

O PAPEL DA ADVEÇÃO DE TEMPERATURA DO AR E A MODULAÇÃO LOCAL DE TSM NA ESTABILIDADE DA CAMADA LIMITE ATMOSFÉRICA MARINHA NO ATLÂNTICO SUDOESTE

Mylene Jaen Cabrera¹, Luciano Ponzi Pezzi², Marcelo Freitas Santini³ e Ueslei Adriano Sutil⁴

¹Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos, CPTEC/INPE

²Coordenação-Geral de Observação da Terra, OBT/INPE

³Sensoriamento Remoto, SERE/INPE

⁴Coordenação-Geral de Observação da Terra, OBT/INPE

Resumo

Com o objetivo de estudar os mecanismos dinâmicos e termodinâmicos na interface oceano-atmosfera responsáveis pela estabilidade da Camada Limite Atmosférica Marinha (CLAM), na região sudoeste do oceano Atlântico Sul, este trabalho utilizou o sistema de modelagem numérica acoplado regional *Coupled Ocean Atmosphere Wave Sediment Transport* (COAWST), com altíssima resolução espacial. A estabilidade e o desenvolvimento da CLAM foram analisados, considerando a modulação local da Temperatura da Superfície do Mar (TSM) e os padrões advectivos de temperatura do ar impostos pelas condições sinóticas atuantes. Para isso, foram selecionados dois estudos de caso, sob influência de condições pré-frontais e pós-frontais, sendo verificado que a CLAM foi modulada pela advecção de temperatura do ar, condicionada pelas situações sinóticas atmosféricas analisadas e pela TSM local respondendo ao mecanismo de mistura vertical, assim como foi observado em alguns casos um maior desenvolvimento da CLAM, associado com o incremento do vento em superfície. Na verificação do mecanismo de ajuste hidrostático não foi evidenciada a atuação do mesmo, situação provavelmente associada à influência de um padrão de vento de norte e de sul, respectivamente, sobre uma região onde as frentes térmicas oceânicas apresentaram orientação quase zonal.

Palavras-chave: Camada Limite Atmosférica Marinha; Atlântico Sudoeste; advecção de temperatura; modulação local de TSM; modelo COAWST

Abstract

In order to study the dynamical and thermodynamic mechanisms at the ocean-atmosphere interface, responsible for the stability of the Marine Atmospheric Boundary Layer (MABL), in the Atlantic Southwest, this work used the regional numerical modeling system *Coupled Ocean Atmosphere Wave Sediment Transport* (COAWST), with very high spatial resolution. The MABL stability and development were analyzed, considering the local modulation of the Sea Surface Temperature (SST) and advective patterns associated by synoptic conditions. Thus, two case studies were selected, influenced by pre-frontal and post-frontal conditions, has been verified that the MABL was modulated by air temperature advection, conditioned by atmospheric synoptic conditions and by local SST responding to the vertical mixing mechanism, as well as in some cases, a greater MABL development was associated with surface wind increment. The influence of the hydrostatic adjustment mechanism did not was verified, situation probably associated with the influence of a north and south wind pattern, respectively, in a region in which the observed oceanic thermal fronts were almost zonal oriented.

Keywords: Marine Atmospheric Boundary Layer; Southwest Atlantic; Temperature Advection; local modulation of the SST; COAWST model

1. Introdução

A região sudoeste do oceano Atlântico Sul é frequentemente influenciada por intensos ciclones extratropicais que afetam a dinâmica e termodinâmica da região. Estudos como o de Hoskins e Hodges (2005) mostram duas áreas de forte ciclogênese próximas as latitudes de 30°S e 45°S, sobre o continente sul americano e como os sistemas gerados nessas áreas afetam a referida região oceânica. Entretanto na região sudoeste do Atlântico Sul observa-se também a frente oceânica formada na região da Confluência Brasil-Malvinas (CBM) caracterizada pela presença de um forte gradiente térmico horizontal e vertical, como pode ser verificado no estudo de Pezzi et al. (2009), resultante do encontro das águas mais quentes e salinas da Corrente do Brasil (CB) com as águas mais frias e menos salinas, de origem subantártica, transportadas pela Corrente das Malvinas (CM).

Na região da CBM, diversos estudos tem sido realizados a fim de descrever os processos de interação oceano-atmosfera que acontecem na região. Dessa forma na literatura se citam como os principais mecanismos de modulação da camada limite atmosférica marinha (CLAM) em regiões de forte gradiente térmico oceânico, o mecanismo de ajuste hidrostático (LINDZEN; NIGAM, 1987) e o mecanismo de mistura vertical (WALLACE; MITCHELL; DESER, 1989). Dessa forma, segundo Wallace, Mitchell e Deser (1989), o mecanismo de mistura vertical sugere que o incremento dos fluxos de calor na direção oceano-atmosfera sobre águas quentes aumenta a flutuabilidade do ar e a turbulência na camada, aprofundando a CLAM e reduzindo o cisalhamento do vento na vertical. Esses processos induzem mudanças na estabilidade estática, gerando fortes ventos na superfície. Porém, sobre águas frias uma situação oposta é encontrada. Enquanto que, o mecanismo de ajuste hidrostático proposto por Lindzen e Nigam (1987) indica que, variações na temperatura da superfície do mar (TSM) induzem a variações da temperatura do ar na CLAM, criando um gradiente de pressão hidrostático que atua para modular os ventos em superfície. Assim, baixas pressões podem ser encontradas sobre águas mais quentes e altas pressões sobre águas mais frias, obtendo-se conseqüentemente, um deslocamento dos ventos em superfície para as regiões onde os valores de pressão são menores e a TSM é maior.

Deste modo, este trabalho visa ampliar os conhecimentos dos processos de interação oceano-atmosfera que atuam na região sudoeste do Atlântico Sul por meio de um sistema de modelagem numérica acoplado regional com altíssima resolução espacial (6 x 6 km na atmosfera, 9 x 9 km no oceano). Sendo objetivo do trabalho analisar o papel da advecção de temperatura do ar imposta por ciclones extratropicais que influenciam na região de estudo, assim como, a influencia da modulação local de temperatura superficial do mar na estabilidade da CLAM, realizando também uma verificação da atuação dos mecanismos de modulação citados anteriormente.

2. Materiais e métodos

No presente item é realizada uma descrição da simulação numérica, além de ser apresentada a metodologia utilizada para a análise dos processos que influenciam na estabilidade da CLAM. Assim, com o objetivo de realizar uma simulação realista dos processos de interação oceano-atmosfera estudados na região sudoeste do oceano Atlântico Sul foi utilizado o sistema de modelagem *Coupled Ocean Atmosphere Wave Sediment Transport* (COAWST) (WARNER et al., 2010), desenvolvido pelo *Woods Hole Coastal and Marine Science Center*. Sendo ativados dos componentes do sistema COAWST o modelo atmosférico *Weather Research and Forecasting* (WRF), empregando como núcleo dinâmico o *Advanced Research WRF* (ARW) (SKAMAROCK et al., 2005) e o modelo oceânico *Regional Ocean Modeling System* (ROMS) (SHCHEPETKIN; MCWILLIAMS, 2009).

Na geração das condições iniciais e de contorno utilizadas na simulação, para a atmosfera foram empregados os dados do *Climate Forecast System Version 2* (CFSv2) (SAHA et al., 2014), disponibilizados pelo *National Centers of Environmental Prediction* (NCEP). As variáveis utilizadas nos níveis verticais de pressão da atmosfera possuem uma resolução horizontal de 0.5° x 0.5°, sendo utilizados 39 níveis na vertical, enquanto que as variáveis de superfície apresentam resolução horizontal de aproximadamente 0.2° x 0.2°, para ambos a resolução temporal é de 6 horas. Entretanto, na geração das condições iniciais e de contorno oceânicas foram utilizados os dados do *Simple Ocean Data Assimilation* (SODA) versão 3.3.1 (CARTON; CHEPURIN; CHEN, 2018). Os dados do SODA3.3.1 podem ser acessados no site da *University of Maryland*. Dos dados disponibilizados,

no presente trabalho foram utilizados aqueles com resolução horizontal de $0.5^{\circ} \times 0.5^{\circ}$, 50 níveis na vertical e resolução temporal de 5 dias.

O domínio empregado na simulação numérica (para ambos os modelos WRF e ROMS), estende-se entre as latitudes de 5°S e 55°S e as longitudes de 70°O e 20°O , abrangendo a região sudoeste do oceano Atlântico Sul, conforme mostrado nas figuras 1a e 4a no item de resultados. O período de simulação foi de 20 dias, com início no dia 11 de outubro de 2014 (00 UTC) e concluindo no dia 31 de outubro de 2014 (18 UTC). A grade utilizada no modelo atmosférico WRF possui uma resolução horizontal de 6 km, 45 níveis na vertical, sendo utilizado um passo de integração de 20 s. Enquanto que, a grade configurada para o modelo oceânico ROMS tem uma resolução horizontal de 9 km, com 30 níveis na vertical. Dentro do modelo ROMS o passo de tempo para o modo baroclínico foi de 90 s, definindo-se 40 passos de tempo barotrópico dentro de cada passo de tempo baroclínico. A troca dos dados entre os modelos, foi definida para efetuar-se dentro da simulação a cada 900 s.

Na análise dos processos que influenciam na estabilidade da CLAM foi realizado primeiramente um estudo sinótico dos sistemas atmosféricos que afetaram a região sudoeste no Atlântico Sul, durante o período de estudo. Neste estudo sinótico foram utilizadas cartas sinóticas de superfície disponibilizadas pelo Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (CPTEC/INPE), imagens do satélite *Geostationary Operational Environmental Satellite 13* (GOES-13) no canal 4 (infravermelho) e campos de advecção de temperatura e vento a 10m, simulados pelo modelo COAWST, nos horários das 00, 06, 12 e 18 UTC. Este estudo sinótico possibilitou a escolha dos estudos de casos que serão apresentados nos resultados, os quais analisam duas situações sinóticas recorrentes na região sudoeste do oceano Atlântico Sul, uma situação pre-frontal com a presença de uma advecção de temperatura quente e outra pós-frontal com a presença de uma advecção de temperatura fria.

Do mesmo modo, estudos prévios verificaram a importância de fortes gradientes de TSM na modulação e estabilidade da CLAM (HASHIZUME et al., 2002; TOKINAGA; TANIMOTO; XIE, 2005; PEZZI et al., 2009). Com base nisso, foi definida uma secção meridional na área de estudo, que permite-se analisar a estabilidade desta camada em regiões onde intensos gradientes de TSM são observados na área. Na definição da secção meridional foi utilizada a TSM simulada pelo modelo COAWST, com a qual foi elaborado o campo médio desta variável (\overline{TSM}) ($^{\circ}\text{C}$) para o período de estudo, bem como, o módulo do seu gradiente meridional ($|\nabla\overline{TSM}|$) ($^{\circ}\text{C}/\text{m}$) com o objetivo de delimitar a secção meridional onde os maiores gradientes meridionais de TSM são encontrados. Definindo-se a referida secção meridional próxima à 52.0°O , compreendendo desde os 36.0°S até 50.0°S , linha preta nas figuras 1a e 4a, sendo observado gradientes meridionais da TSM de até $0.15^{\circ}\text{C}/\text{m}$.

Desta forma, foi realizada na secção meridional definida, a análise da estabilidade e desenvolvimento da CLAM, considerando os padrões de advecção de temperatura impostos pelas condições sinóticas e a modulação local imposta pela TSM. Sendo analisadas as seguintes variáveis simuladas: temperatura do ar ($^{\circ}\text{C}$) e vento meridional (m/s), para um perfil vertical entre 1000 hPa e 750 hPa; magnitude do vento a 10 m (m/s); temperatura do ar a 2m ($^{\circ}\text{C}$) e TSM ($^{\circ}\text{C}$); parâmetro de estabilidade (TSM-Tar) ($^{\circ}\text{C}$), utilizando a temperatura do ar a 2 m de altura e seguindo a metodologia proposta por Tokinaga, Tanimoto e Xie (2005), Pezzi et al. (2009), Camargo et al. (2013); valores dos fluxos de calor sensível e latente (W/m^2) e altura da CLAM (m); além dos campos de advecção de temperatura ($^{\circ}\text{C}/\text{s}$) na superfície e vento a 10m (m/s) utilizados também na análise sinótica. Sendo analisado da mesma forma, no primeiro estudo de caso, o perfil vertical do vento vertical (m/s) entre 1000 hPa e 750 hPa e no segundo estudo de caso o perfil vertical da magnitude do vento meridional (m/s) entre 1000 hPa e 750 hPa para a região entre 38.5°S e 42.5°S . A análise destas variáveis foi igualmente realizada de 6 em 6 horas em correspondência com a análise sinótica, sendo apresentados nos resultados somente os horários dos estudos de caso escolhidos.

Além disso, realizou-se a sobreposição dos campos de divergência do vento ($\nabla\mathbf{V}$) ($1/\text{s}$) e laplaciano da pressão no nível médio do mar ($\nabla^2\text{PNMM}$) (hPa/m^2), para cada estudo de caso a fim de avaliar a hipótese de ajuste hidrostático, proposta por Lindzen e Nigam (1987). A correspondência entre estes campos na região da CBM foi estudada por Camargo et al. (2013). A teoria que leva à relação entre esses dois campos e como essa teoria é semelhante com o modelo proposto por Lindzen e Nigam (1987) pode ser consultada no trabalho de Kilpatrick, Schneider e Qiu (2014). A

utilização do operador ∇^2 na PNMM atua como um filtro revelando o efeito frontal da TSM mascarado pelas circulações atmosféricas em grande escala, o qual não poderia ser observado sendo analisado somente o campo de PNMM (MINOBE et al., 2008).

Para o cálculo destes últimos campos foi escolhido um domínio, que abrange a secção meridional de estudo, entre as latitudes de 42°S e 47°S e as longitudes de 46°O e 56°O . Os cálculos foram realizados utilizando operações de diferenças centradas para cada ponto de grade. Seguindo no cálculo do ∇^2 PNMM o conceito de que o laplaciano de um campo escalar f é definido como a divergência do gradiente de f : $\nabla^2 f = \nabla \cdot \nabla(f)$.

3. Resultados

3.1 Estudo de Caso 1: condição pré-frontal

No primeiro estudo de caso se analisa a resposta e estabilidade da CLAM em condições pré-frontais, quando a área de estudo se encontra influenciada por um regime de ventos de norte e noroeste, característico desta situação (figuras 1a e 1c). O evento escolhido neste estudo de caso ocorreu no dia 21 de outubro de 2014 às 12 UTC. Assim, na figura 1b mostra-se, em toda a secção meridional, valores elevados de temperaturas, maiores que os encontrados no estudo de caso 2, apresentado no item 3.2. Isto associado a referida influência dos ventos de norte/noroeste que estabeleceram sob a secção meridional de estudo uma advecção quente de temperatura, conforme observado na figura 1a.

É notável também na figura 1b, entre 42.0°S e 42.5°S aproximadamente, uma incursão de ar frio dos níveis mais altos da troposfera, representados na figura, até os níveis mais baixos, vinculado com movimentos verticais descendentes encontrados nessas latitudes (figura 2a). Porém, uma situação oposta é observada entre 42.5°S e 43.0°S , onde, movimentos verticais ascendentes são observados e uma ascensão de ar quente é verificada (figuras 2a e 1b). Na figura 2b, uma diminuição do vento a 10m é encontrado entre 42.0°S e 43.0°S , na região onde um aumento no vento vertical é identificado (figura 2a). A diminuição do vento a 10m, observada de 41.8°S aproximadamente à 36.0°S (figura 2b), se encontra associada com a proximidade ao centro de alta pressão que pode ser identificado pela circulação anti-horária do campo de vento mostrado na figura 1a próximo à 34.0°S e 48.0°O .

A fim de abordar com mais clareza a resposta da CLAM em uma região com maiores valores de TSM e outra com valores de TSM menores, a sub-região com maiores valores de TSM, latitudes menores que 44.5°S , será nomeada a seguir como SR1 e a região ao sul de 44.5°S como SR2 (figura 3a). Da mesma forma, na figura 3a pode ser verificado como a presença de advecção de ar quente sobre a área de estudo contribuiu para que a diferença de temperatura entre a TSM e a temperatura do ar fosse pequena (em média aproximadamente 0.8°C). Podendo ser observado também que, além de ser pequena a diferença entre essas duas variáveis, na região SR2 a temperatura do ar apresenta maiores valores que a TSM. Porém, na SR1 a temperatura do ar é geralmente menor que a TSM, salvo entre 39.0°S e 40.0°S e entre 41.0°S e 42.0°S onde um decréscimo nos valores de TSM é verificado devido à presença de um vórtice oceânico observado no campo de TSM (figura não mostrada).

Assim, na figura 3b pode ser observada uma camada mais instável do lado quente da secção meridional na SR1, e uma camada mais estável do lado frio, na SR2. Comportamento associado aos valores de TSM e de temperatura do ar descritos anteriormente e mostrados na figura 3a. No entanto, na SR1 pode ser verificada, uma camada mais estável entre 39.0°S e 40.0°S e entre 41.0°S e 42.0°S respondendo à modulação local da TSM. A camada mais instável observada entre 36.0°S e 37.0°S é coincidente com a maior diferença positiva de temperatura entre a TSM e a temperatura do ar para um valor do parâmetro de estabilidade (TSM-Tar) próximo de 2.5°C .

Neste estudo de caso, o fluxo de calor sensível mostrado na figura 3c apresenta valores negativos na SR2, correspondente com a camada estável evidenciada na figura 3b. No entanto, na SR1 valores positivos do fluxo de calor sensível são encontrados, caracterizando uma camada instável, exceto nas regiões entre 39.0°S e 40.0°S e entre 41.0°S e 42.0°S , onde o fluxo de calor sensível apresenta os maiores valores, sendo direcionado nestas regiões da atmosfera para o oceano.

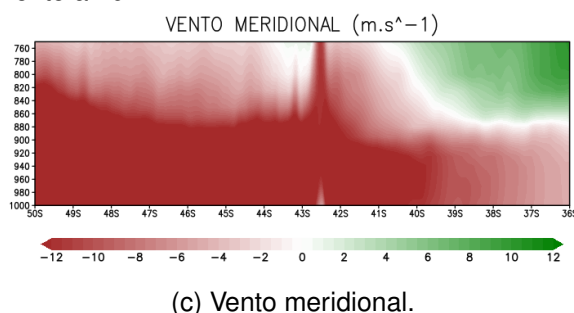
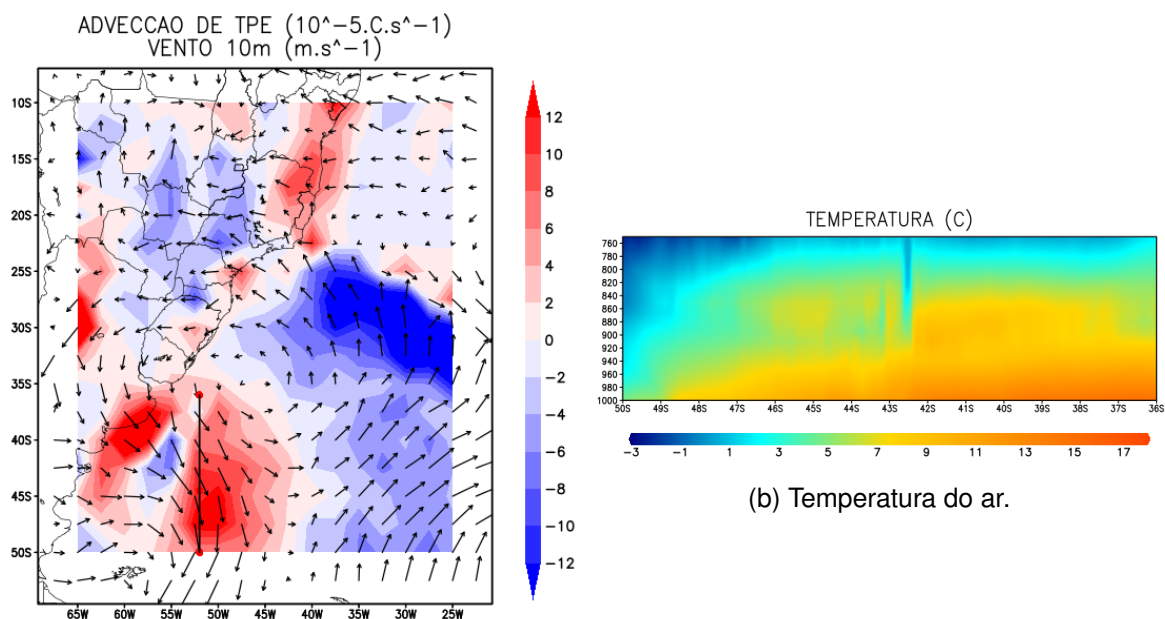


Figura 1 – Campos analisados na secção meridional definida de $36.0^{\circ}S$ à $50.0^{\circ}S$ para o estudo de caso 1. Em 1a, em cores, a advecção de temperatura potencial equivalente ($^{\circ}C/s$) e em vetores, o vento a 10 m (m/s), ambos para todo o domínio utilizado, a linha preta representa a referida secção meridional. Em 1b mostra-se, em cores, a temperatura do ar ($^{\circ}C$) para o perfil vertical entre os níveis de 1000 hPa e 750 hPa. Em 1c a componente meridional do vento (m/s) no perfil vertical de 1000 hPa à 750 hPa, onde a cor vermelha está relacionada com ventos de norte e a verde com ventos de sul.

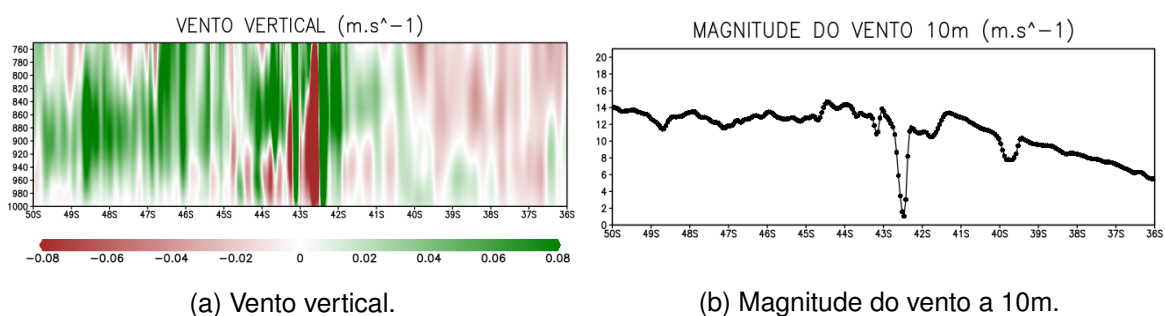


Figura 2 – Continuação dos campos analisados na secção meridional definida de $36.0^{\circ}S$ à $50.0^{\circ}S$ para o estudo de caso 1. Em 2a a componente vertical do vento (m/s) no perfil vertical entre os níveis de 1000 hPa e 750 hPa, onde a cor vermelha está relacionada com movimentos verticais ascendentes e a verde com movimentos verticais descendentes. Em 2b a magnitude do vento a 10 m (m/s).

Por sua vez, o fluxo de calor latente apresenta um comportamento análogo ao fluxo de calor sensível mostrando menores valores na SR2 e maiores na SR1, onde é marcado por uma diminuição, semelhante ao fluxo de calor sensível, nas regiões onde a modulação da TSM é evidente (figura 3c).

Na figura 3d é mostrada a altura da CLAM para as condições observadas na presente situação. Podendo-se verificar uma camada mais rasa na SR2, em torno dos 500 m, e uma camada, de forma geral, mais desenvolvida na SR1. A camada mais rasa da SR2 se encontra relacionada com a estabilidade encontrada nesta região (figura 3b) e com os valores negativos do fluxo de calor sensível observado na figura 3c, o qual evidencia uma perda de calor da atmosfera para o oceano. Na SR1 o maior desenvolvimento da camada se encontra entre os 36.0^oS e 37.0^oS chegando até os 1200 m de altura aproximadamente, área na qual pode ser verificada uma diminuição do vento a 10m relacionada com a proximidade ao centro de alta pressão, no entanto, a modulação local que se sobrepõe nesta região produz um aumento na instabilidade da CLAM, figuras 2b e 3b respectivamente. Por outro lado, entre 39.0^oS e 40.0^oS é observada uma camada com altura inferior aos 100 m, modulada pela diminuição local da TSM. Da mesma forma, modulada pela diminuição da TSM e pela presença de movimentos verticais descendentes (figura 2a), uma camada com altura entre os 200 m e 350 m é encontrada em torno de 41.5^oS e 42.5^oS. Nota-se neste estudo de caso, que a altura da CLAM não responde ao padrão do vento visto a 10m (figuras 3d e 2b).

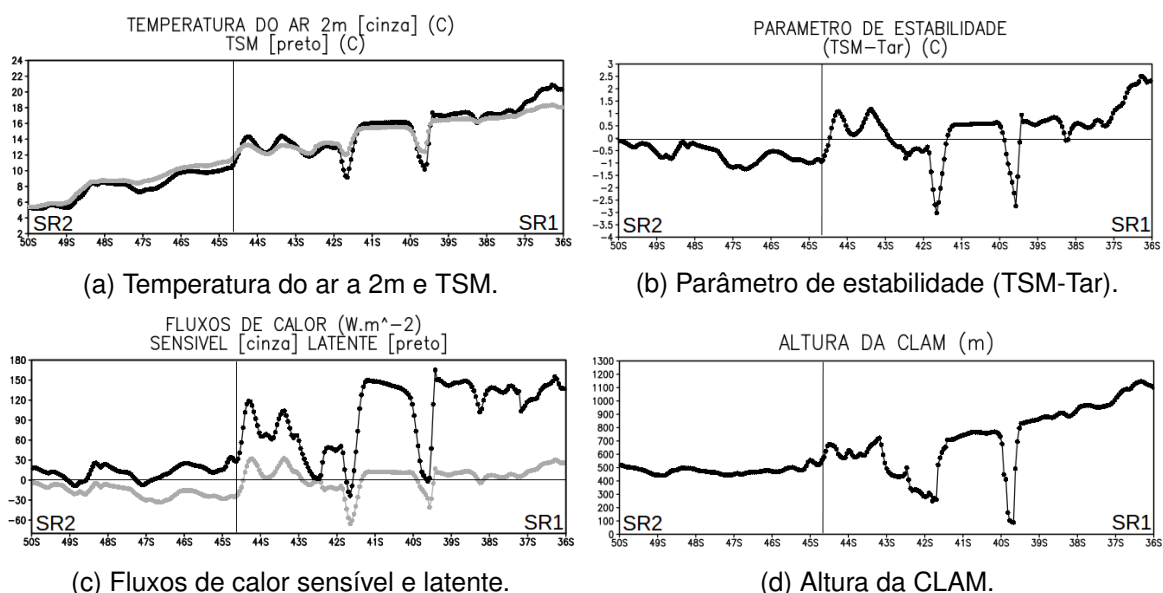


Figura 3 – Continuação dos campos analisados na secção meridional definida de 36.0^oS à 50.0^oS para o estudo de caso 1. Em 3a temperatura do ar a 2 m em cinza e a TSM em preto, as duas variáveis em (°C). Em 3b o parâmetro de estabilidade (TSM-Tar) (°C) utilizando o valor da temperatura do ar a 2 m de altura, os valores acima de zero associados com uma camada instável e valores menores que zero com uma camada estável. Em 3c, o fluxo de calor sensível em cinza e o fluxo de calor latente em preto, ambas variáveis em (W/m²), valores positivos relacionados com um fluxo em direção à atmosfera, valores negativos relacionados com um fluxo em direção à superfície oceânica. Em 3d a altura da CLAM (m).

3.2 Estudo de Caso 2: condição pós-frontal

Neste segundo caso, ocorrido no dia 20 de outubro do 2014 às 12 UTC, a região de estudo é influenciada por um sistema de alta pressão transiente com características pós-frontais. Como pode ser observado na figura 4b, o perfil vertical de temperatura realizado para a secção meridional definida, apresenta valores de temperaturas do ar menores que os verificados no estudo de caso 1 (figura 1b). Este fato, associado a influência da circulação do sistema de alta pressão, que estabeleceu um regime de ventos de sul (figura 4c), corrobora a advecção de ar fria verificada na área, conforme mostrado na figura 4a.

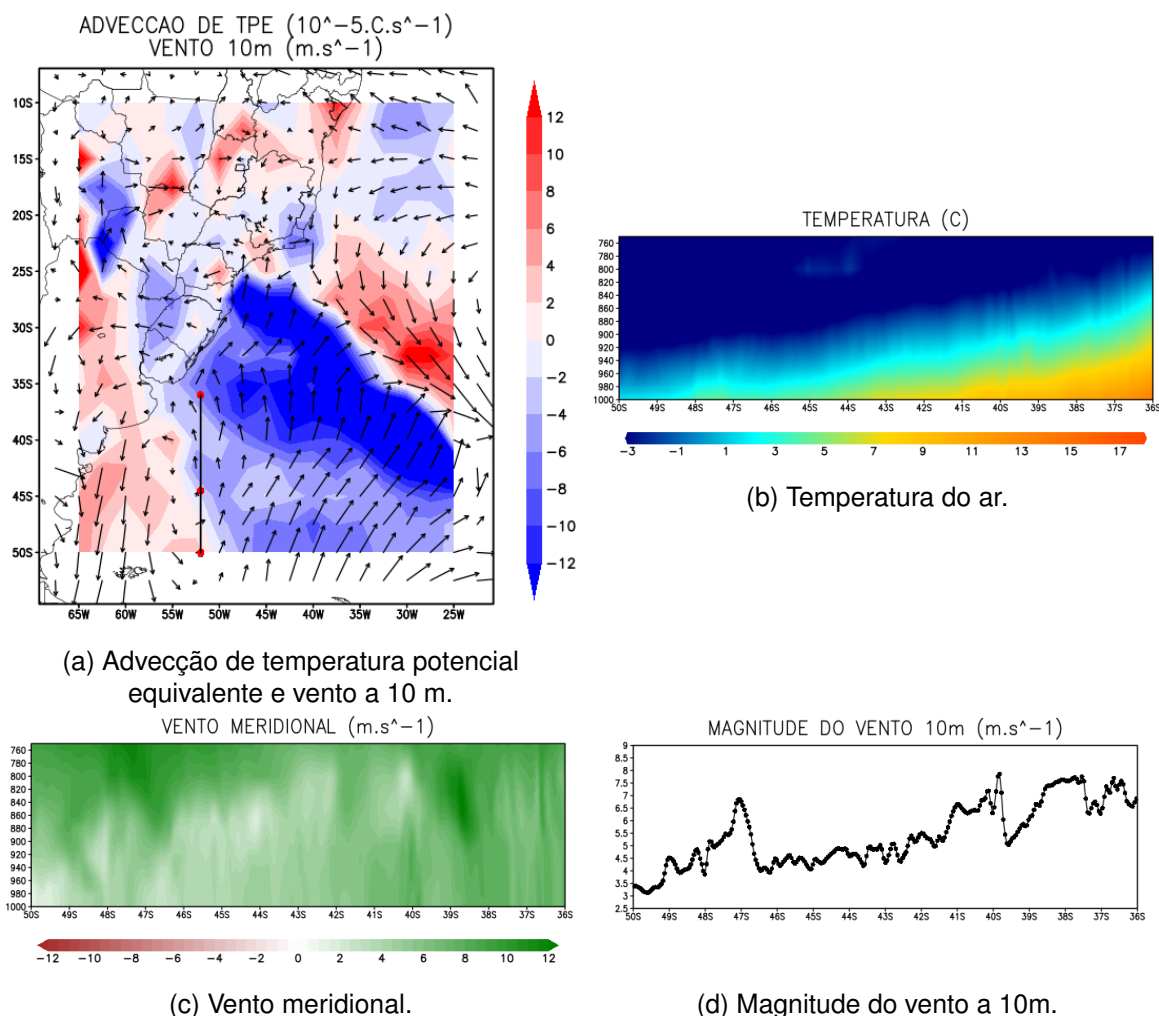


Figura 4 – Campos analisados na secção meridional definida de $36.0^{\circ}S$ à $50.0^{\circ}S$ para o estudo de caso 2. Em 4a, em cores, a advecção de temperatura potencial equivalente ($^{\circ}C/s$) e em vetores, o vento a 10 m (m/s), ambos para todo o domínio utilizado, a linha preta representa a referida secção meridional. Em 4b mostra-se, em cores, a temperatura do ar ($^{\circ}C$) para o perfil vertical entre os níveis de 1000 hPa e 750 hPa. Em 4c a componente meridional do vento (m/s) no perfil vertical de 1000 hPa à 750 hPa, onde a cor vermelha está relacionada com ventos de norte e a verde com ventos de sul. Em 4d a magnitude do vento a 10 m (m/s).

Comparando a diferença, entre a TSM e a temperatura do ar, observado no estudo de caso 1 (figura 3a), com o observado no caso 2 (figura 5a), verifica-se que a presença da advecção de ar frio sobre a área de estudo, além da mencionada diminuição da temperatura do ar, neste caso gerou um aumento da diferença encontrada entre a TSM e a temperatura do ar próximo a superfície (em média aproximadamente $2.7^{\circ}C$)(figura 5a). Observando-se que a temperatura do ar apresenta menores valores que a TSM em quase toda a secção meridional. Na figura 5a pode ser observado também uma diminuição da diferença entre a temperatura do ar e a TSM entre $39.0^{\circ}S$ e $40.0^{\circ}S$ e entre $41.0^{\circ}S$ e $42.0^{\circ}S$, devido a diminuição da TSM observada nestas regiões, consequência da configuração do vórtice oceânico comentada também no estudo de caso 1.

As condições apresentadas anteriormente de advecção de temperatura, TSM e a diferença de temperatura observado entre a TSM e a temperatura do ar logo acima da superfície, contribuiram com uma CLAM instável em quase toda a secção meridional estudada (figura 5b). Porém, uma camada mais estável, modulada pela diminuição local da TSM, é obtida entre $39.0^{\circ}S$ e $40.0^{\circ}S$ e entre $41.0^{\circ}S$ e $42.0^{\circ}S$. Além disso, notou-se que de forma geral, e exceto os dois pontos nos quais o parâmetro de estabilidade (TSM-Tar) é negativo, a CLAM fica gradualmente mais instável em latitudes menores. Correlacionado-se assim, com o aumento da diferença de temperatura entre

a TSM e a temperatura do ar, devido a ocorrência da advecção de temperatura fria sobre uma superfície que gradualmente se encontra mais quente (figuras 5a e 5b).

Os fluxos de calor sensível e latente, mostrados na figura 5c, apresentam um comportamento semelhante ao observado no cálculo do parâmetro de estabilidade (TSM-Tar) (figura 5b). No qual, verifica-se um aumento gradual dos fluxos em menores latitudes e uma diminuição local dos mesmos nos pontos onde a TSM diminui, entre 39.0°S e 40.0°S e entre 41.0°S e 42.0°S. Neste estudo de caso pode-se observar como, tanto o fluxo de calor sensível quanto o fluxo de calor latente, indicam um ganho de calor e umidade por parte da atmosfera referente à superfície oceânica, o que favorece o a instabilidade da CLAM.

A figura 5d mostra a altura da CLAM na seção meridional analisada, onde verifica-se, quando comparado com o estudo de caso 1, que essa camada foi modificada pela advecção de ar frio. Analisando a altura da CLAM, observa-se como o desenvolvimento da camada se encontra relacionado com o parâmetro de estabilidade (TSM-Tar) (figura 5b), apresentando um comportamento médio de aprofundamento da camada em menores latitudes, região onde a CLAM se encontra mais instável. Além disso, verifica-se também nas figuras 4d e 5d, que o desenvolvimento da CLAM neste estudo apresenta uma estreita relação com o comportamento do vento, que por sua vez está relacionado com a produção mecânica e o ganho de energia cinética turbulenta dentro da camada. Assim, verifica-se um aprofundamento da CLAM nas regiões onde um aumento da velocidade do vento é observada, chegando até os 1200 m e 1300 m de altura nos pontos onde a CLAM apresenta o maior desenvolvimento.

A modulação local presente entre 39.0°S e 40.0°S e entre 41.0°S e 42.0°S, observada no estudo de caso anterior (figura 3d), não foi tão perceptível neste segundo estudo quando se analisou a altura da CLAM (figura 5d). Porém, os gráficos de TSM (figura 5a), parâmetro de estabilidade (TSM-Tar) (figura 5b), fluxos de calor (figura 5c) e magnitude do vento a 10m (figura 4d), indicam uma diminuição do vento em superfície e uma camada mais estável sobre as águas mais frias encontradas entre 39.0°S e 40.0°S, podendo-se verificar também na região a existência de cisalhamento vertical do vento meridional, com ventos mais fracos em superfície entre as referidas latitudes (figura 6). Processos estes associados ao mecanismo de mistura vertical descrito por Tokinaga, Tanimoto e Xie (2005) na região da CBM e corroborado por Pezzi et al. (2009).

3.3 Mecanismo de ajuste hidrostático

No presente item se analisa a atuação do mecanismo de ajuste hidrostático para os dois estudos de caso. O método discutido por Kilpatrick, Schneider e Qiu (2014), para a verificação do mecanismo de ajuste hidrostático, sugere a existência de uma relação entre a divergência do vento em superfície (∇V) e o laplaciano da pressão no nível médio do mar ($\nabla^2 PNMM$). De modo que, em regiões onde é observada uma ∇V positiva, valores negativos do $\nabla^2 PNMM$ serão encontrados, e vice-versa. Porém, na análise da sobreposição dos campos de ∇V e $\nabla^2 PNMM$, no domínio definido anteriormente no item de materiais e métodos, não foi observada a mencionada relação entre a ∇V e o $\nabla^2 PNMM$ para os estudos de caso. No caso 1, uma relação inversa à esperada foi verificada (figura não mostrada), enquanto que, no estudo de caso 2 a relação entre ∇V e $\nabla^2 PNMM$ não foi evidente devido aos baixos valores encontrados para estes dois campos (figura não mostrada).

Uma possível explicação para os resultados encontrados pode estar associada com a influência de um padrão de vento organizado de norte e de sul nos casos 1 (figura 1a) e 2 (figura 4a), onde condições pré-frontais e pós-frontais, respectivamente, foram observadas. Na região compreendida entre as latitudes de 42°S e 47°S e as longitudes de 46°O e 56°O, as frentes térmicas oceânicas observadas apresentam orientação quase zonal (figura não mostrada), deste modo o vento influenciaria perpendicularmente à frente térmica oceânica. Segundo Shimada e Minobe (2011), em situações onde a direção do vento é perpendicular a uma frente de TSM, o mecanismo de ajuste hidrostático desempenha um papel menor e vice-versa. De fato, Shimada e Minobe (2011) verificaram baixas correlações entre os campos utilizados para mostrar a existência do mecanismo de ajuste hidrostático, sob a frente térmica da CBM, durante o inverno do hemisfério sul, quando fortes ventos de oeste atuaram na região.

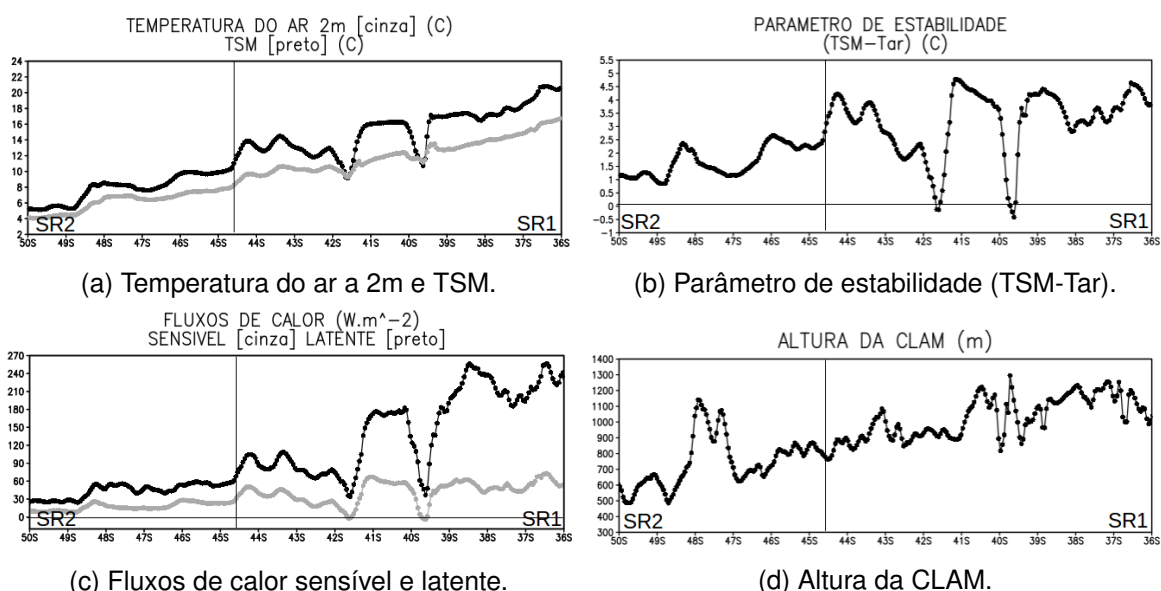


Figura 5 – Continuação dos campos analisados na secção meridional definida de 36.0°S à 50.0°S para o estudo de caso 2. Em 5a temperatura do ar a 2 m em cinza e a TSM em preto, as duas variáveis em ($^{\circ}\text{C}$). Em 5b o parâmetro de estabilidade (TSM-Tar) ($^{\circ}\text{C}$) utilizando o valor da temperatura do ar a 2 m de altura, os valores acima de zero associados com uma camada instável e valores menores que zero com uma camada estável. Em 5c, o fluxo de calor sensível em cinza e o fluxo de calor latente em preto, ambas variáveis em (W/m^2), valores positivos relacionados com um fluxo em direção à atmosfera, valores negativos relacionados com um fluxo em direção à superfície oceânica. Em 5d a altura da CLAM (m).

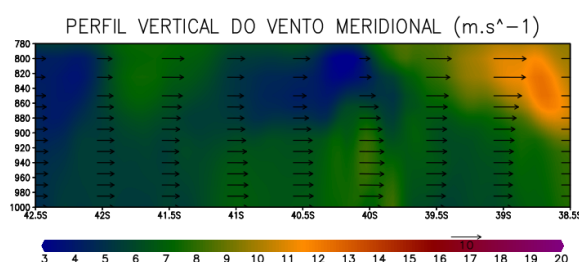


Figura 6 – Perfil vertical do vento meridional (m/s), entre 38.5°S e 42.5°S .

4. Conclusão

Neste trabalho foi estudada a estabilidade e desenvolvimento da CLAM para duas diferentes condições sinóticas atmosféricas, características da região sudoeste do Atlântico Sul, considerando-se também a modulação local de TSM. Para isso, foi utilizado um sistema de modelagem numérica acoplado regional, com altíssima resolução espacial. Nos estudos de casos analisados pode-se constatar que em condição pré-frontal, uma advecção de ar quente é predominante, observando-se uma CLAM mais instável e desenvolvida na região mais quente da secção meridional estudada quando comparada com a região mais fria. Enquanto que em condição pós-frontal uma advecção fria influencia toda a secção meridional, observando-se uma camada mais instável em toda a secção meridional, assim como mais desenvolvida, salvo na região entre os 36.0°S e 37.0°S onde foram verificados os maiores valores de altura da CLAM no estudo de caso pré-frontal. A modulação local exercida pela diminuição da TSM entre 39.0°S e 40.0°S e entre 41.0°S e 42.0°S foi observada nos dois estudos de caso, respondendo ao mecanismo de mistura vertical, observando-se nestas regiões uma camada mais estável, uma diminuição do vento em superfície, assim como valores negativos do fluxo de calor sensível que indicam uma perda de calor da atmosfera para o oceano. Na verificação da atuação do mecanismo de ajuste hidrostático, foi observado que a sobreposição dos campos divergência do vento e laplaciano da PNMM não mostrou a existência do mecanismo.

Referências Bibliográficas

- CAMARGO, R.; TODESCO, E.; PEZZI, L. P.; SOUZA, R. B. Modulation mechanisms of marine atmospheric boundary layer at the brazil-malvinas confluence region. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 118, n. 12, p. 6266–6280, 2013.
- CARTON, J. A.; CHEPURIN, G. A.; CHEN, L. Soda3: A new ocean climate reanalysis. **Journal of Climate**, v. 31, n. 17, p. 6967–6983, 2018.
- HASHIZUME, H.; XIE, S.-P.; FUJIWARA, M.; SHIOTANI, M.; WATANABE, T.; TANIMOTO, Y.; LIU, W. T.; TAKEUCHI, K. Direct observations of atmospheric boundary layer response to sst variations associated with tropical instability waves over the eastern equatorial pacific. **Journal of Climate**, v. 15, n. 23, p. 3379–3393, 2002.
- HOSKINS, B. J.; HODGES, K. I. A new perspective on southern hemisphere storm tracks. **Journal of Climate**, v. 18, n. 20, p. 4108–4129, 2005.
- KILPATRICK, T.; SCHNEIDER, N.; QIU, B. Boundary layer convergence induced by strong winds across a midlatitude sst front. **Journal of Climate**, v. 27, n. 4, p. 1698–1718, 2014.
- LINDZEN, R. S.; NIGAM, S. On the role of sea surface temperature gradients in forcing low-level winds and convergence in the tropics. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 44, n. 17, p. 2418–2436, 1987.
- MINOBE, S.; KUWANO-YOSHIDA, A.; KOMORI, N.; XIE, S.-P.; SMALL, R. J. Influence of the gulf stream on the troposphere. **Nature**, v. 452, n. 7184, p. 206–209, 2008.
- PEZZI, L. P.; SOUZA, R. B. de; ACEVEDO, O.; WAINER, I.; MATA, M. M.; GARCIA, C. A.; CAMARGO, R. de. Multiyear measurements of the oceanic and atmospheric boundary layers at the brazil-malvinas confluence region. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 114, n. D19, 2009.
- SAHA, S. et al. The ncep climate forecast system version 2. **Journal of Climate**, v. 27, n. 6, p. 2185–2208, 2014.
- SHCHEPETKIN, A. F.; MCWILLIAMS, J. C. Correction and commentary for “ocean forecasting in terrain-following coordinates: formulation and skill assessment of the regional ocean modeling system” by haidvogel et al., j. comp. phys. 227, pp. 3595–3624. **Journal of Computational Physics**, v. 228, n. 24, p. 8985–9000, 2009.
- SHIMADA, T.; MINOBE, S. Global analysis of the pressure adjustment mechanism over sea surface temperature fronts using airs/aqua data. **Geophysical Research Letters**, v. 38, n. 6, 2011.
- SKAMAROCK, W. C.; KLEMP, J. B.; DUDHIA, J.; GILL, D. O.; BARKER, D. M.; WANG, W.; POWERS, J. G. **A description of the advanced research WRF version 2**. Boulder, Colorado: National Center for Atmospheric Research, 2005.
- TOKINAGA, H.; TANIMOTO, Y.; XIE, S.-P. Sst-induced surface wind variations over the brazil-malvinas confluence: satellite and in situ observations. **Journal of climate**, v. 18, n. 17, p. 3470–3482, 2005.
- WALLACE, J. M.; MITCHELL, T.; DESER, C. The influence of sea-surface temperature on surface wind in the eastern equatorial pacific: seasonal and interannual variability. **Journal of Climate**, v. 2, n. 12, p. 1492–1499, 1989.
- WARNER, J. C.; ARMSTRONG, B.; HE, R.; ZAMBON, J. B. Development of a coupled ocean-atmosphere-wave-sediment transport (coawst) modeling system. **Ocean Modelling**, v. 35, n. 3, p. 230–244, 2010.