ann. Rev. Mar. Sci.* 1, 169-192.
- Donners, J. e S.S. Drijfhout, 2004: The Lagrangian view of South Atlantic interocean exchange in a global ocean model compared with inverse model results. *J. Physical Oceanogr.*, 34, 1019-1035.
- Douglass, E.M. *et al.*, 2012: Subtropical mode water variability in a climatologically forced model in the Northwestern Pacific Ocean. *J. Phys. Oceanogr.*, 42, 126-140.
- Durack, P.J. e S.E. Wijffels, 2010: Fifty-year trends in global ocean salinities and their relationship to broad-scale warming. *J. Clim.*, 23, 4342-4362.
- Ellison, A.M. e E.J. Farnsworth, 1996: Anthropogenic disturbance of Caribbean mangrove ecosystems: past impacts, present trends, and future predictions. *Biotropica*, 28(4a), 549-565.
- Ellison, A.M. e E.J. Farnsworth, 1997: Simulated sea level change alters anatomy, physiology, growth, and reproduction of red mangrove (*Rhizophora mangle* L.). *Oecologia*, 112(4), 435-446.
- Ellison, J.C., 1993: Mangrove retreat with rising sea-level, Bermuda. *Estuarine Coastal Shelf Sci.*, 37(1), 75-87.
- Ellison, J.C., 1996: Pollen evidence of Late Holocene mangrove development in Bermuda. *Global Ecol. Biogeogr. Lett.*, 5(6), 315-326.
- Ellison, J.C., 2000: How South Pacific mangroves may respond to predicted climate change and sealevel rise. Chapter 15. In: *Climate Change in the South Pacific: Impacts and Responses in Australia, New Zealand, and Small Islands States* [Gillespie, A. e W. Burns, (Eds.)]. Dordrecht: Kluwer Academic Publishers, pp. 289-301.
- Ellison, J.C., 2004: Vulnerability of Fiji's mangroves and associated coral reefs to climate change. Review for the World Wildlife Fund. Launceston, Australia: University of Tasmania.
- Ellison, J.C. e D.R. Stoddart, 1991: Mangrove ecosystem collapse during predicted sea-level rise: Holocene analogues and implications. *J. Coastal Res.*, 7(1), 151-165.
- El-Robrini, M. *et al.*, 2006: Pará. In: *Erosão e progradação do litoral brasileiro* [Muehe, D. (Ed.)]. Brasília, DF: Ministério do Meio Ambiente, pp. 41-86.
- Emori, S. e S.J. Brown, 2005: Dynamic and thermodynamic changes in mean and extreme precipitation under changed climate. *Geophys. Res. Lett.*, 32, L17706, doi:10.1029/2005GL023272.

- England, M.H., S. McGregor, P. Spence, G.A. Meehl, A. Timmermann, W. Cai, A.S. Gupta, M.J. McPhaden, A. Purich, e A. Santoso, 2014: Recent intensification of wind-driven circulation in the Pacific and the ongoing warming hiatus. *Nat. Clim. Change*, 4, 403–407.
- Esteves, L.S., 2006: Rio Grande do Sul - Variabilidade espaço temporal. In: *Erosão e progradação do litoral brasileiro* [Muehe, D. (Ed.)]. Brasília, DF: Ministério do Meio Ambiente, pp. 460-467.
- Esteves, L.S., J.J. Williams e S.R. Dillenburg, 2006: Seasonal and interannual influences on the patterns of shoreline changes in Rio Grande do Sul, Southern Brazil. *J. Coastal Res.*, 22(5), 1076-1093.
- Ewing, M., W.J. Ludwig e J.I. Ewing, 1964: Sediment distribution in the Oceans: the Argentine Basin. *J. Geophys. Res.*, 69, 2003-2033.
- Farneti, R. e T.L. Delworth, 2010: The role of mesoscale eddies in the remote oceanic response to altered southern hemisphere winds. *J. Phys. Oceanogr.*, 40, 2348-2354.
- Farnsworth, E.J. e A.M. Ellison, 1996: Elevated CO<sub>2</sub> alters anatomy, physiology, growth, and reproduction of red mangrove (*Rhizophora mangle* L.). *Oecologia*, 108(4), 599-609.
- Gouretski, V. e F. Reseghetti, 2010: On depth and temperature biases in bathythermograph data: Development of a new correction scheme based on analysis of a global ocean database. *Deep Sea Res. Part I*, 57, 812-833.
- Goyet, C., R. Adams e G. Eiseded, 1998: Observations of the CO<sub>2</sub> system properties in the tropical Atlantic Ocean. *Mar. Chem.*, 60(1-2), 49-61, doi:10.1016/S0304-4203(97)00081-9.
- Graham, J.A. *et al.*, 2011: North Atlantic climate responses to perturbations in Antarctic Intermediate Water. *Clim. Dyn.*, 37, 297-311, doi:10.1007/s00382-010-0981-1.
- Gregory, J.M., 1998: Simulated future sea-level rise due to glacier melt based on regionally and seasonally resolved temperature changes. *Nature*, 391, 474-476.
- Gregory, J.M. *et al.*, 2005: A model intercomparison of changes in the Atlantic thermohaline circulation in response to increasing atmospheric CO<sub>2</sub> concentration. *Geophys. Res. Lett.*, 32(L12703), doi:10.1029/2005GL023209.
- Grimm, A.M., 2003: The *El Niño* impact on the summer monsoon in Brazil: regional processes versus remote influences. *J. Clim.*, 16, 263-280.
- Grinsted, A. e J.C. Moore, 2010: Reconstructing sea level from paleo and projected temperatures 200 to 2100 AD. *Clim. Dyn.*, 34(4), 461-472, doi: 10.1007/s00382-008-0507-2.1.
- Gruber, N., J.L. Sarmiento e T.F. Stocker, 1996: An improved method for detecting anthropogenic CO<sub>2</sub> in the oceans. *Global Biogeochem. Cycles*, 10, 809-837.
- Gulev, S., T. Jung e E. Ruprecht, 2007: Estimation of the impact of sampling errors in the VOS observations on air-sea fluxes. Part II: Impact on trends and interannual variability. *J. Clim.*, 20, 302-315.
- Gunson, J.R. *et al.*, 2006: Climate sensitivity to ocean dimethylsulphide emissions. *Geophys. Res. Lett.*, 33 (L07701).
- Haarsma, R.J., E.J.D. Campos e F. Molteni, 2003: Atmospheric response to South Atlantic SST dipole. *Geophys. Res. Lett.*, 30, doi:10.1029/2003GL017829.

- Haarsma, R.J., E.J.D. Campos, W. Hazeleger e C. Severijns, 2008: Influence of the meridional overturning circulation on tropical Atlantic climate and variability. *J. Clim.*, 21, 1403-1416.
- Haarsma, R.J. *et al.*, 2011: Impacts of interruption of the Agulhas leakage on the tropical Atlantic in coupled ocean-atmosphere simulations. *Clim. Dyn.*, 36, 989-1003.
- Hadlich, G.M. e J.M. Ucha, 2009: Apicuns: aspectos gerais, evolução recente e mudanças climáticas globais. *Rev. Bras. Geomorf.*, 10(2).
- Häkkinen, S., 2002: Surface salinity variability in the northern North Atlantic during recent decades. *J. Geophys. Res.*, 107(C12), 8003.
- Harari, J. e P. Camargo, 1994: Tides and mean sea level in Recife (PE): 8° 3.3'S 34° 51.9'W: 1946 to 1988. *Bol. Inst. Oceanogr.*
- Feely, R.A., S.C. Doney e S.R. Cooley, 2009: Ocean acidification - Present conditions and future changes in a high- CO<sub>2</sub> world. *Oceanography*, 22(4), 37-47.
- Fetter, A.F.H. e R.P. Matano, 2008: On the origins of the variability of the Malvinas Current in a global, eddy permitting numerical simulation. *J. Geophys. Res.*, 113, C11018, doi:10.1029/2008JC004875.
- Field, C.B., M.J. Behrenfeld, J.T. Randerson e P. Falkowski, 1998: Primary production of the biosphere: integrating terrestrial and oceanic components. *Science*, 281, 237-240.
- Field, C.D., 1995: Impact of expected climate-change on mangroves. *Hidrobiologia*, 295, 75-81.
- Fischer, G., V. Rathmeyer e G. Wefer, 2000: Organic carbon fluxes in the Atlantic and the Southern Ocean: relationship to primary production compiled from satellite radiometer data. *Deep Sea Res. Part II*, 47, 1961-1997.
- Foltz, G.R. e M.J. McPhaden, 2010: Interaction between the Atlantic meridional and Niño modes. *Geophys. Res. Lett.*, 37 (L18604), doi:10.1029/2010GL044001.
- François, R., S. Honjo, R. Krishfield e S. Manganini, 2002: Factors controlling the flux of organic carbon to the bathypelagic zone of the ocean. *Global Biogeochem. Cycles*, 16, 234-265.
- Friedlingstein, P. *et al.*, 2006: Climate-carbon cycle feedback analysis: results from the C<sup>\*</sup>MIP model intercomparison. *J. Clim.*, 19(14), 3337-3353.
- Fromard, F., C. Vega e C. Proisy, 2004: Half a century of dynamic coastal change affecting mangrove shorelines of French Guiana. A case study based on remote sensing data analyses and field surveys. *Mar. Geol.*, 208, 265-280.
- Gabric, A.J. *et al.*, 2004: Modeling estimates of the global emission of dimethylsulfide under enhanced greenhouse conditions. *Global Biogeochem. Cycles*, 18, GB2041.
- Garzoli, S.R., 1993: Geostrophic velocity and transport variability in the Brazil-Malvinas Confluence. *Deep Sea Res. Part I*, 40, 1379-1403.
- Gerecht, C., L. *et al.*, 2014 High temperature decreases the PIC / POC ratio and increases phosphorus requirements in *Coccolithus pelagicus* (Haptophyta). *Biogeosciences Discuss.*, 11, 1021-1051.
- Gianesella, S.M.F. e F.M.P. Saldanha-Corrêa, 2010. Sustentabilidade dos oceanos. Série Sustentabilidade, v.7, José Goldemberg (Coord.) Blucher, São Paulo, 199p.

- Gille, S.T., 2002: Warming of the Southern Ocean since the 1950s. *Science*, 295, 1275-1277.
- Gilman, S.E., D.S. Wetthey e B. Helmuth, 2006: Variation in the sensitivity of organismal body temperature to climate change over local and geographic scales. *Proc. Natl. Acad. Sci. USA*, 103, 9560-9565.
- Gnanadesikan, A., 1999: A simple predictive model for the structure of the oceanic pycnocline. *Science*, 283, 2077-2079.
- Goni, G., e I. Wainer, 2001: Investigation of the Brazil Current front variability from altimeter data. *J. Geophys. Res.*, 106 (C12), 31,117-31,128.
- Goni, G.J., F. Bringas e P.N. DiNezio, 2011: Observed low frequency variability of the Brazil Current Front. *J. Geophys. Res.*, 116, C10037, doi:10.1029/2011JC007198.
- González-Dávila, M., J.M. Santana-Casiano, M.J. Rueda e O. Llinás, 2010: The water column distribution of carbonate system variables at the ESTOC site from 1995 to 2004. *Biogeosci.*, 7, 3067-3081.
- Harari, J. & Camargo, R. & Gordon, M. - 1994 - "On tides and mean sea level of Recife (8° 3.3' S 34° 51.9' W) and Belém (1° 26.2' S 48° 29.6' W)", *Afro-America Gloss News, Revista do Global Sea Level Observing System (GLOSS), Comissão Oceanográfica Intergovernamental (COI)*, vol. 1 (2), p. 9-12.
- Harty, C., 2004: Planning strategies for mangrove and saltmarsh changes in Southeast Australia. *Coast. Manage.*, 32, 405-415.
- Hazin, F.H.V., 2009: Meteorologia e sensoriamento remoto, oceanografia física, oceanografia química e oceanografia geológica – Programa REVIZEE – SCORE Nordeste. Fortaleza, CE: Editora Martins & Cordeiro, 248 pp.
- Hedges, J.I., 1992: Global biogeochemical cycles: progress and problems. *Marine Chemistry*, 39, 67-93.
- Hedges, J.I. e R.G. Keil, 1995: Sedimentary organic matter preservation: an assessment and speculative synthesis. *Mar. Chem.*, 49, 81-115.
- Held, I. e B. Soden, 2006: Robust responses of the hydrological cycle to global warming. *J. Clim.*, 19(21), 5686-5699.
- Helm, K.P., N.L. Bindoff e J.A. Church, 2010: Changes in the global hydrological-cycle inferred from ocean salinity. *Geophys. Res. Lett.*, 37.
- Hensen, C., H. Ladenberger, M. Zabel e H.D. Schulz, 1998: Quantification of diffusive benthic fluxes of nitrate, phosphate and silicate in the southern Atlantic Ocean. *Global Biogeochem. Cycles* 12, 193-210.
- Hensen, C., M. Zabel, e H.D. Schulz, 2000: A comparison of benthic nutrient fluxes from deep-sea sediments of Namibia and Argentina. *Deep Sea Res. Part II*, 47, 2029-2050.
- Hensen, C. *et al.*, 2003: Control of sulfate pore-water profiles by sedimentary events and the significance of anaerobic oxidation of methane for the burial of sulfur in marine sediments. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 67, 2631-2647.
- Hesse, P.R., 1961: Some differences between the soils of *Rhizophora* and *Avicennia* mangrove swamps in Sierra Leone. *Plant Soil*, 14, 335-346.
- Hopkinson, C.S. *et al.*, 2008: Forecasting effects of sea-level rise and windstorms on coastal and inland ecosystems. *Front. Ecol. Environ.*, 6(5), 255-263.

- Horn, N., 2006: Santa Catarina - Ilha de Santa Catarina. In: *Erosão e progradação do litoral brasileiro* [Muehe, D. (Ed.)]. Brasília, DF: Ministério do Meio Ambiente, pp. 413-436.
- Hosoda, S., T. Suga, N. Shikama e K. Mizuno, 2009: Global surface layer salinity change detected by Argo and its implication for hydrological cycle intensification. *J. Oceanogr.*, 65, 579-586.
- Hurrell, J.W. e H. van Loon, 1994: A Modulation of the atmospheric annual cycle in the Southern Hemisphere. *Tellus*, 46A, 325-338.
- Huxman, M. *et al.*, 2010: Intra- and interspecific facilitation in mangrove may increase resilience to climate change threats. *Phil. Trans. R. Soc. B.*, 365, 2127-2135.
- IPCC (Intergovernmental Panel on Climate Change)-AR, 2001: *Climate Change 2001: Impacts, Adaptation and Vulnerability* [McCarthy, J.J. *et al.* (Eds.)]. Cambridge, UK, e New York, NY, USA Cambridge University Press,.
- IPCC (Intergovernmental Panel on Climate Change)-AR4, 2007: *Climate Change 2007: the Fourth Assessment Report (AR4). Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Solomon, S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M. Tignor e H.L. Miller (Eds.)]. Cambridge, UK, e New York, NY, USA: Cambridge University Press, 996 pp.
- Ishii, M. e M. Kimoto, 2009: Reevaluation of historical ocean heat content variations with time-varying XBT and MBT depth bias corrections. *J. Oceanogr.*, 65, 287-299.
- Ishii, M., M. Kimoto e M. Kachi, 2003: Historical ocean subsurface temperature analysis with error estimates. *Mon. Weather Rev.*, 131, 51-73.
- Ittekkot, V., 1988: Global trends in the nature of organic matter in river suspensions. *Nature*, 332, 436-438.
- Jahnke, R.A., 1996: The global ocean flux of particulate organic carbon: areal distribution and magnitude. *Global Biogeochem. Cycles*, 10 (1), 71-88.
- Jevrejeva, S., A. Grinsted, J.C. Moore e S.J. Holgate, 2006: Nonlinear trends and multiyear cycles in sea level records. *J. Geophys. Res.*, 111, C09012, doi:10.1029/2005JC003229.
- Jimenez, J.A., A.E. Lugo e G. Cintrón, 1985: Tree mortality in mangrove forests. *Biotropica*, 17, 177-185.
- Jin-Eong, O., 1993: Mangroves - a carbon source and sink. *Chemosphere*, 27(6), 1097-1107.
- Johnson, G.C., 2008: Quantifying Antarctic bottom water and North Atlantic deep water volumes. *J. Geophys. Res.*, 113, 13.
- Jones, C.D., M. Collins, P.M. Cox e S.A. Spall, 2001: The carbon cycle response to ENSO: a coupled climate-carbon cycle model study. *J. Clim.*, 14, 4113-4129.
- Joyce, T.M., 2012: New perspectives on eighteen-degree water formation in the North Atlantic. *J. Oceanogr.*, 68(1), 45-52, doi: 10.1007/s10872-011-0029-0.
- Kalnay, E. *et al.*, 1996: The NCEP/NCAR 40-Year Reanalysis Project. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, 79, 2753-2769.
- Kanzow, T. *et al.*, 2007: Observed flow compensation associated with the MOC at 26.5 degrees N in the Atlantic. *Science*, 317, 938-941.

- Kanzow, T. *et al.*, 2010: Seasonal variability of the Atlantic Meridional Overturning Circulation at 26.5 degrees N. *J. Clim.*, 23, 5678-5698.
- Keenlyside, N.S. e M. Latif, 2007: Understanding equatorial Atlantic interannual variability. *J. Clim.*, 20, 131-142.
- Kennish, M.J., 2002: Environmental threats and environmental future of estuaries. *Environ. Conserv.*, 29(1), 78-107.
- Kettle, A.J. *et al.*, 1999: A global database of sea surface dimethylsulfide (DMS) measurements and a procedure to predict sea surface DMS as a function of latitude, longitude, and month. *Global Biogeochem. Cycles*, 13, 399-444.
- Key, R.M. *et al.*, 2004: A global ocean carbon climatology: results from Global Data Analysis Project (GLO-DAP). *Global Biogeochem. Cycles*, 18(4), GB4031, doi:10.1029/2004GB002247.
- Kjerfve, B. *et al.*, 2002: Morphodynamics of muddy environments along the Atlantic coasts of North and South America. In: *Muddy Coasts of the World: Processes, Deposits and Function* [Healy, T., Y. Wang, e J.A. Healy (Eds.)]. Elsevier Science B.V., pp. 479-532.
- Klein, A.H.F. *et al.*, 2006: Santa Catarina - Litoral Centro-Norte. In: *Erosão e progradação do litoral brasileiro* [Muehe, D. (Ed.)]. Brasília, DF: Ministério do Meio Ambiente, pp. 401-412.
- Körtzinger, A., 2003: A significant sink of CO<sub>2</sub> in the tropical Atlantic Ocean associated with the Amazon River plume. *Geophys. Res. Lett.*, 30(24), 2287, doi:10.1029/2003GL018841.
- Kwon, Y.-O. *et al.*, 2010: Role of the Gulf Stream and Kuroshio-Oyashio Systems in large-scale atmosphere-ocean interaction: A review. *J. Climate*, 23, 3249-3281.
- Krause, G. e C. Soares, 2004: Analysis of beach morphodynamics on the Bragantian mangrove peninsula (Pará, North Brazil) as prerequisite for coastal zone management recommendations. *Geomorphology*, 60, 225-239.
- Jahnke, R.A., 1996: The global ocean flux of particulate organic carbon: areal distribution and magnitude. *Global Biogeochem. Cycles*, 10 (1), 71-88.
- Jevrejeva, S., A. Grinsted, J.C. Moore e S.J. Holgate, 2006: Nonlinear trends and multiyear cycles in sea level records. *J. Geophys. Res.*, 111, C09012, doi:10.1029/2005JC003229.
- Jimenez, J.A., A.E. Lugo e G. Cintrón, 1985: Tree mortality in mangrove forests. *Biotropica*, 17, 177-185.
- Jin-Eong, O., 1993: Mangroves - a carbon source and sink. *Chemosphere*, 27(6), 1097-1107.
- Johnson, G.C., 2008: Quantifying Antarctic bottom water and North Atlantic deep water volumes. *J. Geophys. Res.*, 113, 13.
- Jones, C.D., M. Collins, P.M. Cox e S.A. Spall, 2001: The carbon cycle response to ENSO: a coupled climate-carbon cycle model study. *J. Clim.*, 14, 4113-4129.
- Joyce, T.M., 2012: New perspectives on eighteen-degree water formation in the North Atlantic. *J. Oceanogr.*, 68(1), 45-52, doi: 10.1007/s10872-011-0029-0.
- Kalnay, E. *et al.*, 1996: The NCEP/NCAR 40-Year Reanalysis Project. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, 79, 2753-2769.

- Kanzow, T. *et al.*, 2007: Observed flow compensation associated with the MOC at 26.5 degrees N in the Atlantic. *Science*, 317, 938-941.
- Kanzow, T. *et al.*, 2010: Seasonal variability of the Atlantic Meridional Overturning Circulation at 26.5 degrees N. *J. Clim.*, 23, 5678-5698.
- Keenlyside, N.S. e M. Latif, 2007: Understanding equatorial Atlantic interannual variability. *J. Clim.*, 20, 131-142.
- Kennish, M.J., 2002: Environmental threats and environmental future of estuaries. *Environ. Conserv.*, 29(1), 78-107.
- Kettle, A.J. *et al.*, 1999: A global database of sea surface dimethylsulfide (DMS) measurements and a procedure to predict sea surface DMS as a function of latitude, longitude, and month. *Global Biogeochem. Cycles*, 13, 399-444.
- Key, R.M. *et al.*, 2004: A global ocean carbon climatology: results from Global Data Analysis Project (GLO-DAP). *Global Biogeochem. Cycles*, 18(4), GB4031, doi:10.1029/2004GB002247.
- Kjerfve, B. *et al.*, 2002: Morphodynamics of muddy environments along the Atlantic coasts of North and South America. In: *Muddy Coasts of the World: Processes, Deposits and Function* [Healy, T., Y. Wang, e J.A. Healy (Eds.)]. Elsevier Science B.V., pp. 479-532.
- Klein, A.H.F. *et al.*, 2006: Santa Catarina - Litoral Centro-Norte. In: *Erosão e progradação do litoral brasileiro* [Muehe, D. (Ed.)]. Brasília, DF: Ministério do Meio Ambiente, pp. 401-412.
- Körtzinger, A., 2003: A significant sink of CO<sub>2</sub> in the tropical Atlantic Ocean associated with the Amazon River plume. *Geophys. Res. Lett.*, 30(24), 2287, doi:10.1029/2003GL018841.
- Kwon, Y.-O. *et al.*, 2010: Role of the Gulf Stream and Kuroshio-Oyashio Systems in large-scale atmosphere-ocean interaction: A review. *J. Climate*, 23, 3249-3281.
- Krause, G. e C. Soares, 2004: Analysis of beach morphodynamics on the Bragantian mangrove peninsula (Pará, North Brazil) as prerequisite for coastal zone management recommendations. *Geomorphology*, 60, 225-239.
- Krug, S.A., K. G. Schulz e U. Riebesell, 2011. Effects of changes in carbonate chemistry speciation on *Coccolithus braarudii*: a discussion of coccolithophorid sensitivities. *Biogeosciences*, 8, 771-777.
- Lassen, M.K. *et al.*, 2010: The effects of temperature increases on a temperate phytoplankton community - a mesocosm climate change scenario. *J. Exp. Mar. Biol. Ecol.*, 383, 79-88.
- Leão, Z.M.A.N., 1996: The coral reefs of Bahia: morphology, distribution and the major environmental impacts. *An. Acad. Bras. Cienc.*, 68(3), 439-452.
- Leão, Z.M.A.N., R.K.P. Kikuchi, M.P. Maia e R.A.L. Lago, 1997: A catastrophic coral cover decline since 3000 years B.P., Northern Bahia, Brazil. In: *Proceedings of International Coral Reef Symposium*, 8, Panama, 1996, Panama 1, 583-588.
- Lee, K. *et al.*, 2006: Global relationships of total alkalinity with salinity and temperature in surface waters of the world's oceans. *Geophys. Res. Lett.*, 33(19), L19605, doi:10.1029/2006GL027207.

- Lefèvre, N., D. Diverrès e F. Gallois, 2010: Origin of CO<sub>2</sub> undersaturation in the western tropical Atlantic. *Tellus*, 62B, 595-607, doi: 10.1111/j.1600-0889.2010.00475.x.
- Letetrel, C., M. Marcos, B.M. Miguez e G. Woppelmann, 2010: Sea level extremes in Marseille (NW Mediterranean) during 1885-2008. *Cont. Shelf Res.*, 30, 1267-1274.
- Leuliette, E.W. e L. Miller, 2009: Closing the sea level rise budget with altimetry, Argo, and GRACE. *Geophys. Res. Lett.*, 36, 04608.
- Leuliette, E.W. e R. Scharroo, 2010: Integrating Jason-2 into a multiple-altimeter climate data record. *Mar. Geod.*, 33, 504-517.
- Levitus, S., J. Antonov e T. Boyer, 2005: Warming of the world ocean, 1955-2003, *Geophys. Res. Lett.*, 32(L02604), doi:10.1029/2004GL021592.
- Levitus, S. *et al.*, 2009: Global ocean heat content 1955-2008 in light of recently revealed instrumentation problems. *Geophys. Res. Lett.*, 36, 5.
- Lewis, S.L. *et al.*, 2011: The 2010 Amazon drought. *Science*, 331, doi:10.1126/science.1200807.
- Limpasuvan, V. e D. Hartmann, 1999: Eddies and the annular modes of climate variability. *Geophys. Res. Lett.*, 26(20), 3133-3136.
- Liss, P.S., 2007: Trace gas emissions from the marine biosphere. *Phil. Trans. R. Soc. A*, 365, 1697-1704.
- Lombard, A., A. Cazenave, P. Letraon e M. Ishii, 2005a: Contribution of thermal expansion to present-day sea-level change revisited. *Global Planet. Change*, 47(1), 1-16, doi: 10.1016/j.gloplacha.2004.11.016.
- Lombard, A., A. Cazenave, K. Dominh, C. Cabanes e R.S. Nerem, 2005b: Thermosteric sea level rise for the past 50 years; comparison with tide gauges and inference on water mass contribution. *Global Planet Change*, 48, 303-312, doi: 10.1029/2004GL021592.
- Longhurst, A., S. Sathyendranath, T. Platt e C.M. Caverhill, 1995: An estimate of global primary production in the ocean from satellite radiometer data. *J. Plankton Res.*, 17, 1245-1271.
- Ludwig, W., J.L. Probst e S. Kempe, 1996: Predicting the oceanic input of organic carbon by continental erosion. *Global Biogeochem. Cycles*, 10(1), 23-41.
- Lugo, A.E., 1980: Mangrove ecosystems: successional or steady state? *Biotropica (Suppl.)*, 65-72.
- Lumpkin, R. e S. Garzoli, 2011: Interannual to decadal changes in the western South Atlantic's surface circulation. *J. Geophys. Res.*, 116(C01014), doi:10.1029/2010JC006285.
- Luthi, D. *et al.*, 2008: High-resolution carbon dioxide concentration record 650,000-800,000 years before present. *Nature*, 453, 379-382.
- Lyman, J.M. e G.C. Johnson, 2008: Estimating annual global upper-ocean heat content anomalies despite irregular *in situ* ocean sampling. *J. Clim.*, 21, 5629-5641.
- Lyman, J.M. *et al.*, 2010: Robust warming of the global upper ocean. *Nature*, 465, 334-337, doi:10.1038/nature09043.

- Macedo, S., M.J. Flores Montes e K.M. Costa, 2009: Condições hidrológicas da Zona Econômica Exclusiva (ZEE) do Nordeste do Brasil. In: Meteorologia e sensoriamento remoto, oceanografia física, oceanografia química e oceanografia geológica - Programa REVIZEE - SCORE Nordeste [Hazin, F.H.V. (Ed.)]. Fortaleza, CE: Editora Martins & Cordeiro, pp. 104-136.
- Manso, V.A.V. *et al.*, 2006: Pernambuco. In: Erosão e progradação do litoral brasileiro [Muehe, D. (Ed.)]. Brasília, DF: Ministério do Meio Ambiente, pp. 179-196.
- Marengo, J.A. *et al.*, 2008: The drought of Amazonia in 2005. *J. Clim.*, 21, 495-516, doi:10.1175/2007JCLI1600.1.
- Marengo, J.A. *et al.*, 2011: The drought of 2010 in the context of historical droughts in the Amazon region. *Geophys. Res. Lett.*, 38, doi:10.1029/2011GL047436.
- Marshall, G.J., 2002: Analysis of recent circulation and thermal advection change in the northern Antarctic Peninsula. *Int. J. Climatol.*, 22(12), 1557-1567, doi:10.1002/joc.814.
- Marshall, G.J., 2003: Trends in the southern annular mode from observations and reanalyses. *J. Clim.*, 16, 4134-4143.
- McCarthy, G., E. McDonagh e B. King, 2011: Decadal variability of thermocline and intermediate waters at 24°S in the South Atlantic. *J. Phys. Oceanogr.*, 41, 157-165.
- McLeod, E., e R.V. Salm, 2006: Managing mangroves for resilience to climate change. Edição 2 de IUCN Resilience Science Group Working Paper Series. Gland, Switzerland: World Conservation Union (IUCN), 63 pp.
- Medeiros, C., M.C. Araujo Filho, M. Rollnic e I. Freitas, 2009: Estrutura termohalina da região oeste do Atlântico Tropical - ZEE/NE. In: Meteorologia e sensoriamento remoto, oceanografia física, oceanografia química e oceanografia geológica – Programa REVIZEE – SCORE Nordeste [Hazin, F.H.V. (Ed.)]. Fortaleza, CE: Editora Martins & Cordeiro, pp. 40-55.
- Meehl, G.A., J.M. Arblaster e W.G. Strand Jr., 1998: Global scale decadal climate variability. *Geophys. Res. Lett.*, 25, 3983-3986.
- Meehl, G.A. *et al.*, 2005: How much more global warming and sea level rise? *Science*, 307(5716), 1769-72, doi:10.1126/science.1106663.
- Meehl, G.A. *et al.*, 2007: Global climate projections. In: *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Solomon, S. *et al.* (Eds.)]. Cambridge, UK, e New York, NY, USA: Cambridge University Press.
- Meier, M.F., 1984: Contribution of small glaciers to global sea level. *Science*, 226, 1418-1421.
- Meskhidze, N. e A. Nenes, 2006: Phytoplankton and cloudiness in the Southern Ocean. *Science*, 314(5804), 1419-1423.
- Mesquita, A.R., A.S. Franco e J. Harari, 1986: On mean sea level along the Brazilian coast - Part 1. *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, 87, 67-77.
- Mesquita, A.R., J. Harari e C.A. de S. França, 1995: Interannual variability of tides and sea level at Cananéia, Brazil, from 1955 to 1990. *Bol. Inst. Oceanogr.*, 11(ESPECIAL), 11-20.

- Mesquita, A.R., J. Harari e C.A. de S. França, 1996: Global change in the South Atlantic: decadal and intra-decadal scales. *An. Acad. Bras. Cienc.*, 68(1), 109-115.
- Meybeck, M., 1993: C, N, P and S in rivers: from sources to global inputs. In: *Interactions of C, N, P and S* [Wollast, R., F.T. Mackenzie e L. Chou (Eds.)]. Berlin, Heidelberg, New York, NY: Springer, pp. 163–193.
- Millero, F.J., K. Lee e M. Roche, 1998: Distribution of alkalinity in the surface waters of the major oceans. *Mar. Chem.*, 60(1-2), 111-130, doi:10.1016/S0304-4203(97)00084-4.
- Mitrovica, J.X., N. Gomez e P.U. Clark, 2009: The sea-level fingerprint of West Antarctic collapse. *Science*, 323(5915), 753, doi: 10.1126/science.1166510.
- Moberg, A. *et al.*, 2005: Highly variable Northern Hemisphere temperatures reconstructed from low- and high-resolution proxy data. *Nature*, 433(7026), 613-617.
- Mohovic, B., S.M.F. Ganesella, I. Laurion, S. Roy 2006. UVB-photoprotection efficiency of mesocosm-enclosed natural phytoplankton communities from diferente latitudes: Rimouski, (Canada) and Ubatuba (Brazil). *J.of. Photochem Photobiol.* 82:952-961.
- Mollenhauer, G. *et al.*, 2004: Organic carbon accumulation in the South Atlantic Ocean: its modern, mid-Holocene and last glacial distribution. *Global Planet. Change*, 40, 249-266.
- Montes-Hugo, M. *et al.*, 2009: Recent changes in phytoplankton communities associated with rapid regional climate change along the western Antarctic peninsula. *Science*, 323, 1470-1473.
- Morais, J., *et al.*, 2006: Ceará. In: *Erosão e progradação do litoral brasileiro* [Muehe, D. (Ed.)]. Brasília, DF: Ministério do Meio Ambiente, pp. 131-154.
- Morioka, Y., T. Tozuka e T. Yamagata, 2011: On the growth and decay of the subtropical dipole mode in the South Atlantic. *J. Clim.*, doi:10.1175/2011JCLI4010.1.
- Muehe, D., 1998: O litoral brasileiro e sua compartimentação. In: *Geomorfologia do Brasil* [Cunha, S.B. e A.J.T. Guerra (eds.)]. Rio de Janeiro, RJ: Editora Bertrand Brasil pp. 273-349.
- Muehe, D., 2005: Aspectos gerais da erosão costeira no Brasil. *Mercator*, 4(7), 97-110. <http://www.mercator.ufc.br/index.php/mercator/article/view/113/85>.
- Muehe, D., 2006: Erosion in the Brazilian coastal zone: an overview. *J. Coastal Res.*, SI 39, 43-48.
- Muehe, D., 2010: Brazilian coastal vulnerability to climate change. *Panam. J. Aquat. Sci.*, 5(2), 173-183.
- Muehe, D., 2011: Erosão costeira - tendência ou eventos extremos? O litoral entre Rio de Janeiro e Cabo Frio. *Rev. Gestão Cost. Integr.*, 11(3).
- Muehe, D. e C.F. Neves, 1995: The implications of sea-level rise on the Brazilian coast: a preliminary assessment. *J. Coastal Res.*, 14, 54-78.
- Muehe D. e C.F. Neves, 2008: Vulnerabilidades físicas da orla. In: *Rio próximos 100 anos - o aquecimento global e a cidade*. [Gusmão, P.P., P.S. do Carmo e S. B. Vianna (Eds.)]. Rio de Janeiro, RJ: Instituto Municipal de Urbanismo Pereira Passos (IPP), pp. 59-79.
- Muehe, D., C.F. Lima e F.M. Lins-de-Barros, 2006: Rio de Janeiro. In: *Erosão e progradação do litoral brasileiro* [Muehe, D. (Ed.)]. Brasília, DF: Ministério do Meio Ambiente, pp. 265-296.

- Muller, M.N., K. G. Schulz, e U. Riebesell, 2010. Effects of long-term high CO<sub>2</sub> exposure on two species of coccolithophores. *Biogeosciences*, 7, 1109–1116
- Nellemann, C. *et al.*, 2009: Blue Carbon. The Role of Healthy Oceans in Binding Carbon. A Rapid Response Assessment Series. Arendal, Norway: UNEP/GRID-Arendal.
- Neves, C.F. e D. Muehe, 1995: The implications of sea-level rise on the Metropolitan Region of Recife, Brazil. *J. Coastal Res.*, 14, 116-131.
- Neves, C.F. e D. Muehe, 2008: Vulnerabilidade, impactos e adaptação a mudanças do clima: a zona costeira. *Parcerias Estratégicas*, 13(27), 217-295.
- Neves, S.M., J.M.L. Dominguez e A.C.S.P. Bittencourt, 2006: Paraíba. In: *Erosão e progradação do litoral brasileiro* [Muehe, D. (Ed.)]. Brasília, DF: Ministério do Meio Ambiente, pp. 173-178.
- Nicholls, R.J., F.M.J. Hoozemans e M. Marchand, 1999: Increasing flood risk and wetland losses due to global sea-level rise: regional and global analyses. *Global Environ. Change*, 9, 69-87.
- O'Dowd, C. e G. de Leeuw, 2007: Marine aerosol production: a review of the current knowledge. *Phil. Trans. R. Soc. A.*, 365, 1753-1774.
- Oke, P.R. e M.H. England, 2004: Oceanic response to changes in the latitude of the Southern Hemisphere subpolar westerly winds. *J. Clim.*, 17, 1040:1054.
- Orr, J.C. *et al.*, 2005: Anthropogenic ocean acidification over the twenty-first century and its impact on calcifying organisms. *Nature*, 437(7059), 681-686.
- Oudot, C., J.F. Ternon e J. Lecomte, 1995: Measurements of atmospheric and oceanic CO<sub>2</sub> in the tropical Atlantic: 10 years after the 1982-1984 FOCAL Cruises. *Tellus*, 47B, 70-85, doi: 10.1034/j.1600-0889.47.issue1.8.x.
- Pereira, S.D., 1998. Influência da variação relativa do nível do mar no manguezal de Guaratiba – Baía de Sepetiba – RJ. Tese de Doutorado. Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- Pernetta, J.C. e P.L. Osborne, 1988: Deltaic floodplains: the Fly river and the mangrove of the Gulf of Papua, Papua New Guinea. In: *Potential impacts of greenhouse gas generated climatic change and projected sea-level rise on Pacific islands States of the SPRED region*. Split, Yugoslavia: UNEP Regional Seas Programme, pp.94-111.
- Peterson, R.G. e L. Stramma, 1991: Upper-level circulation in the South Atlantic Ocean. *Prog. Oceanogr.*, 26, 1-73.
- Peterson, R.G., C.S. Johnson, W. Krauss e R.E. Davis, 1996: Lagrangian measurements in the Malvinas Current. In: *The South Atlantic: Present and Past Circulation* [Wefer, G., G. Siedler, W.H. Berger e D.J. Webb (Eds.)]. Berlin: Springer pp. 239–247.
- Pianca, C., P.L.F. Mazzini e E. Siegle, 2010: Brazilian offshore wave climate based on NWW3 reanalysis. *Braz. J. Oceanogr.*, 58(1), 53-70.
- Piola, A.R., 2010: Water mass variability in the subtropical South Atlantic. American Geophysical Union 2010 Ocean Science Meeting, Portland, OR, pp. 22-26.
- PNUMA (Programa das Nações Unidas para o Meio Ambiente), 2010: The economics of ecosystems and biodiversity in policy making. [http://www.teebweb.org/Portals/25/Documents/The\\_Economics\\_of\\_Ecosystems\\_and\\_Biodiversity\\_in\\_Policy\\_Making\\_TEEB\\_Earthscan\\_Book\\_Flyer\[1\].pdf](http://www.teebweb.org/Portals/25/Documents/The_Economics_of_Ecosystems_and_Biodiversity_in_Policy_Making_TEEB_Earthscan_Book_Flyer[1].pdf).

- Portugal, A.M.M., 2002: Manguezais de Guaratiba frente à perspectiva de elevação do nível médio relativo do mar, Baía de Sepetiba, Estado do Rio de Janeiro – Brasil. Dissertação de Mestrado. Instituto Oceanográfico, Universidade de São Paulo.
- Purkey, S.G. e G.C. Johnson, 2010: Warming of global abyssal and deep southern ocean waters between the 1990s and 2000s: contributions to global heat and sea level rise budgets. *J. Clim.*, 23, 6336-6351.
- Pyle, J.A. *et al.*, 2007: Climate/chemistry feedbacks and biogenic emissions. *Phil. Trans. R. Soc. A*, 365, 1727-1740.
- Rahmstorf, S. *et al.*, 2007: Recent climate observations compared to projections. *Science*, 316, 709, doi:10.1126/science.1136843.
- Raven, J., *et al.*, 2005: Ocean acidification due to increasing atmospheric carbon dioxide. Policy Document 12/05, The Royal Society, London, 60 pp.
- Rayner, N.A. *et al.*, 2006: Improved analyses of changes and uncertainties in sea surface temperature measured *in situ* since the mid-nineteenth century: the HadSST2 dataset. *J. Clim.*, 19, 446-469.
- Riebesell, U. *et al.*, 2007: Enhanced biological carbon consumption in a high CO<sub>2</sub> ocean. *Nature*, 450, 545-548.
- Rignot, E., A. Rivera e G. Casassa, 2003: Contribution of the Patagonia Icefields of South America to sea level rise. *Science*, 302(5644), 434-7, doi: 10.1126/science.1087393.
- Rodrigues, R.R. e M.J. McPhaden, 2014: Why did the 2011–2012 *La Niña* cause a severe drought in the Brazilian Northeast? *Geophys. Res. Lett.*, 41, 1012–1018, doi:10.1002/2013GL058703.
- Rodrigues, R.R., R.J. Haarsma, E.J.D. Campos e T. Ambrizzi, 2011: The impacts of inter-*El Niño* variability on the Tropical Atlantic and Northeast Brazil climate. *J. Clim.*, 24, 3402-3422, doi:10.1175/2011JCLI3983.1.
- Roemmich, D. e J. Gilson, 2009: The 2004-2008 mean and annual cycle of temperature, salinity, and steric height in the global ocean from the Argo Program. *Prog. Oceanogr.*, 82, 81-100.
- Roy, S., B. *et al.*, 2006. Effects of Enhanced UVB on phytoplankton biomass and composition of mesocosm-enclosed natural marine communities from three latitudes. *J. Photochem Photobiol.* 82:909-922
- Sabine, C.L. e R.A. Feely, 2007: The oceanic sink for carbon dioxide. In: *Greenhouse Gas Sinks* [Reay, D., N. Hewitt, J. Grace e K. Smith (Eds.)]. Oxfordshire, UK: CABI Publishing, pp 31-49.
- Sabine, C.L. *et al.*, 2004: The oceanic sink for anthropogenic CO<sub>2</sub>. *Science*, 305(5682), 367-371.
- Santos, M.L.S., K. Muniz, B.B. Neto, e M. Araujo, 2008: Nutrient and phytoplankton biomass in the Amazon River shelf waters. *An. Acad. Bras. Cienc.*, 80(4), 703-717.
- Sarmiento, J.L, N. Gruber, M.A. Brzezinski e J.P. Dunne, 2004: high-latitude controls of thermocline nutrients and low latitude biological productivity. *Nature*, 427, 56-60, doi:10.1038/nature02127.
- Sato, O.T. e P.S. Polito, 2008: Influence of salinity on the interannual heat storage trends in the Atlantic estimated from altimeters and Pilot Research Moored Array in the Tropical Atlantic data. *J. Geophys. Res.*, 113(C02008).
- Schaeffer-Novelli, Y., G. Cintrón, R.R. Adame e T.M. Camargo, 1990: Variability of mangrove ecosystem along the Brazilian coast. *Estuaries*, 13, 204-219.

- Schaeffer-Novelli, Y., G. Cintrón-Molero e M.L.G. Soares, 2002: Mangroves as indicators of sea-level change in the muddy coasts of the world. In: *Muddy Coasts*. Chapter 9 [Wang, Y., e T. Healy (Eds.)]. Oxford, UK: Elsevier, pp. 245-262.
- Schlesinger, W.H. e J.M. Melack, 1981: Transport of organic carbon in the worlds rivers. *Tellus*, 172-187.
- Schmitt, R.W., 1995: The ocean component of the global water cycle. *Rev. Geophys.*, 33, 1395-1410.
- Schmitt, R.W., 2008: Salinity and the global water cycle. *Oceanography*, 21(1), 12-19, <http://dx.doi.org/10.5670/oceanog.2008.63>.
- SCOR (Scientific Committee on Oceanic Research), 1988: The joint global ocean flux study. Report of the first session of the SCOR Committee for JGOFS. Rosenthal School of Marine and Atmospheric Sciences, Miami, 25-28 January, 1988.
- Semeniuk, V., 1994: Predicting the effect of sea-level rise on mangroves in Northwestern Australia. *J. Coastal Res.*, 10(4), 1050-1076.
- Shaman, J., R.M. Samelson e E. Skillingstad, 2010: Air-sea fluxes over the Gulf Stream Region: atmospheric controls and trends. *J. Clim.*, 23, 2651-2670.
- Shepherd, A. e D. Wingham, 2007: Recent sea-level contributions of the Antarctic and Greenland ice sheets. *Science*, 315, 1529-1532, doi: 10.1126/science.1136776.
- Siegle, E. e N.E. Asp, 2007: Wave refraction and longshore transport patterns along the southern Santa Catarina coast. *Braz. J. Oceanogr.*, 55(2), 109-120.
- Silva, A.C. *et al.*, 2005a: Seasonal changes in the mixed and barrier layers in the western equatorial Atlantic. *Braz. J. Oceanogr.*, 53(3/4), 83-98.
- Silva, A.C., M. Araujo e B. Bourlès, 2005b: Variabilidade sazonal da estrutura de massas de água na plataforma continental do Amazonas. *Rev. Bras. Geof.*, 23(2), 145-157.
- Silva, G.N. e C.F. Neves, 1991: O nível médio do mar entre 1965 e 1986 na Ilha Fiscal, RJ. IX Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos, 1991, Rio de Janeiro. In: IX Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos, v. 3, 568-577.
- Smith, T.M., R.W. Reynolds, T.C. Peterson e J. Lawrimore, 2008: Improvements to NOAA's historical merged land-ocean surface temperature analysis (1880-2006). *J. Clim.*, 21, 2283-2296.
- Snedaker, S.C., 1995: Mangroves and climate-change in the Florida and Caribbean region - scenarios and hypotheses. *Hydrobiologia*, 295(1-3), 43-49.
- Snedaker, S.C. e R.J. Araújo, 1998: Stomatal conductance and gas exchange in four species of Caribbean mangroves exposed to ambient and increased CO<sub>2</sub>. *Mar. Freshwater Res.*, 49, 325-327.
- Soares, M.L.G. s/d: Impactos das mudanças globais sobre manguezais do Município do Rio de Janeiro. Protocolo do Rio. Estudos e Pesquisas - Seminário Rio: Próximos 100 anos. <http://www.rio.rj.gov.br/ipp/>
- Soares, M.L.G., Y. Schaeffer-Novelli e G. Cintrón-Molero, 2000: The use of mangroves as indicators of sea-level changes. In: 6th International Wetland Symposium, International Association of Ecology. Millennium Wetland Event. Quebec, Canada, 213.

- Solomon, S., G.K. Plattner, R. Knutti e P. Friedlingstein, 2009: Irreversible climate change due to carbon dioxide emissions. *Proc. Natl. Acad. Sci. USA*, 106(6), 1704-1709.
- Solomon, S. *et al.*, 2007: *Climate Change 2007: The Physical Science Basis*. Cambridge, UK, e New York, NY, USA: Cambridge University Press.
- Souza-Filho, P.W.M. e W.R. Paradella, 2003: Use of synthetic aperture radar for recognition of coastal geomorphological features, land-use assessment and shoreline changes in Bragança coast, Pará, Northern Brazil. *An. Acad. Bras. Cienc.*, 75(3), 341-356.
- Speranski, N.S. e L.J. Calliari, 2006: Rio Grande do Sul - padrões de refração de ondas para a costa do Rio Grande do Sul e sua relação com a erosão costeira. In: *Erosão e progradação do litoral brasileiro* [Muehe, D. (Ed.)]. Brasília, DF: Ministério do Meio Ambiente, pp. 446-454.
- Sterl, A. e W. Hazeleger, 2003: Coupled variability and air-sea interaction in the South Atlantic Ocean. *Clim. Dyn.*, 21, 559-571.
- Stott, P.A., R.T. Sutton e D.M. Smith, 2008: Detection and attribution of Atlantic salinity changes. *Geophys. Res. Lett.*, 35.
- Subramaniam, A. *et al.*, 2008: Amazon river enhances diazotrophy and carbon sequestration in the tropical North Atlantic Ocean. *Proc. Natl. Acad. Sci. USA*, 105(30), 10460-10465.
- Sunda, W., D.J. Kieber, R.P. Kiene e S. Huntsman, 2002: An antioxidant function for DMSP and DMS in marine algae. *Nature*, 418, 317-320.
- Takahashi, T. *et al.*, 2002: Global sea-air CO<sub>2</sub> flux based on climatological surface ocean pCO<sub>2</sub>, and seasonal biological and temperature effects. *Deep Sea Res. Part II*, 49, 1601-1622, doi: 10.1016/S0967-0645(02)00003-6.
- Ternon, J.F., C. Oudot, A. Dessier e D. Diverrès, 2000: A seasonal tropical sink for atmospheric CO<sub>2</sub> in the Atlantic Ocean: the role of the Amazon River discharge. *Mar. Chem.*, 68, 183-201, doi:org/10.1016/S0304-4203(99)00077-8.
- Tessler, M.G., S.C. Goya, P.S. Yoshikawa e S.N. Hurtado, 2006: São Paulo - Erosão e acreção da zona costeira. In: *Erosão e progradação do litoral brasileiro* [Muehe, D. (Ed.)]. Brasília, DF: Ministério do Meio Ambiente, pp. 297-346.
- Thom, B.G., 1967: Mangrove ecology and deltaic geomorphology: Tabasco, Mexico. *J. Ecol.*, 55, 301-343.
- Thom, B.G., 1984: Coastal landforms and geomorphic processes. In: *The mangrove ecosystem: research methods*. UNESCO [Snedaker, S.C. e J.G. Snedaker (Eds.)]. Paris, pp. 3-17.
- Thompson, D.W.J. e J.M. Wallace, 2000: Annular modes in the extratropical circulation. Part I: Month-to-month variability. *J. Clim.*, 13, 1000-1016.
- Thompson, D.W.J. e S. Solomon, 2002: Interpretation of recent Southern Hemisphere climate change. *Science*, 296, 895-899.
- Tintelnot, M., 1995: Transport and deposition of fine-grained sediments on the Brazilian continental shelf as revealed by clay mineral distribution. Tese de Doutorado. Heidelberg, Germany: Ruprecht-Karls-Universität.
- Toggweiler, J.R. e B. Samuels, 1995: Effect of Drake Passage on the global thermohaline circulation. *Deep Sea Res. Part I*, 42(4), 477-500.

- Tokinaga, H. e S.P.Xie, 2011: Weakening Schaeffer-Novelli of the equatorial Atlantic cold tongue over the past six decades. *Nature Geosci.*, 4, 222-226.
- Toldo Jr., E.E., L.E.S.B. Almeida, J.L. Nicolodi e L.R. Martins, 2006: Rio Grande do Sul - Erosão e acresção da zona costeira. In: *Erosão e progradação do litoral brasileiro* [Muehe, D. (Ed.)]. Brasília, DF: Ministério do Meio Ambiente, pp. 468-475.
- Tollefsson, J., 2010: Brazil's climate modelers are set to go global. Supercomputer will drive model to analyse effects of wildfire on world climate. *Nature*, 468, 20.
- Trenberth, K.E., 2010: The ocean is warming, isn't it? *Nature*, 465, 304, doi:10.1038/465304a.
- Trenberth, K.E. *et al.*, 2002: The evolution of ENSO and global atmospheric temperatures. *Geophys. Res. Lett.*, 107, doi:10.1029/2000JD000298.
- Trenberth, K.E. *et al.*, 2007: Observations: Surface and atmospheric climate change. In: *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Solomon, S. *et al.* (Eds.)]. Cambridge, UK, e New York, NY, USA: Cambridge University Press.
- Vale, C.C., 2004: Séries geomórficas costeiras do Estado do Espírito Santo e os habitats para o desenvolvimento dos manguezais: uma visão sistêmica. Tese de Doutorado. FFLCH, Universidade de São Paulo, 386pp.
- Vallina, S.M. e R. Simó, 2007: Strong correlation between DMS and solar radiation dose over the global surface ocean. *Science*, 315, 506-508.
- van Veen, J., 1945: Bestaat er een geologische bodemdaling te Amsterdam sedert 1700? *Tijdschrift Koninklijk Nederlandsch Aardrijkskundig Genootschap*, 2e reeks, deel LXII.
- Vázquez-Rodríguez, M. *et al.*, 2009: An upgraded carbon-based method to estimate the anthropogenic fraction of dissolved CO<sub>2</sub> in the Atlantic Ocean. *Biogeosci. Discuss.*, 6, 4527-4571.
- Vedel, V., H. Behling, M. Cohen e R. Lara, 2006: Holocene mangrove dynamics and sea-level changes in Northern Brazil, inferences from the Taperebal core in northeastern Pará State. *Veget. Hist. Archeobot.*, 15, 115-123.
- Venegas, S.A., L.A. Mysak e D.N. Straub, 1997: Atmosphere-Ocean coupled variability in the South Atlantic. *J. Clim.*, 10, 2904-2920.
- Villwock, J.A., 1994: A costa brasileira: geologia e evolução. *Notas Técnicas, CECO/IG/UFRGS, Porto Alegre, RS*, 7, 38-49.
- Vital, H. *et al.*, 2006: Rio Grande do Norte. In: *Erosão e progradação do litoral brasileiro* [Muehe, D. (Ed.)]. Brasília, DF: Ministério do Meio Ambiente, pp. 155-172.
- von Schuckmann, K., F. Gaillard e P.-Y. Le Traon, 2009: Global hydrographic variability patterns during 2003-2008. *J. Geophys. Res.*, 114, C09007, doi:10.1029/2008JC005237.
- Wainer, I. e S.A. Venegas, 2002: South Atlantic multidecadal variability in the climate system model. *J. Clim.*, 15, 1408-1420.
- Weijer W.A., W.P.M. De Ruijter, H.A. Dijkstra e P.J. van Leeuwen, 1999: Impact of interbasin exchange on the Atlantic overturning circulation. *J. Phys. Oceanogr.*, 29, 2266-2284.

- Weijer W.A., W.P.M. De Ruijter, A. Sterl e S.S. Drijfhout, 2002: Response of the Atlantic overturning circulation to South Atlantic sources of buoyancy. *Global Planet. Change*, 34, 293-311.
- Wells, J.T. e J.M. Coleman, 1981: Periodic mudflat progradation, northeastern coast of South America: a hypothesis. *J. Sediment. Petrol.*, 51, 1069-1075.
- Wentz, F.J., L. Ricciardulli, K. Hilburn e C. Mears, 2007: How much more rain will global warming bring? *Science*, 317, 233-235.
- Wollast, R., 1998: Evaluation and comparison of the global carbon cycle in the coastal zone and in the open ocean. In: *The Sea*, vol. 10. *The Global Coastal Ocean: Processes and Methods* [Brink, K.H. e A.R. Robinson (Eds.)]. New York, NY: John Wiley & Sons, pp. 213-252.
- Woodroffe, C.D., 1987: Pacific island mangroves: distribution and environmental settings. *Pac. Sci.*, 41(1-4), 166-185.
- Woodroffe, C.D., 1990: The impact of sea-level rise on mangrove shorelines. *Prog. Phys. Geog.*, 14(4), 483-520.
- Woodroffe, C.D., 1995: Response of tide-dominated mangrove shorelines in Northern Australia to anticipated sea-level rise. *Earth Surf. Processes Landforms*, 20(1), 65-85.
- Woodroffe, C.D. e J. Grindrod, 1991: Mangrove biogeography - the role of Quaternary environmental and sea-level change. *J. Biogeogr.*, 18(5), 479-492.
- Woodworth, P.L., D.T. Pugh e R.M. Bingley, 2010: Long-term and recent changes in sea level in the Falkland Islands. *J. Geophys. Res.*, 115(C9), 1-17, doi:10.1029/2010JC006113.
- Woodworth, P.L. *et al.*, 2009: Review evidence for the accelerations of sea level on multi-decade and century timescales. *Int. J. Climatol.*, 789, 777-789, doi:10.1002/joc.
- Yang, X. *et al.*, 2005: Tropospheric bromine chemistry and its impacts on ozone: a model study. *J. Geophys. Res.*, 110(D23311).
- Yeh, S.-W. *et al.*, 2009: *El Niño* in a changing climate. *Nature*, 461, 511-515.
- Zebiak, S.E., 1993: Air-sea interaction in the equatorial Atlantic region. *J. Clim.*, 6, 1567-1586.
- Zenk, W. e E. Morozov, 2007: Decadal warming of the coldest Antarctic Bottom Water flow through the Vema Channel. *Geophys. Res. Lett.*, 34, L14607, doi:10.1029/2007GL030340.
- Zuquette, L.V., O.J. Pejon e J.Q. Santos Collares, 2004: Land degradation assessment based on environmental geoindicators in the Fortaleza metropolitan region, state of Ceará, Brazil. *Environ. Geol.*, 45, 408-425.