

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE ASTRONOMIA, GEOFÍSICA E CIÊNCIAS ATMOSFÉRICAS
DEPARTAMENTO DE CIÊNCIAS ATMOSFÉRICAS

FLÁVIA NORONHA DUTRA RIBEIRO

Padrões das circulações atmosférica e oceânica
na região de ressurgência costeira de Cabo Frio

São Paulo

2010

FLÁVIA NORONHA DUTRA RIBEIRO

Padrões das circulações atmosférica e oceânica na região de ressurgência costeira de Cabo Frio

Tese apresentada ao Instituto de Astronomia,
Geofísica e Ciências Atmosféricas da
Universidade de São Paulo como requisito parcial
para a obtenção do título de Doutor em Ciências
na área de Meteorologia.

Orientadora: Profa. Dra. Jacyra Soares

São Paulo

2010

À minha querida filha Ângela e ao meu amado esposo Eduardo.

Agradecimentos

À Profa. Dra. Jacyra Soares, por toda a paciência, dedicação e profissionalismo no desenvolvimento deste trabalho, além da amizade e solidariedade.

Ao Prof. Dr. Amauri Pereira de Oliveira por todo o apoio ao desenvolvimento deste trabalho.

Ao Prof. Dr. Marcelo Dourado pela disponibilização dos dados dos seus experimentos.

À Dra. Tania Ocimoto Oda por toda a ajuda e disponibilização dos dados dos seus experimentos.

Ao Prof. Dr. Belmiro Mendes de Castro Filho e ao José Roberto Bairão Leite pela disponibilização dos dados do projeto DEPROAS, através do Laboratório de Hidrodinâmica Costeira do IO-USP.

Aos meus colegas do Laboratório de Interação Ar-Mar e do Laboratório de Micrometeorologia por sua ajuda e convivência.

Aos meus pais, meu marido e meus irmãos por toda a ajuda, paciência e apoio durante a confecção deste trabalho.

Ao CNPq por tornar este projeto possível através de seu financiamento (Proc. No. 142007/2005-6).

RESUMO

Um modelo oceânico de 1 ½ camadas é desenvolvido e acoplado ao modelo atmosférico tridimensional de meso escala TVM-NH, com a finalidade de estudar a interação entre a circulação atmosférica e o fenômeno de ressurgência costeira na região de Cabo Frio (RJ – Brasil). A condição de contorno do modelo oceânico foi testada e provou ser pouco reflexiva. O modelo oceânico demonstrou ser capaz de representar a distribuição espacial e evolução temporal da temperatura da superfície do mar na região de estudo. O modelo acoplado foi então utilizado para estudar a influência conjunta entre a ressurgência costeira e a circulação de brisa marítima. Verificou-se que a brisa marítima intensifica a ressurgência, mas a ressurgência não intensifica a brisa marítima e, portanto, não foi verificada a retroalimentação positiva entre os dois fenômenos. Resultados mostraram que a cobertura do solo não tem influência significativa na circulação atmosférica da região, porém a topografia é fator determinante dos padrões de circulação atmosférica e é a causadora dos jatos de baixos níveis encontrados na região, devendo ser considerada em estudos sobre as circulações atmosférica e oceânica da região. Com ventos predominantes de NE, a topografia acelera o vento em superfície, intensificando indiretamente o fenômeno de ressurgência costeira, e o ar marinho penetra no continente, aumentando a estabilidade estática da atmosfera. Com ventos predominantes de SW, o padrão de ressurgência é interrompido, aumentando a temperatura da superfície do mar, transportando ar continental sobre o oceano e diminuindo a estabilidade da atmosfera. No período de inverno, na situação de interrupção do padrão de ressurgência, a atmosfera é menos estável, principalmente sobre o oceano, e somente nessa situação é observada a presença de brisa terrestre. As correntes oceânicas em superfície, na situação com ressurgência, têm direção principal de nordeste, e, na situação sem ressurgência, têm direção principal de sudeste. O acoplamento dos modelos foi um importante instrumento para o

estudo das características da camada limite atmosférica da região de Cabo Frio, pois, nessa região, a circulação atmosférica, a topografia, a circulação oceânica e a evolução espacial e temporal da temperatura da superfície do mar estão fortemente inter-relacionadas.

ABSTRACT

A 1½-layer oceanic model is developed and coupled to the three-dimensional mesoscale atmospheric model, TVM-NH, to study the interaction between the atmospheric circulation and the coastal upwelling phenomenon at the Cabo Frio area (RJ – Brazil). The boundary condition of the oceanic model was tested and it proved to be weakly reflective. The ocean model has been shown to represent the spatial distribution and temporal evolution of the sea surface temperature in the region of study. The coupled model was then used to study the combined influence of coastal upwelling and sea breeze circulation and it was found that the sea breeze intensifies the upwelling, but the upwelling does not enhance the sea breeze. Therefore, it was not found a positive feedback between coastal upwelling and sea breeze. Results showed that the soil cover has no significant influence on the atmospheric circulation in the region, but the topography plays an important role on the pattern of the atmospheric circulation. The topography is the cause of the low level jets found in the area and, therefore, it should be considered in studies of atmospheric and oceanic circulations. With NE prevailing winds, the topography accelerates the surface winds, indirectly intensifying the coastal upwelling phenomenon, and the marine air penetrates over the continent, increasing the static stability of the atmosphere. With SW prevailing winds, the upwelling pattern is disrupted, increasing the sea surface temperature, transporting continental air over the ocean and increasing the instability of the atmosphere. During winter, when the upwelling pattern is disrupted, the atmosphere is less stable, especially over the ocean, and only in this situation it is observed the presence of land-breeze circulation. The surface ocean currents, during upwelling, are mainly from NE direction and, without upwelling, are mainly from SE direction. The coupled model was an important tool for studying the characteristics of the atmospheric boundary layer in the region of Cabo Frio, because, in this region, the

atmospheric circulation, topography, ocean circulation and the spatial and temporal evolution of the sea surface temperature are strongly interrelated.

LISTA DE FIGURAS

1.1	Esquema do transporte de Ekman na situação de (a) vento favorável à ressurgência e (b) vento favorável à subsidência.	2
2.1	Linha de costa da região de estudo.	8
2.2	Ocupação do solo da região de estudo.	9
2.3	Topografia do solo da região de estudo.	10
3.1	Locais onde foram coletados os dados de: “O” - Oda (1997) e da DNH; “L” - Leite (2005) e “D” - Dourado e Oliveira (2001).	11
3.2	Vetores de vento medidos pela bóia do projeto DEPROAS na radial de Cabo Frio no verão de 2001.	14
3.3	Vetores de vento medidos pela bóia do projeto DEPROAS na radial de Cabo Frio no inverno de 2001.	14
3.4	Velocidade média anual e número de ocorrências de ventos (a) de NE e (b) de SW segundo dados horários de 1970 a 1980 da DNH.	17
3.5	Velocidade média mensal e número de ocorrências de ventos (a) de NE e (b) de SW segundo dados horários de 1970 a 1980 da DNH.	18
3.6	TSM média anual e número de ocorrências de $TSM \leq 20^{\circ}\text{C}$ segundo dados horários de 1970 a 1980 da DNH.	18
3.7	TSM média mensal e número de ocorrências de $TSM \leq 20^{\circ}\text{C}$ segundo dados horários de 1970 a 1980 da DNH.	19
3.8	Perfis verticais de (a) temperatura potencial; (b) razão de mistura; (c) componente zonal do vento e (d) componente meridional do vento, medidos através de radiossondagens realizadas por Oda (1997) em 09/01/1995.	20
3.9	Perfis verticais de (a) temperatura potencial; (b) razão de mistura; (c) componente zonal do vento e (d) componente meridional do vento, medidos através de radiossondagens realizadas por Oda (1997) em 04/08/1995.	22
3.10	Perfis verticais de (a) temperatura potencial e (b) razão de mistura, medidos através de radiossondagens realizadas por Dourado e Oliveira (2001) em 07/07/1992.	23
3.11	Perfis verticais de (a) temperatura potencial e (b) razão de mistura, medidos através de radiossondagens realizadas por Dourado e Oliveira (2001) em 08/07/1992.	24

- 3.12 Perfis verticais de (a) temperatura potencial e (b) razão de mistura, medidos através de radiossondagens realizadas por Dourado e Oliveira (2001) em 09/07/1992. 24
- 3.13 Perfis verticais de temperatura do oceano nos dias (a) 7; (b) 8 e (c) 9 de julho de 1992 por Dourado e Oliveira (2001). 26
- 4.1 Esquema das posições das variáveis na grade numérica do modelo. 29
- 4.2 Domínio e linha de costa considerados para os modelos. O quadrado representa o domínio central considerado na análise dos resultados. As linhas 1 e 2 e os pontos A, B e C serão utilizados na análise dos resultados. 37
- 4.3 Representação esquemática do acoplamento dos modelos. SH e LH são, respectivamente, o fluxo de calor sensível e o fluxo de calor latente do modelo atmosférico. Q e τ são o fluxo de calor na superfície e a tensão de cisalhamento do vento fornecidos pelo modelo atmosférico para o modelo oceânico, respectivamente, s é a fonte ou sorvedouro de calor através da interface entre as 2 camadas do modelo oceânico e h é a espessura da camada superficial do modelo oceânico. 39
- 5.1 Domínio usado para os experimentos de fronteira aberta 1D (linha tracejada central) e 2D (linha tracejada). A linha contínua representa a fronteira fechada (linha de costa). 43
- 5.2 Campos oceânicos gerados após 4 dias de integração com ventos de leste (a) campo de TSM do experimento 1D (Simulação 1), (b) campo de TSM na área central do experimento 2D (Simulação 5) e (c) campo de correntes no experimento 1D (Simulação 1). Campos oceânicos gerados após 4 dias de integração com ventos de norte (d) campo de TSM do experimento 1D (Simulação 2), (e) campo de TSM na área central do experimento 2D (Simulação 6) e (f) campo de correntes no experimento 1D (Simulação 2). Campos oceânicos gerados após 4 dias de integração com ventos de sul (g) campo de TSM do experimento 1D (Simulação 3), (h) campo de TSM na área central do experimento 2D (Simulação 7) e (i) campo de correntes no experimento 1D (Simulação 3). Campos oceânicos gerados após 4 dias de integração com ventos de leste (j) campo de TSM do experimento 1D (Simulação 4), (k) campo de TSM na área central do experimento 2D (Simulação 8) e (l) campo de correntes no experimento 1D (Simulação 4). Intervalo entre contornos de 1°C . 45
- 5.3 Campos oceânicos gerados após 4 dias de integração com ventos de nordeste (a) campo de TSM do experimento 1D (Simulação 9), (b) campo de TSM da área central do experimento 2D (Simulação 11) e (c) campo de correntes do experimento 1D (Simulação 9). Campos oceânicos gerados após 4 dias de integração com vento de sudoeste (d) campo de TSM no experimento 1D (Simulação 10), (e) campo de TSM na área central do experimento 2D (Simulação 12) e (f) campo de correntes do experimento 1D (Simulação 10). Intervalo entre contornos de 1°C . 47

- 5.4 (a) Campo de TSM após 2 dias de integração do modelo oceânico (Simulação 13), intervalo entre os contornos de $0,5^{\circ}\text{C}$ e (b) imagem AVHRR do satélite NOAA-12, do dia 28/01/93, obtido de Oda (1997). 48
- 5.5 Perfil vertical inicial de temperatura potencial do ar utilizado nas simulações do modelo TVM-NH. 49
- 5.6 Série temporal de TSM e temperatura do ar (TA) a 15 m sobre o ponto “A” da Fig. 4.2 usando (a) modelo acoplado (experimento COMRES) e (b) modelo atmosférico (Simulação 14). 51
- 5.7 Série temporal de razão de mistura sobre o ponto “A” a 1 mm da superfície do mar (RMS) e a 15 m de altura (RMA) usando (a) modelo acoplado (experimento COMRES) e (b) modelo atmosférico (Simulação 14). 52
- 5.8 Perfis verticais de razão de mistura, para diferentes horários, sobre o ponto “A” (a) usando o modelo acoplado (experimento COMRES), (b) usando apenas o modelo atmosférico (Simulação 14) e (c) obtido através de sondagens realizadas por Oda (1997) em 09/01/1995 próximo à linha de costa em Arraial do Cabo (ponto “O” da Fig. 3.1). 53
- 5.9 Campo de TSM, após 2 dias de integração, gerado (a) pelo modelo acoplado com um campo de vento inicial de NE e 6 ms^{-1} (experimento COMRES) e (b) apenas pelo modelo oceânico forçado por um campo de vento constante de NE e 6 ms^{-1} (Simulação 13) e (c) a diferença entre o modelo oceânico e o modelo acoplado. Campo de TSM após 2 dias de integração, gerado (d) pelo modelo acoplado com campo de vento inicial de SW e 6 ms^{-1} (experimento SEMRES) e (e) apenas pelo modelo oceânico forçado por um campo de vento constante de SW e 6 ms^{-1} (Simulação 15) e (f) a diferença entre o modelo oceânico e o modelo acoplado. Intervalo entre os contornos para a,b,d,e é 1°C e para c,f é $0,5^{\circ}\text{C}$. Linhas tracejadas representam valores negativos. O eixo x indica longitude, em grau, e no eixo y latitude, em grau. 54
- 5.10 Imagem AVHRR do satélite NOAA-12, do dia 06/08/96, obtido de Oda (1997). 55
- 5.11 Campo de TSM após 2 dias de integração modelo oceânico com vento constante de 8 ms^{-1} de NE. 56
- 5.12 Campo de temperatura do ar (TA) e vento a 15 m de altura para o EXP1 (a) às 15HL e (b) às 18HL, para o EXP2 (c) às 15HL e (d) às 18HL, para o EXP3 (e) às 15HL e (f) às 18HL e para o EXP4 (g) às 15HL e (h) às 18HL. A linha vermelha representa a linha de costa. A linha mais grossa representa a isolinha de 29°C . 58
- 5.13 Corte vertical da componente zonal do vento (em ms^{-1}) sobre a linha 1 para o EXP1 (a) às 15HL e (b) às 18HL, para o EXP2 (c) às 15HL e (d) às 18HL, para o EXP3 (e) às 15HL e (f) às 18HL e para o EXP4 (g) às 15HL e (h) às 18HL. Linhas tracejadas indicam valores negativos. 60

5.14	Corte vertical da componente meridional do vento sobre a linha 1 para o EXP1 (a) às 15HL e (b) às 18HL, para o EXP2 (c) às 15HL e (d) às 18HL, para o EXP3 (e) às 15HL e (f) às 18HL e para o EXP4 (g) às 15HL e (h) às 18HL.	62
5.15	Corte vertical da componente meridional do vento sobre a linha 2 para o EXP1 (a) às 15HL e (b) às 18HL, para o EXP2 (c) às 15HL e (d) às 18HL, para o EXP3 (e) às 15HL e (f) às 18HL e para o EXP4 (g) às 15HL e (h) às 18HL.	64
5.16	Corte vertical da componente zonal do vento sobre a linha 2 para o EXP1 (a) às 15HL e (b) às 18HL, para o EXP2 (c) às 15HL e (d) às 18HL, para o EXP3 (e) às 15HL e (f) às 18HL e para o EXP4 (g) às 15HL e (h) às 18HL.	66
5.17	Corte vertical da temperatura potencial do ar sobre a linha 1 para o EXP1 (a) às 15HL e (b) às 18HL, para o EXP2 (c) às 15HL e (d) às 18HL e para o EXP4 (e) às 15HL e (f) às 18HL.	68
5.18	Corte vertical da temperatura potencial do ar sobre a linha 2 para o EXP1 (a) às 15HL e (b) às 18HL, para o EXP2 (c) às 15HL e (d) às 18HL e para o EXP4 (e) às 15HL e (f) às 18HL.	69
5.19	Corte vertical da ECT sobre a linha 1 para o EXP1 (a) às 15HL e (b) às 18HL.	70
5.20	Campo de temperatura do ar e vento a 15 m de altura às 15HL para o experimento (a) PLANA e (b) SOLO. O experimento PLANA considera somente uma cobertura do solo sobre o continente enquanto que o experimento SOLO considera 4 tipos diferentes de cobertura do solo sobre o continente.	72
5.21	Corte vertical sobre a linha 1 (mostrada na Fig. 4.2) das componentes do vento zonal para o experimento (a) PLANA e (b) SOLO e das componentes do vento meridional para o experimento (c) PLANA e (d) SOLO.	73
5.22	Temperatura do ar e vento a 15 m de altura para o experimento PLANA às (a) 15HL e (b) 18HL e para o experimento COMRES às (c) 15HL e (d) 18HL. Em vermelho a linha de costa.	75
5.23	Campo de TSM às 18HL para o experimento (a) PLANA e (b) COMRES.	75
5.24	Corte vertical, sobre a linha 1, da componente zonal do vento para o experimento PLANA às (a) 15HL e (b) 18HL e para o experimento COMRES às (c) 15HL e (d) 18HL. A seta indica a separação entre continente e oceano.	76
5.25	Corte vertical sobre a linha 1 da componente meridional do vento para o experimento PLANA às (a) 15HL e (b) 18HL e para o experimento COMRES às (c) 15HL e (d) 18HL. A seta indica a separação entre continente e oceano.	77
5.26	Corte vertical sobre a linha 2 da componente zonal do vento para o experimento COMRES às (a) 15HL e (b) 18HL. A seta indica a separação entre continente e oceano.	78

5.27	Corte vertical sobre a linha 2 da componente meridional do vento para o experimento COMRES às (a) 15HL e (b) 18HL. A seta indica a separação entre continente e oceano.	79
5.28	Corte vertical sobre a linha 1 da temperatura potencial do ar para o experimento PLANA às (a) 15HL e (b) 18HL e para o experimento COMRES às (c) 15HL e (d) 18HL. A seta indica a separação entre continente e oceano.	80
5.29	Corte vertical sobre a linha 2 da temperatura potencial do ar para o experimento PLANA às (a) 15HL e (b) 18HL e para o experimento COMRES às (c) 15HL e (d) 18HL. A seta indica a separação entre continente e oceano.	81
5.30	Perfil vertical sobre o ponto “A” (indicado na Fig. 4.2) da componente zonal do vento (a) para o experimento PLANA, (b) para o experimento COMRES.	82
5.31	Perfil vertical sobre o ponto “A” (indicado na Fig. 4.2) da componente meridional do vento (a) para o experimento PLANA, (b) para o experimento COMRES.	83
5.32	Perfil vertical sobre o ponto “A” (indicado na Fig. 4.2) da temperatura potencial do ar para o experimento (a) PLANA e (b) COMRES.	83
5.33	Perfil vertical sobre o ponto “A” (indicado na Fig. 4.2) da razão de mistura para o experimento (a) PLANA e (b) COMRES.	84
6.1	Temperatura do ar e vento a 15 m de altura do experimento SEMRES às (a) 15HL e (b) 18HL. Em vermelho a linha de costa.	87
6.2	Perfil vertical sobre a linha 1 da componente zonal do vento para o experimento SEMRES às (a) 15HL e (b) 18HL. A seta indica a separação entre continente e oceano.	88
6.3	Perfil vertical, sobre a linha 1, da componente meridional do vento para o experimento SEMRES às (a) 15HL e (b) 18HL. A seta indica a separação entre continente e oceano.	88
6.4	Perfil vertical, sobre a linha 1, da temperatura potencial para o experimento SEMRES às (a) 15HL e (b) 18HL. A seta indica a separação entre continente e oceano.	89
6.5	Perfil vertical, sobre a linha 2, da componente zonal do vento para o experimento SEMRES às (a) 15HL e (b) 18HL. A seta indica a separação entre continente e oceano.	90
6.6	Perfil vertical, sobre a linha 2, da componente meridional do vento para o experimento SEMRES às (a) 15HL e (b) 18HL. A seta indica a separação entre continente e oceano.	90

6.7	Perfil vertical, sobre a linha 2, da temperatura potencial para o experimento SEMRES às (a) 15HL e (b) 18HL. A seta indica a separação entre continente e oceano.	91
6.8	Perfil vertical, sobre a linha 1, da ECT às 15HL para o experimento (a) SEMRES e (b) COMRES. A seta indica a separação entre continente e oceano.	92
6.9	Perfil vertical da componente zonal para o experimento SEMRES, sobre o ponto “A”.	93
6.10	Perfil vertical da componente meridional para o experimento SEMRES, sobre o ponto “A”.	93
6.11	Perfil vertical da temperatura potencial do ar para o experimento SEMRES, sobre o ponto “A”.	94
6.12	Perfil vertical da razão de mistura para o experimento SEMRES, sobre o ponto “A”.	94
6.13	Série temporal do fluxo de calor sensível, sobre o ponto “C”, para o experimento (a) COMRES e (b) SEMRES. Aqui o fluxo é considerado negativo quando da atmosfera em direção ao oceano.	95
6.14	Séries temporais da TSM e da temperatura do ar (TA) a 15 m de altura, sobre o ponto “C”, para o experimento (a) COMRES e (b) SEMRES.	96
6.15	Perfil vertical da ECT, sobre o ponto “C”, para o experimento (a) COMRES e (b) SEMRES.	97
6.16	Perfis verticais da componente zonal do vento para o experimento (a) COMRES e (b) SEMRES e da componente meridional do vento para o experimento (c) COMRES e (d) SEMRES.	98
6.17	Perfis verticais de temperatura potencial do ar, sobre o ponto “C”, para o experimento (a) COMRES e (b) SEMRES.	99
6.18	Perfil vertical inicial de temperatura potencial utilizado nas simulações do modelo TVM-NH para os experimentos INVCOM e INVSEM.	100
6.19	Perfis verticais de temperatura potencial do ar (a) para o experimento INVSEM sobre o ponto “C” e (b) observados por Dourado e Oliveira (2001) em 07/07/1992.	101
6.20	Perfis verticais de temperatura potencial (a) para o experimento INVSEM sobre o ponto “C” da Fig. 4.2 e (b) observados por Dourado e Oliveira (2001) em 07/07/1992.	102
6.21	Séries temporais de (a) fluxo de calor sensível e (b) TSM e temperatura do ar a 15 m de altura (TA) para o experimento INVSEM, sobre o ponto “C”.	103

6.22	Campo de TSM às 15HL para o experimento INVSEM. Os pontos “C” e “D” são utilizados na análise dos experimentos.	103
6.23	Séries temporais de (a) fluxo de calor sensível e (b) TSM e temperatura do ar a 15 m de altura (TA) para o experimento INVSEM sobre o ponto “D”.	104
6.24	Campos de altura da CLA e vento a 15 m de altura para o experimento INVSEM (a) às 15HL e (b) às 21HL. Em vermelho a linha de costa.	104
6.25	Campos de altura da CLA (HCLA) e vento a 15 m de altura para o experimento INVCOM (a) às 15HL e (b) às 21HL. Em vermelho a linha de costa.	105
6.26	Campo de temperatura do ar (TA) e vento a 15 m de altura às 03 HL (27 ^a hora de simulação) para o experimento (a) SEMRES, (b) COMRES, (c) INVSEM e (d) INVCOM.	106
6.27	Campos iniciais de TSM e corrente oceânica para o experimento (a) SEMRES e COMRES e (b) INVSEM e INVCOM.	107
6.28	Campos de TSM e corrente oceânica às 15 HL para o experimento (a) SEMRES, (b) COMRES, (c) INVSEM e (d) INVCOM.	108
7.1	Topografia e campo de vento a 246 m de altura às 15HL para a situação (a) com ressurgência e (b) sem ressurgência.	114

LISTA DE TABELAS

3.1	Dados coletados na região de Cabo Frio.	12
3.2	Dados horários de vento obtidos pela DHN.	17
5.1	Descrição das simulações. O vento utilizado é temporal e espacialmente homogêneo e de intensidade de 6 m s ⁻¹ . O passo de tempo do modelo oceânico é de 600 s.	41
5.2	Descrição dos parâmetros usados no modelo oceânico. Esses valores são os mesmos usados por Carbonel (2003).	42
5.3	A intensidade da velocidade do vento inicial é de 6 m s ⁻¹ . O passo de tempo do modelo oceânico é de 600s e do modelo atmosférico é de 30 s. Os experimentos utilizam a linha da costa e a topografia da região realísticas. O domínio numérico é de 205x205 Km e a grade horizontal utiliza 50 x 50 pontos.	50
5.4	Resumo das simulações realizadas para análise da brisa marítima.	57
5.5	Parâmetros utilizados no cálculo dos valores de umidade e temperatura para cada tipo de cobertura de solo: α é albedo; e é emissividade; r_s é a resistência superficial; d é a profundidade de amortecimento do ciclo diurno de temperatura do solo (considerada aqui igual a 10 cm); C_s é a capacidade térmica; z_0 é o comprimento de rugosidade; T_0 é a temperatura inicial da superfície do solo e T_b é a temperatura correspondente ao ciclo anual do solo.	71

SUMÁRIO

Resumo	i
Abstract	iii
Lista de Figuras	v
Lista de Tabelas	xii
Sumário	xiii
1 Introdução	1
1.1 Objetivos	6
2 Região de estudo	8
3 Dados observacionais disponíveis na região de estudo	11
3.1 Dados coletados pela bóia meteorológica do projeto DEPROAS	13
3.2 Dados coletados pela Marinha do Brasil em Arraial do Cabo	15
3.3 Experimentos realizados por Oda (1997)	19
3.4 Experimentos realizados por Dourado e Oliveira (2001)	23
4 Modelos numéricos	27
4.1 Modelo oceânico	27
4.1.1 Esquema numérico	29
4.1.2 Condições de contorno	30
4.2 Modelo atmosférico	32
4.2.1 Condições de contorno	36
4.3 Acoplamento entre os modelos atmosférico e oceânico	38
5 Resultados – Fatores que influenciam as circulações	40
5.1 Modelo oceânico	40

5.1.1	Condições iniciais do modelo oceânico	40
5.1.2	Condições de contorno do modelo oceânico	41
5.1.3	Evento de ressurgência costeira gerado pelo modelo oceânico	47
5.2	Modelos atmosférico, oceânico e acoplado	48
5.2.1	Razão de mistura e temperatura do ar	50
5.2.2	Temperatura da superfície do mar	54
5.2.3	Circulação de brisa marítima e ressurgência costeira	55
5.3	Modelo acoplado – Influência da cobertura do solo e da topografia na circulação atmosférica	71
5.3.1	Cobertura do solo	72
5.3.2	Topografia	74
6	Resultados – Circulações atmosférica e oceânica	85
6.1	Situação de verão	85
6.1.1	Interrupção do padrão de ressurgência costeira	86
6.1.2	Altura da camada limite atmosférica	95
6.2	Situação de inverno	99
6.2.1	Condições iniciais para os experimentos de inverno	99
6.2.2	Altura da camada limite atmosférica	101
6.3	Brisa terrestre	106
6.4	Circulação oceânica	107
7	Discussão e conclusão	110
	Referências	117

1 Introdução

A costa sudeste do Brasil, localizada entre a latitude de 21° e de 27° S e a longitude de 40° e de 47° W, apresenta frequentemente o fenômeno da ressurgência costeira, principalmente devido à circulação atmosférica associada ao Centro de Alta Pressão do Atlântico Sul (CAAS). Esse centro é um sistema semipermanente de alta pressão que gera ventos de nordeste em superfície sobre a costa sudeste brasileira durante todo o ano. Apesar de sua posição variar sazonalmente, esses ventos são favoráveis ao desenvolvimento da ressurgência costeira na região. O fenômeno da ressurgência costeira ocorre quando o vento tem uma componente paralela à costa intensa, de forma que essa componente deixe a costa à sua direita (esquerda) no hemisfério sul (norte). Com o tempo, devido ao efeito de Coriolis, a água superficial é transportada para longe da costa (transporte de Ekman), permitindo que águas mais profundas e mais frias aflorem (Fig. 1.1a). Por isso, a ressurgência é caracterizada por anomalias frias da Temperatura da Superfície do Mar (TSM). Quando o vento tem a sentido oposto, o transporte de Ekman é do oceano para o continente, inibindo a ressurgência costeira na região e provocando o aumento da TSM (Fig. 1.1b).

Em Cabo Frio, localizado na costa sudeste do Brasil ($22^\circ 52'S$, $42^\circ 01'W$), a ocorrência de ventos de sudoeste acontece principalmente durante a passagem de frentes frias pela região, quando a direção do vento muda em sentido anti-horário e o vento sopra de sudoeste por aproximadamente 1 dia após a passagem da frente fria (Amor, 2004). Por isso, ventos de sudoeste interrompem o regime de ressurgência costeira em Cabo Frio, que é progressivamente substituído por um regime de subsidência.

De acordo com Rodrigues e Lorenzetti (2001), fatores como a geometria da linha de costa e a topografia de fundo fazem com que a região de Cabo Frio tenha os eventos mais intensos de ressurgência da costa sudeste brasileira.

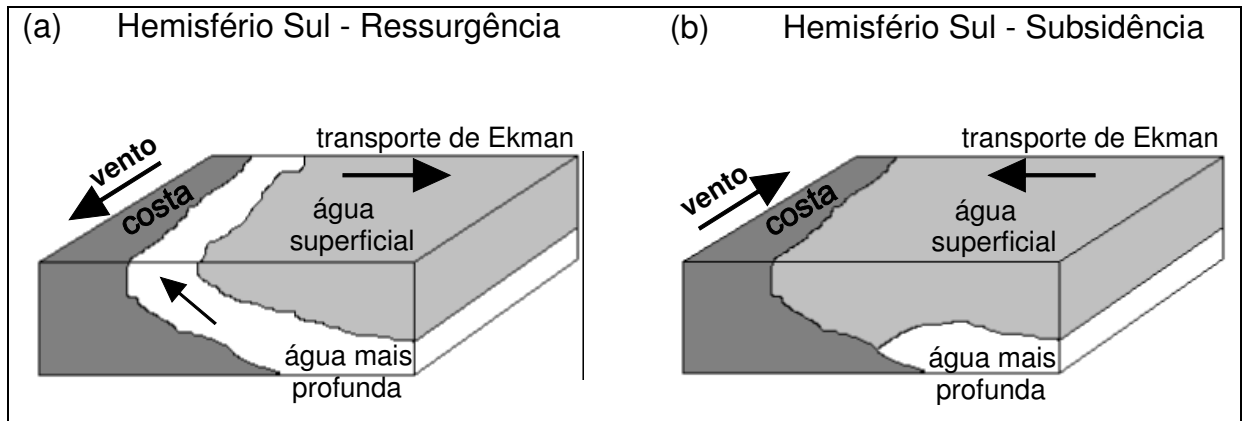


Figura 1.1: Esquema do transporte de Ekman na situação de (a) vento favorável à ressurgência e (b) vento favorável à subsidência.

A ressurgência costeira é um fenômeno importante porque traz águas ricas em nutrientes para a costa (Guimarães et al., 2005; Carbonel e Valentin, 1999) e favorece as atividades pesqueiras (Diniz et al., 2003). Análises de temperatura através de alquenonas indicaram que os padrões de resfriamento da ressurgência na área de Cabo Frio se intensificaram nos últimos 700 anos (Mahiques et al., 2005). A TSM mais fria também pode ter impacto em processos locais atmosféricos como a brisa marítima, influenciando o tempo e também o transporte e a deposição de poluentes (Gilliam et al., 2004; Talbot et al., 2007; Bastin e Drobinski, 2006; Bouchlaghem et al., 2007; Clappier et al., 2000).

Rodrigues e Lorenzetti (2001) usaram um modelo oceânico de elementos finitos com duas camadas para investigar os efeitos da topografia de fundo e da geometria da linha de costa na ressurgência costeira na plataforma continental do sudeste do Brasil. Eles realizaram 3 experimentos diferentes integrando o modelo por 5 dias com ventos constantes de NE: o primeiro experimento com topografia de fundo e linha de costa realísticas; o segundo com topografia plana e linha de costa realística; o terceiro com topografia realística e linha de costa suavizada. Eles observaram que: o primeiro experimento reproduziu bem a ressurgência em relação à localização e à magnitude do fenômeno; as irregularidades da linha de costa são responsáveis pela localização dos núcleos de ressurgência, especialmente na parte sul da plataforma continental considerada; a topografia de fundo é responsável pela localização da

célula de ressurgência na parte norte da plataforma. Eles também concluíram que os efeitos causados pelas irregularidades da linha de costa são dominantes sobre os efeitos causados pela variação da topografia de fundo na determinação da localização da ressurgência costeira em Cabo Frio.

Carbonel (1998) desenvolveu um modelo oceânico de diferenças finitas com 1 ½ camadas para investigar os eventos de ressurgência e subsidência causados pelas variações sucessivas no campo de vento em Cabo Frio. As variações de TSM foram reproduzidas com um bom grau de aproximação e o modelo foi capaz de reproduzir a evolução temporal da TSM durante ciclos de ressurgência e subsidência. Esse modelo foi acoplado a um modelo numérico biológico por Carbonel e Valentin (1999) para investigar o florescimento de fitoplâncton no ecossistema de Cabo Frio durante um evento de ressurgência.

Um importante fenômeno atmosférico presente na região costeira de Cabo Frio é a brisa marítima. A brisa marítima é uma circulação de meso escala que ocorre nas zonas costeiras ao redor do mundo. Ela acontece devido ao aquecimento diferenciado entre o continente e o oceano durante o dia, pois o oceano responde mais lentamente à radiação solar. Essa diferença na temperatura do ar sobre o continente e do ar sobre o oceano gera uma força gradiente de pressão em superfície direcionada do oceano para o continente, levando ar marinho, normalmente mais frio e mais úmido, para o continente. Muitas vezes a circulação se comporta como uma célula fechada, onde, sobre o continente há movimentos ascendentes na frente de brisa, em altitude há uma circulação de retorno, do continente para o oceano, e sobre o oceano há movimentos descendentes, fechando a célula com a brisa em superfície do oceano para o continente. Dessa forma, a brisa marítima traz umidade para o continente, podendo causar névoa ou até tempestades e alterando a qualidade do ar.

Miller et al. (2003) fizeram uma revisão sobre o conhecimento atual em relação à brisa marítima, sobre seu surgimento, sua estrutura e os parâmetros que podem influenciá-la. Eles

apontam que a existência de montanhas próximas à costa pode tanto amplificar e adiantar o surgimento da brisa como agir como uma barreira, que mantém a brisa confinada à planície costeira. Alcântara e Souza (2008) também observaram a intensificação da brisa marítima devido à topografia em seu estudo numérico. Em terrenos com topografia complexa podem surgir mais de um sistema de brisa marítima. A linha de costa também tem grande influência nessa circulação, podendo causar divergência ou convergência de frentes de brisa. Circulações de escala sinótica também alteram a circulação de brisa marítima, podendo inibi-la ou intensificá-la, dependendo da intensidade e da direção dos ventos predominantes.

Por isso, apesar das características gerais da circulação de brisa marítima serem bem conhecidas, cada região pode desenvolver uma circulação com características bastante particulares.

Outro fator citado por Miller et al. (2003) é a intensidade do gradiente térmico horizontal entre o ar sobre o oceano e o ar sobre o continente, sendo que quanto mais intenso o gradiente, mais intensa deve ser a brisa. Um exemplo do aumento do gradiente térmico horizontal é a presença da ressurgência costeira, que diminui a TSM, resfriando cada vez mais o ar sobre o oceano, conforme foi investigado por Franchito et al. (1998).

Com a finalidade de estudar o efeito da ressurgência costeira na circulação de brisa marítima em Cabo Frio, Franchito et al. (1998) usou um modelo atmosférico tridimensional não-linear de equações primitivas com a TSM constante e homogênea. Eles realizaram quatro experimentos, simulando as estações do verão, outono, inverno e primavera. Os resultados do modelo atmosférico mostraram que, quando o evento de ressurgência é mais intenso, produzindo um maior gradiente térmico horizontal de temperatura entre o oceano e o continente, a brisa marítima é também mais intensa. Depois os campos de vento gerados pelo modelo atmosférico foram utilizados para forçar um modelo oceânico de elementos finitos com 2 camadas. Os resultados do modelo oceânico mostraram que, quando o campo de vento

gerado pelo modelo atmosférico (relativo à brisa marítima) é somado a um campo de vento constante de NE e 6 ms^{-1} , a ressurgência é intensificada. Assim sendo, os resultados sugerem que há uma retroalimentação positiva entre a ressurgência costeira e a brisa marítima em Cabo Frio. Porém, como os modelos não foram acoplados, a interação oceano-atmosfera não pôde ser verificada durante o processamento.

Através de estudos climatológicos e experimentos numéricos, Amor (2004) concluiu que (i) a intrusão de ACAS na plataforma continental é modulada fortemente pelo vento em uma escala sazonal, associada às oscilações sazonais do CAAS sobre o oceano; (ii) o vento de nordeste favorece a intrusão permanente de ACAS na plataforma continental em uma escala sub-inercial; (iii) as passagens de frentes frias inibem a intrusão da ACAS por 1 a 2 dias, e ventos de SW muito intensos removem parcialmente a ACAS da plataforma continental por 1 dia e (iv) o rotacional do vento intensifica a intrusão de ACAS e a estratificação da água favorece essa intrusão.

Apesar da sua importância, poucos trabalhos investigaram a interação oceano-atmosfera em Cabo Frio e seu impacto nos padrões locais de tempo e clima. O fenômeno da ressurgência costeira em Cabo Frio foi simulado previamente por alguns pesquisadores (Franchito et al., 1998; Rodrigues e Lorenzetti, 2001; Amor, 2004; Carbonel, 2003; Dourado e Oliveira, 2008), mas nenhum deles acoplou dinâmica e termodinamicamente um modelo oceânico a um modelo atmosférico.

Este trabalho acopla um modelo oceânico semelhante ao modelo de Carbonel (1998) a um modelo atmosférico não hidrostático de meso escala (Topographic Vorticity-model Mesoscale Non-Hydrostatic, TVM-NH). A série de modelos denominados TVM teve sua origem no modelo bidimensional 'URBMET' (Bornstein, 1975), expandido, depois, para três dimensões por Bornstein et al. (1996).

Thunis (1995) desenvolveu a versão não hidrostática do modelo TVM, ou seja, o modelo TVM-NH. Esse modelo já foi utilizado, com sucesso, pelo Grupo de Micrometeorologia para estudar a brisa lacustre do lago de Itaipu (Stivari et al., 2003).

Estudos realizados utilizando o TVM-NH têm mostrado que ele simula, com precisão, muitas características observadas da evolução diurna da CLP em regiões de topografia complexa sob influência de brisas, como por exemplo, na região de Aveiro (Orgaz e Fortes, 1998) e em Atenas (Clappier et. al, 2000).

1.1 Objetivos

O objetivo principal deste trabalho é estudar os padrões das circulações atmosférica e oceânica na região de ressurgência costeira de Cabo Frio. Para isso, foram definidos como objetivos específicos:

- desenvolver um modelo oceânico que seja capaz de reproduzir as principais características da distribuição espacial e evolução temporal da TSM em Cabo Frio;
- acoplar dinâmica e termodinamicamente o modelo oceânico ao modelo atmosférico de meso escala TVM-NH;
- estudar a influência da brisa marítima na ressurgência costeira e a influência da ressurgência costeira na brisa marítima, a fim de verificar a existência de uma retroalimentação positiva entre os dois fenômenos em Cabo Frio;
- investigar a influência da topografia e da cobertura do solo da região na circulação atmosférica;
- estudar a formação dos jatos de baixos níveis observados na região;
- investigar e comparar situações favoráveis e desfavoráveis à ressurgência costeira, em relação à camada limite atmosférica, sobre o continente e sobre o oceano, nos períodos de

verão e de inverno, sempre que possível comparando os resultados numéricos com os dados observacionais;

- verificar a formação da brisa terrestre nas situações favoráveis e desfavoráveis à ressurgência costeira, nos períodos de verão e de inverno;

- investigar e comparar as correntes oceânicas nas situações favoráveis e desfavoráveis à ressurgência costeira, nos períodos de verão e de inverno.

2 Região de estudo

A região de estudo é localizada no Estado do Rio de Janeiro (RJ - Brasil), onde há dois cabos: Cabo Frio e Cabo de São Tomé (Fig. 2.1). A oeste de ambos os cabos, frequentemente há áreas de águas mais frias, mas a TSM mais baixa geralmente é encontrada próximo à costa, logo a oeste de Cabo Frio (Rodrigues e Lorenzetti, 2001; Ikeda et al., 1974).

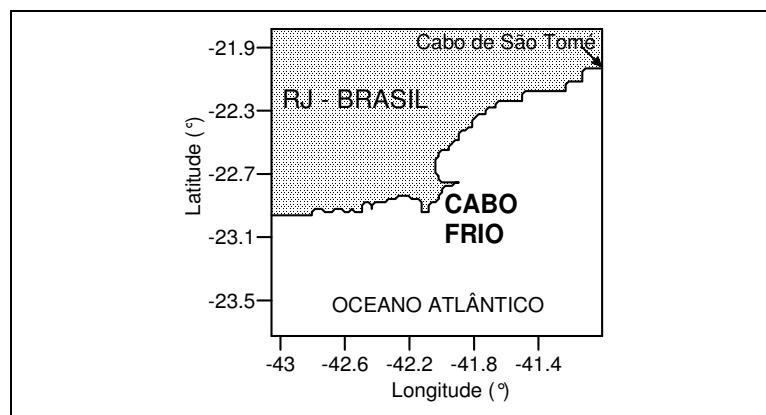


Figura 2.1: Região de estudo.

Do Cabo de São Tomé a Cabo Frio, a linha de costa tem a direção NE-SW. A plataforma continental tem a mesma orientação e aproximadamente 700 km de comprimento, 70 a 100 km de largura e 80 a 100 m de profundidade na quebra de plataforma. Ao sul de Cabo Frio, a orientação da linha da costa e das isóbatas muda para E-W. A plataforma continental tem 400 km de comprimento, 70 a 150 km de largura e 140 a 180 m de profundidade (Amor, 2004).

Nessa região são encontradas três diferentes massas de água: a água costeira localizada na plataforma continental e caracterizada por altas temperaturas e baixa salinidade; a água tropical, localizada na parte superficial da coluna de água e caracterizada pela temperatura acima de 20°C e a água central do Atlântico Sul (ACAS), localizada na parte mais profunda da coluna de água e caracterizada pela temperatura abaixo de 20°C. Quando ocorre a

ressurgência costeira, a ACAS pode aflorar, causando queda da TSM de até 10 °C (Amor, 2004).

De acordo com Castro (1996), a circulação oceânica na plataforma continental dessa região é forçada principalmente pelo vento. Nessa área, o vento predominante é de NE devido à presença do CAAS. Esse padrão se altera na passagem de frentes frias que ocorrem geralmente a cada 5 a 10 dias. A frequência dessas passagens é maior durante o inverno que durante o verão (Castro, 1996).

A topografia e a cobertura do solo da região de estudo foram obtidas do *International Geosphere Biosphere Programme* (IGBP) através do *software* de tratamento dos dados desenvolvido por Pereira (2004). Foram utilizados 4 tipos predominantes de cobertura do solo na região: cerrado, floresta, cultura e água (Figura 2.2). A água ocupa praticamente metade do domínio utilizado. Sobre o continente a cobertura de solo mais frequente é a cultura.

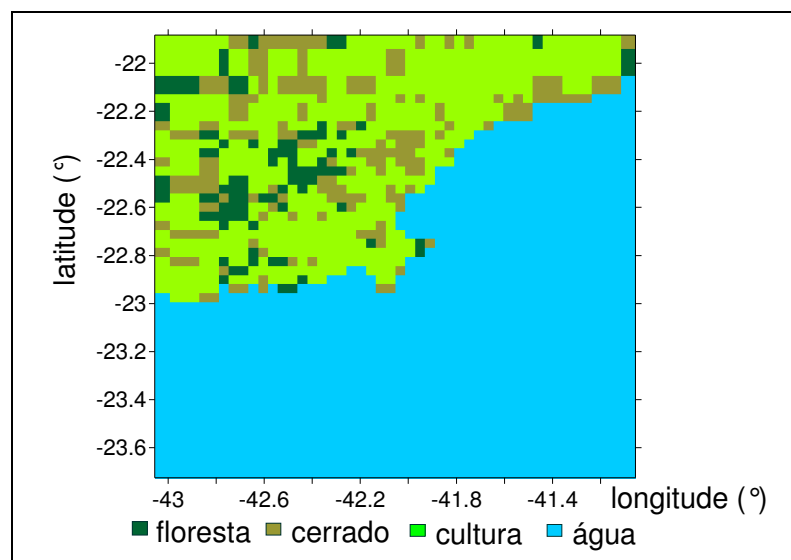


Figura 2.2: Ocupação do solo da região de estudo.

Cada tipo de vegetação define os parâmetros que são usados nos cálculos da temperatura e da umidade do solo e no cálculo da radiação líquida.

A topografia da região é bastante complexa e apresenta alturas superiores a 1400 m no quadrante noroeste do domínio (Fig. 2.3a). Considerando a região central (Fig. 2.3b), observa-se uma elevação do relevo de aproximadamente 1000 m de altura, que forma uma barreira alinhada de nordeste para sudoeste. A partir dessa elevação, em direção ao oceano, a altura diminui bastante, com a presença de algumas elevações do terreno de no máximo 300 m de altura.

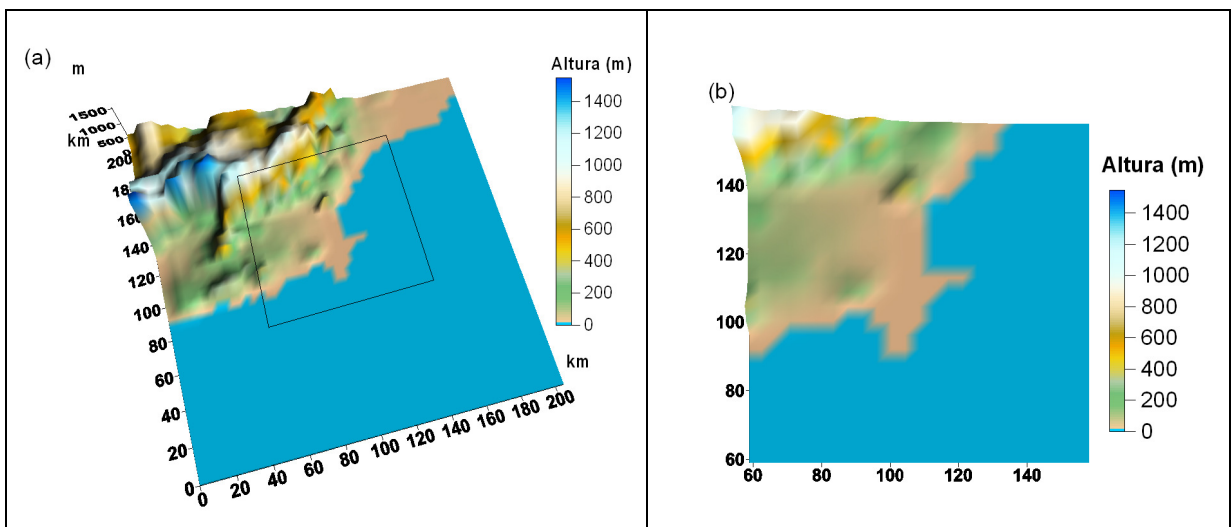


Figura 2.3: Topografia da região de estudo (a) domínio total, onde o quadrado interno representa o domínio central, e (b) domínio central.

3 Dados observacionais disponíveis na região de estudo

Foi realizado um levantamento sobre os dados disponíveis em Cabo Frio obtidos por diversos pesquisadores. O Laboratório de Hidrodinâmica Costeira (LHICO) do Instituto Oceanográfico da Universidade de São Paulo (IO-USP) cedeu os dados de uma bóia meteorológica do projeto DEPROAS (Leite, 2005). A pesquisadora Oda (1997) nos cedeu os dados das sondagens que realizou para sua dissertação de mestrado e também os dados da Diretoria de Hidrografia e Navegação (DHN) da Marinha do Brasil. Os pesquisadores Dourado e Oliveira (2001) nos cederam os dados do experimento realizado em 1992 a bordo do navio oceanográfico Antares da Marinha do Brasil. A Fig. 3.1 apresenta os locais onde foram obtidos esses dados e a Tab. 3.1 apresenta um resumo dos mesmos. A seguir são apresentadas uma descrição e análise desses dados.

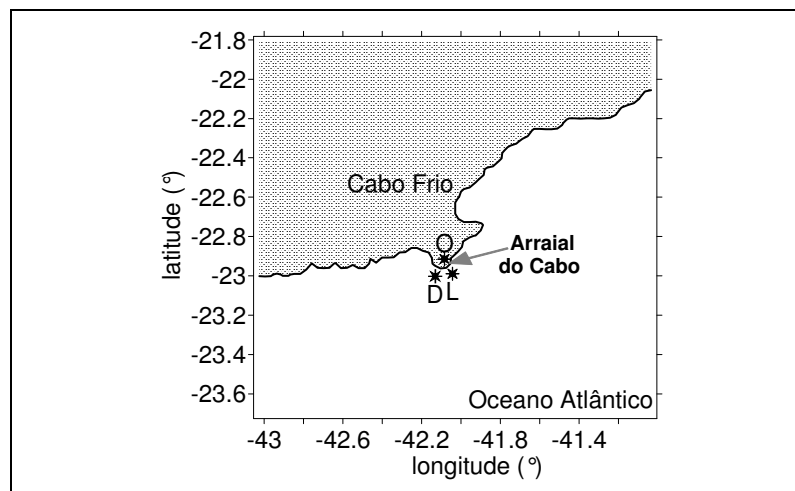


Figura 3.1: Locais onde foram coletados os dados de: “O” - Oda (1997) e da DNH; “L” - Leite (2005) e “D” - Dourado e Oliveira (2001).

PESQUISADOR	LOCAL	DADO	PERÍODO	FREQUÊNCIA	INSTRUMENTO
Leite (2005)	22°59,16' S 42°03,98' W Assinalado na Fig. 3.1 como "L"	Vento de superfície	Verão 2001	Média horária	Bóia meteorológica
Leite (2005)	22°59,280' S 42°06,733' W Assinalado na Fig. 3.1 como "L"	Vento de superfície	Inverno 2001	Média horária	Bóia meteorológica
Oda (1997) – DHN	Estação meteorológica de Cabo Frio (83719) 22,879° S 42,018° W Assinalado na Fig. 3.1 como "O"	Vento de superfície	1970 a 1980	Horária	Anemógrafo
Oda (1997) – DHN	Companhia Nacional de Álcalis 22,9604° S 42,0313° W Assinalado na Fig. 3.1 como "O"	TSM	1970 a 1980	Horária	
Oda (1997)	22° 57' 58'' S 42° 01' 40'' W Assinalado na Fig. 3.1 como "O"	Vento de superfície Temperatura do ar Razão de mistura	Verão (09/01/1995) e Inverno (04/08/1995)	Diversos horários	Radiossonda atmosférica
Dourado e Oliveira (2001)	23° 00' S 42°08' W Assinalado na Fig. 3.1 como "D"	Temperatura do ar Razão de mistura	Inverno (07 a 10 de julho de 1992)	1 radiossonda a cada 4 horas aproximadamente	Radiossonda atmosférica
		Perfil vertical da temperatura do mar		1 sonda a cada 4 horas aproximadamente	Sonda oceânica

Tabela 3.1: Dados coletados na região de Cabo Frio.

3.1 Dados coletados pela bóia meteorológica do projeto DEPROAS

Leite (2005) comparou valores de correntes medidos por um correntógrafo acústico (Acoustic Doppler Current Profiler – ADCP) com os campos de ventos obtidos por um bóia meteorológica durante o projeto DEPROAS na radial de Cabo Frio em 2001 e por um escaterômetro QuickSCAT e observou que as correntes oceânicas são diretamente influenciadas pelo campo de vento, provando que o vento é a forçante principal das correntes de superfície em Cabo Frio.

Os dados apresentados nas figuras a seguir foram coletados pela bóia meteorológica e foram cedidos pelo LHICO do IO-USP. No verão a bóia estava localizada em (22°59,16' S, 42°03,98' W) e no inverno em (22°59,280' S, 42°06,733' W). Analisando os dados de médias horárias de vento durante o verão de 2001 (Fig. 3.2), do dia 2 de fevereiro (dia do ano 33) ao dia 4 de março (dia do ano 63), observa-se que os ventos são predominantemente de NE (70% de frequência) e, quando mudam de direção, sua intensidade é menor. Esse padrão sugere que, mesmo quando algum fenômeno atmosférico altera a direção do vento, como, por exemplo, a passagem de uma frente fria, esse fenômeno consegue apenas enfraquecer a circulação de NE, mas não consegue estabelecer um campo de vento significativo de outra direção. A velocidade média dos ventos de nordeste observados nessa série de dados foi de $5,6 \text{ ms}^{-1}$, enquanto a velocidade média dos ventos de sudoeste foi de $0,9 \text{ ms}^{-1}$ e sua frequência foi de 6%.

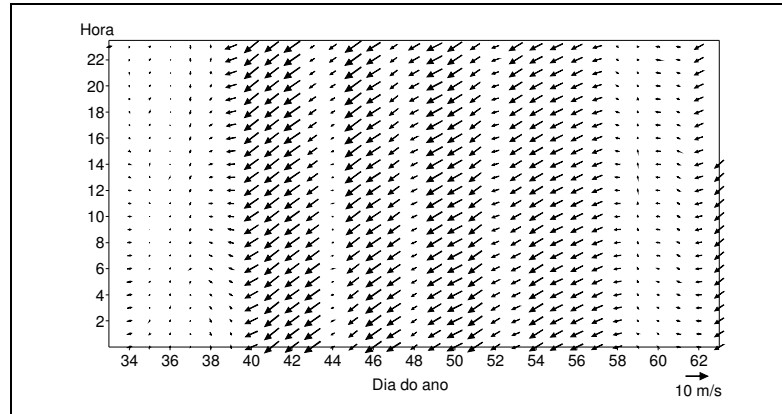


Figura 3.2: Vetores de vento medidos pela bóia do projeto DEPROAS na radial de Cabo Frio no verão de 2001.

No período de inverno, de 29 de julho (dia do ano 180) a 26 de setembro (dia do ano 222), esse padrão muda bastante, conforme se pode observar na Fig. 3.3. Nesse período, a frequência dos ventos de NE continua alta (69%), mas sua intensidade média diminui para $4,9 \text{ ms}^{-1}$, enquanto a frequência dos ventos de SW sobe para 19% e sua intensidade média para $5,2 \text{ ms}^{-1}$. Esses resultados estão em concordância com o já afirmado por outros pesquisadores, que a frequência de passagem de frentes frias por Cabo Frio é maior no período de inverno do que no período de verão.

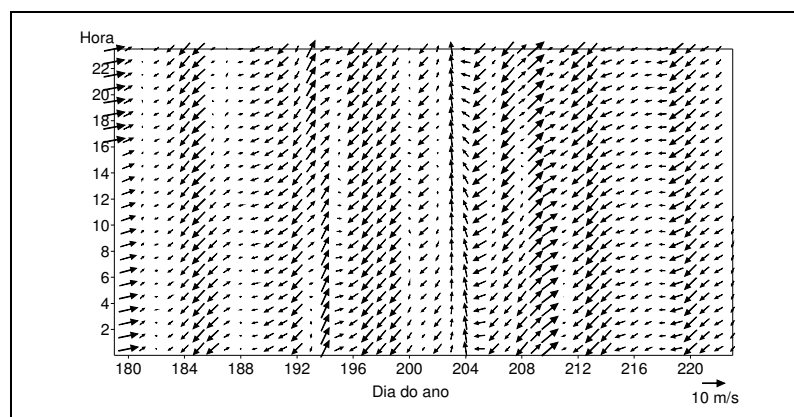


Figura 3.3: Vetores de vento medidos pela bóia do projeto DEPROAS na radial de Cabo Frio no inverno de 2001.

3.2 Dados coletados pela Marinha do Brasil em Arraial do Cabo

Em sua dissertação de mestrado, Oda (1997) realizou uma análise espectral de uma série de 10 anos (1971 – 1980) dos dados horários coletados pela DHN da Marinha do Brasil em Arraial do Cabo (Ponto “O”, Fig. 3.1) e cedidos para a pesquisadora pelo Instituto de Estudos do Mar Almirante Paulo Moreira (IEAPM). Os dados de vento foram obtidos pelo anemógrafo da Estação Meteorológica de Cabo Frio 83719 (22,879° S e 42,018° W) e os dados de TSM são provenientes dos registros da Companhia Nacional de Álcalis (22,9604° S e 42,0313° W). Em sua análise, a frequência predominante na série de TSM foi de período anual e na série de vento foi a de período diurno (associada à circulação de brisa marítima), sendo que a segunda apresentou também picos nas frequências correspondentes a variações sinóticas (18 dias), semianual (3 meses), anual (sazonal), interanual e semidiurna. A análise das componentes zonal e meridional mostrou que a componente zonal é mais afetada pela circulação de brisa marítima e que a componente meridional é mais afetada pela passagem de sistemas frontais.

Além da análise espectral, Oda (1997) também realizou médias horárias dos mesmos dados e investigou as variações diurnas de TSM e vento para cada mês e para cada ano da série. Em sua investigação, a autora verificou que a variação diurna da TSM apresentou pequena amplitude e a atribuiu ao aquecimento radiativo, conforme sugerido por Miranda (1982) e a uma possível modulação da TSM pelo ciclo diurno da circulação atmosférica, conforme sugerido por Rodrigues (1997). Os vetores de vento médio, segundo a autora, mostraram a circulação de brisa marítima, que provoca ventos com aumento da componente zonal e diminuição da componente meridional durante o dia, e a ausência da brisa terrestre em quase todo o ano, com exceção do período de abril – maio – junho (AMJ). A brisa terrestre é uma circulação que ocorre à noite, devido ao resfriamento mais rápido do ar sobre o

continente que do ar sobre o oceano, e que tem funcionamento similar ao da brisa marítima. Foi verificado também que a componente zonal do vento mostrou-se mais sensível à circulação de brisa, mostrando máxima intensidade no mês de fevereiro e mínima em AMJ. A máxima intensidade da brisa ocorre entre 14 e 17h durante todo o ano. Já sobre a componente meridional, foi verificado que mostra valores mínimos durante o máximo da componente zonal e valores máximos após o decaimento da circulação de brisa marítima. Na análise das médias horárias de TSM e vento para os anos da série, foi notado que existe uma variabilidade interanual, conforme sugerido pela análise espectral.

Franchito et al. (2008) também utilizaram essa série de dados e investigaram as variações interanuais e sazonais de vento e TSM através de uma análise de ondeletas. Através das médias mensais dos dados, eles afirmaram que existe a retroalimentação positiva entre a ressurgência costeira e a brisa marítima e, através das médias anuais, eles sugerem a existência de uma relação entre a variação interanual da TSM e eventos de El Niño.

Esses mesmos dados coletados pela DHN foram utilizados nas figuras a seguir, considerando aqui os dados horários de vento a 10m de altura e de TSM. Para análise do vento, foram considerados como sendo ventos de NE os que apresentam direção entre 10° e 80° e como ventos de SW os que apresentam direção entre 190° e 260°. O total de ocorrências válidas para cada ano está indicado na Tab. 3.2.

A intensidade média anual da velocidade do vento (eixo à esquerda da Fig. 3.4) de NE (Fig. 3.4a) é cerca de 1 ms^{-1} maior que a de SW (Fig. 3.4b), pois, quando da passagem da frente, o vento primeiramente gira em sentido anti-horário, diminuindo sua intensidade, e, após a passagem da frente, ele também diminui sua intensidade enquanto volta à sua direção predominante.

Ano	Quantidade total de medidas válidas	Ventos de NE (%)	Ventos de SW (%)
1970	8124	61	19
1971	8195	57	14
1972	8208	59	18
1973	8168	57	18
1974	6719	56	18
1975	8444	52	17
1976	8659	48	17
1977	8701	59	13
1978	8285	52	18
1979	5070	54	17
1980	8453	63	15

Tabela 3.2: Dados horários de vento obtidos pela DHN.

O número de ocorrências de direção do vento de NE é sempre maior que de SW (gráfico em coluna com eixo à direita), comprovando a predominância de ventos de NE.

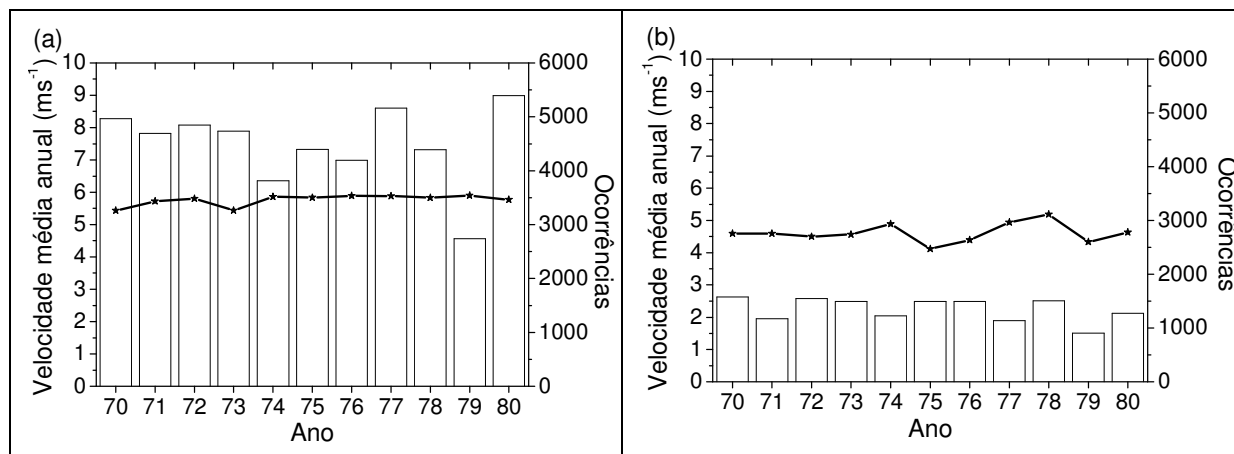


Figura 3.4: Velocidade média anual e número de ocorrências de ventos (a) de NE e (b) de SW segundo dados horários de 1970 a 1980 da DHN. O gráfico em coluna representa o número de ocorrências.

A presença de frentes frias que alteram o vento de NE para SW é menor nos meses de verão (dezembro, janeiro e fevereiro) com máxima intensidade dos ventos de NE na primavera (setembro, outubro e novembro, Fig. 3.5). Nos meses de outono-inverno, (março,

abril, maio, junho, julho e agosto) ocorrem menos ventos de NE e eles também apresentam menor velocidade média (Fig. 3.5a). A intensidade dos ventos de SW apresenta pouca variação sazonal (Fig. 3.5b).

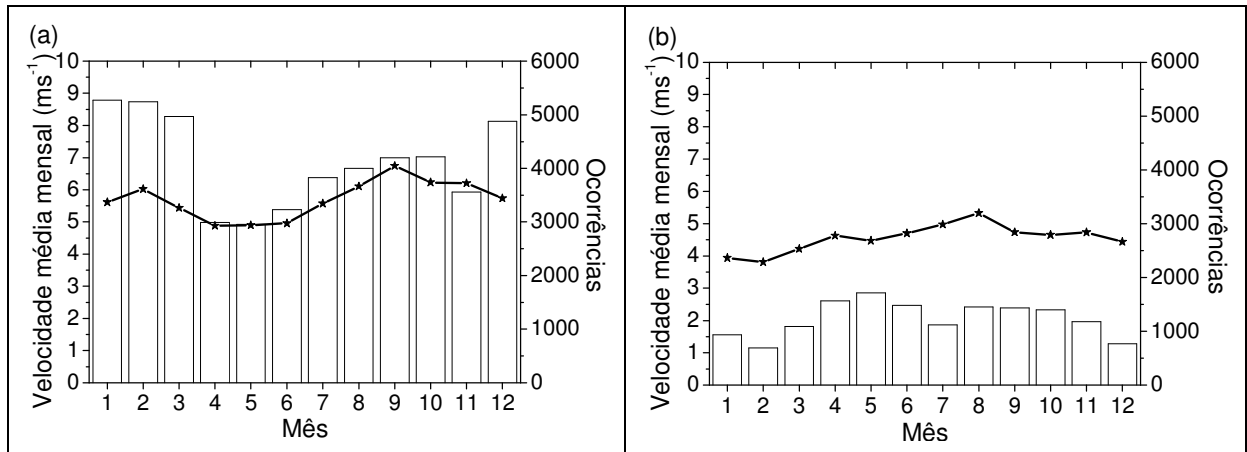


Figura 3.5: Velocidade média mensal e número de ocorrências de ventos (a) de NE e (b) de SW segundo dados horários de 1970 a 1980 da DHN. O gráfico em coluna representa o número de ocorrências.

Em relação à TSM (Fig. 3.6), verifica-se que a média anual fica em torno da temperatura característica da ACAS (abaixo de 20°C) e que o número de ocorrências de TSM com valores menores do que 20°C, que é indicativo do afloramento de ACAS na região, é alto, evidenciando a persistência do fenômeno em Cabo Frio.

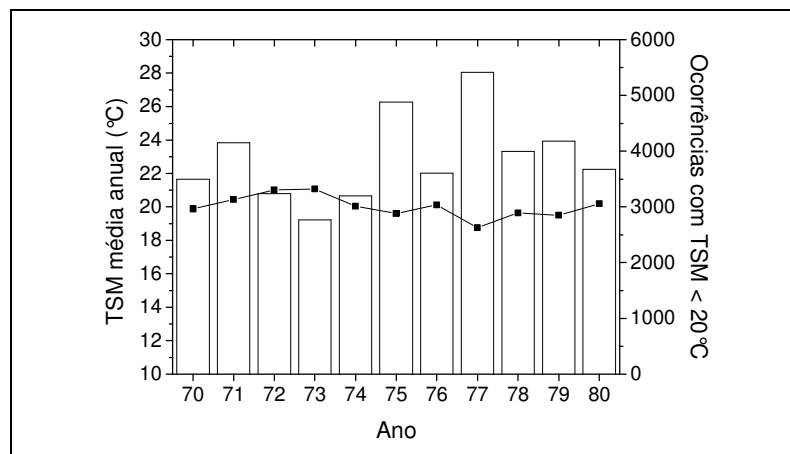


Figura 3.6: TSM média anual e número de ocorrências de TSM < 20°C segundo dados horários de 1970 a 1980 da DHN. O gráfico em coluna representa o número de ocorrências.

A média da TSM nos meses de outono-inverno é maior que nos meses de primavera-verão, com destaque para o mês de outubro (Fig. 3.7). Percebe-se que o número de ocorrências de afloramento de ACAS é maior nos meses de primavera – verão, mantendo uma relação inversa com a média da TSM. Essa característica está associada ao fato de a ACAS estar mais disponível no verão, pois, conforme Campos et al. (1995), a ACAS é trazida para a plataforma continental devido à ressurgência de quebra de plataforma causada pelo meandramento da Corrente do Brasil. Associado a um campo de vento favorável para a ressurgência, esse fenômeno provoca o afloramento da ACAS. No inverno, a intensidade dos ventos de NE é menor que no verão, então a ACAS aflora com menor frequência. Comparando-se com a Fig. 3.4a, percebe-se novamente a relação inversa entre a média mensal do vento de NE e a média mensal da TSM, mostrando a relação entre a ressurgência e o vento de NE.

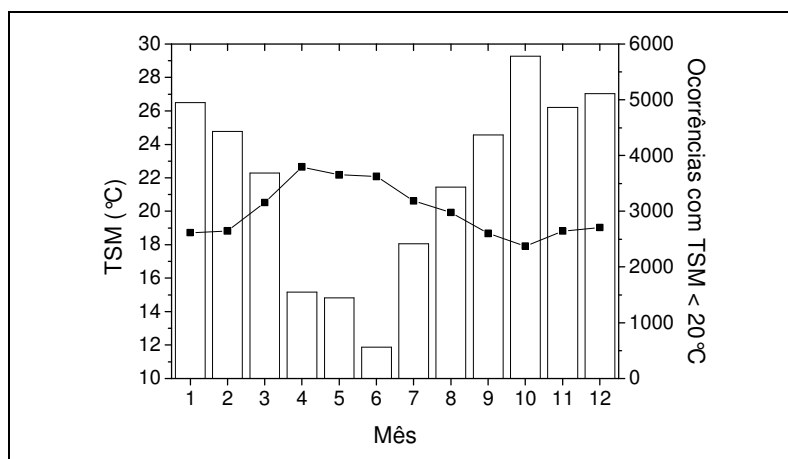


Figura 3.7: TSM média mensal e número de ocorrências de TSM < 20°C segundo dados horários de 1970 a 1980 da DHN. O gráfico em coluna representa o número de ocorrências.

3.3 Experimentos realizados por Oda (1997)

Oda (1997) realizou uma série de experimentos em Arraial do Cabo (22°57'58''S, 42°01'40''W) com radiossondagens durante o verão de 1995 e os invernos de 1995 e 1996,

totalizando 56 sondagens distribuídas em 12 dias. Neste trabalho serão apresentados apenas os resultados das sondagens de 2 dias, sendo o primeiro característico da presença da ressurgência no verão de 1995 (dia 09/01), quando a TSM era de 18°C e os ventos eram de NE, e o segundo característico da presença de uma frente fria no inverno de 1995, quando a TSM era maior que 23°C e os ventos eram de SW (dia 04/08).

No dia 09/01/1995, os perfis verticais da temperatura potencial do ar (Fig. 3.8a) mostram uma camada estável próxima à superfície e uma forte inversão térmica dos 100 aos 300 m de altura, causadas pela advecção do ar mais frio do oceano para o continente próximo à superfície (nos primeiros 50 m de altura), devido à brisa marítima.

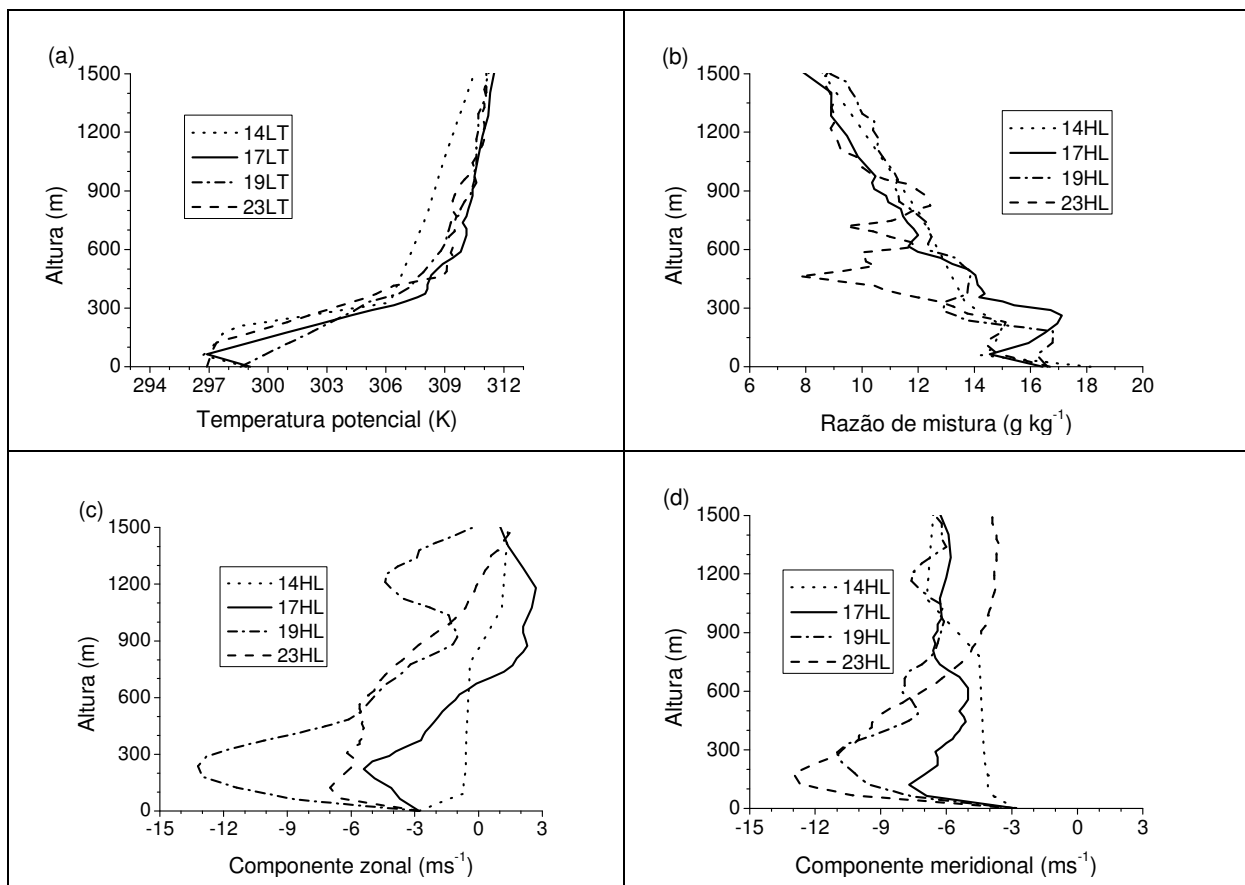


Figura 3.8: Perfis verticais de (a) temperatura potencial do ar; (b) razão de mistura; (c) componente zonal do vento e (d) componente meridional do vento, medidos através de radiossondagens realizadas por Oda (1997) em 09/01/1995.

Os perfis de razão de mistura (Fig. 3.8b) mostram um intenso gradiente vertical de umidade próximo à superfície, também devido à advecção de ar de origem marítima sobre o continente.

Os perfis das componentes do vento mostram a predominância dos ventos de NE durante o dia 09/01/1995. A componente zonal (Fig. 3.8c) está associada à circulação de brisa marítima, apresentando um máximo às 19 HL. A componente meridional (Fig. 3.8d) apresenta valores máximos às 23 HL. Próximo aos 300m de altura há o surgimento de um jato de baixos níveis às 19 HL, que às 23 HL tem um máximo em 150 m de altura. Oda (1997) sugere que esse jato pode ter sido causado pelo surgimento de uma oscilação inercial após o desacoplamento do escoamento acima da camada superficial em relação à superfície.

As sondagens realizadas no dia 04 de agosto de 1995, que representam a passagem de uma frente fria pela região, estão representadas na Fig. 3.9.

O perfil da temperatura potencial (Fig. 3.9a) mostra uma camada de mistura de 300 m às 11 HL que cresce com o tempo até atingir 900m às 17 HL. A razão de mistura (Fig. 3.9b) aumenta seu valor com o tempo. A componente zonal do vento (Fig. 3.9c) é inicialmente de oeste devido à propagação da frente fria, mas após às 17 HL percebe-se o desenvolvimento da brisa marítima próximo à superfície. A componente meridional (Fig. 3.9d) é de sul, com um máximo em torno de 300m. Novamente nota-se o desenvolvimento de um jato de baixos níveis, atribuído por Oda (1997) à baroclinicidade de grande escala.

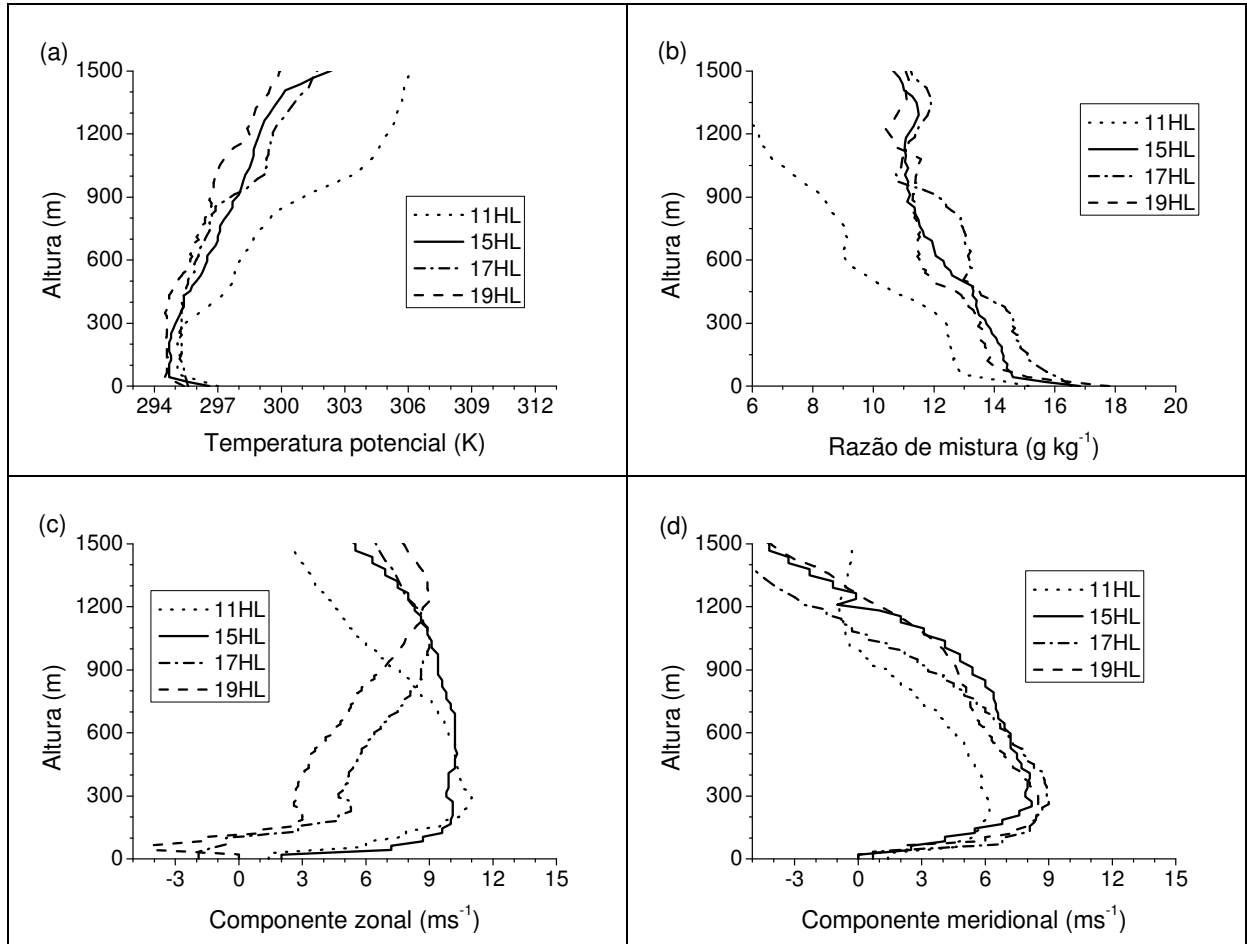


Figura 3.9: Perfis verticais de (a) temperatura potencial do ar; (b) razão de mistura; (c) componente zonal do vento e (d) componente meridional do vento, medidos através de radiossondagens realizadas por Oda (1997) em 04/08/1995.

Oda (1997) também comparou as sondagens dos diferentes períodos (as 12 sondagens realizadas por ela) e notou que a estabilidade atmosférica é maior no verão, atribuindo essa característica às menores temperaturas do oceano nesse período, ou seja, à ressurgência. Franchito et al. (2007) também analisou essas sondagens e, além de reafirmar a hipótese de Oda (1997), acrescentaram que o ramo descendente da brisa marítima inibiu o desenvolvimento de uma camada de mistura na atmosfera durante o evento de ressurgência.

3.4 Experimentos realizados por Dourado e Oliveira (2001)

Dourado e Oliveira (2001) investigaram a evolução da extensão vertical da camada limite atmosférica (CLA) e da camada limite oceânica (CLO) em Cabo Frio durante a passagem de um frente fria em 1992. Eles realizaram um experimento de 7 a 10 de julho de 1992 a bordo do navio oceanográfico Antares da Marinha do Brasil durante a passagem de uma frente fria. O navio ficou ancorado na latitude de $23^{\circ} 00' S$ e longitude de $42^{\circ} 08' W$ (Fig. 3.1). Foram lançadas radiossondagens atmosféricas e sondas oceânicas simultaneamente a cada 4 horas, totalizando 21 sondas atmosféricas e 19 sondas oceânicas, já que 2 sondas oceânicas foram descartadas.

As observações mostram que a camada limite atmosférica (CLA) do dia 7 para o dia 8 esfriou 3K (Fig. 3.10a e Fig. 3.11a), ficou 4 g kg^{-1} mais seca (Fig. 3.10b) e aumentou sua altura de 200 para 1000 m no dia 7/07/1992, devido à chegada da frente fria.

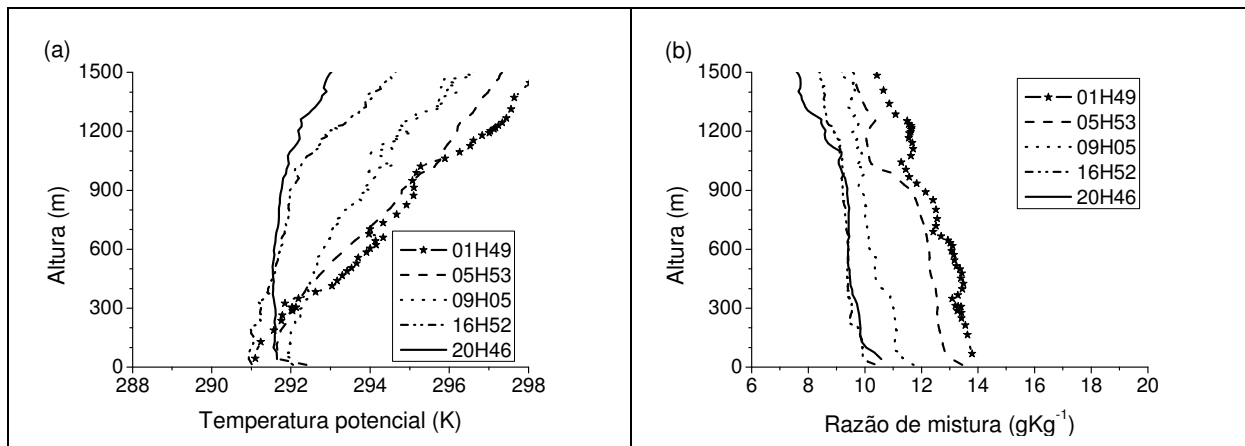


Figura 3.10: Perfis verticais de (a) temperatura potencial do ar e (b) razão de mistura, medidos através de radiossondagens realizadas por Dourado e Oliveira (2001) em 07/07/1992.

Nos dias seguintes (Figs. 3.11 e 3.12), a temperatura potencial e a razão de mistura aumentaram e a estabilidade da atmosfera aumentou também, apresentando uma CLA com no máximo 300 m de altura.

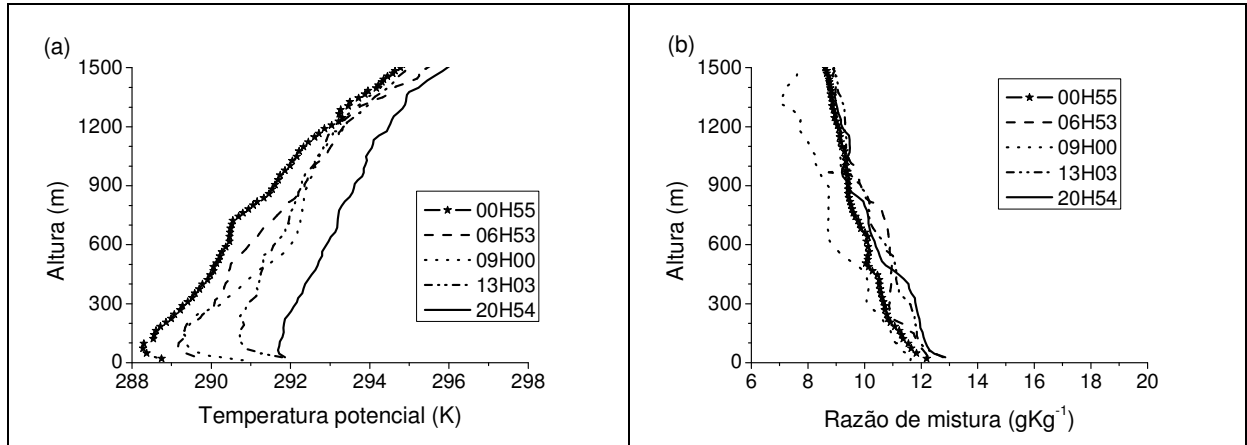


Figura 3.11: Perfis verticais de (a) temperatura potencial do ar e (b) razão de mistura, medidos através de radiossondagens realizadas por Dourado e Oliveira (2001) em 08/07/1992.

Comparando as observações feitas por Oda (1997) no dia 04 de agosto de 1995 (Fig. 3.9a,b) com as feitas por Dourado e Oliveira (2001) no dia 07 de julho de 1992 (Fig. 3.10), nota-se que o perfil vertical de temperatura potencial do ar de ambos os experimentos apresenta uma altura máxima da CLA similar.

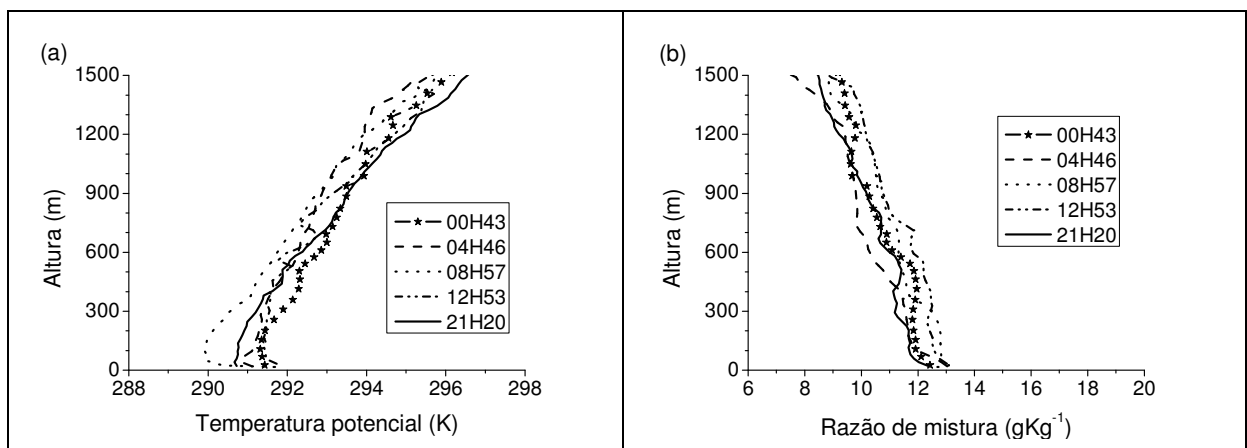


Figura 3.12: Perfis verticais de (a) temperatura potencial do ar e (b) razão de mistura, medidos através de radiossondagens realizadas por Dourado e Oliveira (2001) em 09/07/1992.

A temperatura potencial no experimento de 1992 (Fig. 3.10a) tem menores valores que no experimento de 1995 (Fig. 3.9a) em todo o perfil, mas vale lembrar que o primeiro foi realizado sobre o oceano e o segundo foi realizado sobre o continente.

Os perfis verticais de umidade do experimento de 1992 (Fig. 3.10b) são mais secos que os do experimento de 1995 (Fig. 3.9b).

Comparando os perfis verticais oceânicos de temperatura da água para os dias 7 (Fig. 3.13a), 8 (Fig. 3.13b) e 9 (Fig. 3.13c), obtidos no experimento de 1992, nota-se que a altura da camada de mistura oceânica (CMO) aumenta 46 m e a TSM aumenta 1,2°C do dia 7 para o dia 8. Só às 21 HL 16 do dia 9 a TSM volta a diminuir.

Dourado e Oliveira (2001) sugerem que as variações observadas na CLA e na CMO estão ligadas à passagem da frente fria das seguintes maneiras:

- a CMO aumenta devido à convergência de águas mais quentes, originadas de áreas que são caracterizadas por altos valores de profundidade da CMO. Essa convergência é causada pelo regime de subsidência, que é provocado pelos ventos de SW;

- a CMO aumenta devido ao aumento da turbulência de origem mecânica provocado pelos ventos mais intensos da frente fria;

- a CLA aumenta devido à advecção de ar mais frio sobre o oceano com TSM mais quente;

- a CLA aumenta devido à advecção de CLA terrestre sobre o oceano.

Posteriormente, Dourado e Oliveira (2008) utilizaram um modelo atmosférico unidimensional de fechamento de segunda ordem termodinamicamente acoplado a um modelo oceânico de camada de mistura para investigar a variação de curta duração das camadas limite oceânica e atmosférica em Cabo Frio, usando as observações feitas anteriormente como parâmetro de comparação.

Os resultados dos modelos acoplados, quando comparados às observações, indicaram que o contraste térmico (superfície do oceano mais quente que a atmosfera mais baixa) não é intenso o suficiente para gerar camadas limite atmosférica e oceânica tão profundas como as observadas durante a passagem da frente fria. Outros mecanismos, como mistura convectiva

turbulenta no oceano, associada com o resfriamento da superfície e o aquecimento da camada limite de fundo no oceano, e o efeito das ondas, podem ter papéis importantes no aprofundamento tanto da CLA como da CLO.

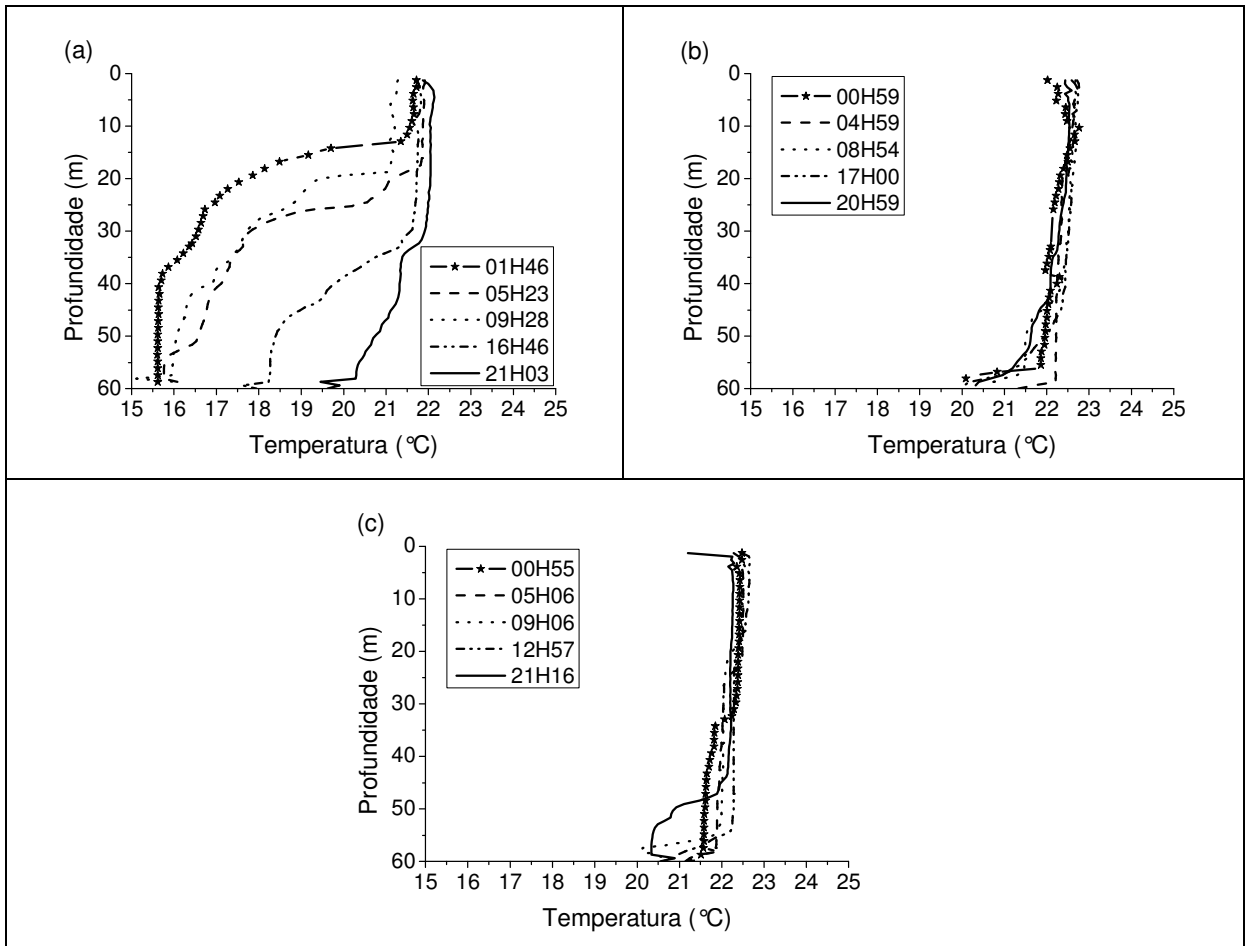


Figura 3.13: Perfis verticais de temperatura do oceano nos dias (a) 7; (b) 8 e (c) 9 de julho de 1992 por Dourado e Oliveira (2001).

4 Modelos numéricos

Neste capítulo serão descritos os modelos numéricos utilizados nesse trabalho e o acoplamento desenvolvido entre os modelos.

4.1 Modelo oceânico

O modelo desenvolvido aqui é baseado no modelo descrito por Carbonel (2003). É um modelo de 1½ camadas, ou seja, uma camada mais profunda inerte, com temperatura constante (T^l) e sem gradientes de pressão, e uma camada superficial, onde as equações governantes são as equações não-lineares e verticalmente integradas de momento, continuidade e calor, descritas a seguir:

$$\frac{\partial U}{\partial t} + \frac{\partial uU}{\partial x} + \frac{\partial vU}{\partial y} - fV + gh \left\{ \sigma' \frac{\partial h}{\partial x} + \frac{h\theta}{2\mu} \frac{\partial TSM}{\partial x} \right\} + rU - \frac{\tau_x}{\rho''} = 0 \quad (1)$$

$$\frac{\partial V}{\partial t} + \frac{\partial uV}{\partial x} + \frac{\partial vV}{\partial y} + fU + gh \left\{ \sigma' \frac{\partial h}{\partial y} + \frac{h\theta}{2\mu} \frac{\partial TSM}{\partial y} \right\} + rV - \frac{\tau_y}{\rho''} = 0 \quad (2)$$

$$\frac{\partial h}{\partial t} + \frac{\partial U}{\partial x} + \frac{\partial V}{\partial y} - w_e = 0 \quad (3)$$

$$\frac{\partial TSM}{\partial t} + u \frac{\partial TSM}{\partial x} + v \frac{\partial TSM}{\partial y} + \frac{1}{h}(s + Q) = 0 \quad (4)$$

onde h é a espessura da camada superior, u e v são as componentes da velocidade da corrente nas direções x (zonal) e y (meridional) respectivamente, U e V são as componentes do transporte da corrente ($U=hu$; $V=hv$), f é o parâmetro de Coriolis, g é a aceleração da gravidade, r é o coeficiente de fricção de Rayleigh, θ é o coeficiente de expansão térmica e os

coeficientes de densidade são definidos como $\sigma' = 1 - \mu$, $\bar{\mu} = \frac{\mu}{(\mu - \sigma')}$ e $\mu = \frac{\rho''}{\rho^l}$, onde ρ'' é a densidade da camada superficial e ρ^l é a densidade da camada inerte. A temperatura da camada superficial é considerada a temperatura da superfície do mar (TSM).

A velocidade vertical de entranhamento entre a camada superficial e a camada mais

profunda do modelo (w_e) é definida como: $w_e = \frac{(H_i - h)^2}{t_e H_e}$ quando $h \leq H_e$ e $w_e = 0$ quando $h > H_e$. H_e é a espessura limite de entranhamento, t_e é a escala de tempo de entranhamento e H_i é a espessura inicial da camada superficial.

A fonte ou sorvedouro de calor através da interface (s) é definida como

$$s = H_i \frac{\partial U}{\partial x} \left(\frac{TSM - T^l}{h} \right) + H_i \frac{\partial V}{\partial y} \left(\frac{TSM - T^l}{h} \right), \text{ onde } T^l \text{ é a temperatura inicial da camada inerte.}$$

O fluxo de calor na superfície, Q , é definido como:

$$Q = -\frac{H_i^2}{t_s} \left(\frac{T^u - TSM}{h} \right) \quad (5)$$

onde T^u é a temperatura inicial da camada superficial e t_s é a escala de tempo do fluxo de calor na superfície, ou seja, o tempo necessário para a camada superficial voltar à temperatura inicial T^u .

Quando o modelo oceânico é desacoplado, a componente da tensão de cisalhamento do vento τ_i é definida como:

$$\tau_i = \rho^{air} C_D w_i |W| \quad i=x,y \quad (6)$$

onde ρ^{air} é a densidade do ar, C_D é o coeficiente de arrasto, w_i é a componente do vento na direção i , sendo que $w_i = u_a$ quando $i = x$ e $w_i = v_a$ quando $i = y$ e $|W|$ é a intensidade do vento.

Quando os modelos estão acoplados os valores do fluxo de calor na superfície Q e da tensão de cisalhamento τ do vento são fornecidos pelo modelo atmosférico.

Os valores das constantes utilizadas estão apresentados na tabela 5.2.

4.1.1 Esquema numérico

A aproximação numérica usada nesse modelo é a de diferenças finitas, com um esquema avançado no tempo (k) com uma interface dissipativa e um esquema centrado no espaço, conforme explicitado a seguir:

$$\alpha_i (f_{i,j}^k) = \frac{(f_{i+1,j}^k - f_{i-1,j}^k)}{2\Delta x} \quad (7)$$

$$\phi^k (f_{i,j}^k) = \frac{(f_{i,j}^{k+1} - f_{i,j}^*)}{\Delta t} \quad (8)$$

onde α_i é o operador centrado no espaço, ϕ^k é o operador avançado no tempo e f^* é a interface dissipativa, definida como:

$$f_{i,j}^* = \frac{1}{8} f_{i+1,j}^l + \frac{1}{8} f_{i-1,j}^l + \frac{1}{2} f_{i,j}^l + \frac{1}{8} f_{i,j+1}^l + \frac{1}{8} f_{i,j-1}^l \quad (9)$$

Os valores de transporte (U) e velocidade (u) da corrente estão posicionados na grade do domínio entre os pontos (i,j) e ($i,j+1$); v e V estão posicionados entre (i,j) e ($i+1,j$); a TSM e a espessura da camada superficial (h) estão posicionadas no centro da célula de grade, conforme ilustrado na Fig. 4.1.

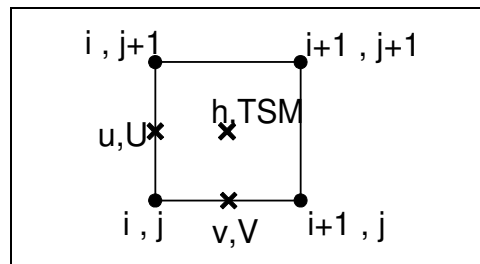


Figura 4.1. Esquema das posições das variáveis na grade numérica do modelo.

A aproximação numérica das equações (1) a (4) são:

$$\phi^k (U_{i,j}^k) + \alpha_i [(uU)_{i,j}^k] + \alpha_j [(\bar{v}U)_{i,j}^k] + g \bar{h}_{i,j}^k \bar{p}_{x_{i,j}}^k - f \bar{V}_{i,j}^k + r U_{i,j}^k - \frac{\tau_{xi,j}^k}{\rho^u} = 0 \quad (10)$$

$$\phi^k (V_{i,j}^k) + \alpha_i [(\bar{u}V)_{i,j}^k] + \alpha_j [(vV)_{i,j}^k] + g \bar{h}_{i,j}^k \bar{p}_{y_{i,j}}^k + f \bar{U}_{i,j}^k + r V_{i,j}^k - \frac{\tau_{yi,j}^k}{\rho^u} = 0 \quad (11)$$

$$\phi^k(h_{i,j}^k) + \alpha_i(\bar{U}_{i,j}^k) + \alpha_j(\bar{V}_{i,j}^k) - w_{ei,j}^k = 0 \quad (12)$$

$$\phi^k(TSM_{i,j}^k) + \bar{u}\alpha_i(TSM_{i,j}^k) + \bar{v}\alpha_j(TSM_{i,j}^k) + \frac{(s_{i,j}^k + Q_{i,j}^k)}{h_{i,j}^k} = 0 \quad (13)$$

$$\text{onde } \bar{p}_x = \sigma' \alpha_i(\bar{h}_{i,j}^k) + \frac{\bar{h}_{i,j}^k \theta \alpha_i(\overline{TSM}_{i,j}^k)}{2\bar{\mu}} \quad \bar{p}_y = \sigma' \alpha_j(\bar{h}_{i,j}^k) + \frac{\bar{h}_{i,j}^k \theta \alpha_j(\overline{TSM}_{i,j}^k)}{2\bar{\mu}}$$

As variáveis com barras são médias no espaço. Elas são uma melhor aproximação do valor da variável no ponto de cálculo, quando seu valor está posicionado em outro lugar (Fig. 4.1), por exemplo: para o cálculo da componente do transporte U , localizada em $(i,j+1/2)$, usamos a média espacial da variável h , localizada no centro da célula de grade, calculando-a

$$\text{como } \bar{h}_{i,j} = \frac{h_{i+1/2,j+1/2} + h_{i-1/2,j+1/2}}{2} . \text{ Dessa maneira, um ponto de grade adicional é necessário em}$$

cada fronteira para permitir a determinação do valor médio das variáveis nas fronteiras.

Primeiro são calculadas as trocas de calor s e Q ; a seguir a TSM é calculada; então é calculada a pressão (p); logo após, as componentes do transporte U e V são determinadas e por último é determinada a espessura da camada superficial h . As componentes da corrente são então obtidas pela divisão das componentes de transporte pela espessura da camada superficial h .

4.1.2 Condições de contorno

Na linha de costa, as componentes de velocidade e transporte da corrente normais à fronteira são nulas e a espessura da camada superficial do oceano e a TSM são homogêneas.

Nas fronteiras abertas, é usada a condição de fronteira pouco reflexiva (“weakly-reflective boundary condition”) descrita por Verboom e Slob (1984) e também discutida por Van Dongeren e Svendsen (1997). Ela é baseada no método das características. As

características são curvas no plano x-y através das quais a informação das fronteiras é propagada. O sistema formado pelas Eqs. 1-3 é um sistema hiperbólico não linear; por essa razão tem duas equações características. A solução geral do sistema contém ondas progressivas que não podem ser completamente desacopladas, e por isso é impossível derivar condições de fronteira realmente irreflexivas. Verboom e Slob (1984) desenvolveram uma condição de fronteira pouco reflexiva através da aplicação de transformações que desacoplam as ondas que entram no domínio das ondas que saem do mesmo, até o grau de aproximação desejado. A condição de fronteira é aplicada no eixo normal à fronteira (n), conforme a seguir:

$$\frac{\partial(U_n \pm ch)}{\partial t} + c \frac{\partial(U_n \pm ch)}{\partial x_n} \pm c(w_e) + \frac{\partial(u_n U_n)}{\partial x_n} + \varepsilon_n + \frac{gh^2 \theta}{2\mu} \frac{\partial TSM}{\partial x_n} - \frac{\tau_n}{\rho^u} + rU_n = 0 \quad (14)$$

onde $c = \sqrt{\sigma gh}$ é a velocidade característica e ε_n é o parâmetro de Coriolis para a direção normal à fronteira. O sinal de c é escolhido em cada fronteira a fim de definir a equação característica adequada para cada caso.

O operador espacial para os pontos de fronteira é definido como:

$$\lambda_b(f_b^k) = \frac{(3f_b^k - 4f_{b-1}^k + f_{b-2}^k)}{2\Delta x} \quad (15)$$

onde b é o ponto de grade na fronteira e b-1 e b-2 são os pontos de grade interiores em um eixo normal à fronteira.

Assim, a condição de contorno definida pela equação (14) é escrita:

$$\begin{aligned} & \phi^k(U_{nb}^k \pm \overline{ch}_b^k) + \overline{c}_b^k \lambda_b(U_{nb}^k \pm \overline{ch}_b^k) \pm \overline{c}_b^k(-\overline{w}_{e_b}^k) + \lambda_b(u_b^k U_b^k) \\ & + \varepsilon_b + \frac{g \overline{h}_b^k \theta}{2\mu} \lambda_b(\overline{TSM}_b^k) - \frac{\tau_{nb}^k}{\rho^u} + rU_b^k = 0 \end{aligned} \quad (16)$$

4.2 Modelo atmosférico

A versão não-hidrostática do modelo TVM, desenvolvida por Thunis (1995), é tridimensional e utiliza as equações da vorticidade, obtidas das equações básicas do movimento, após aplicada a média de Reynolds e feita a aproximação de Boussinesq. A utilização das equações da vorticidade faz com que a pressão e a densidade desapareçam das equações prognósticas. As variáveis dinâmicas e termodinâmicas médias são definidas como a soma da parte referente ao estado básico (subscrito 0), estacionário e em balanço hidrostático, e a parte referente às perturbações de mesoescala (subscrito M). Essa versão utiliza um fechamento de 1,5 ordem. A seguir será apresentada uma descrição resumida do modelo; para uma descrição mais detalhada, veja Thunis (1995).

Para levar em conta a topografia do solo, o modelo utiliza o sistema de coordenadas

sigma (x, y, σ) onde $\sigma = \frac{Z_t(z - Z_g)}{(Z_t - Z_g)}$ é a componente vertical, sendo Z_t a extensão vertical da atmosfera em relação à superfície e Z_g a altura da topografia em relação ao nível médio do mar.

A estrutura vertical da grade é a seguinte: os parâmetros do solo ficam na fronteira inferior; a primeira camada é a camada limite superficial (CLS), onde os parâmetros meteorológicos são obtidos através das equações da teoria de similaridade de Monin-Obukhov e as outras camadas são governadas pelas aproximações numéricas das equações hidrodinâmicas e termodinâmicas.

Os parâmetros do solo são determinados na seguinte ordem: primeiro o modelo calcula os fluxos de radiação solar e de onda longa e calcula a radiação líquida R_N ; então o fluxo de calor para o solo G é obtido pela relação

$$G = R_N - SH - LH \quad (17)$$

onde SH é o fluxo de calor sensível e LH é o fluxo de calor latente da CLS atmosférica, calculados no passo de tempo anterior.

Sobre o continente, a temperatura da superfície (T_o) é computada através do método “force-restore” de Deardorff (1978), utilizando o fluxo G calculado pela Eq. 17:

$$\frac{\partial T_o}{\partial t} = -\frac{c_1 G}{d C_s} - \frac{c_2 (T_o - T_b)}{\tau_d} \quad (18)$$

onde $c_1=3,72$ e $c_2=7,4$ são constantes, T_b é a temperatura correspondente ao ciclo anual de temperatura do solo, d é a profundidade de amortecimento do ciclo diurno de temperatura do solo (considerada aqui igual a 10 cm), C_s é a capacidade térmica do solo e τ_d é 24 horas, correspondente ao período diário. T_b e C_s são determinadas para cada tipo de ocupação do solo.

O fluxo de calor latente próximo à superfície, na altura correspondente ao comprimento de rugosidade z_0 sobre o continente (LH_0) é calculado usando o método de Penmann-Monteith (Thunis, 1995):

$$LH_0 = \frac{\frac{\partial e_{sat}}{\partial T} (R_N - G) + \frac{C_p \rho^{air} [q_{sat} - q(h_a)]}{r_a}}{\frac{\partial e_{sat}}{\partial T} + \gamma \left(1 + \frac{r_s}{r_a}\right)} \quad (19)$$

onde e_{sat} é a pressão de vapor de saturação, T é a temperatura do ar no nível de referência, C_p é o calor específico do ar a pressão constante, q_{sat} é a umidade específica de saturação, h_a é a altura da camada superficial atmosférica, $q(h_a)$ é a umidade específica na altura h_a , $\gamma = 4,02 \times 10^{-4}$ é uma constante, r_s é a resistência superficial e r_a é a resistência aerodinâmica.

O valor de LH_0 é então utilizado, juntamente com o fluxo de calor latente da camada superficial calculado no passo anterior (LH), para obter a umidade específica próximo à superfície (q_0):

$$\frac{\partial q_0}{\partial t} = \frac{1}{\rho^{air} L_v} \left[\frac{LH_0 - LH}{h_a} \right] \quad (20)$$

onde L_v é o calor latente de evaporação.

Para a água, quando o modelo não está acoplado, a TSM é constante e homogênea e quando está acoplado, a evolução espacial e temporal da TSM é determinada pelo modelo oceânico. A umidade específica próxima à superfície, na altura do comprimento de rugosidade, que para a água é de 1 mm, é definida como o valor de saturação para a temperatura igual à TSM.

Os fluxos da camada superficial são então calculados através das expressões

$$\begin{aligned} \tau &= -\rho^{air} u_*^2 \\ SH &= -\rho^{air} C_p u_* \theta_* \\ LH &= -\rho^{air} L_v u_* q_* \end{aligned} \quad (21)$$

onde τ é a intensidade do vetor tensão de cisalhamento do vento, u_* é a velocidade de atrito, θ_* é o parâmetro de escala de temperatura potencial e q_* é o parâmetro de escala de umidade específica.

Sobre a água, o valor de LH é calculado através da rotina de Fairall et al. (1996a, 1996b, 2003), obtida através do site http://www.coaps.fsu.edu/COARE/flux_algor/, que aplica algumas correções ao valor calculado pela Eq. 21. Os valores dos fluxos são então usados para forçar as equações termodinâmicas e hidrodinâmicas nas outras camadas do modelo. A equação da energia cinética turbulenta (e_T) é resolvida,

$$\begin{aligned} \frac{\partial e_T}{\partial t} &= -u_a \frac{\partial e_T}{\partial x} - v_a \frac{\partial e_T}{\partial y} - w_a \frac{\partial e_T}{\partial \sigma} + K_m \left(\frac{\partial \sigma}{\partial z} \right)^2 \left[\left(\frac{\partial u_a}{\partial \sigma} \right)^2 + \left(\frac{\partial v_a}{\partial \sigma} \right)^2 \right] \\ &- \frac{g}{\theta_0} K_h \frac{\partial \sigma}{\partial z} \frac{\partial \theta_M}{\partial \sigma} + 1.2 \left(\frac{\partial}{\partial \sigma} K_m \frac{\partial e_T}{\partial \sigma} \right) - C_2 \frac{e_T^{3/2}}{l_\epsilon} + K_H \left(\frac{\partial^2 e_T}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 e_T}{\partial y^2} \right) \end{aligned} \quad (22)$$

onde u_a , v_a e w_a são respectivamente as componentes zonal, meridional e vertical da velocidade do vento, θ_0 é a temperatura potencial referente ao estado básico, θ_M é a temperatura potencial referente às perturbações de mesoescala, C_2 é uma constante, l_ϵ é o

comprimento de dissipação, K_h , K_m e K_H são os coeficientes de difusão turbulenta de calor, de momento e horizontal, respectivamente. Alguns termos relacionados à transformação de coordenadas que proporcionam menor contribuição à equação são desconsiderados pelo modelo. Os coeficientes de difusão são obtidos através de,

$$K_m = C_l l_k e_T^{1/2} \quad (23)$$

$$K_h = K_q = \alpha K_m$$

onde C_l é uma constante, l_k é o comprimento de difusão e α é o número inverso de Prandtl e é assumido constante.

As equações de temperatura potencial (θ_M), umidade específica (q_M) e vorticidade horizontal (ξ , ζ) são resolvidas, respectivamente,

$$\frac{\partial \theta_M}{\partial t} = -\frac{1}{\rho^{air}} \frac{\partial \sigma}{\partial z} \frac{\partial}{\partial x} \left(\rho^{air} u_a \theta_M \frac{\partial z}{\partial \sigma} \right) - \frac{1}{\rho^{air}} \frac{\partial \sigma}{\partial z} \frac{\partial}{\partial y} \left(\rho^{air} v_a \theta_M \frac{\partial z}{\partial \sigma} \right) \quad (24)$$

$$-\frac{1}{\rho^{air}} \frac{\partial \sigma}{\partial z} \frac{\partial}{\partial \sigma} \left(\rho^{air} w_a \theta_M \frac{\partial z}{\partial \sigma} \right) + \frac{\partial \sigma}{\partial z} \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{\partial z}{\partial \sigma} K_H \frac{\partial \theta_M}{\partial x} \right) + \frac{\partial \sigma}{\partial z} \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{\partial z}{\partial \sigma} K_H \frac{\partial \theta_M}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial \sigma} \left(K_h \frac{\partial \theta_M}{\partial \sigma} \right) - \left(\frac{\partial \sigma}{\partial z} \right) \left(\frac{1}{\rho^{air} C_p} \frac{\partial Q_d}{\partial \sigma} \right)$$

$$\frac{\partial q_M}{\partial t} = -\frac{1}{\rho^{air}} \frac{\partial \sigma}{\partial z} \frac{\partial}{\partial x} \left(\rho^{air} u_a q_M \frac{\partial z}{\partial \sigma} \right) - \frac{1}{\rho^{air}} \frac{\partial \sigma}{\partial z} \frac{\partial}{\partial y} \left(\rho^{air} v_a q_M \frac{\partial z}{\partial \sigma} \right) \quad (25)$$

$$-\frac{1}{\rho^{air}} \frac{\partial \sigma}{\partial z} \frac{\partial}{\partial \sigma} \left(\rho^{air} w_a q_M \frac{\partial z}{\partial \sigma} \right) + \frac{\partial \sigma}{\partial z} \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{\partial z}{\partial \sigma} K_H \frac{\partial q_M}{\partial x} \right) + \frac{\partial \sigma}{\partial z} \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{\partial z}{\partial \sigma} K_H \frac{\partial q_M}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial \sigma} \left(K_h \frac{\partial q_M}{\partial \sigma} \right)$$

$$\frac{\partial \xi}{\partial t} = -\frac{\partial u_a \xi}{\partial x} - \frac{\partial v_a \xi}{\partial y} - \frac{\partial w_a \xi}{\partial \sigma} - \frac{\partial}{\partial x} \left(\rho^{air} v_a \frac{\partial u_a}{\partial \sigma} - \rho^{air} w_a \frac{\partial u_a}{\partial y} \right) - \frac{\partial}{\partial y} \left(\rho^{air} v_a \frac{\partial v_a}{\partial \sigma} - \rho^{air} w_a \frac{\partial v_a}{\partial y} \right) \quad (26)$$

$$-\frac{\partial}{\partial \sigma} \left(\rho^{air} v_a \frac{\partial w_a}{\partial \sigma} - \rho^{air} w_a \frac{\partial w_a}{\partial y} \right) + f_a^* \frac{\partial}{\partial \sigma} \left(\frac{\partial z}{\partial y} \rho^{air} u_a \right) - f_a^* \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{\partial z}{\partial \sigma} \rho^{air} u_a \right) - f_a \frac{\partial \rho^{air} u_a}{\partial \sigma} - g \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{\theta_M}{\theta_0} \frac{\partial z}{\partial \sigma} \rho^{air} \right) + g \frac{\partial}{\partial \sigma} \left(\frac{\theta_M}{\theta_0} \frac{\partial z}{\partial y} \rho^{air} \right) + \frac{\partial^2 (K_H \xi)}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 (K_H \xi)}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 (K_m \xi)}{\partial \sigma^2}$$

$$\begin{aligned}
\frac{\partial \zeta}{\partial t} = & -\frac{\partial u_a \zeta}{\partial x} - \frac{\partial v_a \zeta}{\partial y} - \frac{\partial w_a \zeta}{\partial \sigma} - \frac{\partial}{\partial x} \left(\rho^{air} u_a \frac{\partial u_a}{\partial \sigma} - \rho^{air} w_a \frac{\partial u_a}{\partial x} \right) - \frac{\partial}{\partial y} \left(\rho^{air} u_a \frac{\partial v_a}{\partial \sigma} - \rho^{air} w_a \frac{\partial v_a}{\partial x} \right) \\
& - \frac{\partial}{\partial \sigma} \left(\rho^{air} u_a \frac{\partial w_a}{\partial \sigma} - \rho^{air} w_a \frac{\partial w_a}{\partial x} \right) + f_a^* \frac{\partial}{\partial \sigma} \left(\frac{\partial z}{\partial x} \rho^{air} u_a \right) - f_a^* \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{\partial z}{\partial \sigma} \rho^{air} u_a \right) + f_a \frac{\partial \rho^{air} v_a}{\partial \sigma} \\
& - \frac{\partial z}{\partial \sigma} f^* \frac{\partial \rho^{air} w_a}{\partial \sigma} - g \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{\theta_M}{\theta_0} \frac{\partial z}{\partial \sigma} \rho^{air} \right) + g \frac{\partial}{\partial \sigma} \left(\frac{\theta_M}{\theta_0} \frac{\partial z}{\partial x} \rho^{air} \right) + \frac{\partial^2 (K_H \zeta)}{\partial x^2} \\
& + \frac{\partial^2 (K_H \zeta)}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 (K_m \zeta)}{\partial \sigma^2}
\end{aligned} \tag{27}$$

onde Q_d é a fonte diabática de calor e f_a^* e f_a são os parâmetros de Coriolis.

As funções de corrente e as componentes da velocidade do vento são atualizadas, respectivamente,

$$\frac{\partial^2 \phi}{\partial y^2} + \left(\frac{\partial \sigma}{\partial z} \right)^2 \frac{\partial^2 \phi}{\partial \sigma^2} + \frac{\partial^2 \phi}{\partial y \partial x} = \frac{\partial \sigma}{\partial z} \zeta \quad e \tag{28}$$

$$\frac{\partial^2 \phi}{\partial x^2} + \left(\frac{\partial \sigma}{\partial z} \right)^2 \frac{\partial^2 \phi}{\partial \sigma^2} + \frac{\partial^2 \phi}{\partial y \partial x} = \frac{\partial \sigma}{\partial z} \zeta$$

$$\rho^{air} u_a = \frac{\partial \sigma}{\partial z} \frac{\partial \phi}{\partial \sigma}, \quad \rho^{air} v_a = \frac{\partial \sigma}{\partial z} \frac{\partial \phi}{\partial \sigma}, \quad \rho^{air} w_a = \frac{\partial \sigma}{\partial z} \left(\frac{\partial \phi}{\partial y} + \frac{\partial \phi}{\partial x} \right) \tag{29}$$

onde ϕ e ϕ são respectivamente as componentes zonal e meridional da função de corrente. O tempo avança e o ciclo é repetido.

4.2.1 Condições de contorno

O modelo atmosférico possui 6 fronteiras: quatro fronteiras laterais, uma fronteira inferior e uma fronteira superior. A condição de contorno utilizada nas quatro fronteiras laterais é de zero gradiente. O espaçamento horizontal de grade é de 3 km na área central de 100x100km, somando 34 pontos de grade em cada direção e aumenta com uma progressão geométrica de razão 1,2 em direção a cada fronteira por 8 pontos de grade, totalizando uma área de 205x205 km² e 50 pontos de grade em cada direção. Os 8 pontos de grade adicionais com espaçamento variável aliados à condição de fronteira permitem maior estabilidade do

modelo e diminuem reflexões nas fronteiras laterais (Clappier et al., 2000). O domínio e a linha de costa estão representados na Fig. 4.2, bem como as linhas 1 e 2 e os pontos A, B e C, que serão utilizados na análise dos resultados.

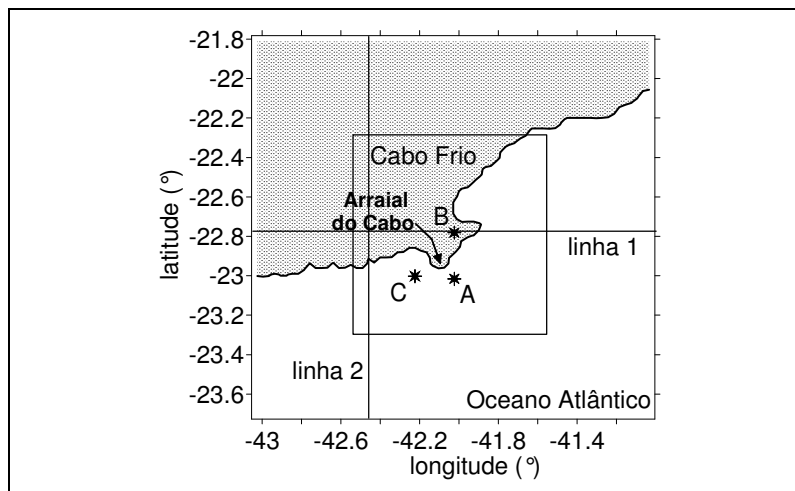


Figura 4.2: Domínio e linha de costa considerados para os modelos. O quadrado interno representa o domínio central considerado na análise dos resultados. As linhas 1 e 2 e os pontos A, B e C serão utilizados na análise dos resultados.

As condições de fronteira no topo do domínio assumem vento geostrófico e que a vorticidade, a energia cinética turbulenta e a variação vertical da componente vertical da velocidade do vento são nulos. Na direção vertical, são usados 25 pontos de grade e o espaçamento varia de 15m no primeiro nível a 1200 m no topo do domínio, permitindo uma melhor resolução em superfície. Além disso, os 5 últimos níveis possuem um filtro para evitar reflexão na fronteira superior.

No solo, a velocidade do vento é nula e os parâmetros são calculados conforme descrito anteriormente.

4.3 Acoplamento entre os modelos atmosférico e oceânico

O modelo oceânico foi desenvolvido na forma de uma subrotina e usa o mesmo espaçamento de grade horizontal que o modelo TVM-NH. Quando o modelo atmosférico é iniciado, ele chama a subrotina do modelo oceânico, que devolve o campo de TSM relativo a dois dias de integração com ventos constantes de 6 ms^{-1} de NE. O período de 2 dias de integração foi escolhido porque é tempo suficiente para que o fenômeno de ressurgência costeira esteja bem estabelecido na região, conforme Ikeda et al. (1974) que afirma que o intervalo de tempo entre o surgimento de ventos de NE, com intensidade maior que 5 ms^{-1} , e o surgimento de água mais fria provocado pela ressurgência é de aproximadamente 24 horas. Então o campo de TSM é usado pelo modelo TVM-NH para determinar o fluxo de calor da superfície do oceano para a camada atmosférica superficial. O passo de tempo do modelo TVM-NH e do modelo oceânico são, respectivamente, 30 e 600 segundos. Por isso, o campo de TSM permanece o mesmo por 20 passos de tempo do modelo TVM-NH, e então o modelo oceânico é chamado novamente. O modelo TVM-NH força o modelo oceânico com a tensão de cisalhamento do vento (τ) obtido pela Eq. 21 (dividido em suas componentes τ_x e τ_y) e com o fluxo de calor para o solo (G) obtido pela Eq. 17. O fluxo de calor da superfície (Q) usado pelo modelo oceânico na Eq. 4 é calculado com o fluxo de calor para o solo do modelo atmosférico (G) conforme:

$$Q = \frac{G}{\rho^{air} C_p} \quad (30)$$

O modelo oceânico então atualiza o campo de TSM e retorna para o modelo TVM-NH.

A Fig. 4.3 mostra um esquema do acoplamento dos modelos. A camada superficial do modelo oceânico interage com o modelo atmosférico através dos fluxos turbulentos

(determinando a TSM para o modelo atmosférico e recebendo o fluxo de calor na superfície e a tensão de cisalhamento do vento), e interage com a camada inerte do modelo oceânico pela fonte ou sorvedouro de calor através da interface (s). Então o modelo oceânico calcula as componentes da corrente, a temperatura da água e a espessura da camada superficial. O modelo atmosférico utiliza a TSM calculada pelo modelo oceânico para determinar os fluxos turbulentos para a camada limite superficial. Os fluxos SH, LH e Q são considerados positivos quando têm direção do oceano para a atmosfera e negativos no sentido contrário.

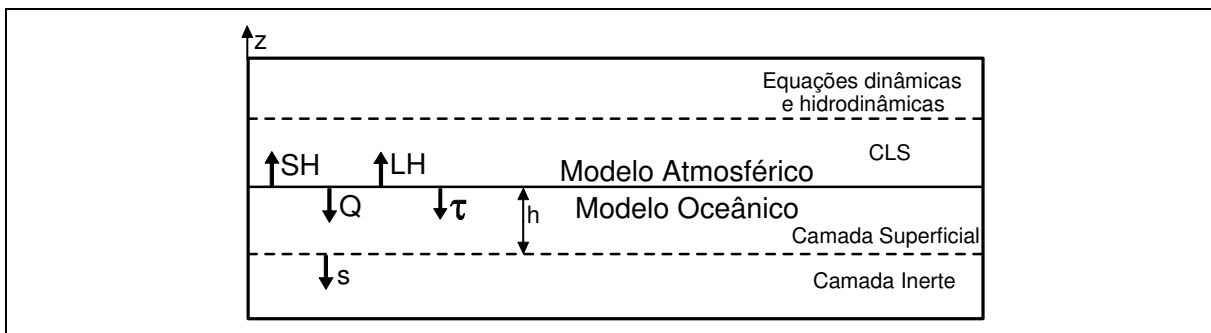


Figura 4.3: Representação esquemática do acoplamento dos modelos. SH e LH são, respectivamente, o fluxo de calor sensível e o fluxo de calor latente do modelo atmosférico. Q e τ são o fluxo de calor na superfície e a tensão de cisalhamento do vento fornecidos pelo modelo atmosférico para o modelo oceânico, respectivamente, s é a fonte ou sorvedouro de calor através da interface entre as 2 camadas do modelo oceânico e h é a espessura da camada superficial do modelo oceânico.

5 Resultados – Fatores que influenciam as circulações

Neste capítulo são apresentados resultados obtidos com os modelos utilizados neste trabalho. A seção 5.1 contém os experimentos que testam a condição de contorno do modelo oceânico e a capacidade deste modelo de representar as variações no campo de TSM provocadas pela ação do vento de diferentes direções, validando assim, este modelo para o presente estudo. O acoplamento dos modelos é testado através da comparação dos resultados do modelo acoplado com os resultados do modelo oceânico e do modelo atmosférico, na seção 5.2. Nesta seção também é estudada a relação entre a ressurgência costeira e a circulação de brisa marítima e são testadas algumas hipóteses em relação à influência do campo de TSM nas características da circulação de brisa. A influência da topografia e a influência da cobertura do solo na circulação atmosférica de Cabo Frio são testadas na seção 5.3.

5.1 Modelo oceânico

Um conjunto de experimentos foi realizado para testar as condições de contorno usadas no modelo oceânico e para verificar a resposta do modelo oceânico à forçante do vento de diferentes direções. Os experimentos discutidos nesta seção estão resumidos na Tab. 5.1.

5.1.1 Condições iniciais do modelo oceânico

O modelo oceânico utiliza uma TSM inicial espacialmente homogênea de 26°C e uma espessura inicial da camada superficial de 30 m. As componentes de velocidade e transporte da corrente iniciais são zero. O cisalhamento do vento é calculado pela Eq. 6, utilizando um

vento de 6 ms^{-1} de intensidade e diferentes direções, e é considerado homogêneo no tempo e no espaço.

MODELO OCEÂNICO					
Simulação	Descrição	Domínio (km)	Pontos de grade horizontais	Direção do vento	Linha de costa
1 - 4	Fronteira 1D	180x180	101x101	E, N, S, W	Idealizada
5 - 8	Fronteira 2D	360x360	201x201	E, N, S, W	Idealizada
9 e 10	Ressurgência 1D	180x180	101x101	NE, SW	Idealizada
11 e 12	Ressurgência 2D	360x360	201x201	NE, SW	Idealizada
13	Ressurgência	205x205	50x50	NE	Realística

Tabela 5.1: Descrição das simulações. O vento utilizado é temporal e espacialmente homogêneo e de intensidade de 6 ms^{-1} . O passo de tempo do modelo oceânico é de 600 s.

A intensidade do vento foi escolhida aproximando a média calculada para a série de dados da bóia meteorológica do projeto DEPROAS (Seção 3.1) para o vento de NE ($5,6 \text{ ms}^{-1}$). Além disso, 6 ms^{-1} é a intensidade do vento utilizada por outros pesquisadores para a mesma região (Franchito et al., 1998; Oda, 1997). Para as demais variáveis iniciais e parâmetros constantes, os valores estão apresentados na Tab. 5.2.

5.1.2 Condições de contorno do modelo oceânico

Um problema difícil quando se resolve as equações hidrodinâmicas dentro de uma região limitada é a formulação correta das condições de contorno. As condições de contorno aberto são geralmente difíceis de definir e sua posição é escolhida geralmente levando-se mais em conta os custos computacionais que seu significado físico. É importante lembrar que essas fronteiras abertas, além das próprias equações diferenciais, determinam a solução interior, e se não forem escolhidas cuidadosamente podem levar a soluções errôneas para os pontos

interiores. Assim, a seguir, discute-se uma série de experimentos numéricos realizados para validar as condições de contorno utilizadas no modelo oceânico.

PARÂMETRO	NOTAÇÃO	VALOR
Espessura inicial da camada superficial	H_i	30 m
Espessura de entranhamento	H_e	20 m
Densidade da camada superficial	ρ^u	1023 kg m ⁻³
Densidade da camada inerte	ρ^l	1026,7 kg m ⁻³
Parâmetro de Coriolis	f	-5,68 x 10 ⁻⁵ s ⁻¹
Coefficiente de arrasto do vento	C_D	2,0 x 10 ⁻³
Densidade do ar	ρ^{air}	1,2 kg m ⁻³
Coefficiente de fricção de Rayleigh	r	1,8 x 10 ⁻⁶ s ⁻¹
Temperatura inicial da camada superficial	T^u	26°C
Temperatura da camada inerte	T^l	14°C
Coefficiente de expansão térmica	θ	3,0 x 10 ⁻⁴ °C ⁻¹
Escala de tempo de entranhamento	t_e	½ dia
Escala de tempo do fluxo de calor na superfície	t_s	12 dias
Espaçamento da grade	Δx	1800 m
Passo de tempo	Δt	600 s

Tabela 5.2: Descrição dos parâmetros usados no modelo oceânico. Esses valores são os mesmos usados por Carbonel (2003).

O primeiro conjunto de experimentos será chamado a partir de agora de experimento 1D (Simulações 1 a 4, 9 e 10 da Tab. 5.1) e usa um domínio horizontal de 180x180 km com 101 pontos de grade em ambas as direções (de 90 a 270 km, Fig.5.1). O segundo conjunto, que será chamado a partir de agora de experimento 2D, (Simulações 5 a 8, 11 e 12 da Tab. 5.1), utiliza um domínio maior (360x360 km e 201 pontos de grade) para minimizar a influência das fronteiras na região central do domínio. A região central do experimento 2D é comparada à área total do experimento 1D. Esses experimentos foram realizados utilizando-se

uma linha de costa idealizada (Fig. 5.1) que guarda algumas semelhanças à linha de costa realística.

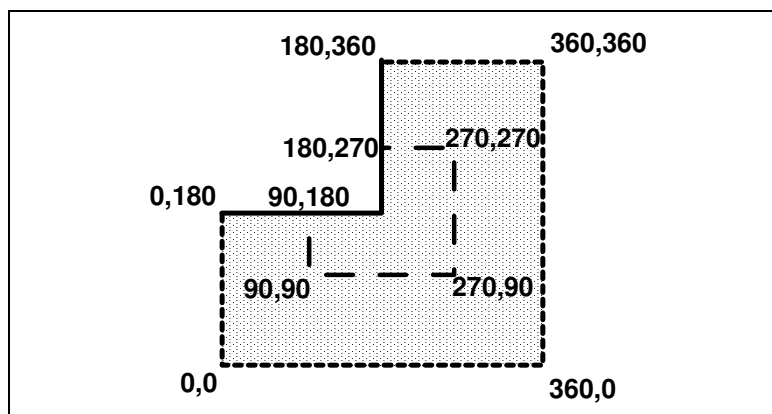


Figura 5.1: Domínio usado para os experimentos de fronteira aberta 1D (linha tracejada central) e 2D (linha tracejada). A linha contínua representa a fronteira fechada (linha de costa).

As Figs. 5.2 e 5.3 mostram os campos de TSM resultantes após 4 dias de integração do modelo oceânico sendo forçado por ventos homogêneos temporal e espacialmente de 6 ms^{-1} de intensidade e diferentes direções (Simulações 1 a 12 da Tab. 5.1), para o experimento 1D na coluna mais a esquerda da figura e para a região central do experimento 2D na coluna do centro da figura. O período de integração de 4 dias foi escolhido porque é necessário um período de aproximadamente dois dias para que o modelo oceânico apresente um campo de TSM representativo do fenômeno de ressurgência e o experimento com o modelo acoplado dura no máximo 48 horas. Assim, o modelo oceânico foi integrado por 4 dias para verificar, por segurança, se sua estabilidade se mantém por um período maior do que o necessário.

Comparando-se as colunas da esquerda e central das Figs. 5.2 e 5.3, é possível notar a influência da fronteira nos valores de TSM, mas a diferença entre os experimentos 1D e 2D é pequena, sempre menor que 1°C . Na região central a diferença é ainda menor.

Dado que os experimentos de fronteira usaram um período maior de integração do que é necessário para o experimento acoplado e que a área a ser analisada no experimento acoplado é a área central, as fronteiras provaram ser pouco reflexivas, conforme o esperado.

Os resultados também mostram os campos de corrente de superfície para as diferentes direções do vento. A Fig. 5.2a-c (Simulações 1 e 5) corresponde ao vento de leste. A componente da tensão de cisalhamento do vento, que é paralela à costa na região mais a oeste do domínio, deixa a costa à sua direita, e, no Hemisfério Sul, provoca o transporte de Ekman para o largo (Fig. 1.1a) causando ressurgência costeira e anomalias frias de TSM (Fig. 5.2a,b), conforme esperado. O transporte de Ekman, para o largo faz com que a água da região mais ao norte do domínio se mova para o sul, intensificando a ressurgência nessa região (Fig. 5.2c).

No caso de um vento de norte (Simulações 2 e 6), a componente do cisalhamento do vento paralela à costa na parte leste do domínio também provoca ressurgência (Fig. 5.2d,e), mas é mais fraca comparada ao experimento com o vento de leste, porque na parte oeste do domínio, o vento sopra do continente para o oceano, e como o transporte de Ekman na parte norte do domínio é em direção ao oceano aberto, as correntes não contornam o cabo (Fig. 5.2f). A componente do cisalhamento do vento paralela à costa, no caso de um vento de sul (Simulações 3 e 7), deixa a costa à esquerda, gerando transporte de Ekman em direção à costa, causando subsidência e inibindo a ressurgência (Fig. 5.2g-i).

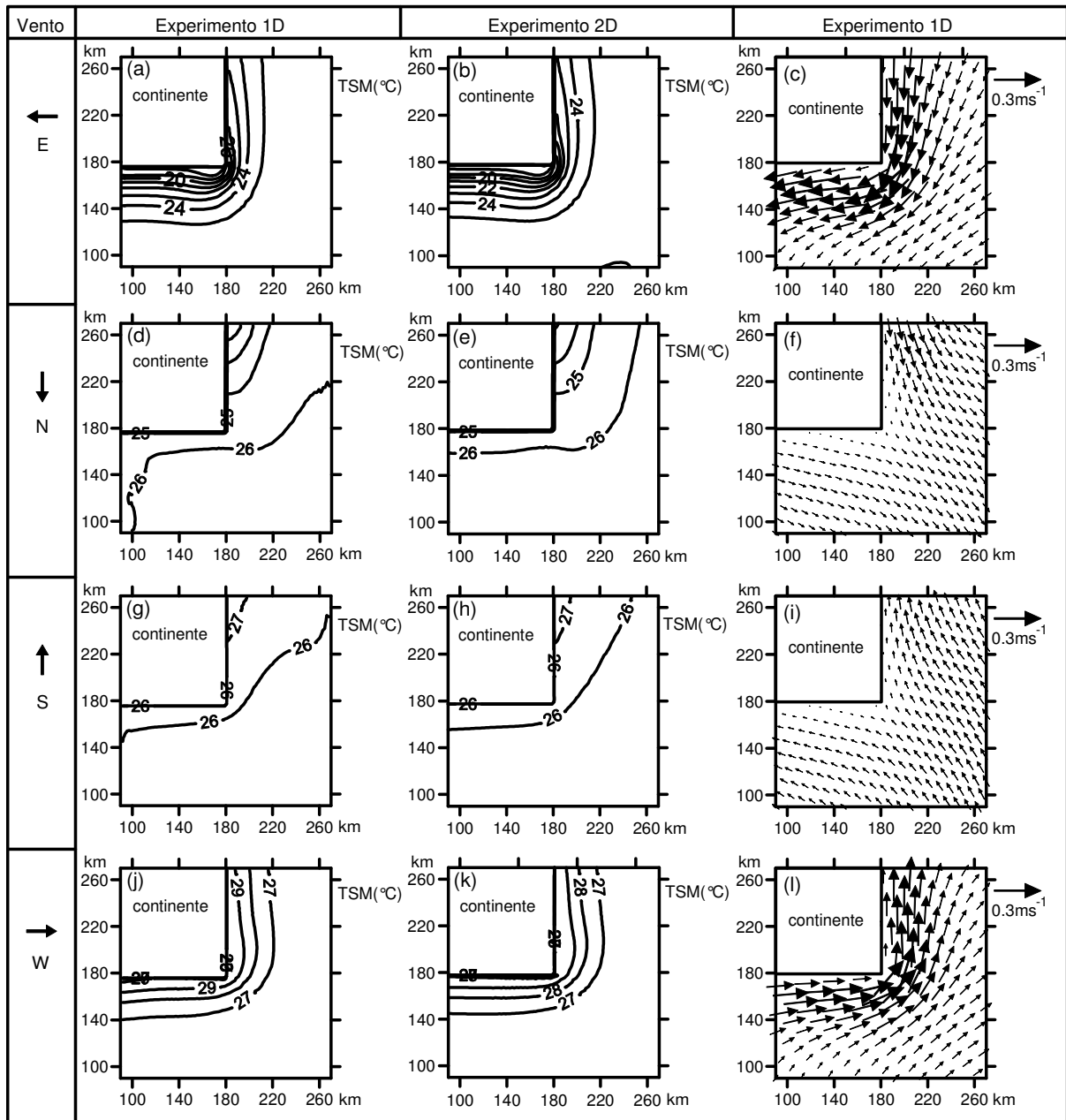


Figura 5.2: Campos oceânicos gerados após 4 dias de integração com ventos de leste (a) campo de TSM do experimento 1D (Simulação 1), (b) campo de TSM na área central do experimento 2D (Simulação 5) e (c) campo de correntes no experimento 1D (Simulação 1). Campos oceânicos gerados após 4 dias de integração com ventos de norte (d) campo de TSM do experimento 1D (Simulação 2), (e) campo de TSM na área central do experimento 2D (Simulação 6) e (f) campo de correntes no experimento 1D (Simulação 2). Campos oceânicos gerados após 4 dias de integração com ventos de sul (g) campo de TSM do experimento 1D (Simulação 3), (h) campo de TSM na área central do experimento 2D (Simulação 7) e (i) campo de correntes no experimento 1D (Simulação 3). Campos oceânicos gerados após 4 dias de integração com ventos de leste (j) campo de TSM do experimento 1D (Simulação 4), (k) campo de TSM na área central do experimento 2D (Simulação 8) e (l) campo de correntes no experimento 1D (Simulação 4). Intervalo entre contornos de 1°C.

Evento sem ressurgência, similar ao da Fig. 5.2g, porém mais intenso, é obtido com vento de oeste (Simulações 4 e 8). Nesse caso, como o vento na parte oeste do domínio sopra do continente para o oceano, o transporte de Ekman para a costa faz com que as correntes contornem o cabo (Fig. 5.2i), provocando subsidência na região norte do domínio.

Foram realizados mais dois testes para analisar a resposta do modelo oceânico aos ventos de nordeste (direção predominante em Cabo Frio) e de sudoeste (direção do vento nos eventos de passagem de frente fria).

A Fig. 5.3a-c (vento de nordeste, simulações 9 e 11 da Tab. 5.1) apresenta um campo de TSM similar ao apresentado na Fig. 5.2a, embora agora a ressurgência seja mais intensa na parte norte do domínio, devido à componente de norte do vento, conforme a Fig. 5.2d. Apesar disso, a ressurgência na parte sul do domínio é menos intensa que na Fig.5.2a, já que a componente do cisalhamento do vento paralela à costa é menos intensa também.

A Fig. 5.3d-f (vento de sudoeste, simulações 10 e 12 da Tab. 5.1) é similar à Fig. 5.2j, visto que a componente de sul do vento não altera muito o campo de TSM, conforme a Fig. 5.2g. A componente do cisalhamento do vento paralela à costa é menos intensa que no caso do vento de oeste (Fig. 5.2j) e, portanto, a subsidência observada na Fig. 5.3d é menos intensa que a da Fig. 5.2j.

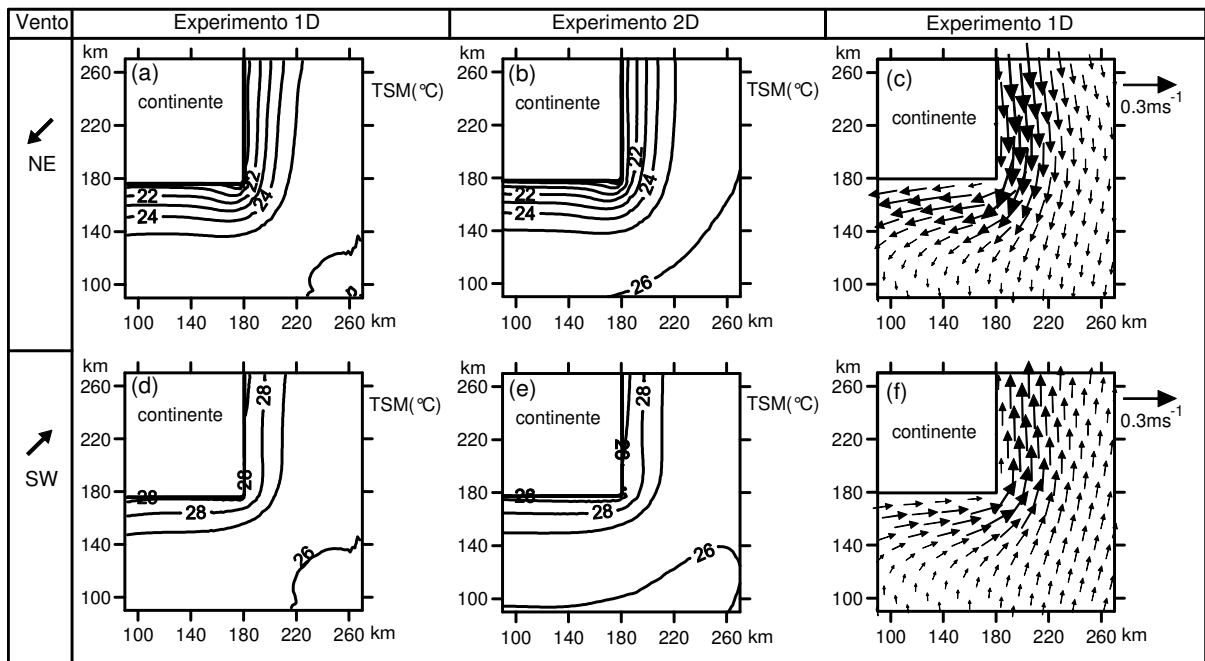


Figura 5.3: Campos oceânicos gerados após 4 dias de integração com ventos de nordeste (a) campo de TSM do experimento 1D (Simulação 9), (b) campo de TSM da área central do experimento 2D (Simulação 11) e (c) campo de correntes do experimento 1D (Simulação 9). Campos oceânicos gerados após 4 dias de integração com vento de sudoeste (d) campo de TSM no experimento 1D (Simulação 10), (e) campo de TSM na área central do experimento 2D (Simulação 12) e (f) campo de correntes do experimento 1D (Simulação 10). Intervalo entre contornos de 1°C.

5.1.3 Evento de ressurgência costeira gerado pelo modelo oceânico

O experimento desenvolvido para gerar um campo de TSM representativo de um evento de ressurgência costeira, em Cabo Frio (Simulação 13), utiliza uma linha de costa realística e um domínio de 205x205 km, representando a área entre 21,8° S a 23,8° S e 41° W a 43,05° W, conforme ilustrado na Fig. 4.2. Os resultados são apresentados para a área central delimitada pelo quadrado na Fig. 4.2 (longitude de 41,55° a 42,55° W e latitude de 23,28° a 22,28° S). O espaçamento de grade é de 3 km na área central de 99x99 km e aumenta de acordo com uma progressão geométrica de razão 1,2 em direção a cada fronteira lateral. Esse espaçamento de grade foi escolhido para coincidir com o do modelo atmosférico TVM-NH.

A Fig. 5.4a mostra o campo de TSM gerado pelo modelo oceânico após 2 dias de integração forçado por um campo de vento constante de NE e 6 ms⁻¹ de intensidade

(Simulação 13). A ressurgência é mais intensa a oeste do cabo, onde a linha de costa é alinhada na direção E-W e a componente do vento paralela à costa é mais intensa também. Com a mudança da linha de costa para N-S, o valor da TSM fica maior, porque a componente mais intensa do vento é normal à costa. Na parte nordeste do domínio, o valor da TSM cai novamente, pois o vento é primordialmente paralelo à costa. Esses resultados são consistentes com observações feitas por satélites na região durante eventos de ressurgência, conforme mostra a Fig. 5.4b.

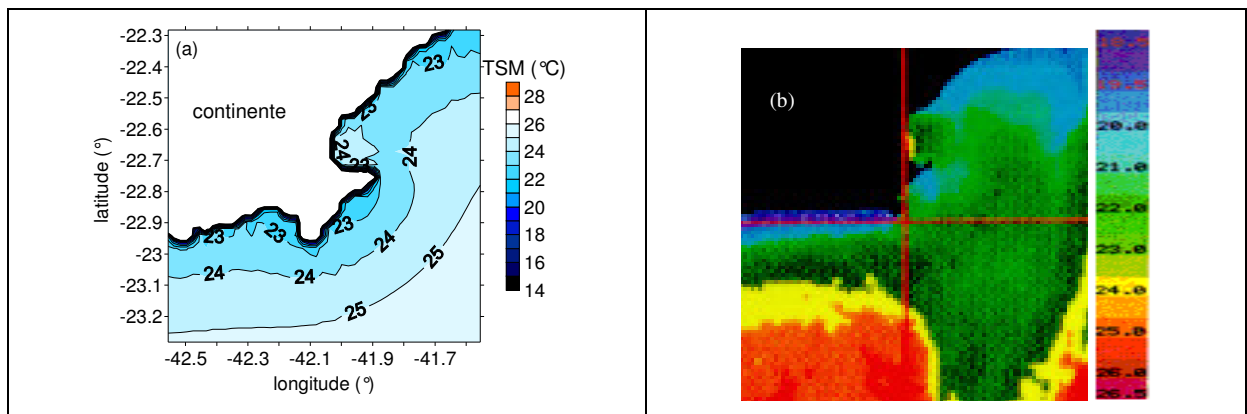


Figura 5.4: (a) Campo de TSM após 2 dias de integração do modelo oceânico (Simulação 13), intervalo entre os contornos de 1°C e (b) imagem AVHRR do satélite NOAA-12, do dia 28/01/93, obtido de Oda (1997).

5.2 Modelos atmosférico, oceânico e acoplado

Foi realizado um experimento com a finalidade de analisar as diferenças entre os resultados gerados usando apenas o modelo atmosférico e usando o modelo acoplado. O experimento desacoplado é chamado de Simulação 14 (Tab. 5.3) e usou o modelo atmosférico TVM-NH com um campo de TSM temporal e espacialmente homogêneo e igual a 20°C.

A inicialização do campo do vento horizontal do modelo atmosférico TVM-NH foi feita através de um perfil vertical inicial, onde todos os pontos de grade de uma mesma altura têm a mesma velocidade. Para o primeiro nível a velocidade do vento é zero e para os demais níveis foi considerado o mesmo valor do vento inicial, ou seja, 6 ms⁻¹ e direção de NE ou de

SW, dependendo do experimento. A velocidade inicial da componente vertical do vento foi considerada nula em todos os pontos de grade.

A umidade específica inicial no primeiro nível do modelo é de 16 g kg^{-1} , pois esse é o valor aproximado (transformado de razão de mistura para umidade específica) obtido pela sondagem feita por Oda (1997) no verão às 23HL do dia 09/01/1995 (Fig.3.8b – seção 3.3). Para os demais níveis verticais, o programa inicializa a umidade através de um perfil logarítmico. O campo inicial de temperatura potencial do ar é horizontalmente homogêneo e segue um perfil vertical (Fig. 5.5) representativo da sondagem feita por Oda (1997) às 23HL (Fig. 3.8a – seção 3.3) no dia 09/01/1995 (verão).

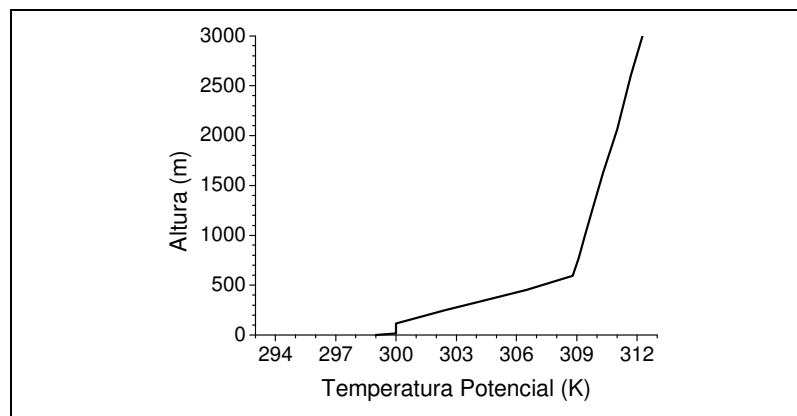


Figura 5.5: Perfil vertical inicial de temperatura potencial do ar utilizado nas simulações do modelo TVM-NH.

Foram realizados também dois experimentos com o modelo acoplado, como resumido na Tab. 5.3. O experimento COMRES utiliza um campo inicial de vento de NE e 6 ms^{-1} , para representar uma situação favorável à ressurgência, e o experimento SEMRES utiliza um campo inicial de vento de SW e 6 ms^{-1} , para representar uma situação desfavorável à ressurgência (passagem de uma frente fria). A seguir, para comparar os resultados gerados pelo modelo acoplado e gerados apenas pelo modelo oceânico, mais um experimento foi realizado utilizando apenas o modelo oceânico, com um campo de vento constante de SW e 6 ms^{-1} (Simulação 15 – Tab.5.3).

Para comparação com o experimento COMRES, foram usados os resultados gerados pela Simulação 13 (Tab. 5.1). Todos os experimentos usaram como campo inicial de TSM o campo representado pela Fig. 5.4a e o resumo dos experimentos é apresentado na Tab. 5.3.

MODELO ATMOSFÉRICO		
Simulação	Descrição	Direção inicial do vento
14	Ressurgência TSM de 20°C	NE
MODELO OCEÂNICO		
Simulação	Descrição	Direção do vento
15	Sem ressurgência	SW
MODELO ACOPLADO		
Experimento	Descrição	Direção inicial do vento
COMRES	Ressurgência	NE
SEMRES	Sem ressurgência	SW

Tabela 5.3: A intensidade da velocidade do vento inicial é de 6 m s⁻¹. O passo de tempo do modelo oceânico é de 600s e do modelo atmosférico é de 30 s. Os experimentos utilizam a linha da costa e a topografia da região realísticas. O domínio numérico é de 205x205 Km e a grade horizontal utiliza 50 x 50 pontos.

5.2.1 Razão de mistura e temperatura do ar

Os resultados do modelo atmosférico desacoplado (Simulação 14) são comparados com os do experimento COMRES, que usou o modelo acoplado, com um campo inicial de TSM igual ao apresentado na Fig. 5.4a. A duração das simulações é de 27 horas a partir da 00HL (hora local), sendo as 3 primeiras horas consideradas como tempo de ajuste do modelo. O dia do ano escolhido foi o dia 37 (6 de fevereiro) que é representativo do verão.

Comparando a série temporal da temperatura do ar (TA) a 15m de altura e da TSM (Fig. 5.6), sobre o ponto “A” da Fig. 4.2, gerada pelo modelo atmosférico (Simulação 14) e pelo modelo acoplado (COMRES), nota-se que a temperatura do ar do experimento

COMRES (Fig. 5.6a) é aproximadamente 3°C mais alta que a temperatura do ar da Simulação 14 (Fig. 5.6b). A TSM não varia durante a Simulação 14 porque não há mecanismo físico capaz de alterá-la no experimento desacoplado. Assim, a temperatura do ar é sempre maior que a TSM na Simulação 14. Por outro lado, a temperatura do ar do experimento com o modelo acoplado (COMRES) é ligeiramente menor que a TSM entre 09 HL e 13 HL.

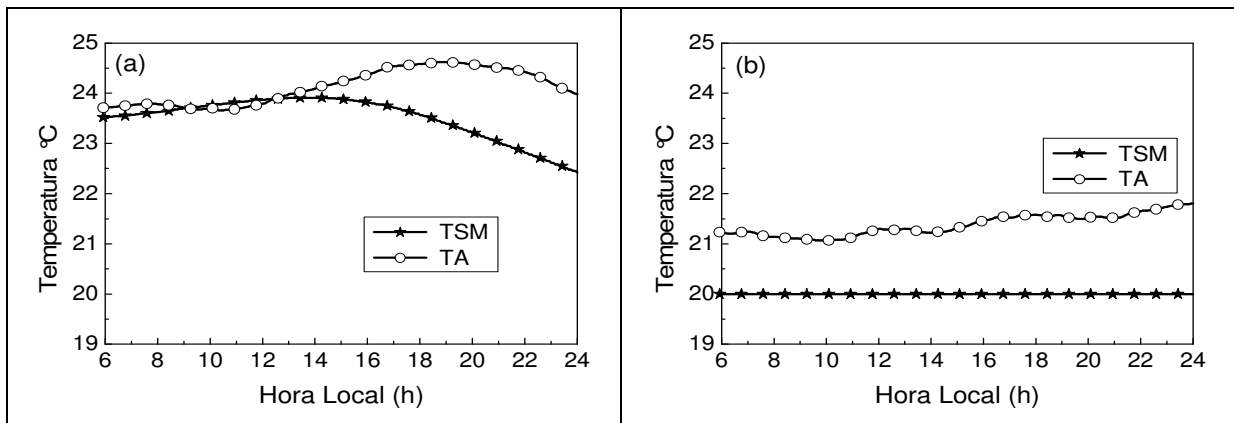


Figura 5.6: Série temporal de TSM e temperatura do ar (TA) a 15 m sobre o ponto “A” da Fig. 4.2 usando (a) modelo acoplado (experimento COMRES) e (b) modelo atmosférico (Simulação 14).

A maior diferença entre os dois experimentos é no valor da umidade do ar. A razão de mistura perto da superfície do oceano é função da TSM e a TSM é menor na Simulação 14 (Fig. 5.6b) do que no experimento COMRES (Fig. 5.6a), levando a valores menores de razão de mistura na Simulação 14 do que no experimento COMRES (Fig. 5.7).

Aqui cabe uma consideração acerca do tratamento da umidade pelo modelo atmosférico. O modelo TVM-NH é não-saturado, ou seja, a umidade específica nunca ultrapassa o valor de saturação (o modelo trabalha com umidade específica; para as figuras foi feita a conversão para razão de mistura) e não há mudança de fase. Isso significa que uma parte da energia em forma de calor latente é perdida.

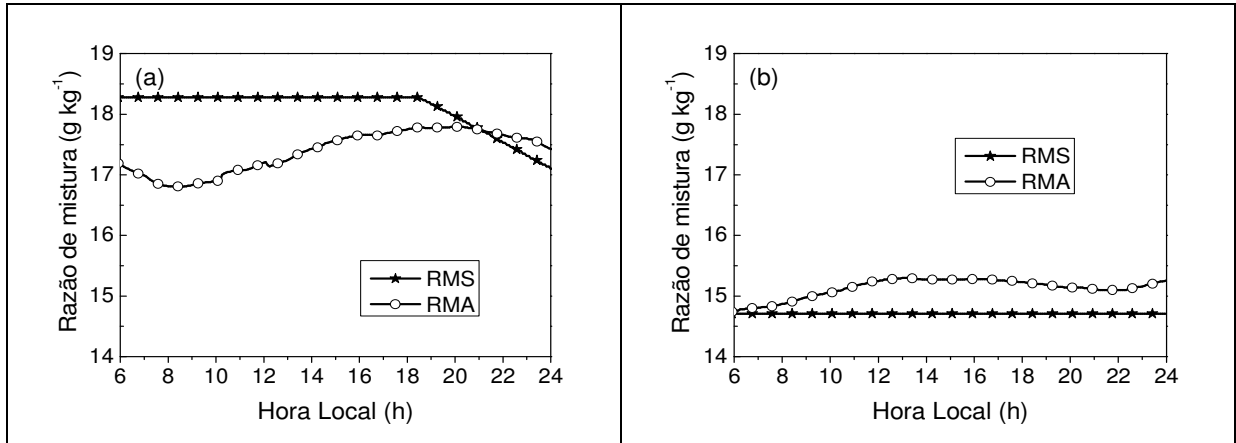


Figura 5.7: Série temporal de razão de mistura sobre o ponto “A” a 1 mm da superfície do mar (RMS) e a 15 m de altura (RMA) usando (a) modelo acoplado (experimento COMRES) e (b) modelo atmosférico (Simulação 14).

Essa deficiência do modelo TVM-NH é mais marcante sobre o oceano nos experimentos deste estudo, pois, devido à ressurgência, a TSM é baixa, o que faz com que a umidade específica rapidamente atinja o valor de saturação, em especial na Simulação 14, onde o valor de TSM é constante.

Para verificar a representatividade dos campos de razão de mistura gerados pelo modelo (Fig. 5.8), estes são comparados às sondagens realizadas por Oda (1997) em Arraial do Cabo em janeiro de 1995, que foram feitas próximo à linha de costa (ponto “O” da Fig. 3.1).

Essas sondagens foram feitas sobre o continente, mas são os únicos dados disponíveis sobre o perfil vertical da razão de mistura em Cabo Frio durante um evento de ressurgência. Sendo assim, os perfis verticais de razão de mistura dos experimentos apresentados na Fig. 5.8a, b estão sobre o ponto “A” da Fig. 4.2, pois esse é um ponto próximo de Arraial do Cabo no domínio utilizado pelo modelo acoplado.

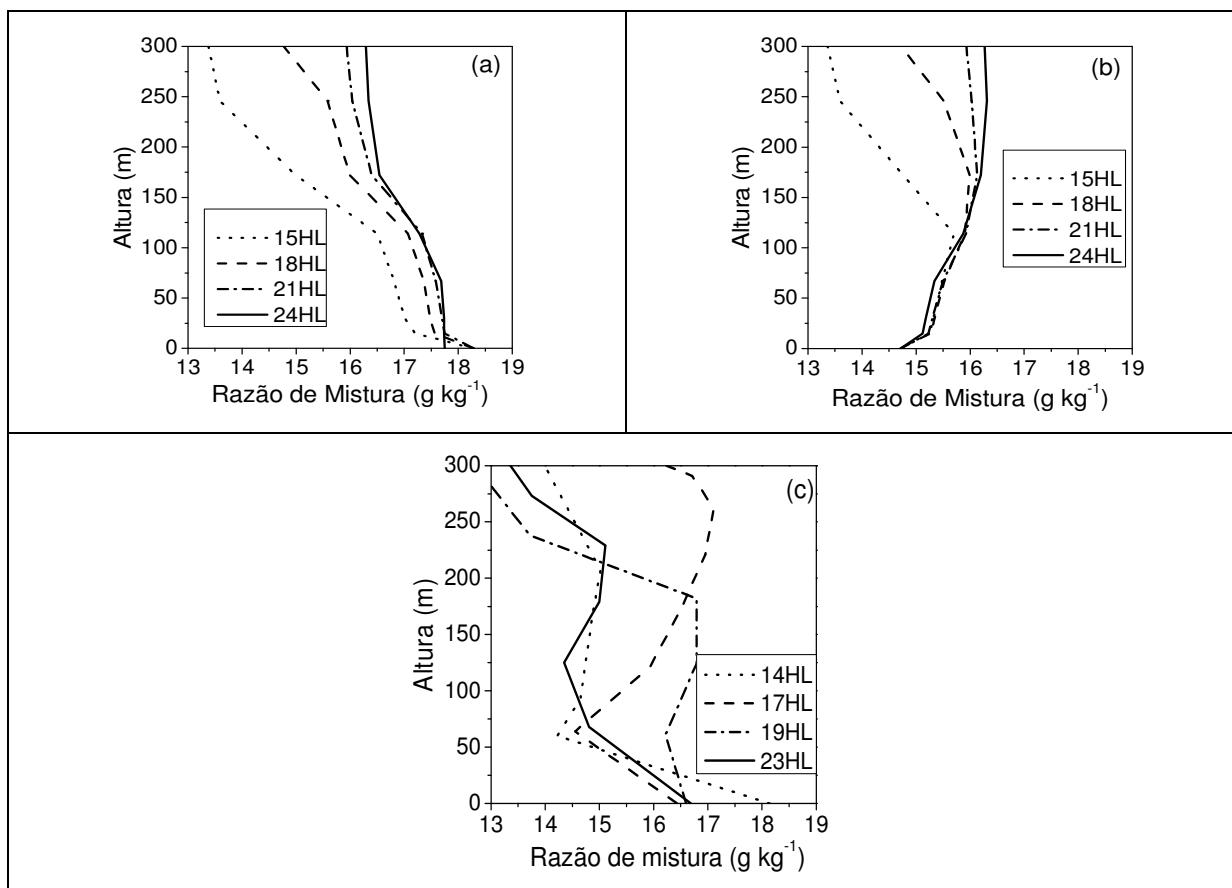


Figura 5.8: Perfis verticais de razão de mistura, para diferentes horários, sobre o ponto “A” (a) usando o modelo acoplado (experimento COMRES), (b) usando apenas o modelo atmosférico (Simulação 14) e (c) obtido através de sondagens realizadas por Oda (1997) em 09/01/1995 próximo à linha de costa em Arraijal do Cabo (ponto “O” da Fig. 3.1).

O experimento COMRES (Fig. 5.8a) apresenta valores de razão de mistura mais altos do que a Simulação 14 (Fig. 5.8b) desde a superfície até os 200 m de altura. As sondagens mostram valores mais próximos aos do experimento COMRES nos primeiros 50 m. Acima dos 200 m, os experimentos ficam com valores parecidos de razão de mistura. Dessa forma, verifica-se que o experimento acoplado fornece uma melhor aproximação do conteúdo de água da atmosfera próximo à superfície do que a Simulação 14, principalmente porque a fonte de umidade do modelo é o oceano.

5.2.2 Temperatura da superfície do mar

A diferença entre os campos resultantes de TSM dos experimentos desacoplado e acoplado para o vento de NE (Fig. 5.9c) é maior que 4°C próximo à costa na parte oeste do domínio e até 1°C negativa na parte leste do domínio. Essa diferença acontece devido à presença da circulação de brisa marítima somente no experimento acoplado. Essa circulação altera a direção do vento no sentido horário, tornando a direção mais paralela à costa na parte oeste do domínio e mais normal à costa na parte leste do domínio. Dessa forma, percebe-se que a circulação de brisa marítima aumenta a intensidade da ressurgência a oeste de Cabo Frio, como foi proposto por Franchito et al. (1998). Para o vento de direção SW (Fig. 5.9f), a diferença entre os experimentos nunca é maior que $0,5^{\circ}\text{C}$.

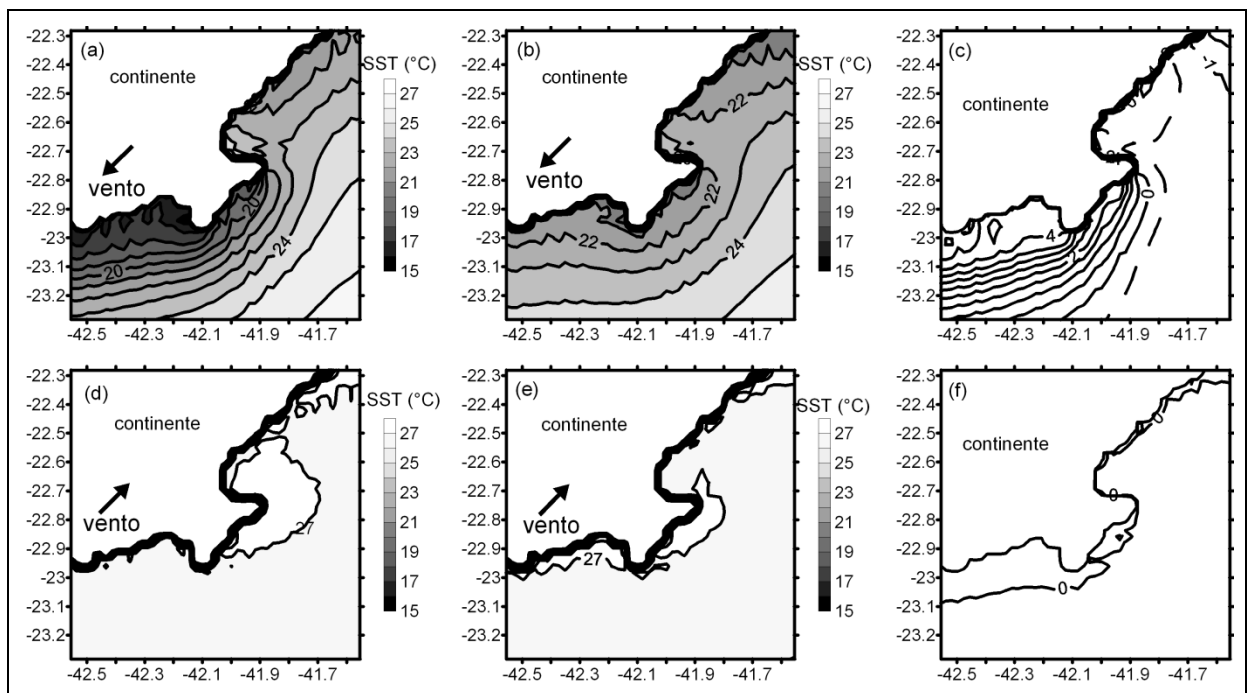


Figura 5.9: Campo de TSM, após 2 dias de integração, gerado (a) pelo modelo acoplado com um campo de vento inicial de NE e 6 ms^{-1} (experimento COMRES) e (b) apenas pelo modelo oceânico forçado por um campo de vento constante de NE e 6 ms^{-1} (Simulação 13) e (c) a diferença entre o modelo oceânico e o modelo acoplado. Campo de TSM após 2 dias de integração, gerado (d) pelo modelo acoplado com campo de vento inicial de SW e 6 ms^{-1} (experimento SEMRES) e (e) apenas pelo modelo oceânico forçado por um campo de vento constante de SW e 6 ms^{-1} (Simulação 15) e (f) a diferença entre o modelo oceânico e o modelo acoplado. Intervalo entre os contornos para a,b,d,e é 1°C e para c,f é $0,5^{\circ}\text{C}$. Linhas tracejadas representam valores negativos. O eixo x indica longitude, em grau, e no eixo y latitude, em grau.

O campo de TSM gerado para o experimento SEMRES (Fig. 5.9e) também pode ser comparado com observações feitas por satélite na região, em agosto de 1996, apresentadas na Fig. 5.10. A TSM do experimento SEMRES é maior do que da imagem de satélite, porém ambos os campos apresentam pouca variação espacial, mostrando que o modelo acoplado é capaz de representar a interrupção da ressurgência provocada pela passagem da frente fria.

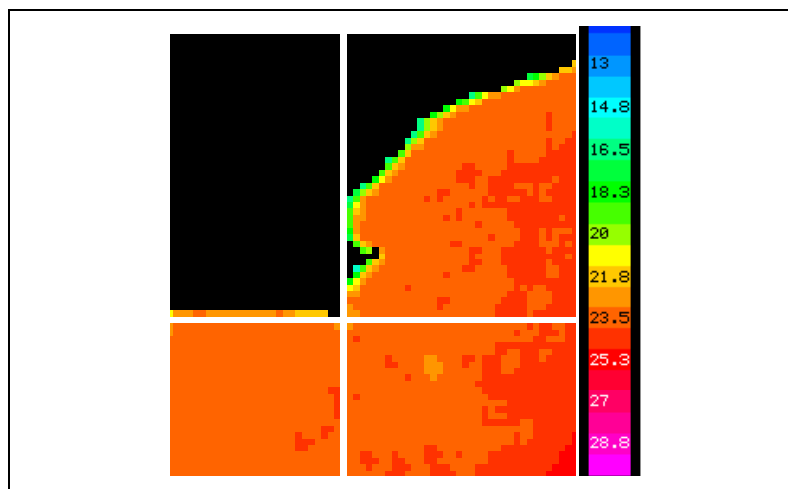


Figura 5.10: Imagem AVHRR do satélite NOAA-12, do dia 06/08/96, obtido de Oda (1997).

5.2.3 Circulação de brisa marítima e ressurgência costeira

Os resultados obtidos na seção 5.2.2 indicaram que a brisa marítima tende a intensificar a ressurgência. Com o intuito de analisar a influência da ressurgência costeira na brisa marítima em Cabo Frio foram realizados 4 experimentos, 2 com o modelo acoplado e 2 com o modelo atmosférico utilizando um campo de TSM homogêneo no tempo e no espaço.

O primeiro experimento, EXP1, usa o modelo acoplado e representa a situação de um fenômeno de ressurgência, com um campo inicial da TSM gerado através da simulação do modelo oceânico por dois dias utilizando um vento de NE de 8 ms^{-1} (Fig. 5.11). A intensidade do vento foi escolhida para gerar um campo de TSM com uma ressurgência mais intensa do

que a apresentada na Fig. 5.4a e assim gerar um maior gradiente térmico horizontal entre o continente e o oceano.

O segundo, EXP2, usa o modelo atmosférico e representa a situação sem ressurgência. Usou-se um campo de TSM homogêneo e igual a 26 °C porque, segundo Carbonel (2003), é o valor típico de TSM em uma situação sem ressurgência.

O EXP3 utilizou o modelo atmosférico com um campo de TSM homogêneo e igual a 18°C da TSM, representando uma situação idealizada de ressurgência.

Objetivando estudar a influência da topografia na brisa marítima foi realizado um experimento semelhante ao EXP1, com o modelo acoplado, mas utilizando topografia plana (EXP4).

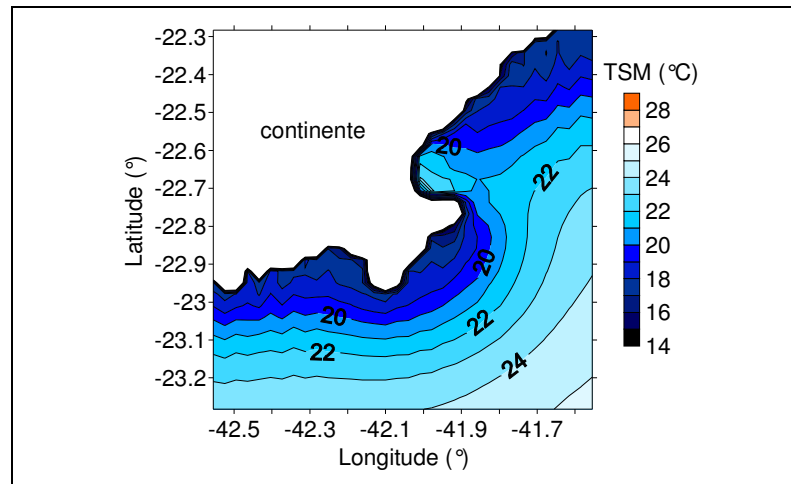


Figura 5.11: Campo de TSM após 2 dias de integração modelo oceânico com vento constante de 8 ms⁻¹ de NE.

Com o intuito de isolar a circulação de brisa marítima, os 4 experimentos utilizam um campo de vento inicial nulo, eliminando a influência que pode ser gerada por um vento de larga escala. Em resumo, as condições iniciais dos experimentos variam apenas na TSM utilizada. A Tab. 5.4 apresenta um resumo dos experimentos.

Aqui serão apresentados somente os resultados referentes às 15HL e 18HL, pois são os horários de maior desenvolvimento da brisa marítima e maior intensidade da energia cinética turbulenta (ECT).

EXPERIMENTO	TSM - INICIAL	TOPOGRAFIA	MODELO
EXP1	Ressurgência (Fig. 5.11)	Realística	Acoplado
EXP2	Sem ressurgência e TSM homogênea de 26°C	Realística	Atmosférico
EXP3	Ressurgência e TSM homogênea de 18°C	Realística	Atmosférico
EXP4	Ressurgência (Fig. 5.11)	Plana	Acoplado

Tabela 5.4: Resumo das simulações realizadas para análise da brisa marítima.

Comparando os experimentos EXP1 e EXP2 (Fig. 5.12a-d), nota-se que, sobre o continente, o campo de temperatura do ar é semelhante entre os dois experimentos, mas difere bastante sobre o oceano, já que o campo de TSM inicial para os dois experimentos é bastante diferente (não mostrado aqui). No EXP2 a temperatura do ar sobre o oceano se manteve aproximadamente a mesma da TSM inicial (Fig.5.12), cerca de 26°C. A diferença entre a posição das isolinhas de temperatura, sobre o continente, às 15HL (Fig. 5.12a,c) e às 18HL (Fig. 5.12b,d) evidencia a penetração da brisa marítima. Por exemplo, a isolinha de 29°C, representada na figura com linha mais grossa, se afasta da linha de costa, das 15HL para as 18HL, penetrando no continente.

O campo de vento, dos EXP1 e EXP2, também apresenta evidências da circulação de brisa em toda a linha de costa da região. Alguns padrões de circulação do vento associados à topografia, especialmente no canto superior esquerdo do domínio, também podem ser observados nas figuras.

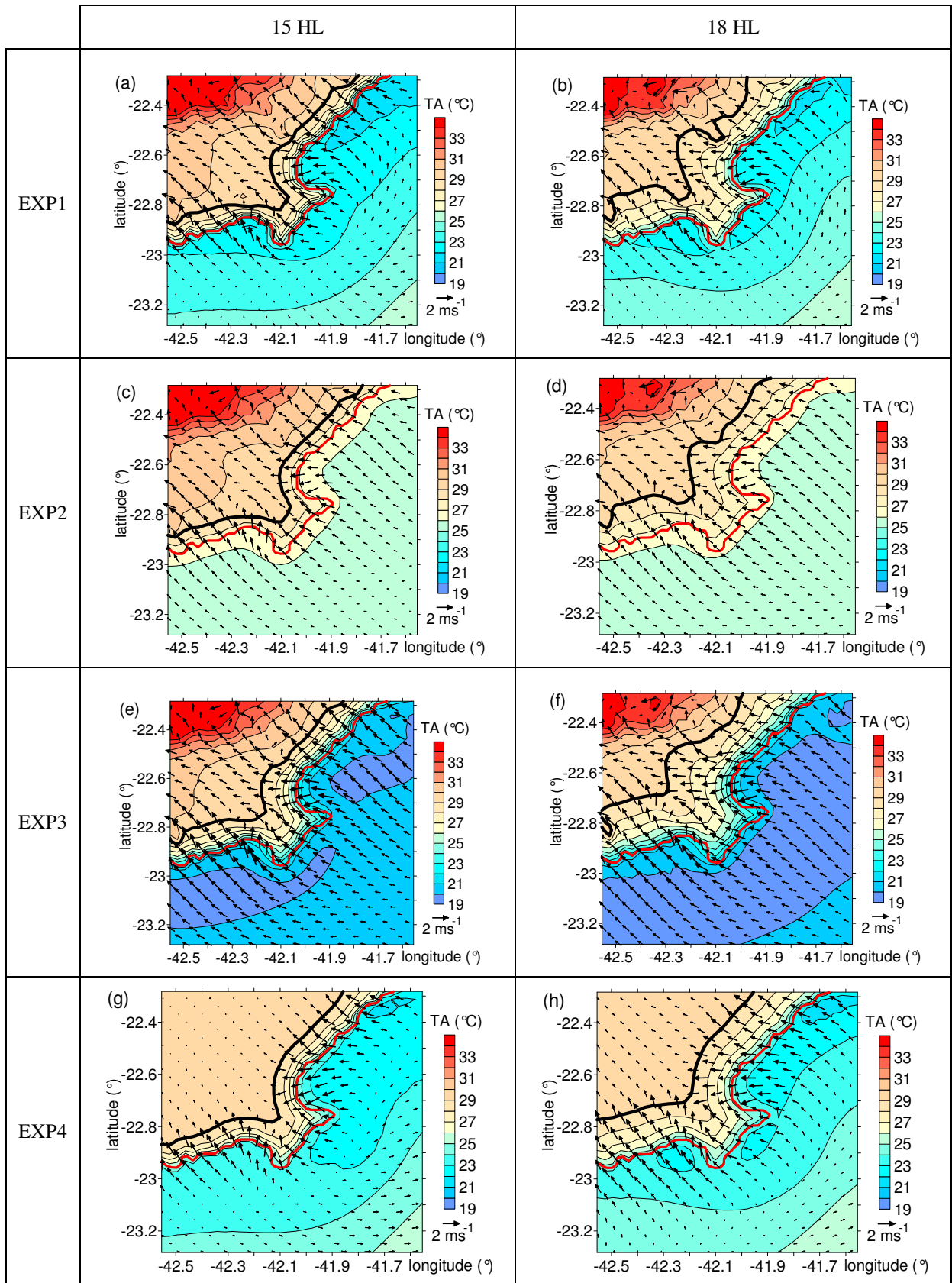


Figura 5.12: Campo de temperatura do ar (TA) e vento a 15 m de altura para o EXP1 (a) às 15HL e (b) às 18HL, para o EXP2 (c) às 15HL e (d) às 18HL, para o EXP3 (e) às 15HL e (f) às 18HL e para o EXP4 (g) às 15HL e (h) às 18HL. A linha vermelha representa a linha de costa. A linha mais grossa representa a isolinha de 29 °C.

A maior diferença entre os experimentos é sobre o oceano, sendo que o EXP2 apresenta tanto às 15HL quanto às 18HL ventos de sudeste em todo o domínio sobre o oceano, ou seja, em direção à costa, enquanto o EXP1 apresenta grande variação na direção do vento sobre o oceano, principalmente na região sudeste do domínio, onde o vento é de SW. Essa diferença se deve ao gradiente térmico horizontal sobre o oceano, que gera uma força gradiente de pressão para oeste.

Comparando a temperatura do ar a 15 m entre o EXP1 e o EXP3 às 15HL (Fig. 5.12a,e) e às 18HL (Fig. 5.12b,f), verifica-se novamente que sobre o continente não há grande diferença entre os experimentos, mas percebe-se que valores menores de temperatura penetraram mais no continente no EXP3 (TSM homogênea) do que no EXP1. Também no campo do vento a 15 m percebe-se que a circulação de brisa é mais intensa no EXP3 que no EXP1. O vento sobre o oceano também é mais intenso no EXP3 do que no EXP1 e tem direção predominante de sudeste, em direção à costa, já que o campo de TSM é homogêneo. Os campos de temperatura do ar do EXP1 e do EXP4 (sem topografia), sobre o continente, tanto às 15HL (Fig. 5.12a,g) quanto às 18HL (Fig. 5.12b,h) são bastante diferentes, pois a topografia plana torna mais homogêneo esse campo. O EXP4 apresenta menores velocidades do vento na região não afetada pela circulação de brisa. Comparada ao EXP1, o ar marítimo fica confinado em uma área menor próxima à linha de costa no EXP4, mas, mesmo atingindo uma menor área horizontal, a brisa às 18HL é mais intensa no EXP4. Os campos de vento a 15m sobre o oceano são semelhantes entre os experimentos.

Para analisar a circulação de brisa marítima em suas 3 dimensões, foram feitos dois cortes verticais no domínio de estudo, um sobre a linha 1 (orientação leste-oeste) e outro sobre a linha 2 (orientação norte-sul), conforme representado na Fig. 4.2. A Fig. 5.13 mostra o corte vertical da componente zonal do vento sobre a linha 1. A componente zonal é a principal componente da brisa marítima nesse corte.

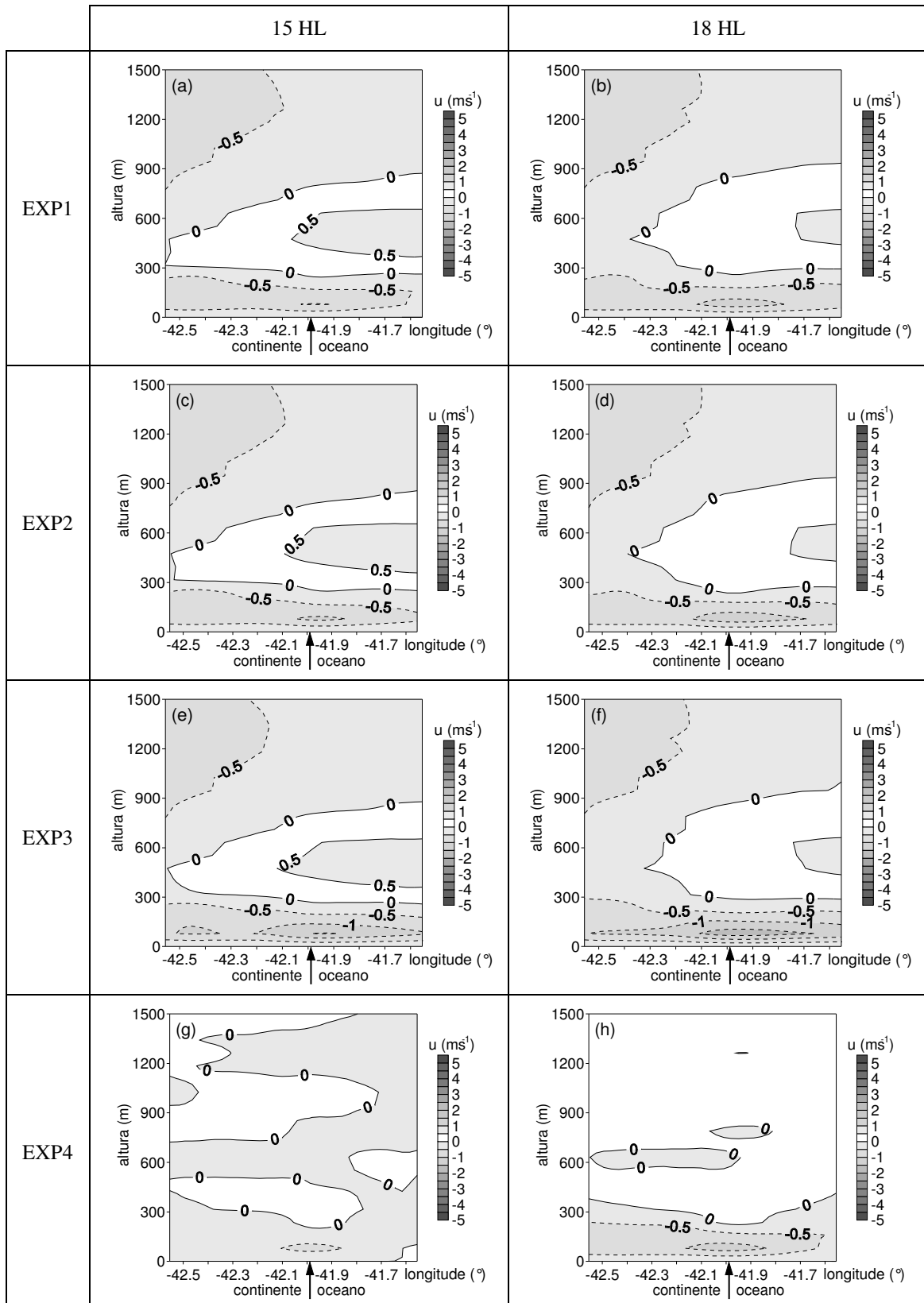


Figura 5.13: Corte vertical da componente zonal do vento (em ms^{-1}) sobre a linha 1 para o EXP1 (a) às 15HL e (b) às 18HL, para o EXP2 (c) às 15HL e (d) às 18HL, para o EXP3 (e) às 15HL e (f) às 18HL e para o EXP4 (g) às 15HL e (h) às 18HL. Linhas tracejadas indicam valores negativos.

O EXP1 (Fig. 5.13a,b) tem uma circulação de brisa próximo à superfície muito semelhante à do EXP2 (Fig. 5.13c,d) e menos intensa do que a do EXP3 (Fig. 5.13e,f), embora essas diferenças não ultrapassem $0,5 \text{ ms}^{-1}$. Em altitude, os campos da componente zonal do vento dos 3 experimentos são semelhantes e acima de 600 m, sobre o continente, há uma circulação de leste associada à topografia, pois somente não aparece no EXP4 (Fig. 5.13g,h).

A circulação de brisa no EXP4 se desenvolve mais tarde que no EXP1, porém às 18HL apresenta um campo muito similar ao do EXP1.

O corte vertical da componente meridional do vento sobre a linha 1 é apresentada na Fig. 5.14. Os EXP1, EXP2 e EXP3 apresentaram campos muito semelhantes, com a componente meridional primordialmente nula sobre o oceano, evidenciando que a direção do vento é normal à costa local. Sobre o continente, abaixo de 300 m, a componente meridional está associada à circulação de brisa na região oeste do domínio, onde a linha de costa tem orientação leste-oeste e, portanto, onde a componente meridional é normal à costa. Isso acontece devido à proximidade da linha 1 com a linha de costa na região oeste do domínio (Fig. 4.2).

O EXP4 (Fig. 5.14g,h) apresenta uma circulação de brisa (com direção norte-sul) na região oeste do domínio que se desenvolve mais tarde e se torna mais intensa, tanto a brisa como a circulação de retorno, evidenciando que a topografia adianta o surgimento mas diminui a intensidade da brisa nesse caso.

Nota-se novamente uma circulação em altitude sobre o continente (acima dos 600 m), com direção de norte, que não é encontrada no experimento sem topografia (EXP4).

Para melhor analisar as características da brisa em Cabo Frio, são estudados os cortes verticais sobre a linha 2 (de orientação norte-sul). A linha 2 tem como componente principal da brisa marítima a componente meridional.

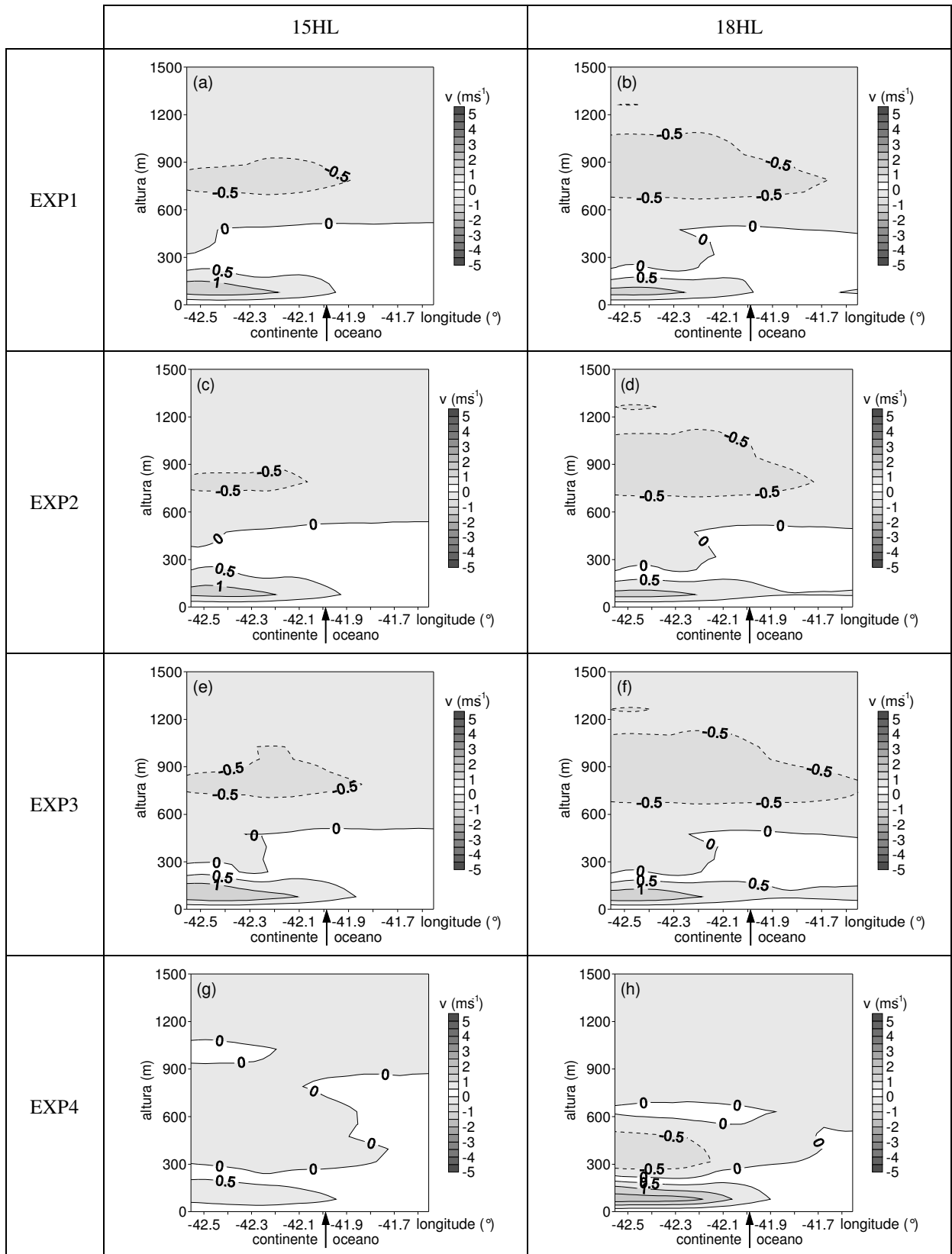


Figura 5.14: Corte vertical da componente meridional do vento sobre a linha 1 para o EXP1 (a) às 15HL e (b) às 18HL, para o EXP2 (c) às 15HL e (d) às 18HL, para o EXP3 (e) às 15HL e (f) às 18HL e para o EXP4 (g) às 15HL e (h) às 18HL.

Em concordância com o apresentado nos resultados para a linha 1, às 15HL a circulação de brisa para o EXP1 (Fig. 5.15a) é semelhante à do EXP2 (Fig. 5.15c). Em ambos, às 18HL, a circulação de brisa é menos intensa do que às 15HL.

O EXP3 (Fig. 5.15e,f) apresenta uma circulação mais intensa do que os demais experimentos. Percebe-se, entre as latitudes de $22,5^{\circ}$ S e $23,1^{\circ}$ S, novamente a circulação de norte em altitude nos EXP1, EXP2 e EXP3 (entre 600 e 1300 m de altura) associada à topografia, pois não está presente no EXP4 (Fig. 5.15g,h).

O EXP4, conforme apresentado na componente meridional sobre a linha 1, tem a circulação de brisa menos intensa às 15HL dos 4 experimentos, mas tem a circulação mais intensa às 18HL, apresentando um surgimento mais tardio da brisa, mas uma intensidade maior.

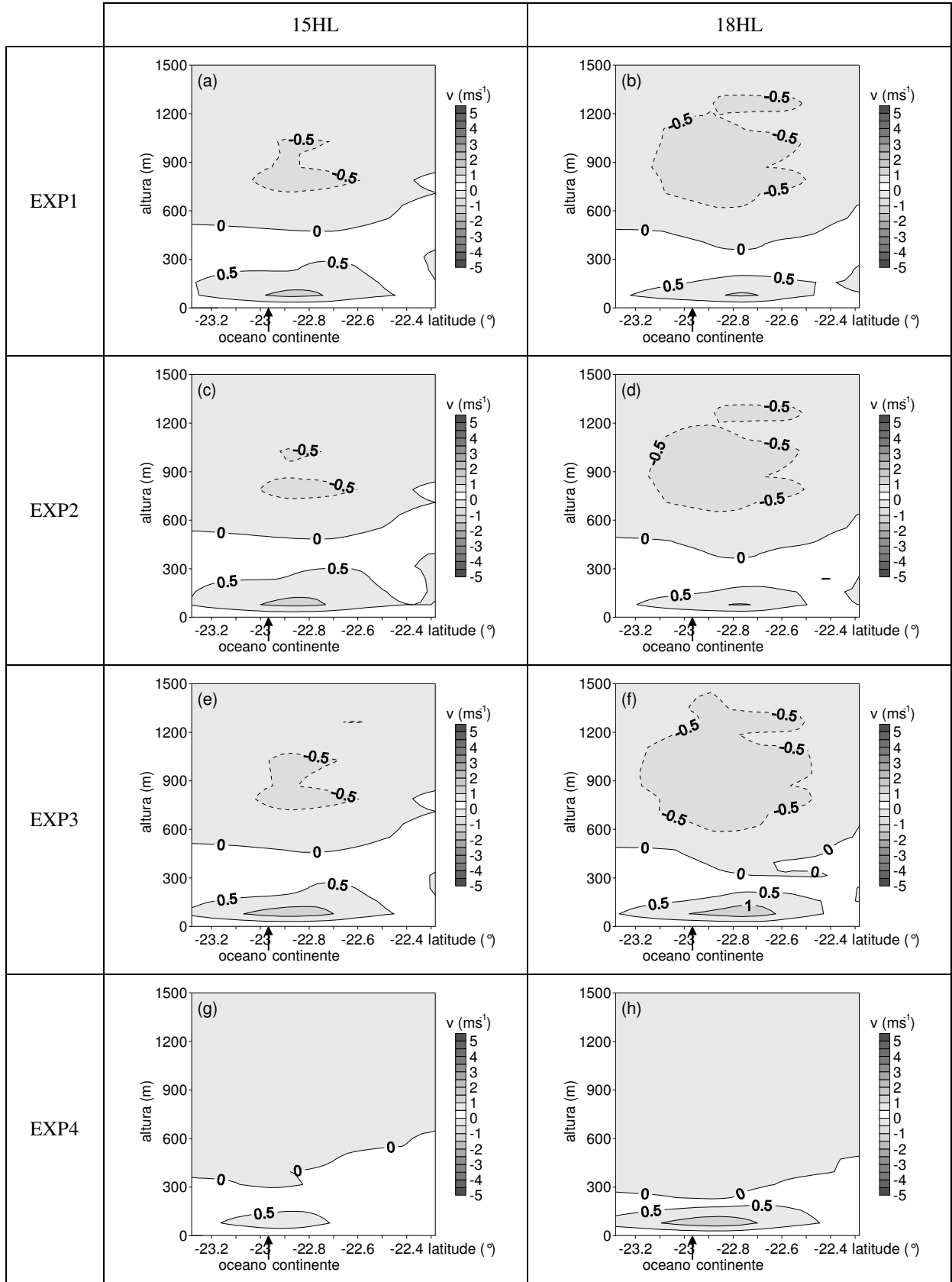


Figura 5.15: Corte vertical da componente meridional do vento sobre a linha 2 para o EXP1 (a) às 15HL e (b) às 18HL, para o EXP2 (c) às 15HL e (d) às 18HL, para o EXP3 (e) às 15HL e (f) às 18HL e para o EXP4 (g) às 15HL e (h) às 18HL.

A componente zonal sobre a linha 2 é apresentada na Fig. 5.16. Novamente os três primeiros experimentos têm resultados semelhantes. Quase não há diferença entre o EXP1 (Fig. 5.16a,b) e o EXP2 (Fig. 5.16c,d) e o EXP3 (Fig. 5.16e,f) apresenta uma circulação mais intensa entre 50 e 200 m de altura do que os dois primeiros experimentos, mas na parte restante do corte é também semelhante ao EXP1 e ao EXP2. A circulação de leste formada nestes 3 experimentos entre 50 e 200 m de altura, em comparação com o EXP4 (Fig. 5.16g,h), parece estar associada à topografia, porém também aparece às 18HL do EXP4. Isso significa que essa circulação tem contribuição da circulação de brisa na região norte do domínio (entre as latitudes de 22,9° e 22,6° S), que possui a linha de costa com orientação norte-sul e onde, portanto, a componente zonal é normal à costa.

Para investigar a influência da ressurgência na intensidade da brisa marítima são apresentados, a seguir, cortes verticais da temperatura potencial do ar para EXP1, EXP2 e EXP4, sobre as linhas 1 e 2. Como os resultados do EXP3 não apresentaram muitas diferenças em relação aos resultados do EXP1, com exceção de uma ligeira intensificação da brisa, e como o EXP1 utiliza uma representação mais realística do fenômeno de ressurgência costeira, os resultados do EXP3 não serão mais analisados.

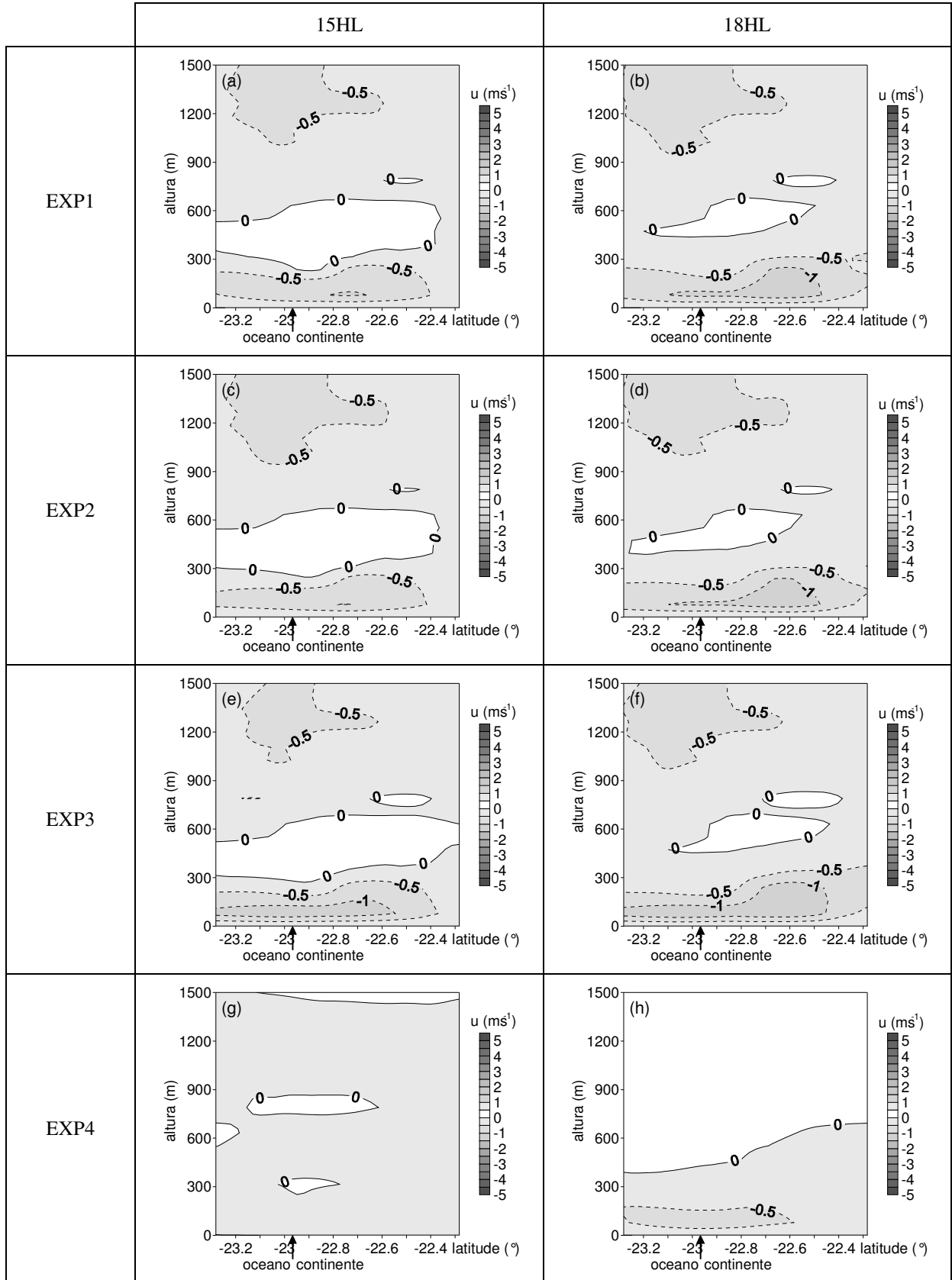


Figura 5.16: Corte vertical da componente zonal do vento sobre a linha 2 para o EXP1 (a) às 15HL e (b) às 18HL, para o EXP2 (c) às 15HL e (d) às 18HL, para o EXP3 (e) às 15HL e (f) às 18HL e para o EXP4 (g) às 15HL e (h) às 18HL.

Observa-se que, para o EXP1 sobre a linha 1 (Fig. 5.17a,b), o maior gradiente térmico horizontal se dá sobre o oceano, enquanto no EXP2 (Fig. 5.17c,d) esse gradiente não existe. Às 15 HL (Fig. 5.17a) percebe-se um intenso gradiente térmico horizontal sobre o continente próximo à costa (isolinhas de 300 a 303 K partindo da superfície entre as longitudes de 42,1° a 42,0° W). Às 18HL, os experimentos apresentam diminuição do gradiente térmico horizontal sobre o continente (isolinhas de 300 a 301 K partindo da superfície entre as longitudes de 42,1° a 42,0° W), com o deslocamento da isolinha de 302 K da longitude de 42,0° W para aproximadamente 42,54° W. Esse resultado evidencia pouca variação na distância de penetração da brisa entre os experimentos com e sem ressurgência, conforme já percebido nos campos das componentes da velocidade do vento.

As isolinhas de temperatura potencial do ar no EXP4 (Fig. 5.17e,f) acima dos 300 m de altura são principalmente paralelas à superfície devido à ausência de topografia, enquanto dos outros experimentos têm uma leve inclinação, comprovando, como apontado anteriormente, a baroclinicidade que provoca a circulação de leste em altitude. Outra observação importante é a menor estabilidade da atmosfera sobre o continente, principalmente no extremo oeste do domínio às 15HL do EXP4.

Sobre a linha 2 (Fig. 5.18) os resultados mostram o mesmo padrão, porém nesse corte é mais evidente a baroclinicidade causada pela topografia (Fig. 5.18a-d).

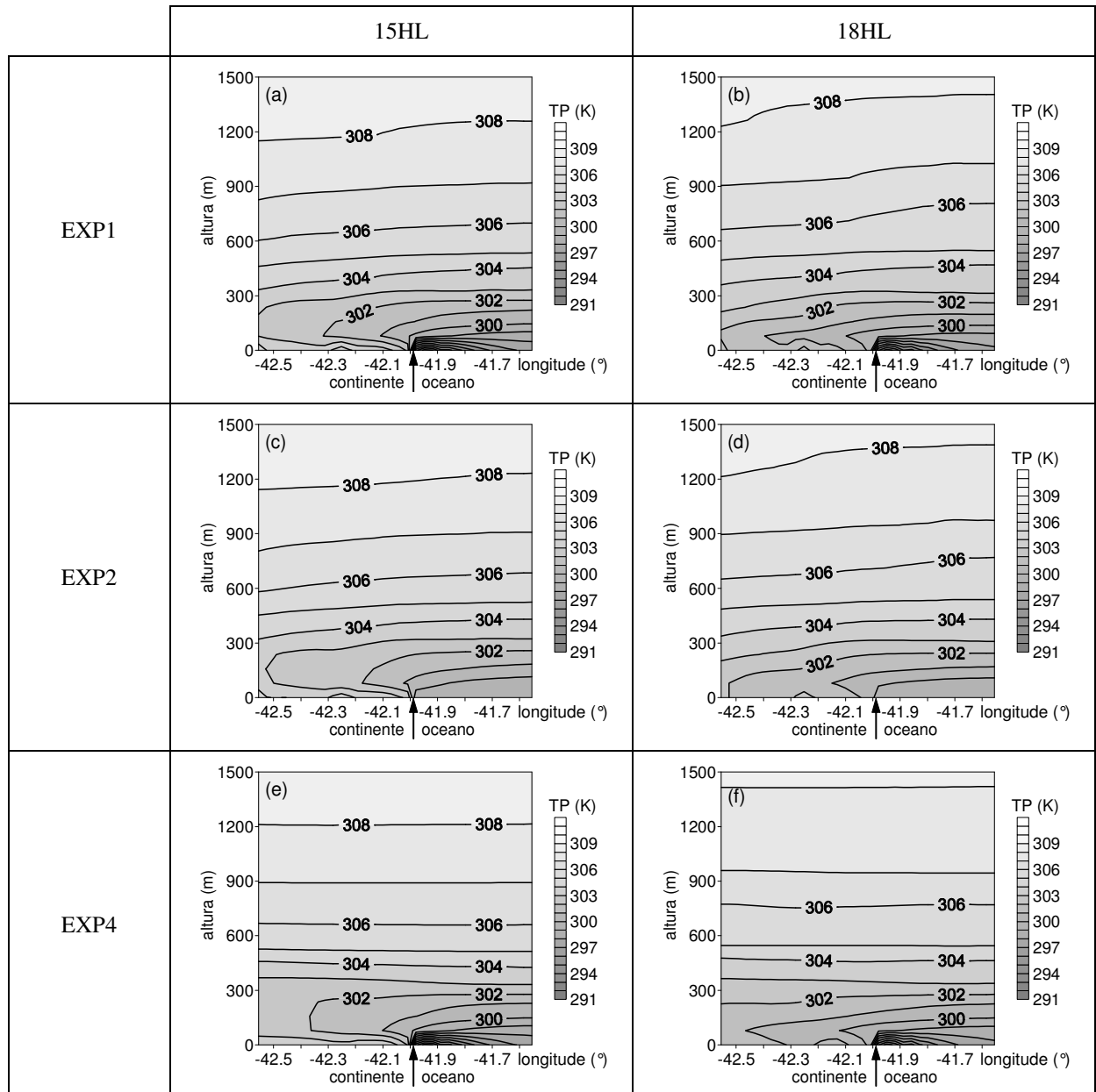


Figura 5.17: Corte vertical da temperatura potencial do ar sobre a linha 1 para o EXP1 (a) às 15HL e (b) às 18HL, para o EXP2 (c) às 15HL e (d) às 18HL e para o EXP4 (e) às 15HL e (f) às 18HL.

Apesar da baroclinicidade nos experimentos EXP1 e EXP2, entre 600 e 1200 m de altura, observa-se que a direção da componente meridional do vento é de norte (Fig. 5.15a-f), e não de sul, como se poderia esperar analisando o campo de temperatura potencial do ar. A temperatura potencial do ar, numa mesma altura, aumenta do sul para o norte, o que deveria induzir uma circulação também de sul, devido à força gradiente de pressão. Isso significa que a circulação de norte em altitude apresentada nos EXP1, EXP2 e EXP3 (Fig. 5.15a-f) não

pode ser explicada apenas pela baroclinicidade apresentada no corte da temperatura potencial do ar sobre a linha 2. Essa circulação pode ser provocada pela confluência do escoamento devido à topografia. Novamente percebe-se o enfraquecimento do gradiente térmico horizontal sobre o continente nos três experimentos entre as 15HL e as 18HL e a menor estabilidade da atmosfera sobre o continente no EXP4.

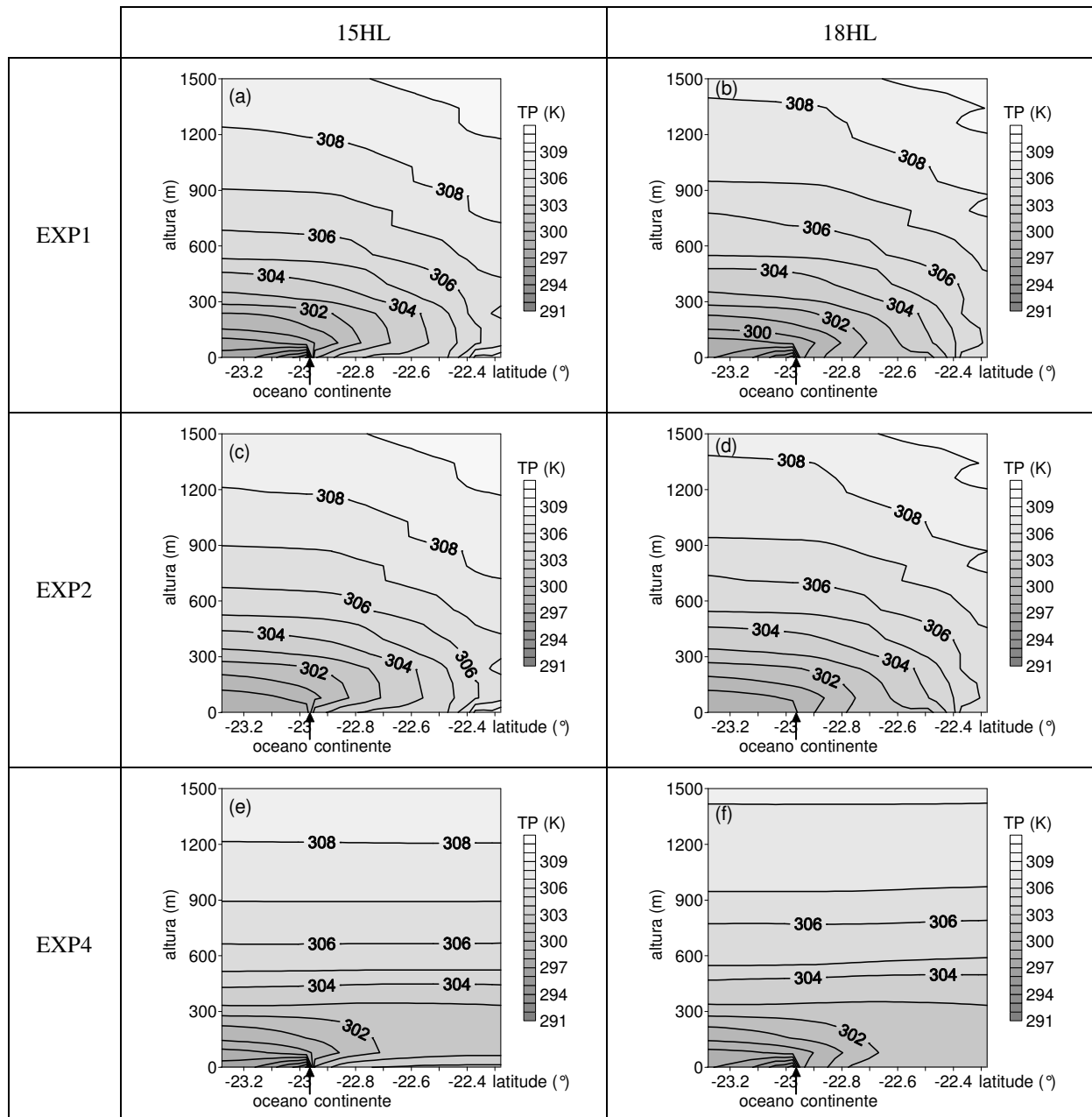


Figura 5.18: Corte vertical da temperatura potencial do ar sobre a linha 2 para o EXP1 (a) às 15HL e (b) às 18HL, para o EXP2 (c) às 15HL e (d) às 18HL e para o EXP4 (e) às 15HL e (f) às 18HL.

O corte vertical da ECT sobre a linha 1 (Fig. 5.19) para o EXP1 (para os outros experimentos o resultado é bastante parecido, até mesmo no EXP4, e por isso não são apresentados aqui) permite verificar a diminuição da estabilidade causada pela penetração da brisa e também, comparando-se com as Figs. 5.13 e 5.14, verificar que a circulação de brisa está confinada na CLA. Assumindo que a altura da CLA é a altura onde o valor da ECT é aproximadamente 5% do seu valor da superfície (Oliveira, 2003), pode-se considerar o valor de $0,01 \text{ m}^2\text{s}^{-2}$ para a ECT como delimitador da altura da CLA. Verifica-se que a circulação de brisa se manteve sempre abaixo dos 300 m de altura às 15HL e abaixo dos 150 m à 18HL (Fig. 5.19).

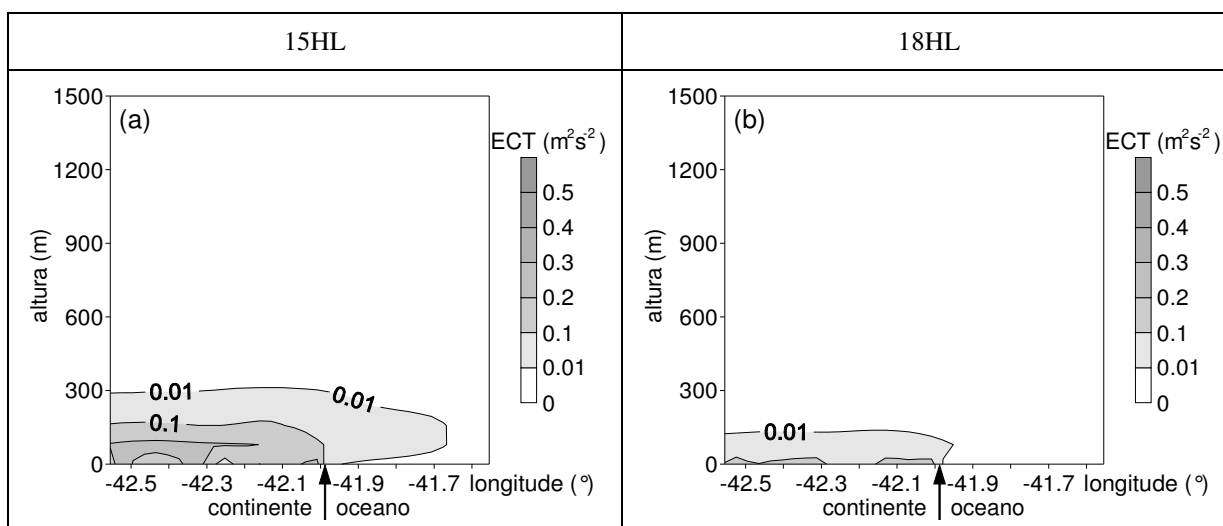


Figura 5.19: Corte vertical da ECT sobre a linha 1 para o EXP1 (a) às 15HL e (b) às 18HL.

Em resumo, nesta seção foi possível verificar que a ressurgência não intensifica a brisa marítima e que a estabilidade da atmosfera aumenta por causa da brisa e não apenas da ressurgência. Além disso, a topografia da região gera uma circulação em altitude de NE (circulação de leste na componente zonal nas Figs. 5.13a-f e 5.16-d e circulação de norte na componente meridional nas Figs. 5.14a-f e 5.15a-d), que não é explicada apenas pelo campo de temperatura potencial do ar e pela força gradiente de pressão, mas é resultante da influência da topografia.

5.3 Modelo acoplado – Influência da cobertura do solo e da topografia na circulação atmosférica

Para estudar a influência da cobertura do solo na circulação atmosférica em Cabo Frio, foram realizados dois experimentos com o modelo acoplado, ambos considerando a topografia plana, a fim de eliminar a influência da topografia na circulação atmosférica. Um dos experimentos, de agora em diante chamado de SOLO, considera as quatro classes de cobertura do solo (apresentadas na Fig. 2.2 e na Tab. 5.5) e o outro, chamado de PLANA, considera o continente coberto por cultura, que é o tipo de cobertura de solo mais frequente na região.

Ambos os experimentos foram forçados com um campo de vento inicial de 6 ms^{-1} de NE, pois esse campo representa a direção predominante e a intensidade média do vento em Cabo Frio, conforme descrito no capítulo 3. O campo inicial de TSM está representado na Fig. 5.4a e é o resultado de dois dias de simulação do modelo oceânico apenas, forçado também com vento de NE e 6 ms^{-1} . O passo de tempo utilizado no modelo oceânico é de 600 s e no modelo atmosférico é de 30 s.

TIPO	α	e	r_s (s m ⁻¹)	d Cs (J m ⁻³ K ⁻¹)	z_0 (m)	T0 (K)	Tb (K)
1-floresta	0,12	0,95	300,0	2,5x106	0,900	299,0	297,0
2-cerrado	0,20	0,95	300,0	2,0x106	0,050	299,0	297,0
3-cultura	0,15	0,92	300,0	2,5x106	0,200	299,0	297,0
4-água	0,09	0,98	10,0	1,04x108	0,001	Modelo oceânico	Modelo oceânico

Tabela 5.5: Parâmetros utilizados no cálculo dos valores de umidade e temperatura para cada tipo de cobertura de solo: α é albedo; e é emissividade; r_s é a resistência superficial; d é a profundidade de amortecimento do ciclo diurno de temperatura do solo (considerada aqui igual a 10 cm); Cs é a capacidade térmica; z_0 é o comprimento de rugosidade; T0 é a temperatura inicial da superfície do solo e Tb é a temperatura correspondente ao ciclo anual do solo.

Cada tipo de vegetação define os parâmetros apresentados na tabela 5.5, que são utilizados nos cálculos da temperatura e da umidade do solo através das equações 18 e 19, além do cálculo da radiação líquida. Esses valores foram obtidos do *International Geosphere Biosphere Programme* (IGBP), através do site <http://edcdaac.usgs.gov/>.

Em seguida, a influência da topografia será analisada através da comparação do experimento PLANA, descrito acima, com o experimento COMRES (Tab. 5.3 – seção 5.2). A única diferença entre os dois experimentos é a topografia, realística para o experimento COMRES e plana para o experimento PLANA.

5.3.1 Cobertura do solo

Os campos de temperatura do ar (TA) e vento a 15 m de altura (Fig. 5.20) dos experimentos SOLO e PLANA são semelhantes, principalmente sobre o continente, onde se poderia esperar maior diferença entre os experimentos.

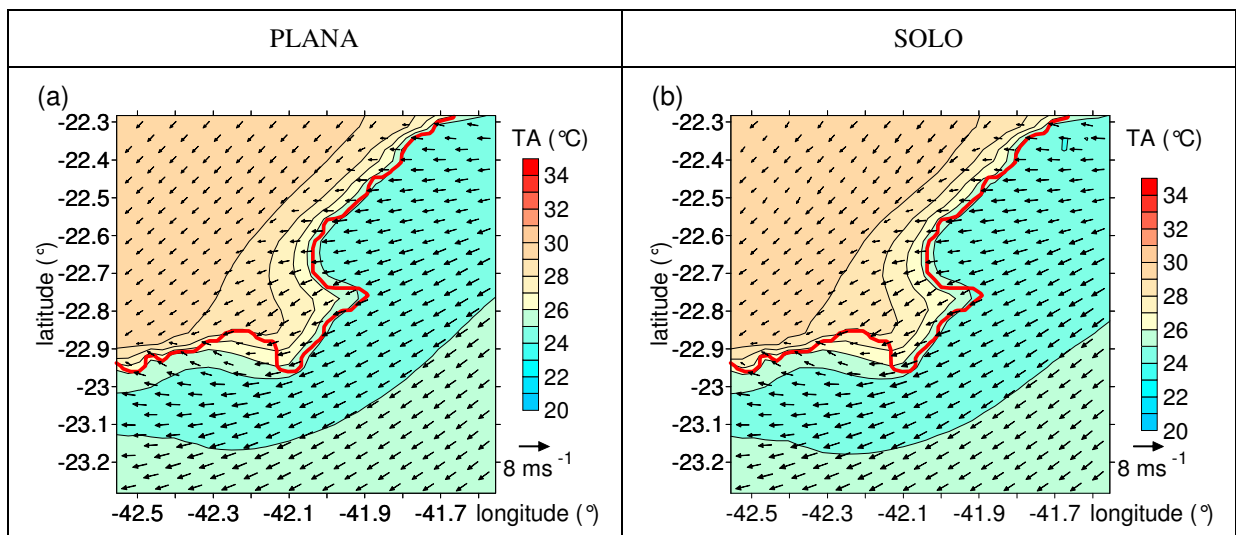


Figura 5.20: Campo de temperatura do ar e vento a 15 m de altura às 15HL para o experimento (a) PLANA e (b) SOLO. O experimento PLANA considera somente uma cobertura do solo sobre o continente enquanto que o experimento SOLO considera 4 tipos diferentes de cobertura do solo sobre o continente.

A circulação atmosférica gerada pelos dois experimentos também é semelhante, conforme se observa no corte vertical das componentes zonal e meridional do vento sobre a linha 1 (Fig. 5.21).

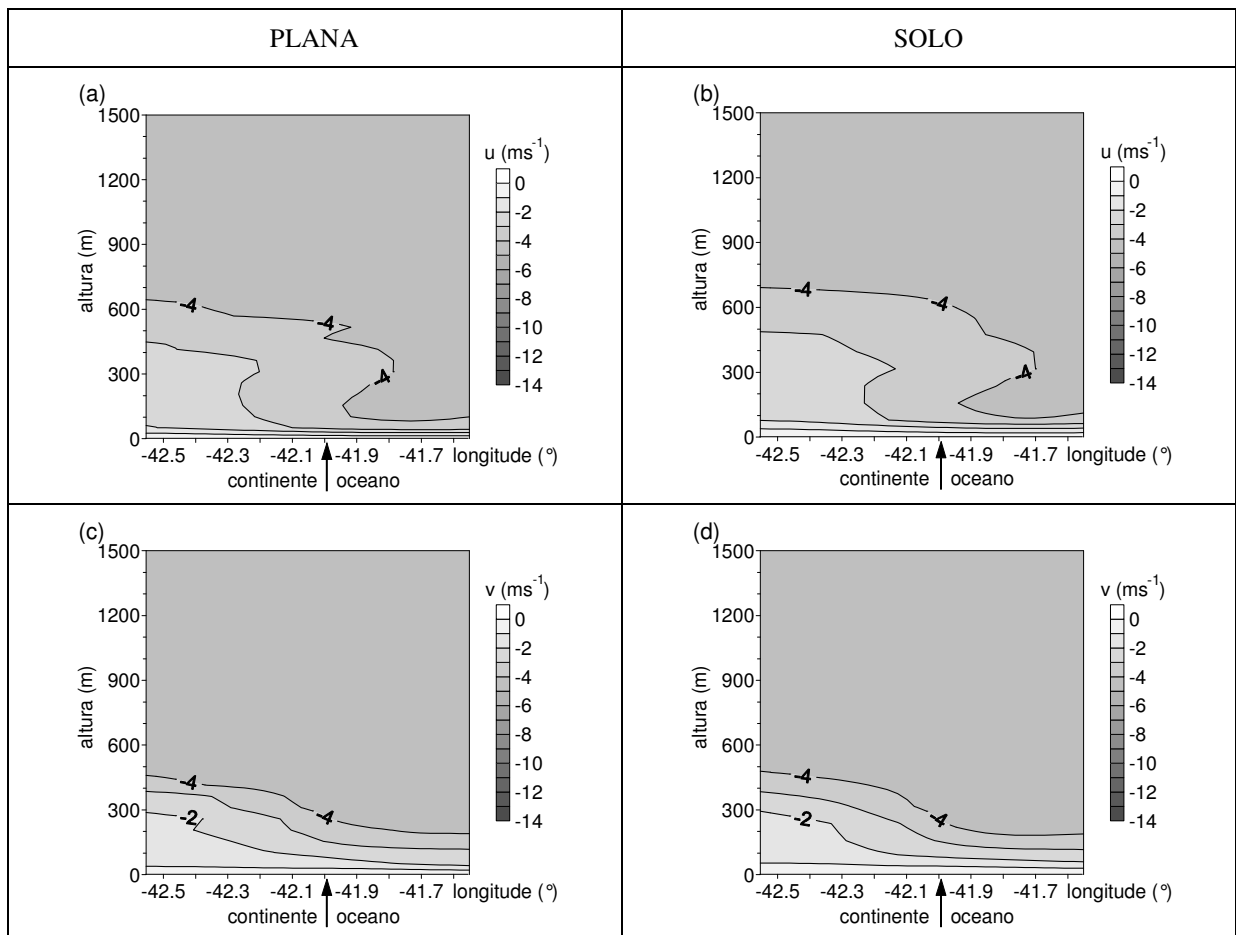


Figura 5.21: Corte vertical sobre a linha 1 (mostrada na Fig. 4.2) das componentes do vento zonal para o experimento (a) PLANA e (b) SOLO e das componentes do vento meridional para o experimento (c) PLANA e (d) SOLO.

Dessa maneira, conclui-se que a cobertura do solo tem um papel menor na circulação atmosférica da região e a partir deste ponto todos os experimentos utilizam apenas “cultura” como tipo de cobertura do solo.

5.3.2 Topografia

A seguir serão analisados os resultados dos experimentos PLANA e COMRES para verificar a influência da topografia na circulação atmosférica da região de estudo. A única diferença inicial entre os experimentos é a utilização da topografia realística no experimento COMRES (descrito na Tab. 5.3).

O vento resultante sobre o continente, em ambos experimentos, é menos intenso do que sobre o oceano uma vez que o atrito é maior sobre o continente do que sobre o oceano

Percebe-se que no experimento PLANA (Fig. 5.22a,b) a intensidade do vento a 15 m de altura é menor em todo o domínio do que no experimento COMRES (Fig. 5.22c,d), de onde se conclui que a topografia acelera a circulação atmosférica em Cabo Frio, quando forçado por um vento inicial de NE e 6 ms^{-1} .

A mudança de direção do vento no experimento PLANA próximo à linha de costa deixa clara a presença da brisa marítima (direção do oceano para o continente), sendo mais intensa às 18HL (Fig. 5.22b). As isolinhas de temperatura do ar também mostram a penetração da brisa e percebe-se que esta penetração é maior na parte norte da costa, onde a direção do vento inicial (NE) coincide com a direção da brisa.

No experimento COMRES não há uniformidade no campo do vento sobre o continente, devido à topografia, e não é tão evidente a presença da brisa na direção do campo de vento, mas as isolinhas de temperatura do ar demonstram uma maior penetração do ar de origem marinha na região norte do domínio (Fig. 5.22c,d). Em ambos os experimentos há ar de origem marinha, com menor temperatura, sendo advectado sobre o continente, devido ao efeito conjunto da brisa e do vento inicial.

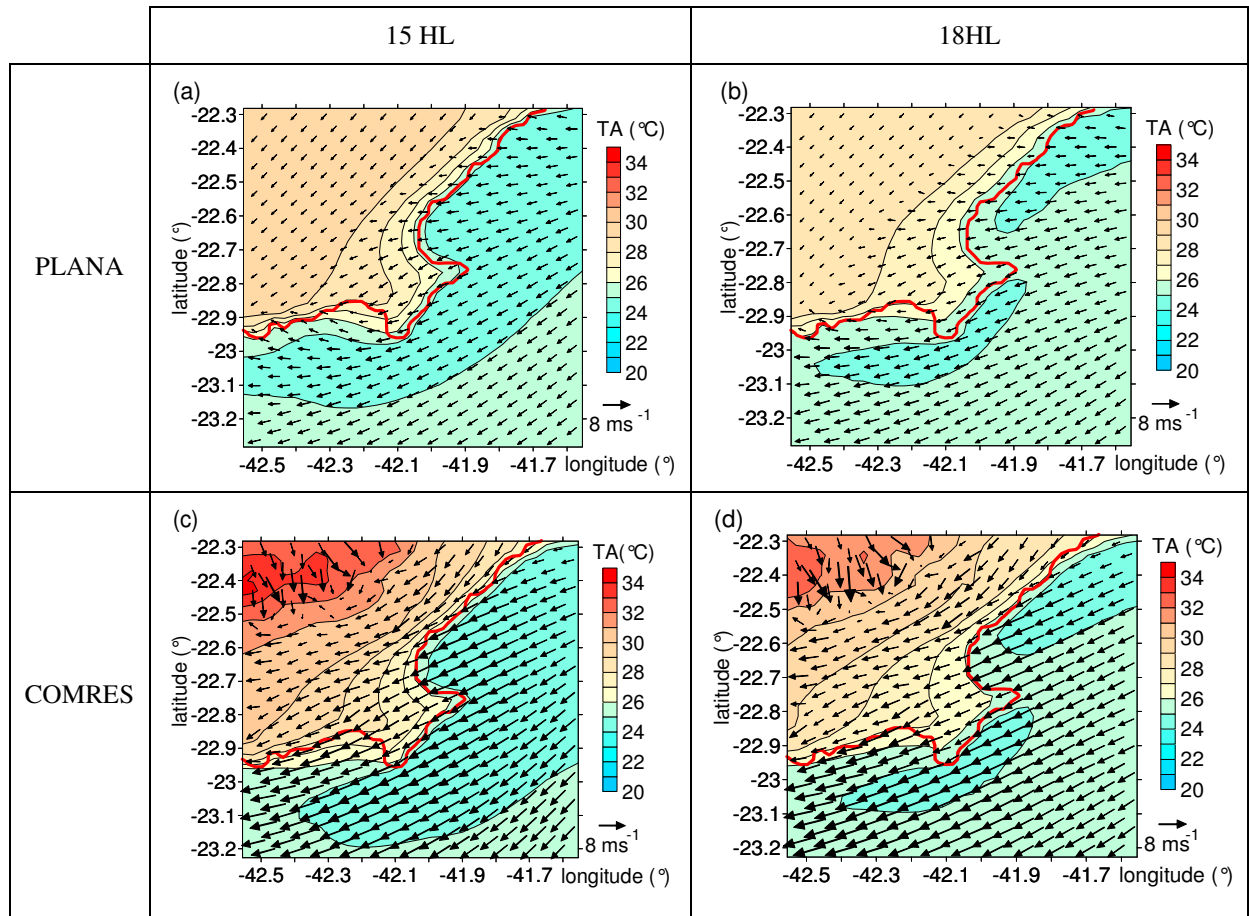


Figura 5.22: Temperatura do ar e vento a 15 m de altura para o experimento PLANA às (a) 15HL e (b) 18HL e para o experimento COMRES às (c) 15HL e (d) 18HL. Em vermelho a linha de costa.

Como consequência da maior intensidade do vento no experimento COMRES (Fig. 5.22c,d), o campo de TSM desse experimento às 18HL (Fig. 5.23b) mostra menores temperaturas (em torno de 1°C de diferença) do que o experimento PLANA (Fig. 5.23a).

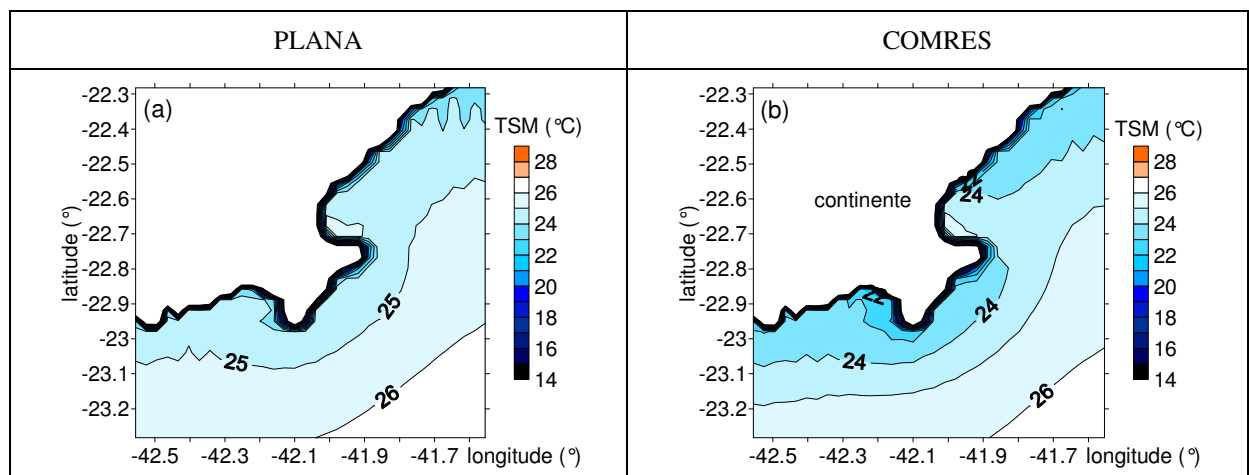


Figura 5.23: Campo de TSM às 18HL para o experimento (a) PLANA e (b) COMRES.

Para uma análise dos campos verticais dos resultados, foi feito um corte vertical sobre a linha 1 (indicada na Fig. 4.2) e foi analisada a componente zonal do vento (Fig. 5.24). No experimento PLANA percebe-se a evolução da circulação de brisa marítima, com maior velocidade próximo à superfície e menor intensidade entre 400 e 500 m de altura, evidenciando a circulação de retorno da brisa, que varia em torno do campo de vento inicial. Essa circulação é intensificada das 15HL (Fig. 5.24a) para as 18HL (Fig. 5.24b).

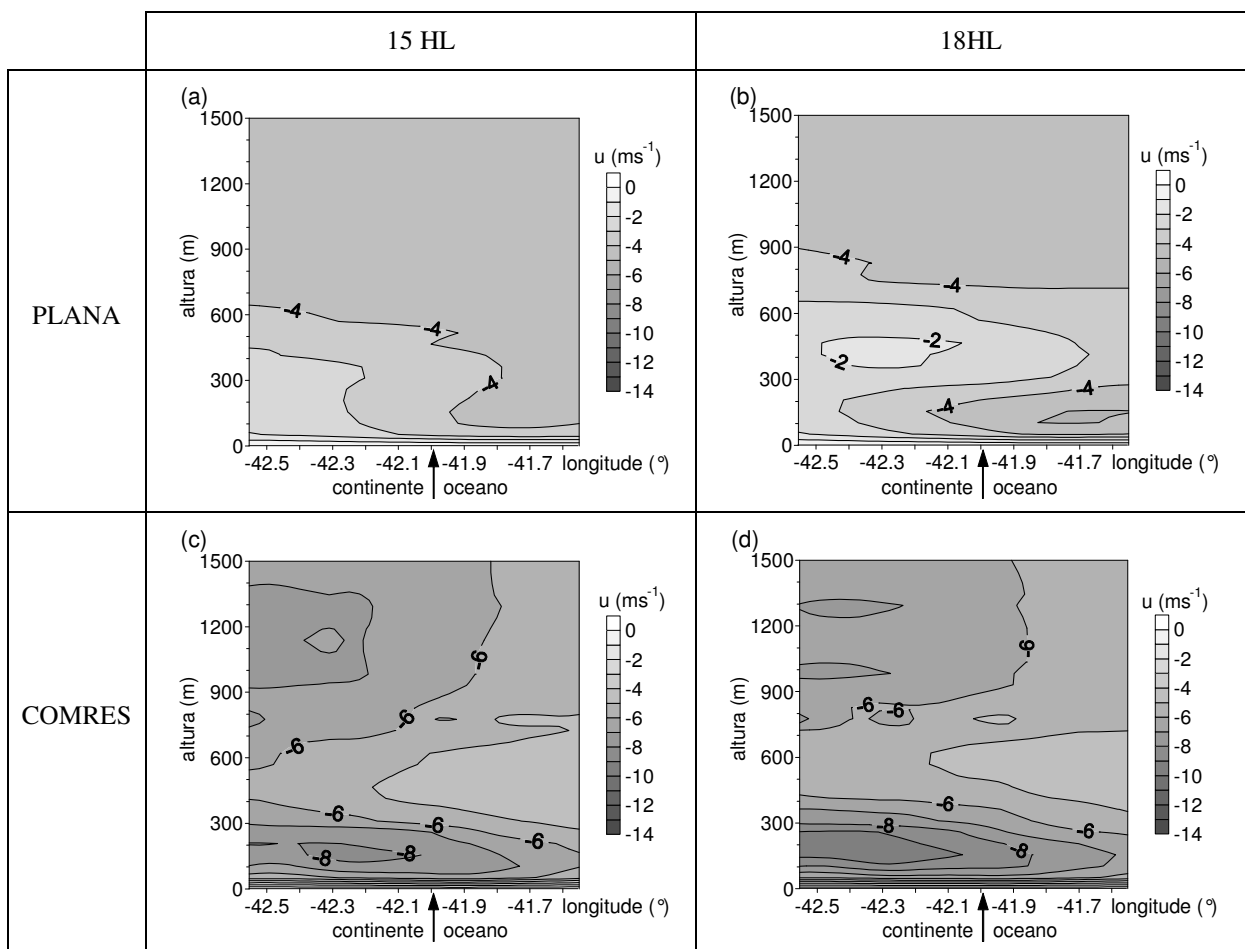


Figura 5.24: Corte vertical, sobre a linha 1, da componente zonal do vento para o experimento PLANA às (a) 15HL e (b) 18HL e para o experimento COMRES às (c) 15HL e (d) 18HL. A seta indica a separação entre continente e oceano.

No experimento COMRES percebe-se também maior velocidade próximo à superfície e menor velocidade entre 400 e 500 m de altitude (Fig. 5.24c,d), mas, ao contrário do experimento PLANA, as maiores velocidades estão sobre o continente entre 100 e 300 m de

altura. Esses máximos da velocidade zonal estão associados à baroclinicidade provocada pela topografia, somada à circulação de brisa. Além disso, as velocidades são mais do que duas vezes mais intensas que no experimento PLANA. Outro resultado importante é a circulação de leste em altitude (acima de 600 m de altura).

O corte vertical da componente meridional do vento sobre a linha 1, no experimento PLANA, mostra desaceleração sobre o continente, tanto às 15HL como às 18HL (Fig. 5.25), indicando a influência da circulação de brisa marítima na parte oeste do domínio, onde a linha de costa é paralela à linha 1 (Fig. 4.2).

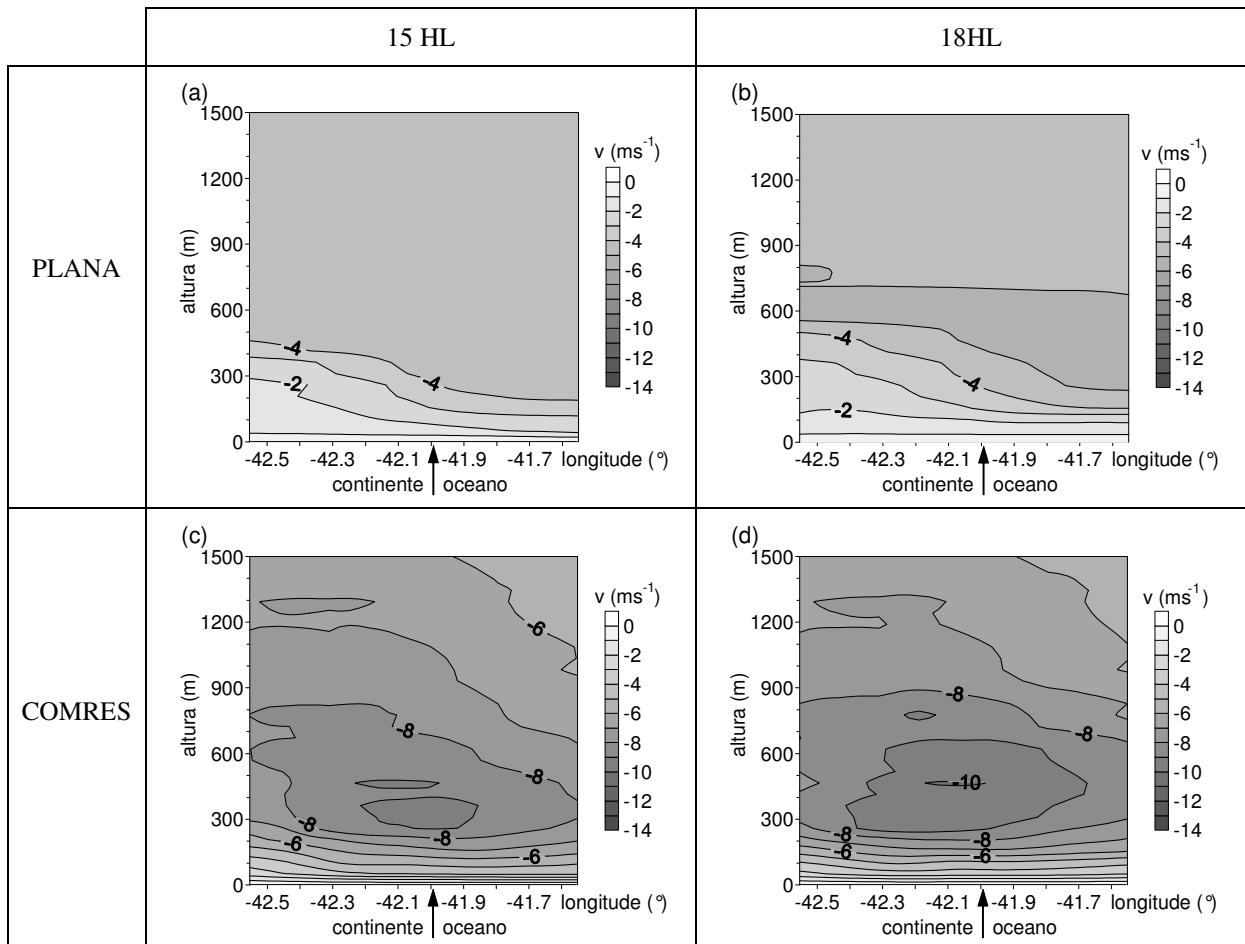


Figura 5.25: Corte vertical sobre a linha 1 da componente meridional do vento para o experimento PLANA às (a) 15HL e (b) 18HL e para o experimento COMRES às (c) 15HL e (d) 18HL. A seta indica a separação entre continente e oceano.

Entre 500 e 700 m de altitude às 18HL temos maiores intensidades do vento para sul, indicando a circulação de retorno da brisa (Fig. 5.25b). No experimento COMRES não se percebe essa desaceleração e nota-se um jato de baixos níveis entre 300 e 800 m de altitude, tanto às 15HL como às 18HL (Fig. 5.25c,d).

As componentes zonal e meridional do vento do experimento COMRES, sobre a linha 2 foram analisadas para verificar se o jato, presente no campo da componente meridional, sobre a linha 1 pode estar associado à circulação de retorno da brisa marítima que ocorre onde a linha de costa é paralela à linha 1. A componente zonal do vento (Fig. 5.26) apresenta um intenso gradiente horizontal sobre a linha 2, chegando a ser nula próximo à superfície no extremo norte do domínio. Em altitude, nota-se a aceleração do vento para oeste que é atribuída à topografia.

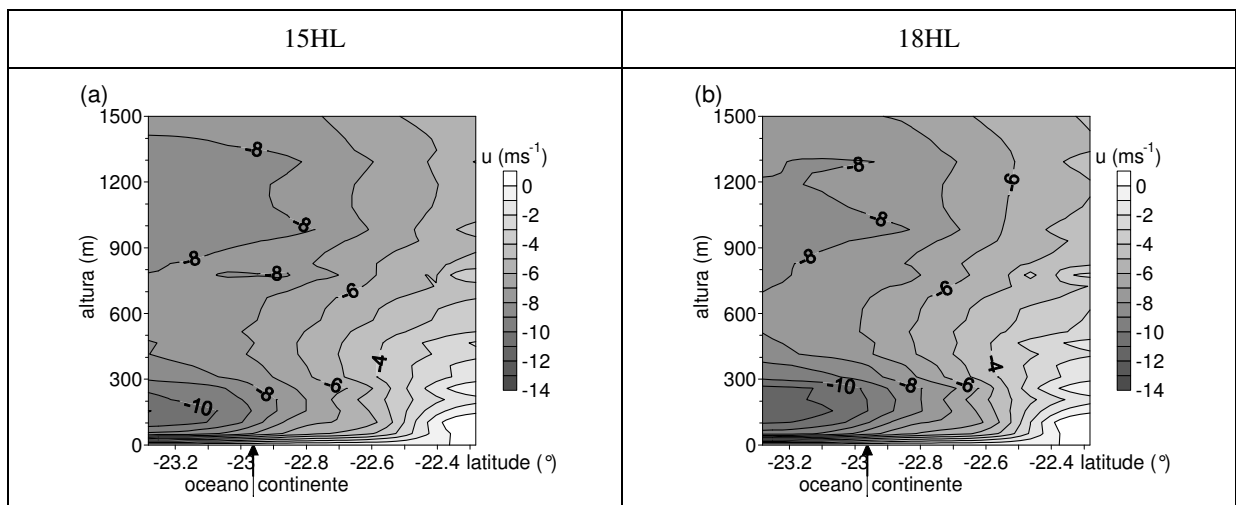


Figura 5.26: Corte vertical sobre a linha 2 da componente zonal do vento para o experimento COMRES às (a) 15HL e (b) 18HL. A seta indica a separação entre continente e oceano.

A componente meridional do vento apresenta desaceleração em relação ao campo de vento inicial, em superfície, devido à brisa marítima (Fig. 5.27). Em altitude, apresenta aceleração no sentido sul em relação ao valor inicial do campo de vento, tendo valor máximo entre 300 e 900 m de altura. Essa tendência está associada à presença da topografia.

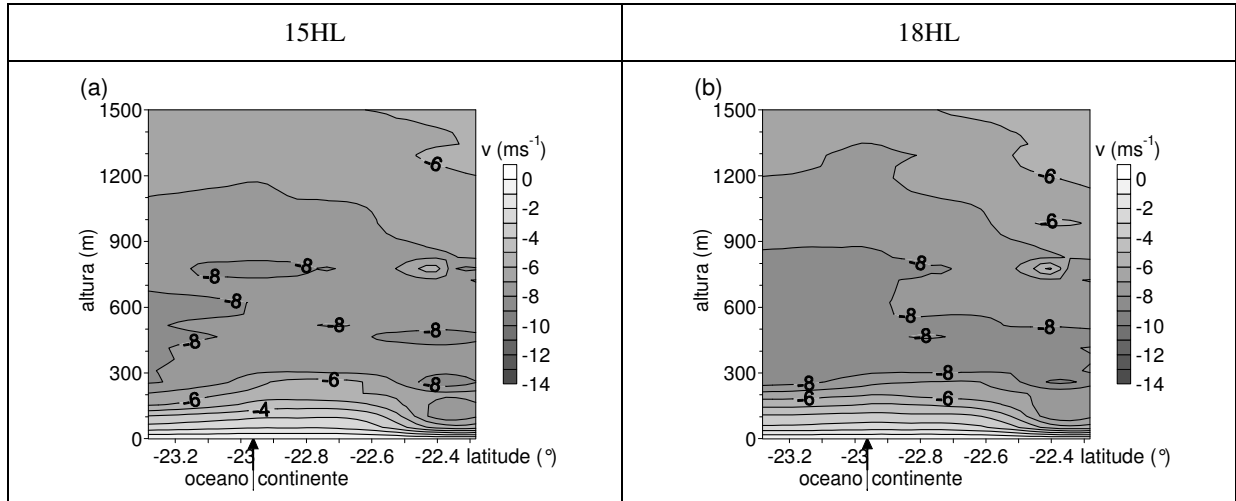


Figura 5.27: Corte vertical sobre a linha 2 da componente meridional do vento para o experimento COMRES às (a) 15HL e (b) 18HL. A seta indica a separação entre continente e oceano.

Para verificar se as diferenças nos campos de vento entre os experimentos COMRES e PLANA estão ligadas à baroclinicidade da atmosfera, são analisados os cortes verticais do campo de temperatura potencial do ar sobre as linhas 1 e 2. No corte vertical da temperatura potencial do ar do experimento PLANA (Fig. 5.28a,b), a partir de 700 m de altitude, as isolinhas de temperatura potencial do ar, sobre a linha 1, são praticamente horizontais. Percebe-se também a frente de brisa marítima, trazendo ar mais frio para o continente e aumentando a estabilidade da atmosfera sobre o continente, das 15HL para as 18HL.

No experimento COMRES, nota-se que a atmosfera é mais estável sobre o continente do que no experimento PLANA, tanto às 15HL (Fig. 5.28c) quanto às 18HL (Fig. 5.28d) e as isolinhas de temperatura potencial do ar demonstram a baroclinicidade associada à topografia da região. Essa baroclinicidade parece ser a causa dos altos valores da componente zonal de velocidade encontrados sobre o continente na Fig. 5.24c,d, tanto em altitude como próximo à superfície.

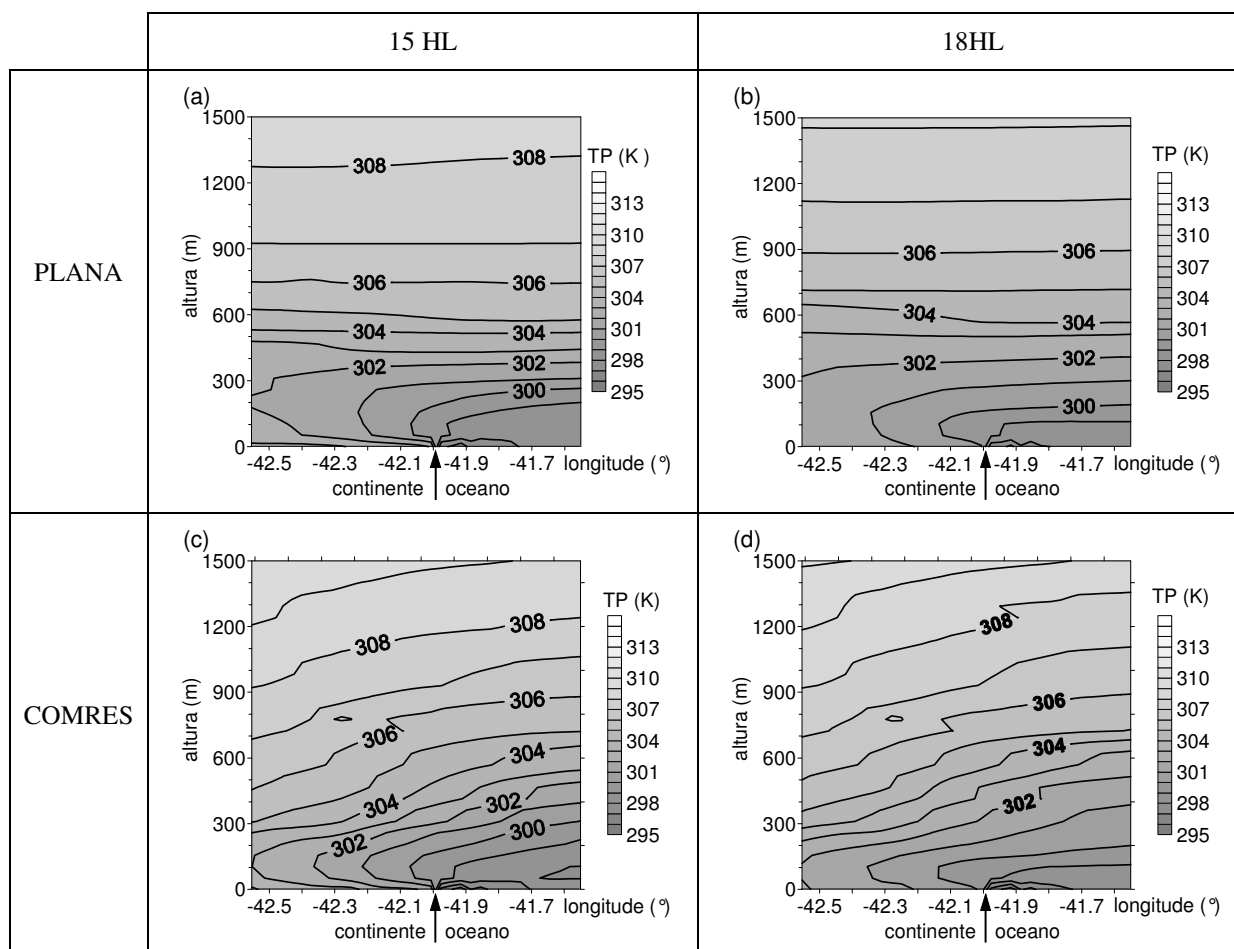


Figura 5.28: Corte vertical sobre a linha 1 da temperatura potencial do ar para o experimento PLANA às (a) 15HL e (b) 18HL e para o experimento COMRES às (c) 15HL e (d) 18HL. A seta indica a separação entre continente e oceano.

Sobre a linha 2 (Fig. 5.29), nota-se novamente que a grande diferença entre os campos do experimento PLANA e COMRES é a baroclinicidade associada à topografia da região.

A seguir são analisados os perfis verticais de temperatura potencial do ar, razão de mistura e componentes do vento, com a finalidade de observar a estrutura vertical da atmosfera em um ponto próximo à costa. Os perfis foram tomados sobre o ponto “A” (Fig. 4.2), pois esse é um ponto próximo a Arraial do Cabo (onde foram feitas as sondagens de Oda, 1997).

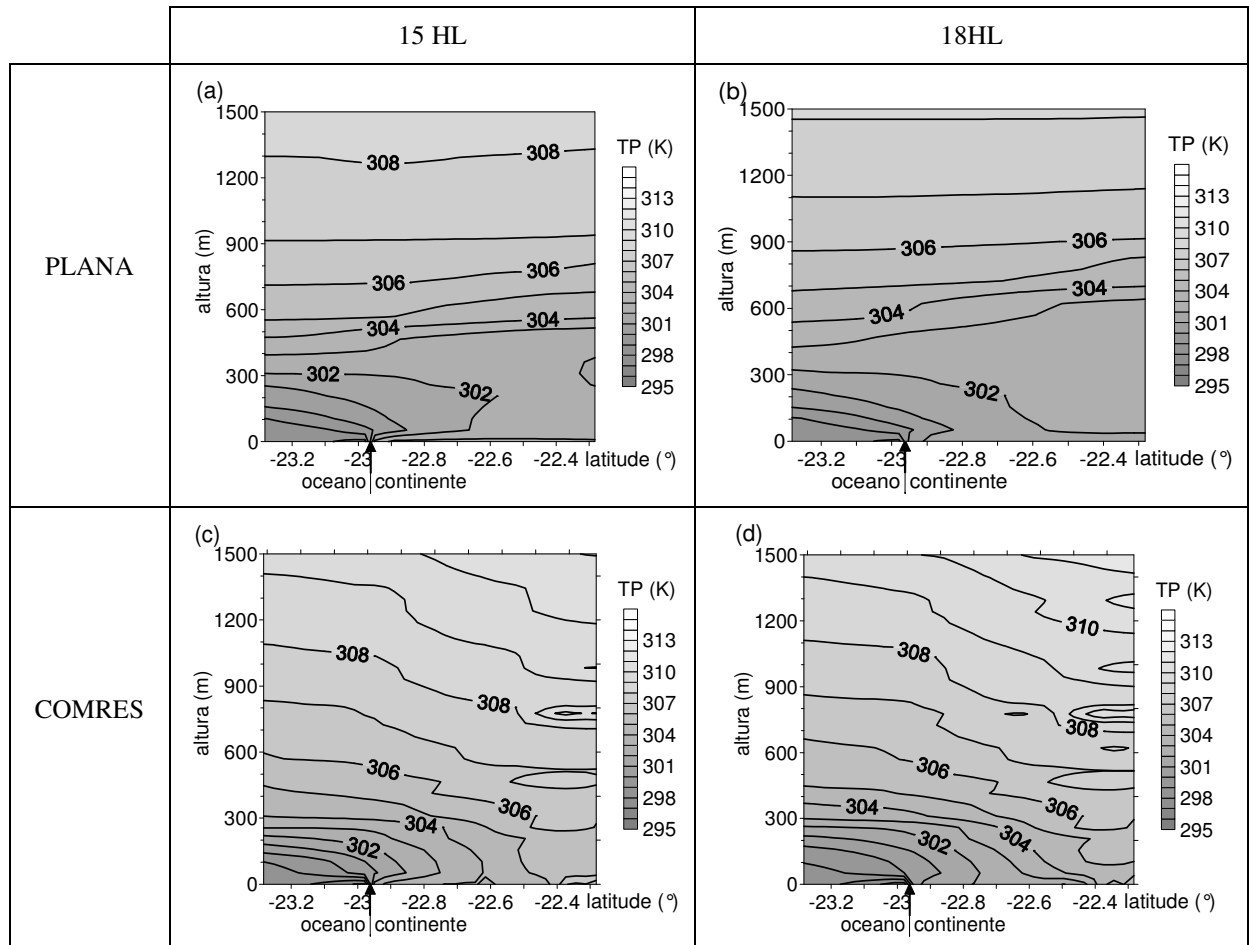


Figura 5.29: Corte vertical sobre a linha 2 da temperatura potencial do ar para o experimento PLANA às (a) 15HL e (b) 18HL e para o experimento COMRES às (c) 15HL e (d) 18HL. A seta indica a separação entre continente e oceano.

Os valores da componente zonal do vento obtidos no experimento PLANA (Fig. 5.30a) variam em torno do valor do campo de vento inicial ($-4,24 \text{ ms}^{-1}$ para cada componente) em relação à circulação de brisa (máximo em 150 m de altura) e circulação de retorno (máximo em 500 m de altura). Já o experimento COMRES (Fig. 5.30b) apresenta aumento da intensidade em relação ao valor do campo de vento inicial em toda a extensão vertical dos perfis. Observa-se também, no experimento COMRES, tanto a circulação de brisa como a circulação de retorno, porém a característica mais importante é a presença de um jato em baixos níveis, com máximo por volta de 200 m de altura, que também foi observado por Oda (1997) em suas sondagens (Fig. 3.8c). Esse jato aparenta ser a conjunção da circulação de

brisa com o efeito da topografia, o que significa que a topografia é um fator importante na análise da circulação atmosférica da região.

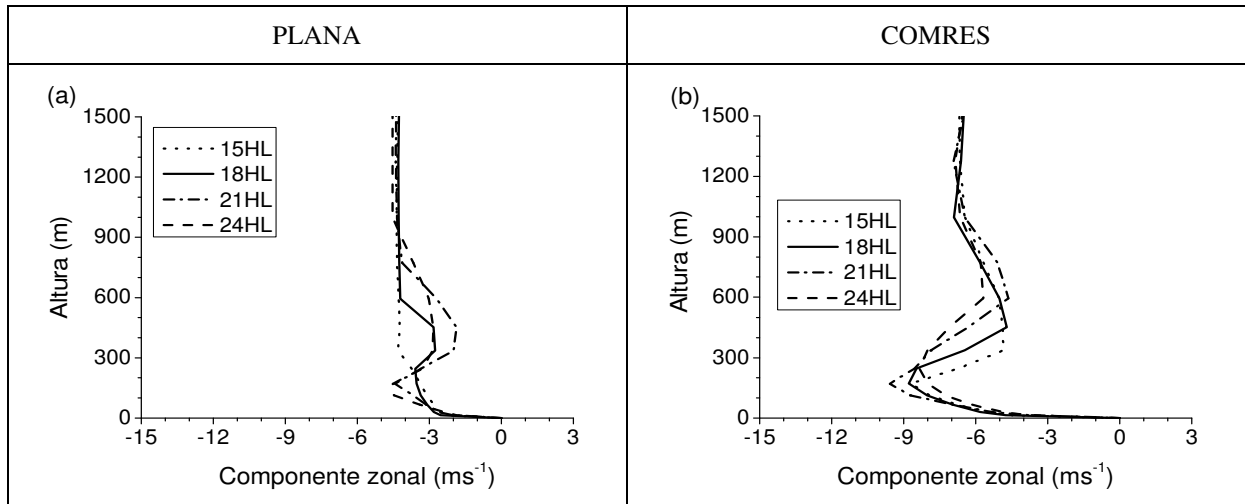


Figura 5.30: Perfil vertical sobre o ponto “A” (indicado na Fig. 4.2) da componente zonal do vento (a) para o experimento PLANA, (b) para o experimento COMRES.

A análise da componente meridional do vento, apresentada na Fig. 5.31, confirma esse resultado. O experimento PLANA não é capaz de reproduzir as velocidades alcançadas pela componente meridional do experimento COMRES. Percebe-se melhor a presença da brisa marítima e da circulação de retorno no experimento PLANA, pois o perfil apresenta menores velocidades até aproximadamente 200 m de altura, indicando desaceleração causada pela brisa, e velocidades acima da inicial ($-4,24 \text{ ms}^{-1}$) entre 500 e 600 m de altura, indicando aceleração causada pela circulação de retorno da brisa.

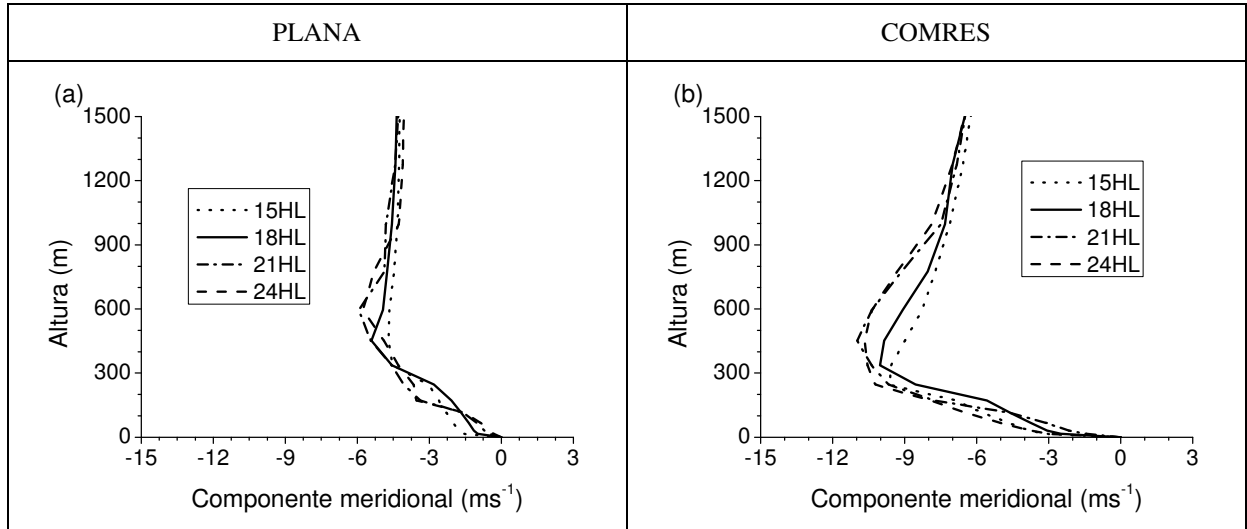


Figura 5.31: Perfil vertical sobre o ponto “A” (indicado na Fig. 4.2) da componente meridional do vento (a) para o experimento PLANA, (b) para o experimento COMRES.

Os perfis verticais da temperatura potencial do ar mostram que ambos experimentos geram uma atmosfera bastante estável, com uma altura da CLP de no máximo 150 m de altura para o experimento COMRES e 200 m de altura para o experimento PLANA (Fig. 5.32).

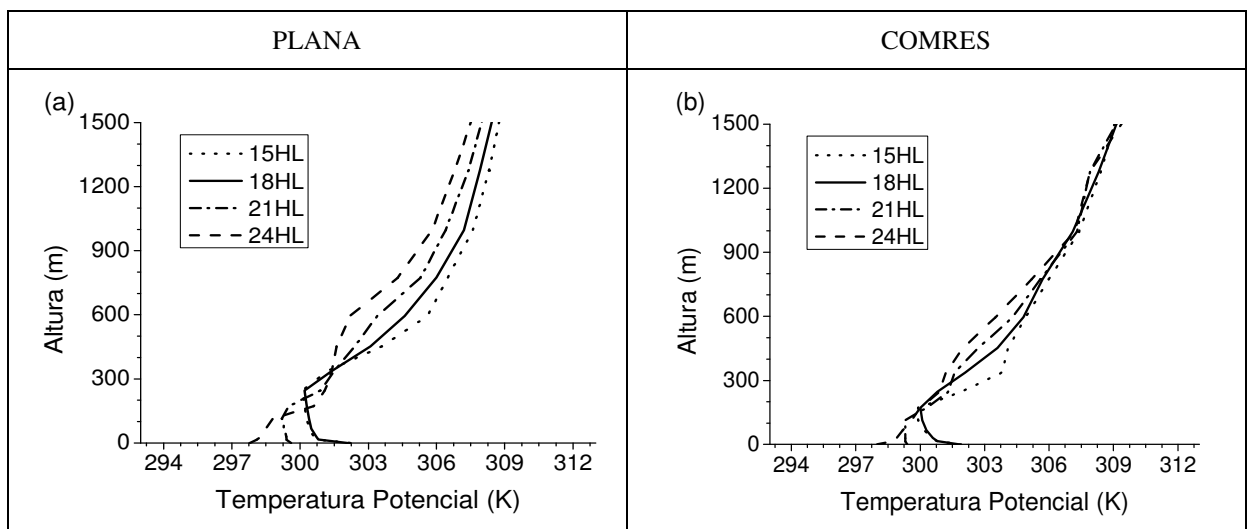


Figura 5.32: Perfil vertical sobre o ponto “A” (indicado na Fig. 4.2) da temperatura potencial do ar para o experimento (a) PLANA e (b) COMRES.

Em relação à razão de mistura (Fig. 5.33), observa-se que o experimento COMRES apresenta valores ligeiramente menores de razão de mistura, mas ambos os experimentos apresentam valores maiores do que os observados (Fig. 3.8b) em todo o perfil.

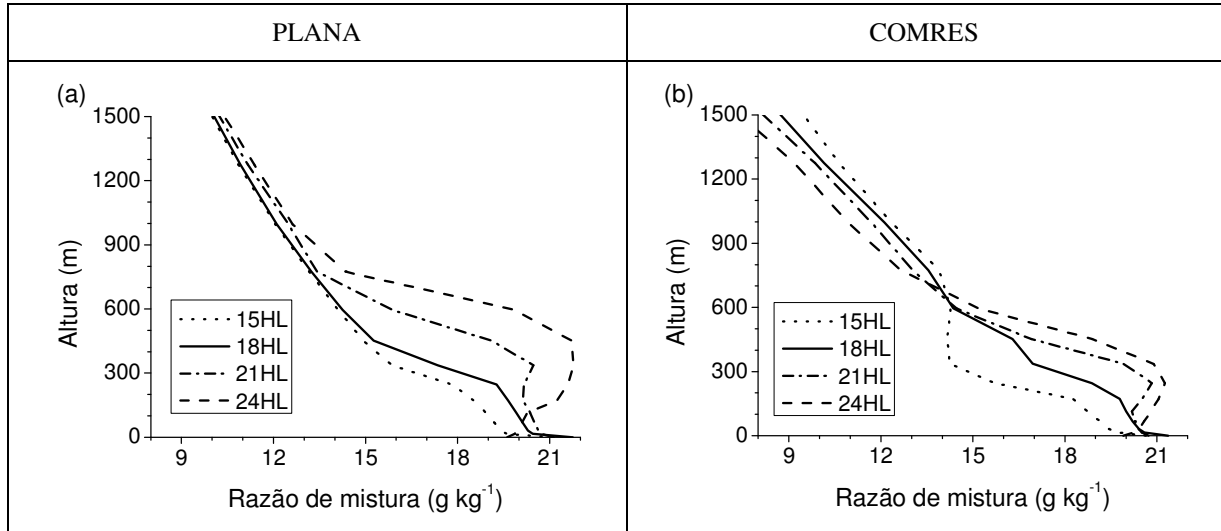


Figura 5.33: Perfil vertical sobre o ponto “A” (indicado na Fig. 4.2) da razão de mistura para o experimento (a) PLANA e (b) COMRES.

6 Resultados – Circulações atmosférica e oceânica

No capítulo anterior, foram realizados estudos numéricos sobre as influências das principais características da região de estudo nas circulações atmosférica e oceânica da região: a presença da ressurgência costeira, a brisa marítima, a topografia e a cobertura do solo. Nesse capítulo, o modelo acoplado é utilizado para comparar os padrões de circulação atmosférica e oceânica nos casos mais realísticos de presença do fenômeno de ressurgência e da interrupção do padrão de ressurgência.

De acordo com o estudo feito no capítulo 3, a ressurgência costeira é um fenômeno frequente na região de Cabo Frio, tanto no inverno quanto no verão, embora sua frequência seja maior durante o verão. O mesmo acontece com a passagem de frentes frias, sendo mais frequente durante o inverno, mas também presente no verão. Portanto, neste capítulo são estudados os resultados gerados nas duas situações, tanto favorável à ressurgência quanto desfavorável, e durante os dois períodos, inverno e verão. Além disso, os perfis verticais de temperatura potencial e razão de mistura são distintos para o inverno e para o verão e as únicas sondagens existentes sobre o oceano foram realizadas no período do inverno.

6.1 Situação de verão

Nesta seção são apresentados os resultados do experimento SEMRES (Tab. 5.3 da seção 5.2), que simula a interrupção do padrão de ressurgência costeira na Região de Cabo Frio durante o verão. Esse experimento utiliza a linha de costa e a topografia realísticas, apenas um tipo de cobertura de solo para o continente (cultura), intensidade inicial do vento de 6 ms^{-1} e campo inicial de TSM representado pela Fig. 5.4a.

Os resultados do experimento SEMRES são comparados com os resultados obtidos pelo experimento COMRES (Tab. 5.3 da seção 5.2), o qual representa uma situação onde há a

presença do fenômeno de ressurgência. A única diferença em relação às condições iniciais dos experimentos COMRES e SEMRES é a direção inicial do vento, que para o experimento SEMRES é de SW e para o COMRES é de NE.

6.1.1 Interrupção do padrão de ressurgência costeira

Observando o campo de temperatura do ar (TA) e vento a 15 m de altura (Fig. 6.1), pode-se perceber que a penetração da brisa marítima sobre o continente é maior na porção sul do domínio, onde a direção da brisa tem maior coincidência com a direção do vento inicial do que em outras regiões. Na região norte do domínio, percebe-se uma maior mudança de direção do vento sobre o oceano, devido à brisa marítima. Na região noroeste do continente, o campo de vento é pouco intenso e com direções variadas, devido à topografia. Nota-se também que o campo de vento sobre o continente diminui sua intensidade das 15 HL (Fig. 6.1a) para as 18 HL (Fig. 6.1b).

Comparado com o experimento COMRES (Fig. 5.22c,d), o campo de vento do experimento SEMRES é menos intenso, especialmente sobre o oceano, devido à circulação de brisa que tem direção oposta ao campo inicial do vento.

Nota-se também que a temperatura do ar sobre o oceano é maior no experimento SEMRES do que no experimento COMRES. Isso acontece porque a direção do vento de SW é desfavorável à ressurgência e provoca o aumento da TSM, conforme já mostrado na Fig. 5.9d,e (Seção 5.1), e, conseqüentemente, o aumento da temperatura do ar sobre o oceano.

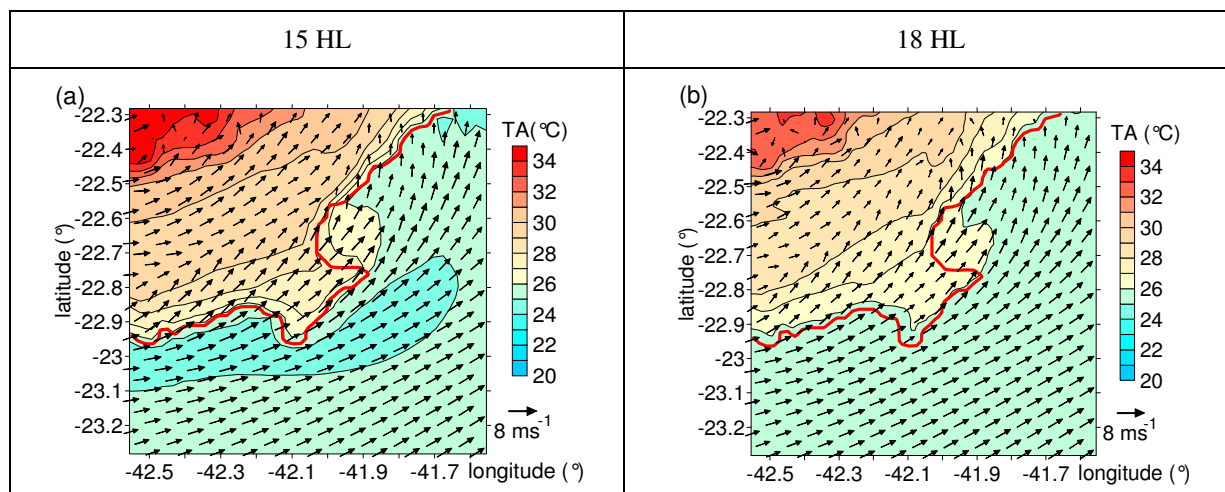


Figura 6.1: Temperatura do ar e vento a 15 m de altura do experimento SEMRES às (a) 15HL e (b) 18HL. Em vermelho a linha de costa.

A seguir são apresentados os cortes verticais sobre a linha 1 da Fig. 4.2. Nota-se que a componente zonal do vento (Fig. 6.2) não apresenta evidência da circulação de brisa marítima, que seria contrária à circulação inicial do vento em superfície, e, nesta componente, teria sentido de leste para oeste (negativa). Observa-se uma aceleração da componente zonal no sentido de oeste para leste entre 300 e 1000 m de altura. Esse resultado possui certa concordância com o resultado obtido no experimento COMRES (Fig. 5.24c,d da seção 5.3.2), que apresenta desaceleração da componente zonal de leste para oeste entre 300 e 800 m de altura, podendo estar associada à circulação de retorno, porém o experimento COMRES evidencia aceleração de leste para oeste da componente zonal novamente em maiores alturas sobre o continente.

A componente meridional do vento (Fig. 6.3) gerada pelo experimento SEMRES apresenta, sobre o oceano, até aproximadamente 300 m de altura, intensificação no sentido de sul para norte, provavelmente devido à mudança de direção do campo de vento provocada pela brisa.

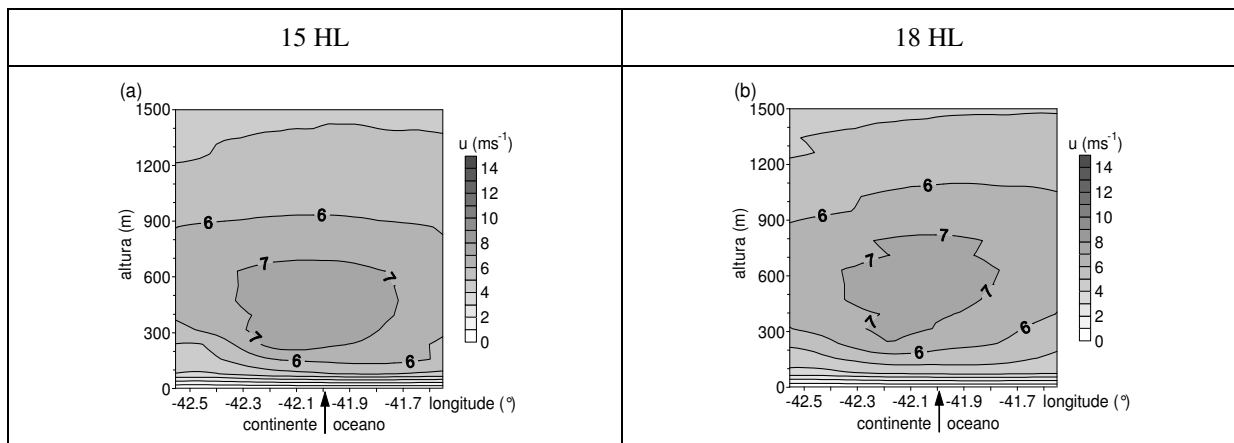


Figura 6.2: Perfil vertical sobre a linha 1 da componente zonal do vento para o experimento SEMRES às (a) 15HL e (b) 18HL. A seta indica a separação entre continente e oceano.

Sobre o continente, entre 300 e 1000 m de altura, a componente meridional tem sua intensidade diminuída. Esse núcleo coincide aproximadamente com o núcleo de valores negativos para a componente meridional do estudo sobre a brisa EXP1 da seção 5.2.3 (Fig. 5.14a,b), onde o vento inicial é nulo, e coincide com a aceleração da componente meridional, de norte para sul, no experimento COMRES sobre o continente (Fig. 5.25c,d), onde o vento inicial é de NE. Conclui-se, portanto, que esse núcleo está associado à topografia da região.

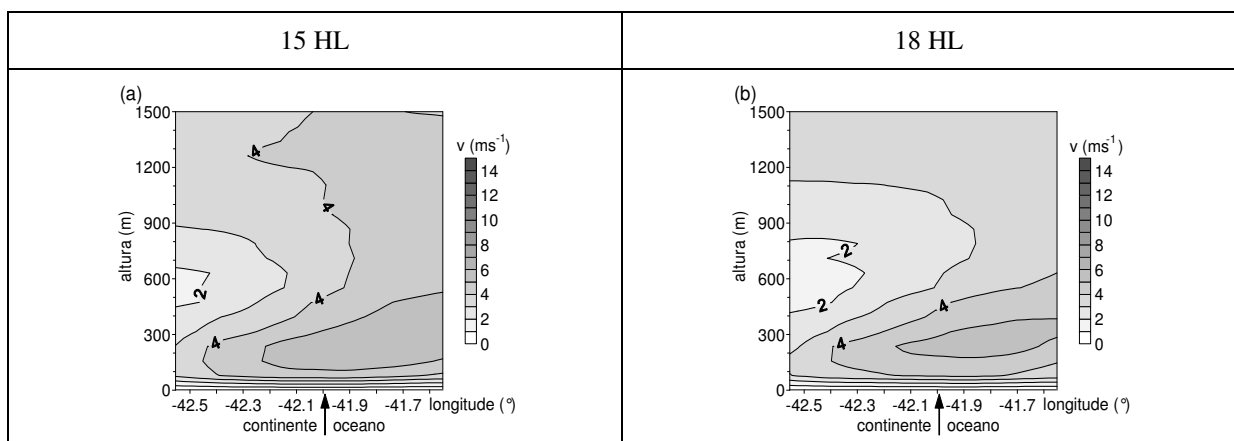


Figura 6.3: Perfil vertical, sobre a linha 1, da componente meridional do vento para o experimento SEMRES às (a) 15HL e (b) 18HL. A seta indica a separação entre continente e oceano.

Ao analisar o corte vertical de temperatura potencial do ar (Fig. 6.4), pode-se notar que no experimento SEMRES as isolinhas de temperatura são quase paralelas, acima dos 600 m de altura. Dessa forma, a baroclinicidade não pode ser a causa do aumento da intensidade

da componente zonal entre 300 e 1000 m de altura observada na Fig. 6.2. Percebe-se também que a atmosfera é instável sobre o continente na parte oeste do corte do experimento SEMRES, pois a temperatura potencial na superfície é maior que em altitude. Em comparação com o experimento COMRES (Fig. 5.28c,d), o ar sobre o continente é mais frio em altitude, o gradiente térmico horizontal entre o ar sobre o continente e o ar sobre o oceano próximo à superfície é menor e a baroclinicidade da atmosfera é menor no experimento SEMRES.

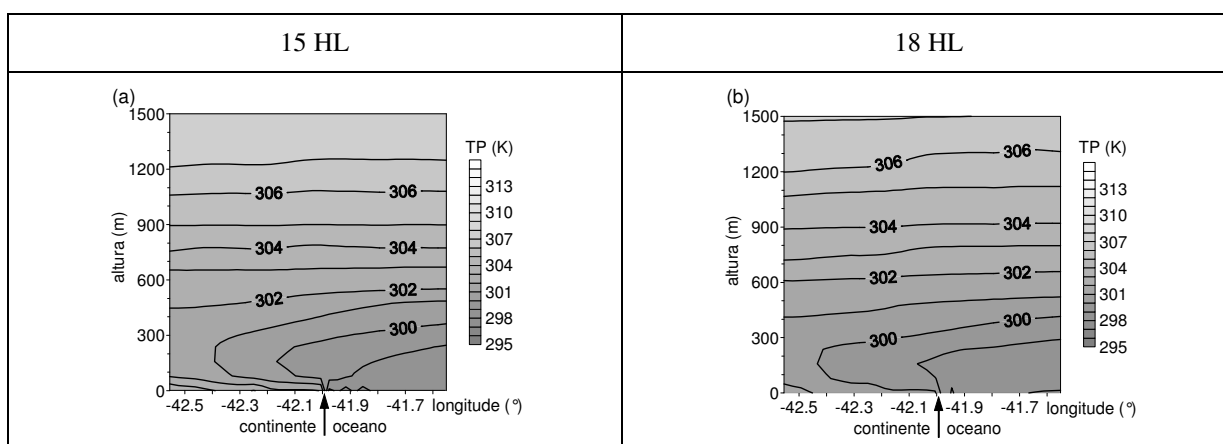


Figura 6.4: Perfil vertical, sobre a linha 1, da temperatura potencial para o experimento SEMRES às (a) 15HL e (b) 18HL. A seta indica a separação entre continente e oceano.

Observando o campo da componente zonal do vento sobre a linha 2 (Fig. 6.5), nota-se a aceleração dessa componente de oeste para leste, de 100 a 1200 m de altura. A localização do núcleo de maior intensidade da componente de oeste para leste em superfície no experimento SEMRES (Fig. 6.5) coincide aproximadamente com a menor intensidade da componente de leste para oeste no experimento COMRES (Fig. 5.26). Desse resultado percebe-se que a topografia desacelera a circulação de leste à medida que caminhamos para norte sobre a linha 2 no experimento COMRES e, no experimento SEMRES, como o vento é de oeste, o gradiente horizontal da componente zonal do vento diminui consideravelmente. Esse padrão indica que a topografia, à medida que estamos nos dirigindo para norte sobre a linha 2, induz uma circulação de oeste.

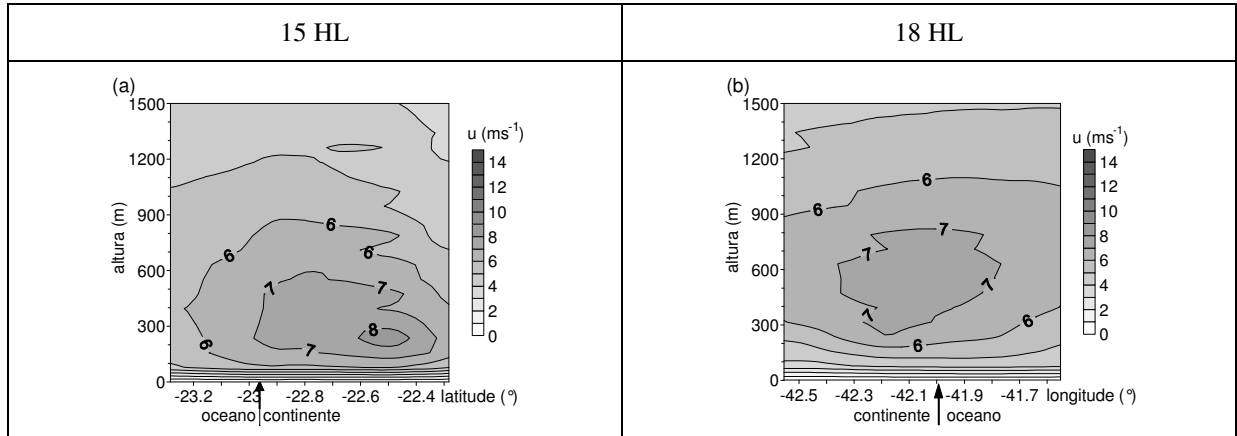


Figura 6.5: Perfil vertical, sobre a linha 2, da componente zonal do vento para o experimento SEMRES às (a) 15HL e (b) 18HL. A seta indica a separação entre continente e oceano.

A componente meridional do vento (Fig. 6.6) apresenta diminuição de intensidade com o tempo em relação ao valor inicial do vento ($4,24 \text{ ms}^{-1}$), especialmente sobre o continente, contrariando o que se poderia esperar tanto em relação à circulação de brisa marítima quanto à circulação de vale-montanha. Novamente há concordância com os resultados obtidos para o experimento COMRES (Fig. 5.27), pois, no experimento SEMRES, a componente meridional tem sua intensidade diminuída de sul para norte e no experimento COMRES essa componente é acelerada de norte para sul.

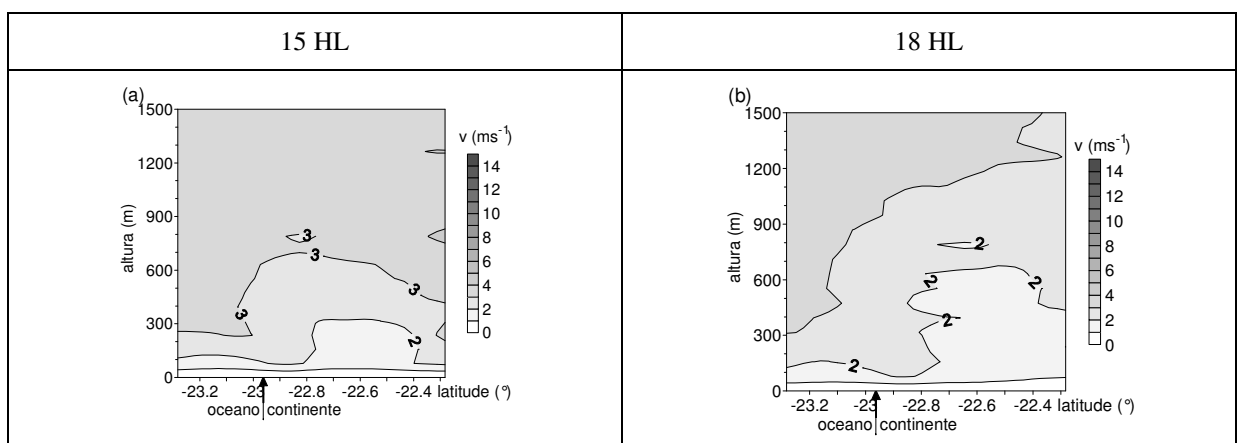


Figura 6.6: Perfil vertical, sobre a linha 2, da componente meridional do vento para o experimento SEMRES às (a) 15HL e (b) 18HL. A seta indica a separação entre continente e oceano.

O perfil vertical da temperatura potencial, sobre a linha 2 (Fig. 6.7), diferente do corte sobre a linha 1 (Fig. 6.4), apresenta grande baroclinicidade devido à topografia. Nota-se uma camada instável ou neutra sobre o oceano de aproximadamente 300 m de altura.

Em comparação ao experimento COMRES (Fig. 5.29c,d), nota-se que o experimento SEMRES tem menores temperaturas potenciais em todo o perfil e possui um menor gradiente térmico horizontal na transição entre o oceano e o continente, próximo à superfície. Além disso, verifica-se uma camada de estabilidade neutra de aproximadamente 300 m de altura sobre o oceano.

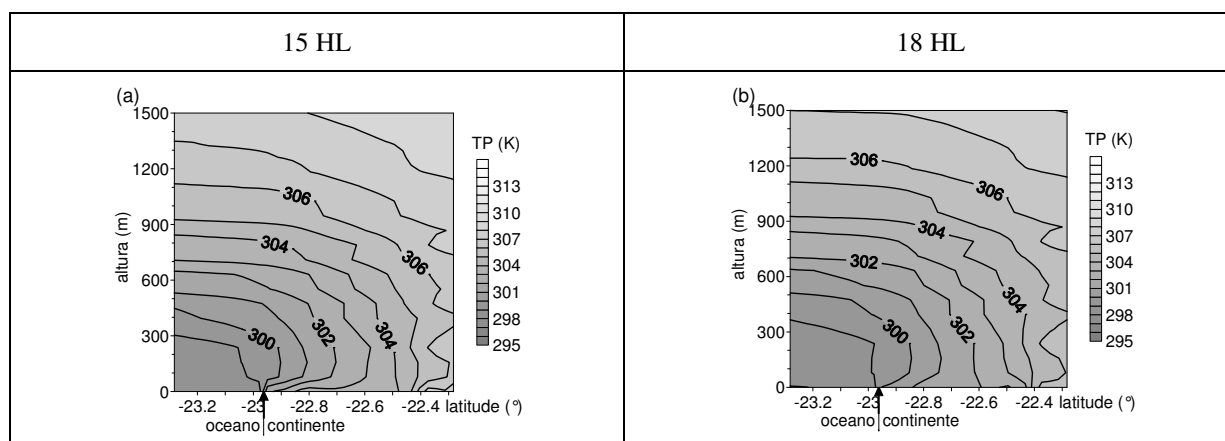


Figura 6.7: Perfil vertical, sobre a linha 2, da temperatura potencial para o experimento SEMRES às (a) 15HL e (b) 18HL. A seta indica a separação entre continente e oceano.

Para confirmar as afirmações feitas sobre a estabilidade da atmosfera, são apresentados, a seguir, os perfis verticais da ECT, sobre a linha 1, tanto para o experimento SEMRES quanto para o experimento COMRES. A isolinha de $0,01 \text{ m}^2\text{s}^{-2}$ será considerada a delimitadora da altura da CLA.

Verifica-se que, sobre a linha 1 (Fig. 6.8), as maiores diferenças entre os experimentos SEMRES e COMRES acontecem sobre o continente. O experimento COMRES apresenta maiores valores de ECT próximo à superfície, inclusive sobre o oceano, devido à produção mecânica de energia, uma vez que a intensidade do cisalhamento do vento para o experimento

COMRES (Figs. 5.30 e 5.31) é maior do que no experimento SEMRES, porém a ECT fica confinada em uma menor altura sobre o continente no experimento COMRES.

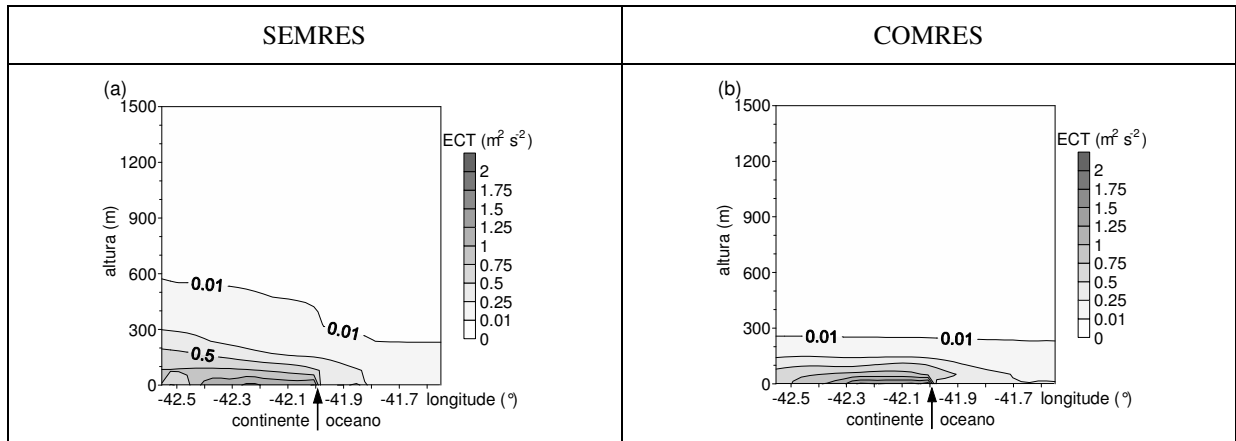


Figura 6.8: Perfil vertical, sobre a linha 1, da ECT às 15HL para o experimento (a) SEMRES e (b) COMRES. A seta indica a separação entre continente e oceano.

A seguir são analisados os perfis verticais de temperatura potencial, razão de mistura e componentes do vento, na situação de interrupção do padrão de ressurgência, com a finalidade de observar a estrutura vertical da atmosfera em um ponto próximo à costa. Os perfis foram tomados novamente sobre o ponto “A” da Fig. 4.2, pois esse é um ponto próximo a Arraial do Cabo (onde foram feitas as sondagens de Oda, 1997).

Os perfis verticais da componente zonal do vento gerados pelo experimento SEMRES (Fig. 6.9) apresentam também um jato de baixos níveis com um máximo próximo aos 300 m de altura. Esse jato não tem relação com a brisa marítima, pois tem sentido oposto ao da brisa nesse ponto.

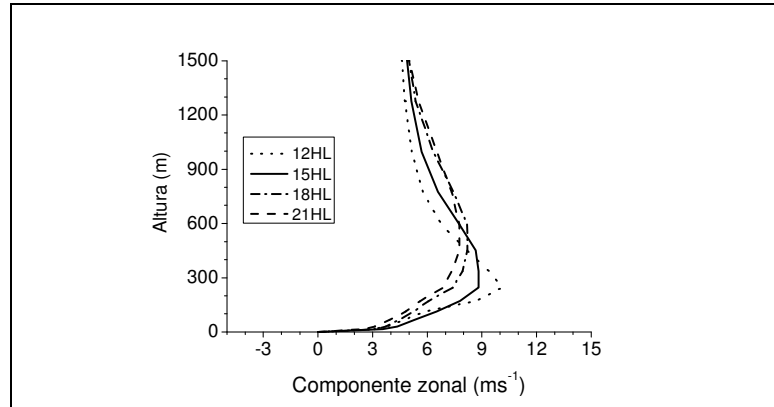


Figura 6.9: Perfil vertical da componente zonal para o experimento SEMRES, sobre o ponto "A".

A intensidade máxima dos perfis da componente meridional do vento (Fig. 6.10) é menor no experimento SEMRES do que nas observações (Fig. 3.8d), embora a altura da intensidade máxima seja aproximadamente a mesma.

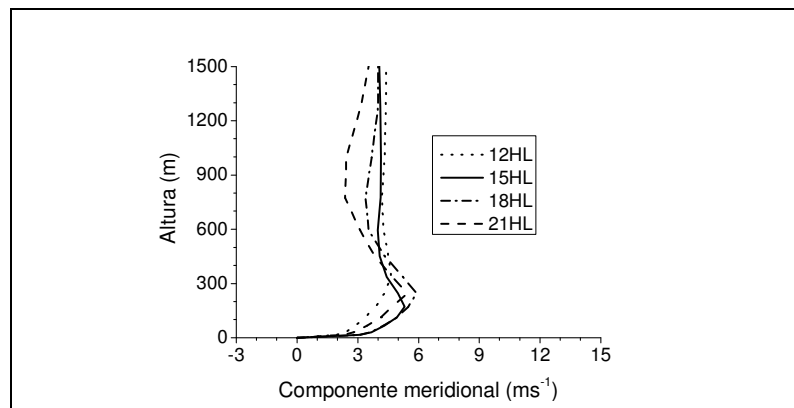


Figura 6.10: Perfil vertical da componente meridional para o experimento SEMRES, sobre o ponto "A".

Os perfis simulados da temperatura potencial do ar (Fig. 6.11) para o experimento SEMRES apresentam uma camada limite atmosférica com aproximadamente 300 m de altura. Essa altura é maior que a do experimento COMRES (Fig. 5.32b), evidenciando o aumento na instabilidade atmosférica na ausência de ressurgência, conforme observado por Oda(1997) (Fig. 3.9a).

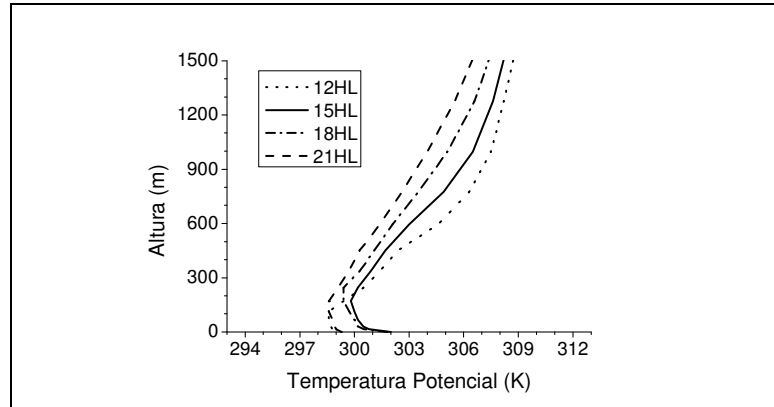


Figura 6.11: Perfil vertical da temperatura potencial do ar para o experimento SEMRES, sobre o ponto “A”.

Os perfis de razão de mistura gerados pelo experimento SEMRES (Fig. 6.12) mostram valores ligeiramente menores do que para o experimento COMRES (Fig. 5.33b) devido, provavelmente, à maior altura da CLA no experimento SEMRES, o que significa que uma maior quantidade do ar mais seco, que está acima da camada limite, se misturou ao ar mais úmido da superfície, diminuindo a umidade da camada limite atmosférica.

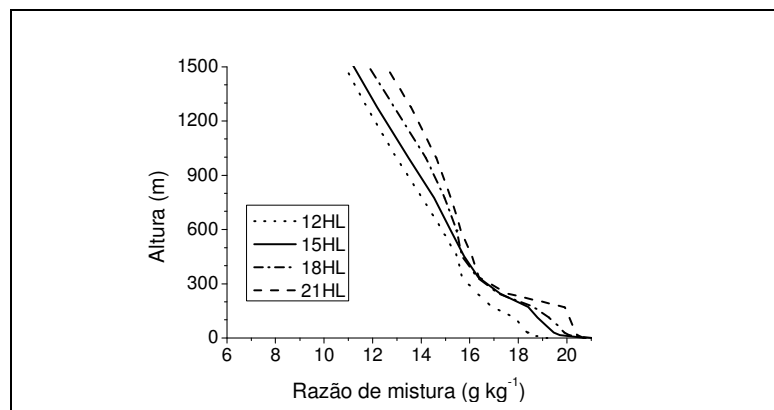


Figura 6.12: Perfil vertical da razão de mistura para o experimento SEMRES, sobre o ponto “A”.

6.1.2 Altura da camada limite atmosférica

Nessa seção é analisada a altura da camada limite atmosférica dos dois experimentos sobre o ponto “C” da Fig. 4.2, durante uma situação de verão.

Comparando os fluxos de calor sensível para a situação com ressurgência (experimento COMRES, Fig. 6.13a) e para a situação de interrupção de ressurgência (experimento SEMRES, Fig. 6.13b), percebe-se que a ressurgência provoca um fluxo negativo (da atmosfera para o oceano) que se intensifica com o tempo. Isso acontece porque a atmosfera apresenta temperaturas maiores do que o oceano (Fig. 6.14a), principalmente devido à direção do vento predominante que leva o ar mais quente proveniente do continente para o oceano (Fig. 5.22c,d). Além disso, o fluxo de calor não consegue aquecer o oceano na mesma taxa que a ressurgência o resfria, pois a TSM continua a se resfriar (Fig. 6.14a).

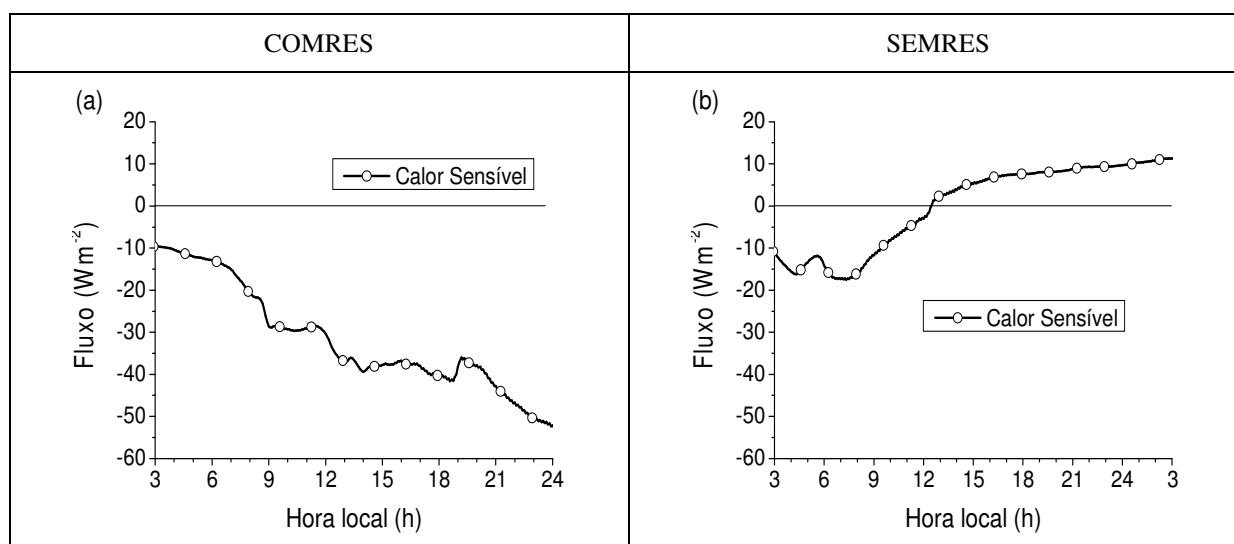


Figura 6.13: Série temporal do fluxo de calor sensível, sobre o ponto “C”, para o experimento (a) COMRES e (b) SEMRES. Aqui o fluxo é considerado negativo quando da atmosfera em direção ao oceano.

Para o experimento SEMRES (Fig. 6.13b), temos um cenário diferente, pois a temperatura do ar não sobe tanto quanto a do COMRES (Fig. 6.13a), pois no SEMRES a direção do vento não traz ar proveniente do continente para esse ponto (Fig. 6.1) e, além

disso, a TSM está aumentando devido à ação do vento de SW. Dessa maneira, em torno das 12 HL a TSM se iguala à temperatura do ar e após esse horário a TSM é sempre maior do que a temperatura do ar, provocando assim um fluxo de calor sensível positivo (do oceano para a atmosfera), o qual aumenta com o tempo. Esse fluxo intensifica a produção térmica de turbulência, diminuindo a estabilidade da atmosfera.

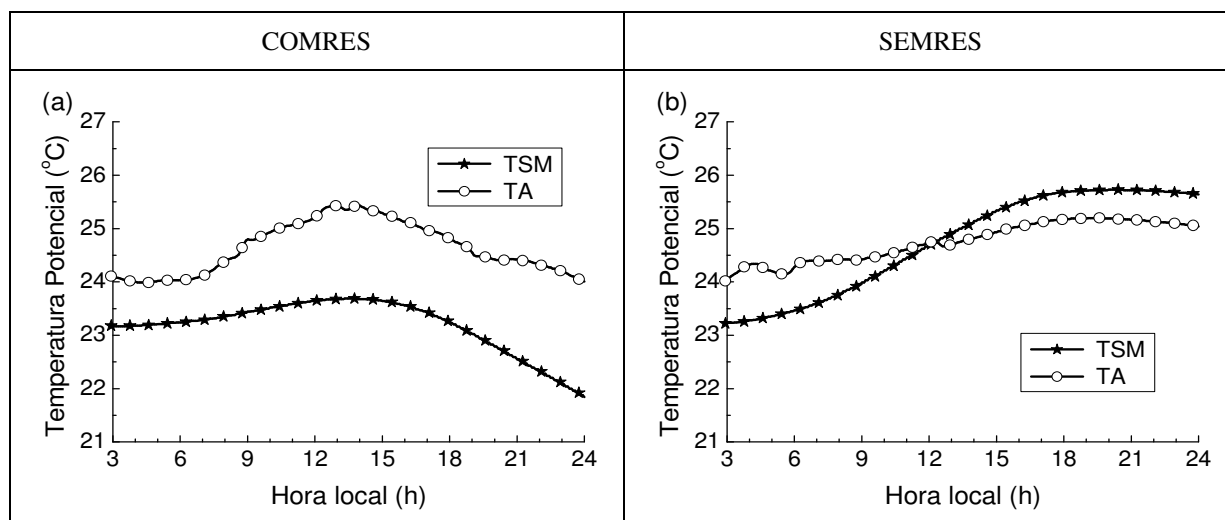


Figura 6.14: Séries temporais da TSM e da temperatura do ar (TA) a 15 m de altura, sobre o ponto “C”, para o experimento (a) COMRES e (b) SEMRES.

Comparando os perfis verticais da ECT (Fig. 6.15), percebe-se que na situação com ressurgência há mais turbulência em superfície do que na situação sem ressurgência, pois a produção mecânica de energia cinética turbulenta é maior no experimento COMRES, já que o cisalhamento vertical do vento é maior no experimento COMRES do que no experimento SEMRES (Fig. 6.16). Porém, na situação desfavorável a ressurgência, a produção térmica de turbulência na atmosfera (fluxo de calor sensível positivo) é maior e por isso a estabilidade estática é menor. Isso permite que, no experimento SEMRES, a turbulência atinja maiores alturas do que no experimento COMRES, principalmente após as 24 HL. Para o experimento COMRES a turbulência fica confinada em uma altura menor, devido à maior estabilidade estática do experimento, comparativamente.

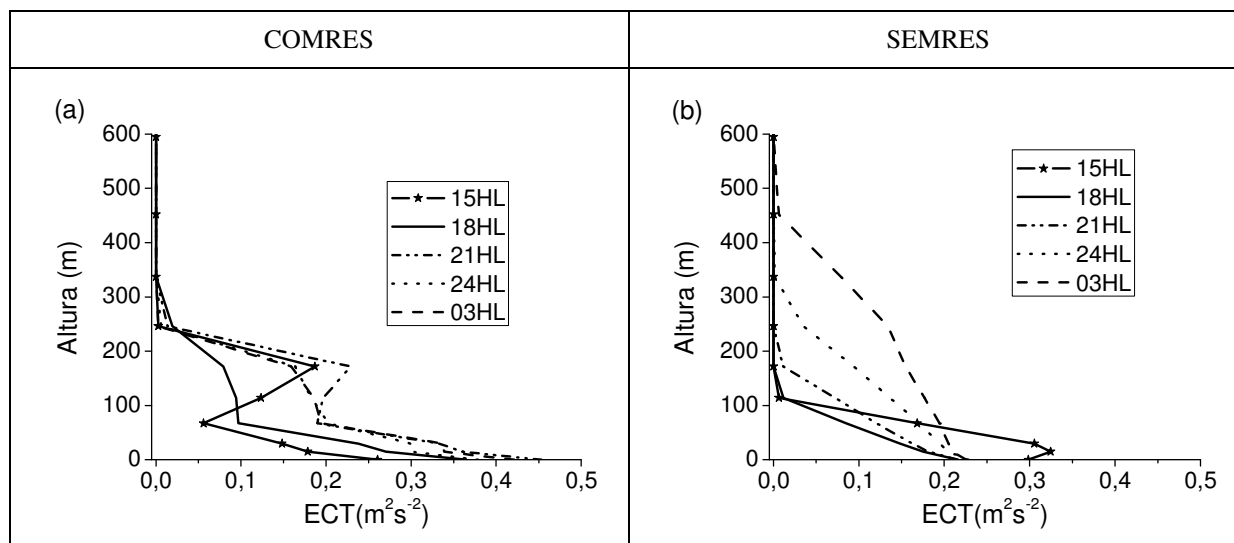


Figura 6.15: Perfil vertical da ECT, sobre o ponto “C”, para o experimento (a) COMRES e (b) SEMRES.

As componentes do vento são bastante diferentes entre os experimentos (Fig. 6.16), tanto pela direção inicial do vento ser oposta, quanto porque no experimento COMRES há uma aceleração do campo de vento, principalmente entre 200 e 300 m de altura, conforme visto nas Figs. 5.24c,d, 5.25c,d, 5.26c,d e 5.27c,d. No experimento SEMRES há inicialmente um vento em superfície de oeste (Fig. 6.16b,d), acelerado em relação ao seu valor inicial que, com o passar do tempo, muda de direção devido a brisa marítima (a componente meridional torna-se mais intensa e a componente zonal menos intensa).

Nota-se para o experimento COMRES um pico de ECT (Fig. 6.15a) aproximadamente a 200 m de altura às 15 HL e às 21 HL. Esse pico coincide com o máximo da intensidade do vento considerando ambas as componentes (Fig. 6.16a,c) nesses mesmos horários. Também coincide com um gradiente vertical de temperatura potencial ligeiramente menor do que em outras alturas (Fig. 6.17a), pois a ECT aumenta a mistura da atmosfera, criando uma camada mais misturada acima da camada estratificada em superfície.

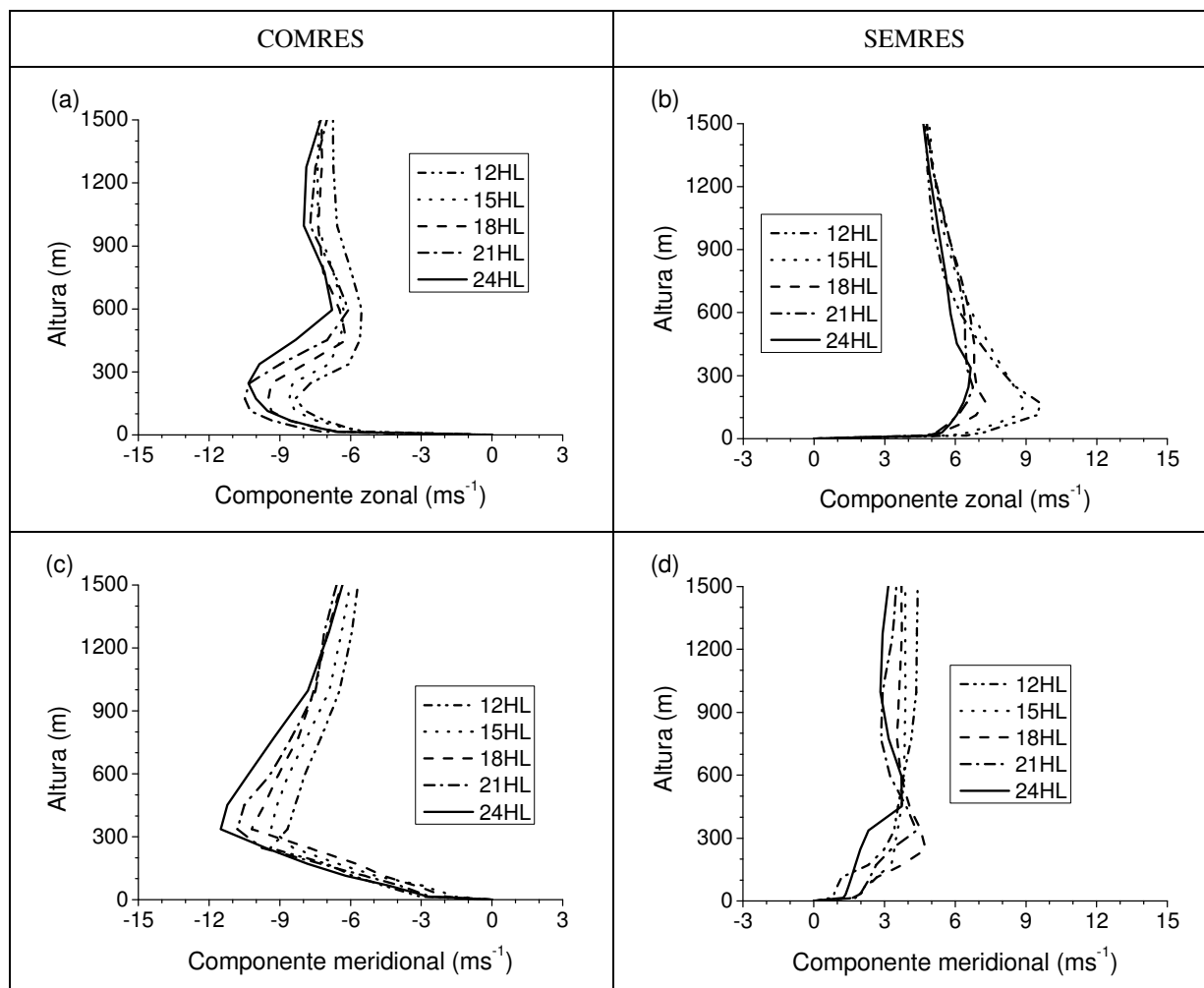


Figura 6.16: Perfis verticais da componente zonal do vento para o experimento (a) COMRES e (b) SEMRES e da componente meridional do vento para o experimento (c) COMRES e (d) SEMRES.

Através da altura em que a ECT vale cerca de $0,01 \text{ m}^2\text{s}^{-2}$ podemos indicar a altura aproximada da CLA: 250 m de altura para o experimento COMRES e 500 m de altura para o experimento SEMRES (Fig. 6.15).

Os perfis verticais de temperatura potencial do ar para o experimento SEMRES (Fig. 6.17b) estão em concordância com os perfis de ECT (Fig. 6.15b), apresentando uma altura da camada limite atmosférica de aproximadamente 500 m às 03 HL (27^a hora de simulação). O experimento COMRES (Fig. 6.17a) novamente mostra uma atmosfera estratificada e estável.

Nota-se que as temperaturas e a altura da CLA observadas são inferiores às obtidas pelo modelo, pois o modelo é incapaz de simular a chegada de ar mais frio e mais úmido, uma

vez que o modelo atmosférico utiliza a condição de contorno de zero gradiente nas fronteiras laterais.

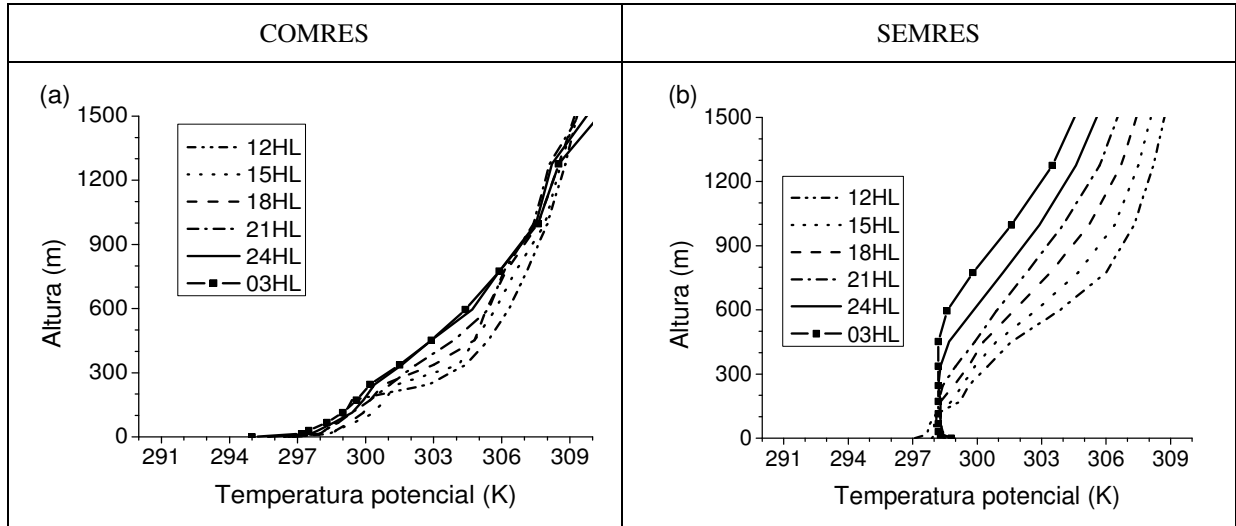


Figura 6.17: Perfis verticais de temperatura potencial do ar, sobre o ponto “C”, para o experimento (a) COMRES e (b) SEMRES.

6.2 Situação de inverno

Nesta seção são apresentados dois experimentos simulando as condições iniciais típicas do inverno da região de Cabo Frio. O primeiro deles simula a interrupção do padrão de ressurgência costeira, chamado INVSEM, e o segundo simula a situação favorável à ressurgência, chamado INVCOM. A única diferença nas condições iniciais do modelo acoplado é a direção do vento, de NE para o experimento INVCOM e de SW para o experimento INVSEM.

6.2.1 Condições iniciais para os experimentos de inverno

O campo de TSM inicial utilizado está representado na Fig. 5.11 (Seção 5.2.3) e é um campo com temperaturas mais próximas às medidas por Dourado e Oliveira (2001) no dia

07/07/1992 (Fig. 3.10 da seção 3.4). Para o modelo atmosférico, o dia do ano escolhido foi o dia 181 (30 de junho) que é representativo do inverno. No primeiro nível vertical do modelo a velocidade do vento é zero e nos demais níveis o vento horizontal tem o mesmo valor do vento inicial, ou seja, 5 ms⁻¹ e direção de NE para o experimento INVCOM e de SW para o experimento INVSEM. O valor da intensidade do vento foi aproximado das médias calculadas para o vento (Seção 3.1) da série de dados da bóia meteorológica do projeto DEPROAS (4,9 de NE e 5,2 ms⁻¹ de SW). A velocidade inicial do vento vertical foi considerada nula em todos os pontos de grade.

A umidade específica inicial usada no primeiro nível do modelo é de 12,8 g kg⁻¹, pois esse é o valor aproximado (transformado de razão de mistura para umidade específica) obtido pelas sondagens feitas por Dourado e Oliveira (2001) no dia 07/07/1992 (Fig.3.10b – seção 3.4). Para os demais níveis, o programa inicializa a umidade através de um perfil logarítmico. O campo inicial de temperatura potencial é horizontalmente homogêneo e segue o perfil vertical (Fig. 6.18) representativo da sondagem feita por Dourado e Oliveira (2001) à 01 HL 49 do dia 07/07/1992 (Fig.3.10a da seção 3.4).

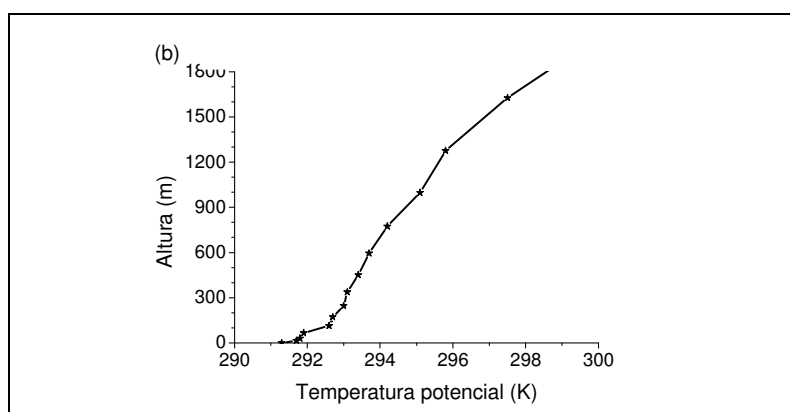


Figura 6.18: Perfil vertical inicial de temperatura potencial utilizado nas simulações do modelo TVM-NH para os experimentos INVCOM e INVSEM.

6.2.2 Altura da camada limite atmosférica

São apresentados os resultados sobre o ponto “C” da Fig. 4.2, por ser um ponto próximo ao lugar onde foram realizadas as sondagens de Dourado e Oliveira (2001), sobre o oceano. Essas sondagens são as únicas disponíveis sobre o oceano na região de Cabo Frio. Dourado e Oliveira (2001) observaram, durante um evento de passagem de uma frente fria em Cabo Frio, no inverno de 1992 (Fig. 3.10a), um aumento da CLA, que produziu uma altura máxima de aproximadamente 1000 m de altura às 20 HL e 46 minutos.

Os perfis verticais de temperatura potencial do experimento INVSEM (Fig. 6.19a) mostram um aumento, com o tempo, da temperatura em superfície e diminuição da temperatura em altitude o que provoca a diminuição da estabilidade estática da atmosfera. Mesmo assim, observa-se uma camada limite atmosférica às 21 HL para o experimento com uma altura semelhante à observada nas sondagens. Comparando-se com as observações (Fig. 6.19b), a atmosfera atinge maiores valores de temperatura potencial no experimento INVSEM, pois o modelo não reproduz a chegada de uma massa de ar mais fria, como acontece na situação real.

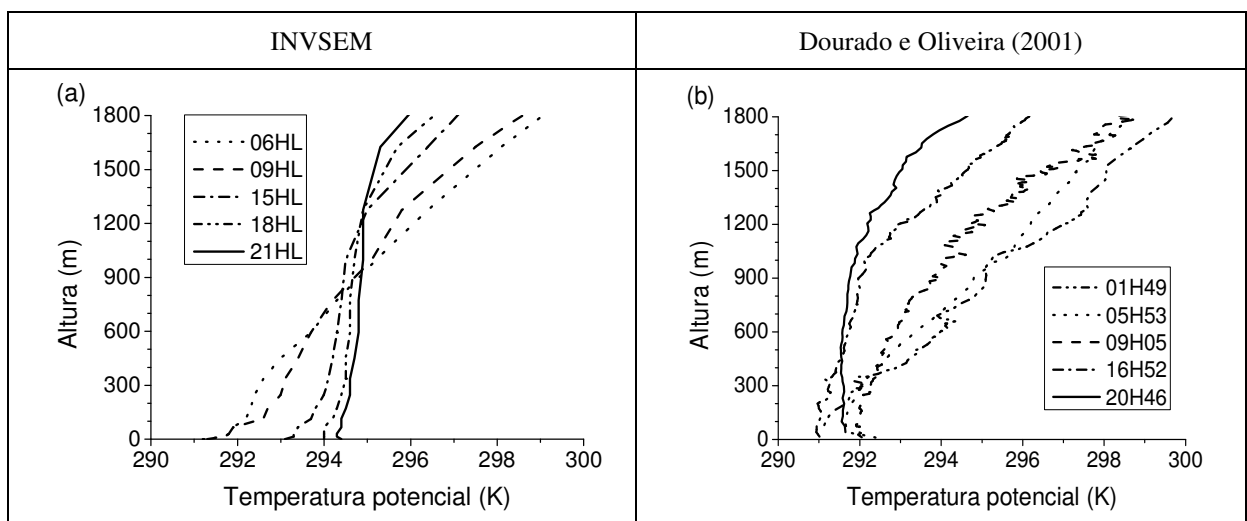


Figura 6.19: Perfis verticais de temperatura potencial do ar (a) para o experimento INVSEM sobre o ponto “C” e (b) observados por Dourado e Oliveira (2001) em 07/07/1992.

Em relação à razão de mistura, os perfis gerados pelo modelo (Fig. 6.20a) e os observados (Fig. 6.20b) são semelhantes, mas percebe-se que no perfil observado a razão de mistura diminui com o tempo, enquanto no experimento ela aumenta. Provavelmente isso ocorre porque a frente fria trouxe ar mais seco para o ponto onde foram feitas as sondagens, enquanto o modelo não é capaz de reproduzir essa característica. Além disso, como para o modelo a razão de mistura em superfície é função da TSM, e a TSM para o experimento aumenta mais rapidamente que a observada, a razão de mistura do modelo tende a aumentar com o tempo.

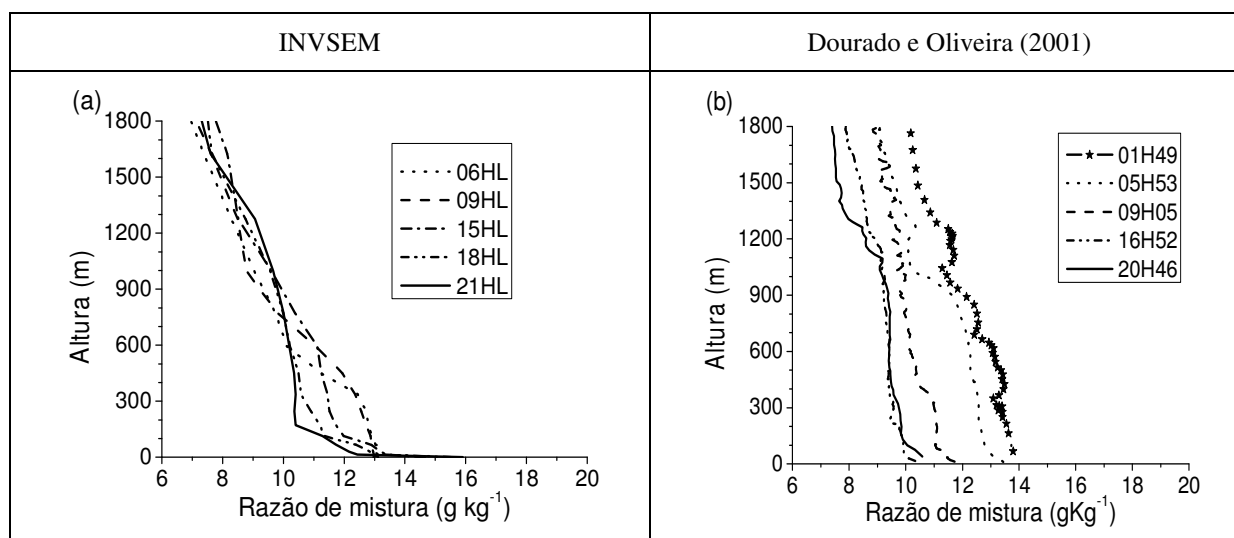


Figura 6.20: Perfis verticais de temperatura potencial (a) para o experimento INVSEM sobre o ponto “C” da Fig. 4.2 e (b) observados por Dourado e Oliveira (2001) em 07/07/1992.

Observando-se o fluxo de calor sensível produzido pelo modelo (Fig. 6.21a), vemos que ele não atinge valores muito altos, devido provavelmente ao aumento da temperatura da atmosfera associado ao aumento da TSM (Fig. 6.21b). Dessa forma, o fluxo de calor sensível não parece ser a principal causa do crescimento da camada limite atmosférica no experimento INVSEM.

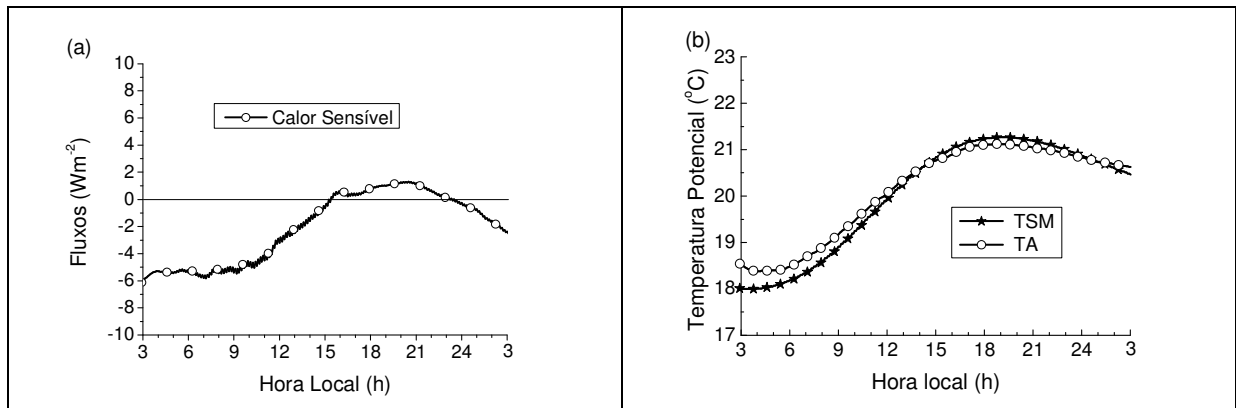


Figura 6.21: Séries temporais de (a) fluxo de calor sensível e (b) TSM e temperatura do ar a 15 m de altura (TA) para o experimento INVSEM, sobre o ponto “C”.

Analisando o campo de TSM às 15 HL do experimento INVSEM (Fig. 6.22), percebe-se que a ressurgência produz menores valores de TSM próximo à costa. Em direção ao largo, esses valores aumentam cerca de 4 °C. Dessa maneira, o maior gradiente inicial de temperatura entre a atmosfera e o oceano ocorre na região sul do domínio, provocando assim, nessa região, um fluxo de calor sensível maior que o apresentado no ponto “C”, conforme pode ser observado na Fig. 6.23a para o ponto “D”.

O vento inicial é de SW e transporta as características da atmosfera que está na região sudoeste do domínio para o norte. Assim, ar com maior temperatura é trazido do ponto “D” em direção ao ponto “C” (Fig. 6.23b). Além disso, como o fluxo de calor sensível no ponto “D” é maior, nesse ponto a estabilidade da atmosfera diminui e é gerada uma camada limite atmosférica mais alta.

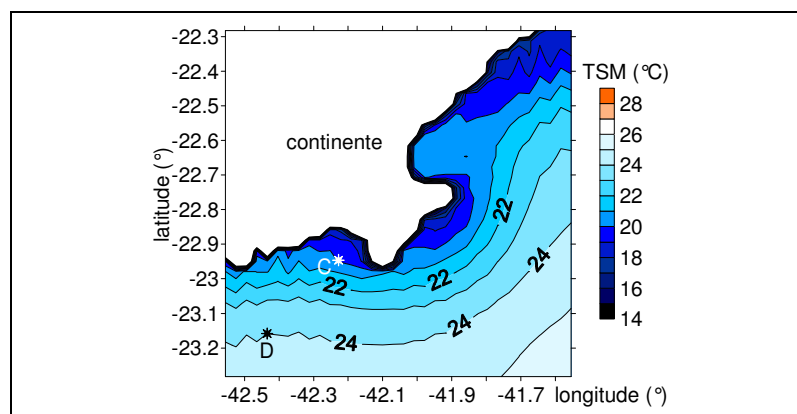


Figura 6.22: Campo de TSM às 15HL para o experimento INVSEM. Os pontos “C” e “D” são utilizados na análise dos experimentos.

A Fig. 6.24 apresenta o campo da altura da CLA e o campo de vento a 15 m de altura, gerados pelo modelo no experimento INVSEM, às 15 HL (Fig. 6.24a) e às 21 HL (6.24b). Nota-se que, como esperado, a altura da CLA é maior sobre o oceano na parte sul do domínio às 15 HL e diminui na parte nordeste, onde a TSM é menor.

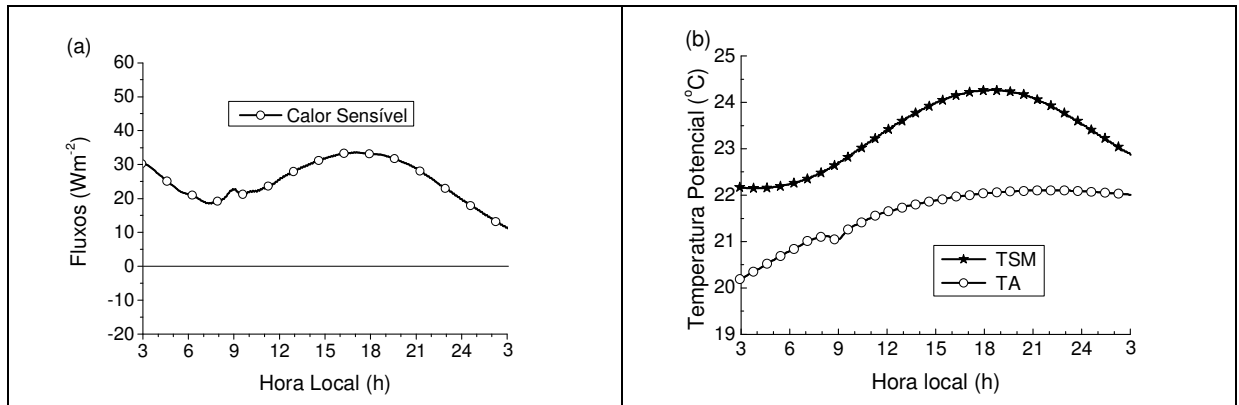


Figura 6.23: Séries temporais de (a) fluxo de calor sensível e (b) TSM e temperatura do ar a 15 m de altura (TA) para o experimento INVSEM sobre o ponto “D”.

Às 21 HL, a altura da CLA sobre o oceano aumenta em quase todo o domínio. Sobre o continente a altura é maior às 15 HL e diminui às 21HL.

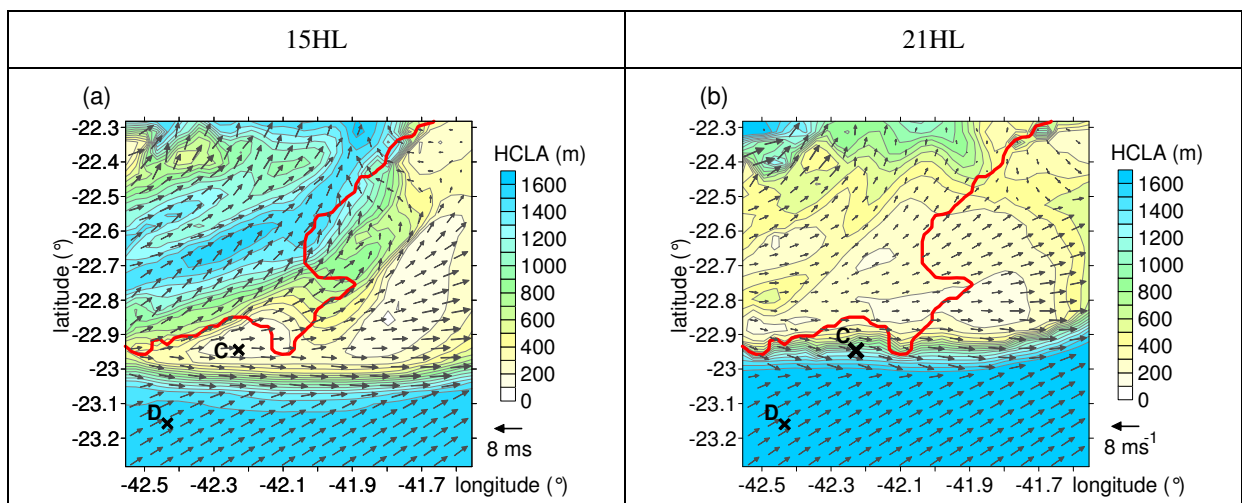


Figura 6.24: Campos de altura da CLA e vento a 15 m de altura para o experimento INVSEM (a) às 15HL e (b) às 21HL. Em vermelho a linha de costa.

Pode-se perceber que a altura da CLA e, conseqüentemente, a turbulência, são advectadas da região sudoeste para a região nordeste do domínio. Percebe-se que onde há o maior gradiente horizontal da altura da CLA sobre o oceano (por volta da latitude de 23° S) o vento tem direção primordialmente zonal (de oeste), pois nessa região há um gradiente horizontal da TSM intenso, o que causa uma divergência da circulação atmosférica na região onde a TSM é menor (parte nordeste do domínio e logo a norte do cabo) e uma convergência na faixa dessa latitude.

Considerando a situação com ressurgência (experimento INVCOM), percebe-se que o crescimento da CLA é limitado (Fig. 6.25), alcançando valores consideravelmente mais baixos em quase todo o domínio do que para o experimento INVSEM. Observa-se um crescimento maior na região sudeste do domínio, sobre o oceano, que acontece porque os valores de TSM nessa região não são tão baixos (Fig. 6.26a) e o perfil de temperatura potencial da atmosfera é homogêneo horizontalmente (Fig. 6.18), levando a uma maior diferença entre a temperatura inicial do ar a 15 m de altura e a TSM inicial nessa região. Isso provoca um fluxo de calor sensível positivo e produção térmica de turbulência.

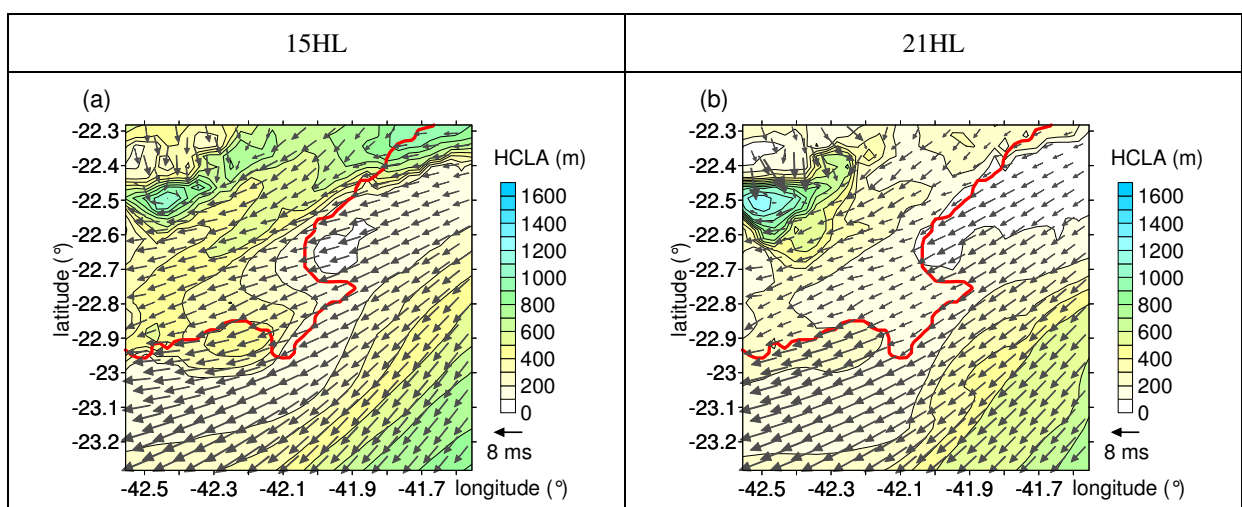


Figura 6.25: Campos de altura da CLA (HCLA) e vento a 15 m de altura para o experimento INVCOM (a) às 15HL e (b) às 21HL. Em vermelho a linha de costa.

6.3 Brisa terrestre

A brisa terrestre, circulação semelhante à brisa marítima que ocorre à noite, quando o gradiente térmico horizontal se inverte, ou seja, o ar sobre o continente fica mais frio que o ar sobre o oceano, não é uma circulação frequente na região de Cabo Frio. Observando os campos de temperatura do ar e vento a 15 m de altura às 03 HL (27ª hora de simulação – Fig. 6.26), nota-se que quando há a presença do fenômeno de ressurgência, tanto no inverno (experimento INVCOM) quanto no verão (COMRES), o gradiente térmico horizontal não chega a se inverter, e conseqüentemente não há circulação de brisa terrestre.

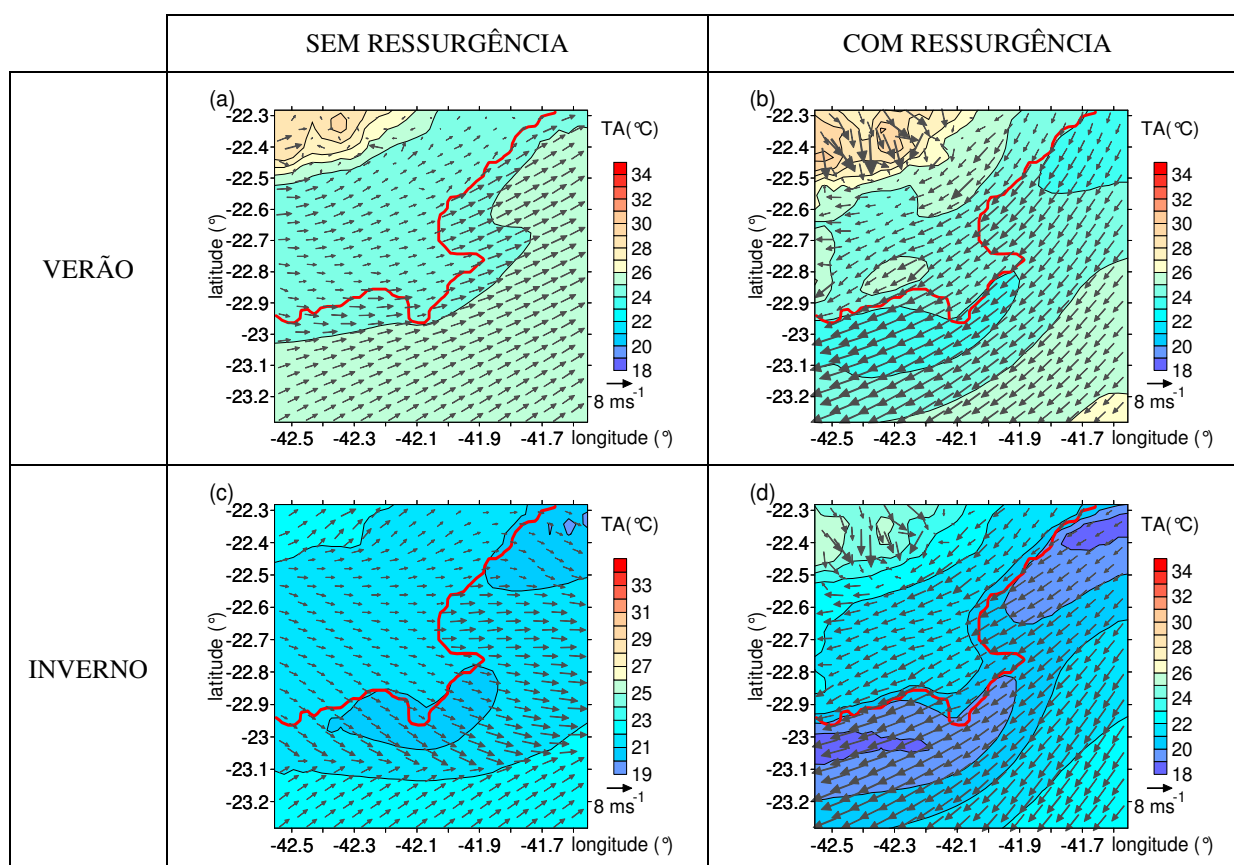


Figura 6.26: Campo de temperatura do ar (TA) e vento a 15 m de altura às 03 HL (27ª hora de simulação) para o experimento (a) SEMRES, (b) COMRES, (c) INVSEM e (d) INVCOM.

Na ausência de ressurgência no verão (experimento SEMRES) há ligeira mudança de direção do vento na região oeste do domínio, sobre o oceano próximo à costa, e há a inversão

do gradiente térmico horizontal. Já no inverno (experimento INVSEM), a inversão do gradiente não ocorre, mas há uma circulação de noroeste característica da brisa terrestre sobre o continente, embora tenha baixa intensidade. Sobre o oceano há uma circulação de oeste que parece ser causada pelo gradiente térmico horizontal que há sobre o oceano.

6.4 Circulação oceânica

Os campos iniciais de TSM e de correntes oceânicas para os experimentos COMRES, SEMRES, INVCOM e INVSEM estão apresentados na Fig. 6.27. Os valores de corrente são menores para os experimentos de verão, pois o campo de TSM inicial foi gerado com um campo de vento de 6 ms^{-1} , enquanto que, para os experimentos de inverno, o campo inicial de TSM foi gerado com um campo de vento de 8 ms^{-1} . A intensidade do vento para os experimentos de inverno foi escolhida com a finalidade de gerar um campo inicial de TSM com valores mais baixos e mais típicos do inverno, para que não gerem uma diferença muito grande entre a TSM e a temperatura do ar utilizada, segundo o perfil apresentado na Fig. 6.18.

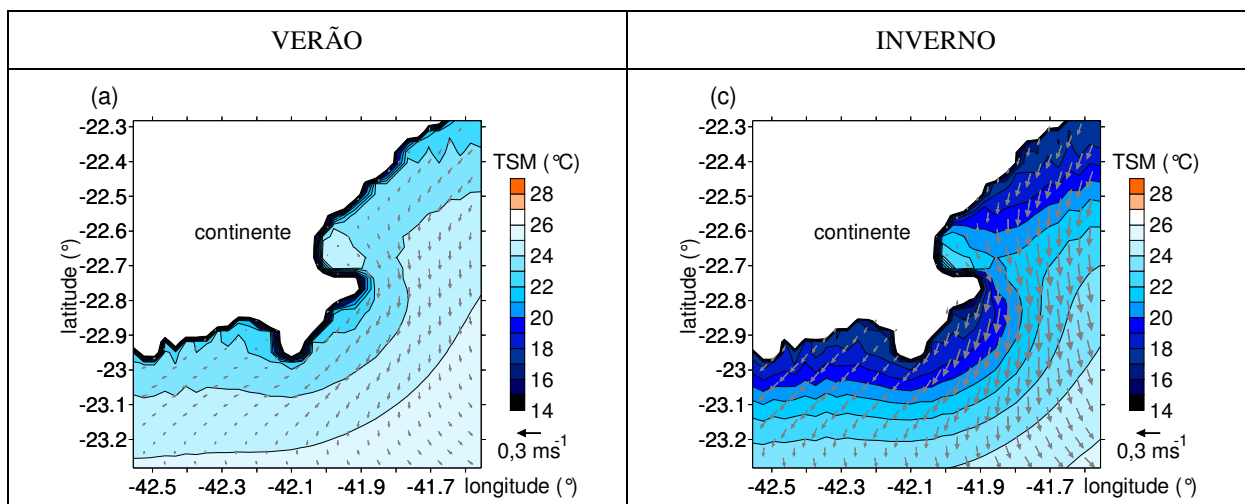


Figura 6.27: Campos iniciais de TSM e corrente oceânica para o experimento (a) SEMRES e COMRES e (b) INVSEM e INVCOM.

Os experimentos de verão possuem valores de TSM mais altos, pois foram inicializados com um campo de TSM com valores mais altos do que os experimentos de inverno (Fig. 6.27).

Os experimentos com ressurgência apresentam menores valores de TSM comparados aos experimentos sem ressurgência do mesmo período, pois o campo de vento desses experimentos é favorável à ressurgência. A direção das correntes oceânicas nos experimentos COMRES e INVCOM é principalmente de NE.

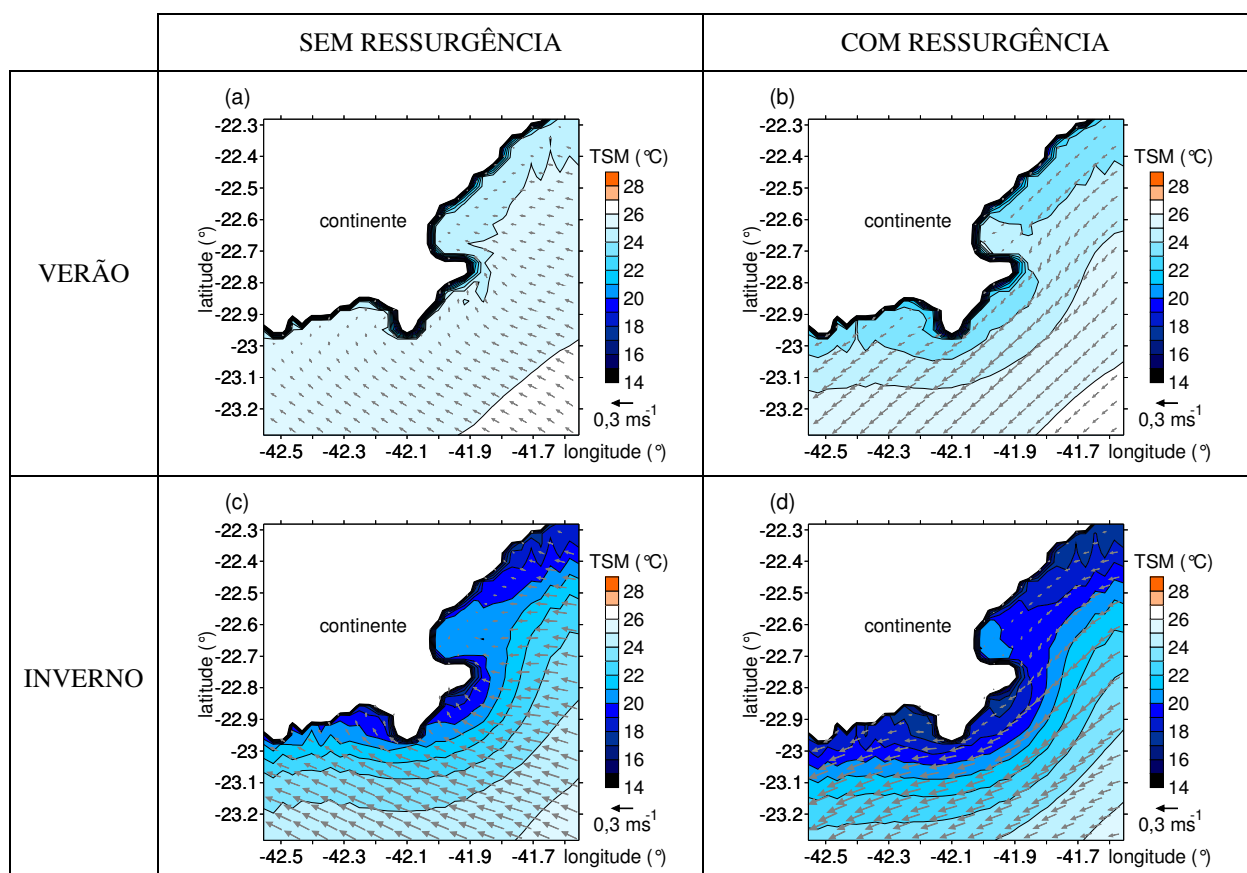


Figura 6.28: Campos de TSM e corrente oceânica às 15 HL para o experimento (a) SEMRES, (b) COMRES, (c) INVSEM e (d) INVCOM.

Para os experimentos SEMRES e INVSEM, as correntes oceânicas têm direção do largo para a costa (de SW), indicando o transporte de Ekman na direção da costa, que provoca a subsidência das águas superficiais e inibe a ressurgência costeira. Por isso, os valores de

TSM do experimento INVSEM são maiores que do experimento INVCOM e do experimento SEMRES são maiores que do experimento COMRES.

7 Discussão e Conclusão

De acordo com a análise dos dados disponíveis para a região de Cabo Frio, a ressurgência costeira é o padrão predominante na circulação oceânica da região. Em média, 46,6% das medidas de temperatura da superfície do mar feitas pela DHN da Marinha do Brasil apresentam temperaturas inferiores a 20°C. Isso acontece devido à predominância dos ventos de NE (média anual de aproximadamente 56%, com velocidade média de 5,6 ms⁻¹), favoráveis à ressurgência, gerados pela presença do centro de alta pressão do Atlântico Sul, que é um sistema semipermanente. Esse padrão é menos frequente nos meses de inverno, mas mesmo nessa estação o valor médio de temperatura da superfície do mar é baixo (cerca de 21°C). Devido aos baixos valores de temperatura da superfície do mar e à circulação de brisa marítima, a estabilidade estática da atmosfera é alta, e a camada limite atmosférica não atinge grandes alturas, conforme mostrado pelas sondagens realizadas por Oda (1997).

Esse padrão é interrompido durante a passagem de frentes frias pela região. As frentes frias alteram a direção do vento para SW, interrompendo o fenômeno de ressurgência, provocando o aumento dos valores de temperatura da superfície do mar, e trazendo uma massa de ar com diferentes características. Esse fenômeno é mais frequente durante o inverno e causa o aumento da instabilidade da atmosfera, provocando o crescimento tanto da camada limite atmosférica quanto da camada limite oceânica, como mostrado pelos experimentos realizados por Dourado e Oliveira (2001).

As sondagens realizadas por Oda (1997) apresentaram um jato de baixos níveis, tanto na presença da ressurgência costeira quanto na sua ausência.

O modelo oceânico desenvolvido neste trabalho mostrou ser capaz de representar a resposta do oceano à forçante do vento, que é a principal forçante atmosférica em Cabo Frio. A condição de contorno utilizada apresentou pouca reflexão nas fronteiras provando ser

adequada para os experimentos realizados. Além disso, a distribuição espacial da temperatura da superfície do mar gerada pelo modelo mostrou ser uma boa representação das observações feitas por satélite.

Um importante resultado produzido pelo acoplamento dos modelos é que a circulação de brisa marítima, por variar a direção do vento predominante de NE, tornando-o mais de E, aumenta a intensidade da ressurgência. Esse resultado está de acordo com o estudo de Franchito et al. (1998).

Foi observado também que o acoplamento dos modelos produz resultados mais parecidos com as observações, principalmente em relação à razão de mistura, comprovando que é uma ferramenta mais precisa do que a utilização de modelos desacoplados.

No estudo sobre a brisa marítima em Cabo Frio e a influência da ressurgência sobre a mesma, foi verificado que a ressurgência não tem impacto significativo sobre a brisa, em concordância com a publicação de Mizzi e Pielke (1984), mas discordando do estudo de Franchito et al. (1998).

Os campos de vento gerados pelo experimento com ressurgência não apresentaram diferença significativa em relação ao experimento sem ressurgência, apesar do gradiente térmico horizontal entre o ar sobre o continente e o ar sobre o oceano ser maior no experimento com ressurgência. Os resultados mostram que, com a circulação de brisa, o ar marinho é transportado para o continente, diminuindo gradativamente o gradiente térmico horizontal. Além disso, a chegada do ar marinho sobre o continente aumenta a estabilidade atmosférica, o que impede a intensificação da circulação de brisa marítima. Esses resultados estão de acordo com Mizzi e Pielke (1984).

Uma vez que a ressurgência não intensifica a brisa marítima, não foi comprovada a existência de uma retroalimentação positiva entre a ressurgência costeira e a brisa marítima na região de Cabo Frio.

A circulação de retorno da brisa foi verificada apenas no caso em que a brisa marítima tem direção leste-oeste, para os experimentos com topografia. Nesses casos, a circulação de retorno se deu logo acima da camada limite atmosférica que, para os experimentos realizados, atingiu no máximo 300 m de altura. Nos outros casos, para os experimentos com topografia, a circulação de retorno foi inibida pelo efeito topográfico e, para os experimentos sem topografia, a circulação de brisa é pouco intensa, formando uma circulação de retorno ainda menos intensa ou praticamente inexistente. Os resultados também mostraram que a circulação de brisa fica sempre confinada dentro da camada limite atmosférica e, portanto, de acordo com Mizzi e Pielke (1984).

Quando um campo temporal e espacialmente homogêneo de temperatura da superfície do mar foi utilizado para representar um evento de ressurgência, a brisa foi ligeiramente intensificada, e talvez seja essa a razão de alguns estudos apontarem que a ressurgência intensifica a brisa marítima em Cabo Frio. Isso significa que a utilização de um campo homogêneo de temperatura da superfície do mar para o estudo da ressurgência leva a uma circulação de brisa mais intensa do que a observada quando a distribuição espacial de temperatura da superfície do mar é mais realística, pois o campo homogêneo gera apenas a força gradiente de pressão com direção do oceano para o continente, enquanto um campo não homogêneo, como o observado na região de Cabo Frio, gera também uma força gradiente de pressão direcionada das águas com temperatura da superfície do mar mais fria, próximas à costa, para as águas com temperatura da superfície do mar mais quente, afastadas da costa.

Os resultados evidenciaram também a complexidade da circulação de brisa marítima em Cabo Frio causada pela direção da linha de costa e pela topografia. Com a abrupta mudança de direção da linha de costa (devido ao cabo), são observadas circulações de brisa em diferentes direções ao longo do domínio.

A utilização de diferentes tipos de cobertura do solo não alterou significativamente os resultados e, portanto, conclui-se que a cobertura do solo tem um papel menor na circulação atmosférica em Cabo Frio, podendo ser negligenciada nos estudos numéricos de meso escala na região de Cabo Frio.

Já a topografia tem considerável influência sobre a circulação atmosférica da região. Tanto na situação com ressurgência como na situação sem ressurgência, os resultados apresentaram a formação de um jato de baixos níveis, com máximo a aproximadamente 300 m de altura, que não aparece nos experimentos que consideram a topografia plana, e que coincidem com os jatos observados por Oda (1997) em suas sondagens.

Na situação com ressurgência, a topografia acelera o vento na direção de NE e, como ventos de NE são favoráveis à ressurgência, pode-se concluir que, indiretamente, a topografia da região de Cabo Frio intensifica a ressurgência.

De acordo com a análise dos perfis verticais de temperatura potencial e vento, conclui-se que os jatos não ocorrerem apenas como resposta à força gradiente de pressão causada pelo gradiente térmico a uma mesma altura, pois, em alguns casos, uma ou ambas as componentes do vento são forçadas com sentido oposto ao da força gradiente de pressão. Os jatos podem ter contribuição da oscilação inercial, pois o período inercial para Cabo Frio é de aproximadamente 30 horas, o que significa que sua influência passa a ser importante após 15 horas (metade do período inercial), ou seja, no fim da noite. Karam (2002) encontrou influência da oscilação inercial nos jatos de baixos níveis noturnos em Iperó, que tem latitude de 23°21' S, e, portanto, tem um período inercial semelhante ao de Cabo Frio. Porém os jatos encontrados em Cabo Frio ocorrem também durante o dia, ou seja, não são noturnos e, portanto, a oscilação inercial não é o fator responsável por seu surgimento. Esse resultado é contrário ao afirmado por Oda (1997). Outra indicação de que os jatos não são gerados pela

oscilação inercial é a ausência dos mesmos na situação com topografia plana, o que leva à conclusão de que os jatos são causados pela topografia da região.

Dessa maneira, os mecanismos responsáveis pela formação dos jatos de baixos níveis na região que foram verificados numericamente são a circulação de brisa marítima e os efeitos topográficos. Observando a Fig. 7.1, que mostra o campo do vento a 246 m de altura (altura próxima ao máximo do jato observado por Oda, 1997), sobreposto à altura da topografia para as situações com ressurgência (Fig. 7.1a) e sem ressurgência (7.1b), pode-se perceber que as circulações são direcionadas de acordo com o relevo, principalmente no extremo noroeste do domínio.

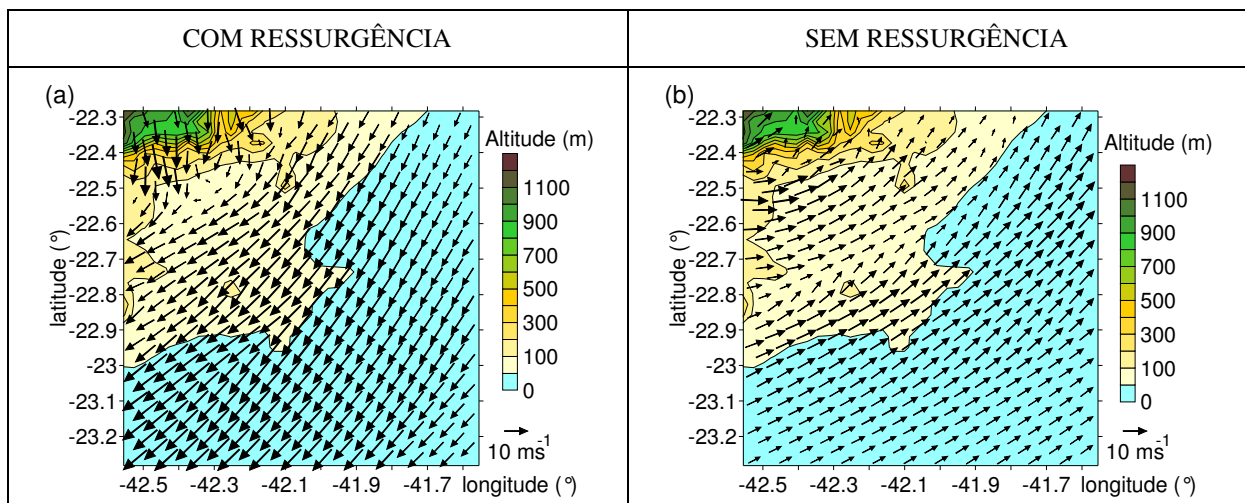


Figura 7.1: Topografia e campo de vento a 246 m de altura às 15HL para a situação (a) com ressurgência e (b) sem ressurgência.

Outro resultado interessante é que a atmosfera sobre o continente quando a topografia é considerada plana é menos estável que quando é utilizada a topografia realística, de onde se conclui que a topografia provoca o aumento da estabilidade da atmosfera nessa região.

Estes resultados mostram que a topografia da região é fator determinante na circulação atmosférica e é importante também no surgimento e intensidade do fenômeno de ressurgência costeira em Cabo Frio.

Tanto durante o verão quanto durante o inverno, a situação com ressurgência e vento inicial de NE produz uma atmosfera bastante estável, com baixas alturas da camada limite atmosférica. Esse resultado é devido ao transporte do ar marinho para o continente, causado pelos efeitos conjuntos da brisa marítima e do vento predominante, somado à diminuição dos valores de temperatura da superfície do mar com o tempo, uma vez que essa situação é favorável à ressurgência.

A situação de interrupção da ressurgência, com vento inicial de SW, produz, tanto no verão quanto no inverno, uma atmosfera consideravelmente mais instável que a produzida na situação favorável à ressurgência. Isso acontece porque nessa situação os valores de temperatura da superfície do mar aumentam com o tempo e a direção inicial do vento inibe a formação de brisa em quase toda a linha de costa, transportando ar continental sobre o ar marinho. Além disso, essa direção de vento inicial proporciona o transporte da altura da camada limite atmosférica da região de estudo para o nordeste, diminuindo a estabilidade atmosférica de toda a região.

Em comparação ao verão, a situação da atmosfera sem ressurgência costeira é ainda mais instável no inverno. Isso se deve ao fato da atmosfera no inverno ter menores temperaturas e provocar um maior gradiente térmico vertical entre a temperatura do ar e a temperatura da superfície do mar quando a temperatura da superfície do mar aumenta.

A circulação oceânica apresentou concordância com a teoria da ressurgência e da interrupção da ressurgência, tanto no verão quanto no inverno, sendo que nos casos sem ressurgência, as correntes se dirigem à costa, enquanto nos casos com ressurgência, o transporte de Ekman é para longe da costa e eventualmente as correntes têm a mesma direção do vento. Nos experimentos de inverno as correntes oceânicas são mais intensas que nos experimentos de verão, pois foram geradas por ventos iniciais mais intensos.

A brisa terrestre foi verificada apenas no experimento sem ressurgência durante o inverno. Nos demais experimentos, o gradiente térmico horizontal entre o ar sobre o continente e o ar sobre o oceano não chega a se inverter, ou o vento predominante inibe a formação da brisa terrestre.

Em resumo, (i) não foi verificada a retroalimentação positiva entre a ressurgência costeira e a brisa marítima, (ii) a topografia da região é fator determinante na circulação atmosférica da região e indiretamente influencia o fenômeno de ressurgência costeira, devendo ser considerada em estudos sobre as circulações atmosférica e oceânica da região, (iii) a cobertura do solo possui papel menor na circulação atmosférica da região de estudo e (iv) a estabilidade estática atmosférica da região de Cabo Frio é afetada tanto pelo vento predominante quanto pela variação temporal e espacial da temperatura da superfície do mar, sendo que o acoplamento dos modelos é um instrumento importante para o estudo numérico das características da camada limite atmosférica da região.

Referências

- Alcântara, C. R. e Souza, E. P., 2008: Uma teoria termodinâmica para brisas: teste utilizando simulações numéricas, *Rev. Bras. Meteorol.*, vol. 23, p. 1-11.
- Amor, C. C., 2004: Intrusões da Água Central do Atlântico Sul sobre a Plataforma Continental situada entre a Ilha de São Sebastião (SP) e o Cabo de São Tomé (RJ), tese de Doutorado, Instituto Oceanográfico da Universidade de São Paulo, São Paulo, 254 pp.
- Bastin, S. e Drobinski, P., 2006: Sea Breeze Induced Mass Transport over Complex Terrain in Southeastern France: A Case Study, *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, vol. 132, p. 405–423.
- Bouchlaghem, K., Mansour, F. B. S. e Elouragini, S., 2007: Impact of a sea breeze event on air pollution at the Eastern Tunisian Coast, *Atmos. Res.*, vol. 86, p. 162–172.
- Bornstein, R. D., 1975: The two-dimensional URBMET Urban Boundary Layer Model, *J. Appl. Meteorol.*, vol. 14, p. 1459-1477.
- Bornstein, R. D., Thunis, P., Grossi, P. e Schayes, G., 1996: Topographic Vorticity-Mode Mesoscale- β (TVM) Model. Part II: Evaluation, *J. Appl. Meteorol.*, vol. 35, p. 1824-1834.
- Campos, E. J. D., Gonçalves, J. E., Ikeda, Y., 1995: Water mass characteristics and geostrophic circulation in the South Brazil Bight: summer of 1991, *J. Geophys. Res.*, vol. 100 (C9), p. 18537-18550.
- Carbonel, C. A. A. H., 1998: Modelling of upwelling in the coastal area of Cabo Frio, *Rev. Bras. Oceanogr.*, vol. 46 (1), p. 1-17.
- Carbonel, C. A. A. H. e Valentin, J. L., 1999: Numerical modelling of phytoplankton bloom in the upwelling ecosystem of Cabo Frio (Brasil), *Ecol. Modell.*, vol. 116, p. 135-148.
- Carbonel, C. A. A. H., 2003: Modelling of upwelling-downwelling cycles caused by variable wind in a very sensitive coastal system, *Cont. Shelf Res.*, vol. 23, p. 1559-1578.

- Castro, B. M., 1996: Correntes e massas de água na Plataforma Continental Norte de São Paulo, tese de Livre Docência, Instituto Oceanográfico da Universidade de São Paulo, São Paulo, 194 pp.
- Clappier, A., Martilli, A., Grossi, P., Thunis, P., Pasi, F., Krueger, B. C., Calpini, B., Graziani, G. e Van Den Bergh, H., 2000: Effect of Sea Breeze on Air Pollution in the Greater Athens Area. Part I: numerical simulations and field observations, *J. Appl. Meteorol.*, vol. 39(4), p. 546-562.
- Deardorff, J. W., 1978: Efficient prediction of ground surface temperature and moisture with inclusion of a layer of vegetation, *J. Geophys. Res.*, vol. 83 C4, p. 1889-1903.
- Diniz, A. G., Hamacher, C., Wagener, A.L.R., e Rodriguez-Gonzalez, E., 2003: Is copper inhibiting factor for primary production in the upwelling waters of Cabo Frio, *J. Braz. Chem. Soc.*, vol. 14(5), p. 815-821.
- Dourado, M. e Oliveira, A. P., 2001: Observational description of the atmospheric and oceanic boundary layer over the Atlantic Ocean, *Rev. Bras. Oceanogr.*, vol. 49(1/2), p. 49-59.
- Dourado, M.S. e Oliveira, A.P., 2008: A numerical investigation of the atmosphere-ocean thermal contrast over the coastal upwelling region of Cabo Frio, Brazil , *Atmosfera*, vol. 21(1), p. 13-34.
- Fairall, C. W., Bradley, E. F., Godfrey, J. S., Wick, J. B., Edson, J. B. e Young, G. S., 1996a: Cool-skin and warm-layer effects on sea surface temperature, *J. Geophys. Res.*, vol. 101 (C1), p. 1295-1308.
- Fairall, C. W., Bradley, E. F., Rogers, D. P., Edson, J. B. e Young, G. S., 1996b: Bulk parameterization of air-sea fluxes for Tropical Ocean-Global Atmosphere Coupled-Ocean Atmosphere Response Experiment, *J. Geophys. Res.*, vol. 101 (C2), p. 3747-3764.

- Fairall, C. W., Bradley, E. F., Hare, J. E., Grachev, A. A. e Edson, J. B., 2003: Bulk parameterization of air-sea fluxes: updates and verification for the COARE algorithm, *J. Clim.*, vol. 16, p. 571-591.
- Franchito, S. H., Rao, V. B., Stech, J. L. e Lorenzetti, J. A., 1998: The effect of coastal upwelling on the sea-breeze circulation at Cabo Frio, Brazil: a numerical experiment, *Ann. Geophys.*, vol. 16, p. 866-881.
- Franchito, S. H., Rao, V. B., Oda, T. O. e Conforte, J. C., 2007: An observational study of the evolution of the atmospheric boundary-layer over Cabo Frio, Brazil, *Ann. Geophys.*, vol. 25, p. 1735-1744.
- Franchito, S. H., Oda, T. O., Rao, V. B. e Kayano, M. T., 2008: Interaction between coastal upwelling and local winds at Cabo Frio, Brazil: an observational study, *J. Appl. Meteorol. Climatol.*, vol. 47, p. 1590-1598.
- Gilliam, R. C., Raman, S. e Niyogi, D. D. S., 2004: Observational and numerical study on the influence of large-scale flow directions and coastline shape on sea-breeze evolution, *Boundary – Layer Meteorol.*, vol. 111, p. 275-300.
- Guimarães, M. A., Paiva, A. M. e Coutinho, R., 2005: Modeling *Ulva* spp. dynamics in a tropical upwelling region, *Ecol. Modell.*, vol. 188, (2-4), p. 448-460.
- Ikeda, Y., Miranda, L. B. de e Rock, N. J., 1974: Observations on stages of upwelling in the region of Cabo Frio (Brazil) as conducted by continuous surface temperature and salinity measurements, *Bol. Inst. Oceanogr.*, vol. 23, p. 33-46.
- Karam, H. A., 2002: Estudo Numérico dos Jatos de Baixos Níveis e suas Implicações na Dispersão de Poluentes no Estado de São Paulo, tese de Doutorado, Departamento de Ciências Atmosféricas, Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas. Universidade de São Paulo, São Paulo, 196 pp.

- Leite, J. R. B., 2005: Correntes na Plataforma Continental ao largo de Arraial do Cabo (RJ): medições com perfilador acústico (ADCP), dissertação de Mestrado, Instituto Oceanográfico da Universidade de São Paulo, São Paulo, 167 pp.
- Mahiques, M. M., Bicego, M. C., Silveira, I. C. A., Sousa, S. H. M., Lourenço, R. A. e Fukumoto, M. M., 2005: Modern sedimentation in the Cabo Frio upwelling system, Southeastern Brazilian Shelf, *An. Acad. Bras. Cienc.*, vol. 77, p. 535-548.
- Miller, S. T. K., Keim, B. D., Talbot, R. W. e Mao, H., 2003: Sea breeze: structure, forecasting and impacts, *Rev. Geophys.*, vol. 41,3, p. 1-1 a 1-31.
- Miranda, L. B., 1982: Análise de massas da água de plataforma continental e da região oceânica adjacente: Cabo de São Tomé (RJ) e Ilha de São Sebastião (SP), tese de Livre Docência, Universidade de São Paulo, São Paulo, 123pp.
- Mizzi, A. P. e Pielke, R. A., 1984: A numerical study of the mesoscale atmospheric circulation observed during a coastal upwelling event on 23 august 1972. Part I: sensitivity studies, *Mon. Weather Rev.*, vol. 112, p. 76 – 90.
- Oda, T. O., 1997: Influencia da ressurgência costeira sobre a circulação local em Cabo Frio (RJ), dissertação de Mestrado em Meteorologia, INPE, 140 pp.
- Oliveira, A. P., 2003: Investigação da Camada Limite Planetária na Região de Iperó, tese de Livre Docência. Departamento de Ciências Atmosféricas, Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas. Universidade de São Paulo, São Paulo, 220 pp.
- Orgaz, M. D. M. e Fortes, J. L., 1998: Estudo das brisas costeiras na região de Aveiro, *Proceedings do 1^o Simpósio de Meteorologia e Geofísica Hispano Português*, Lagos, Portugal.
- Pereira, M. M. R., 2004: Estudo do Transporte Local de Poluentes em Iperó por meio de um Modelo Lagrangiano de Partículas, tese de Doutorado, Departamento de Ciências

- Atmosféricas, Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, São Paulo, 118 pp.
- Rodrigues, R. R., 1997: Um Estudo numérico da ressurgência costeira de Cabo Frio (RJ), dissertação de Mestrado, Universidade de São Paulo, São Paulo, 101 pp.
- Rodrigues, R. R. e Lorenzetti, J. A., 2001: A numerical study of the effects of bottom topography and coastline geometry on the Southeast Brazilian coastal upwelling, *Cont. Shelf Res.*, vol. 21, p. 371-394.
- Stivari, S. M. S., Oliveira, A. P., Karam, H. A. e Soares, J., 2003: Patterns of Local Circulation in the Itaipu Lake Area: Numerical Simulations of Lake Breeze, *J. Appl. Meteorol.*, vol. 42, p. 37 – 50.
- Talbot, C., Augustin, P., Leroy, C., Willart, V., Delbarre, H. e Khomenko, G., 2007: Impact of a sea breeze on the boundary-layer dynamics and the atmospheric stratification in a coastal area of the North Sea, *Boundary – Layer Meteorol.*, vol. 125, p.133–154.
- Thunis, P., 1995: Formulation and Evaluation of a Nonhydrostatic Vorticity Mesoscale Model, Ph.D thesis, Institut d’Astronomie et de Géophysique G. Lamaître, Université Catholique de Louvain, Louvain-la-Neuve, Belgium, 151 pp.
- Van Dongeren, A. R. e Svendsen, I. A., 1997: Absorbing-Generating Boundary Condition for Shallow Water Models, *J. of Waterw., Port, Coastal and Ocean Eng.*, November/December, p. 303-313.
- Verboom, G. K. e SLOB, A., 1984: Weakly reflective boundary conditions for two-dimensional shallow water flow problems, Delft Laboratory, Publication n° 322.