

INFLUÊNCIA DA CORDILHEIRA DOS ANDES SOBRE OS SISTEMAS FRONTAIS NA AMÉRICA DO SUL: ESTUDO DE CASO UTILIZANDO O MODELO REGIONAL ETA/CPTEC

Marcelo E. Seluchi¹, René D. Garreaud², Federico A. Norte³ e A. Celeste Saulo⁴

Abstract

The Andes Cordillera produces a significant disruption on the structure and evolution of the pressure systems that cross South America. In particular, cold fronts to the east of the Andes tend to be “channeled” to the north immediately, fostering the advance of cold air incursions (cold surges) well into subtropical (and sometimes tropical) latitudes. In contrast, active cold fronts hardly reach subtropical latitudes along the western side of the Andes (Pacific seaborder). Actually, as a cold surge moves equatorward along the east side of the Andes, a marked low-level warming tends to appear along the west side of the subtropical Andes, leading to the formation of a mesoscale coastal low (or trough) in this region. In order to further understand the processes that lead to the formation of these two distinctive, sub-synoptic phenomena at each side of the Andes, a typical frontal passage is studied in this work, using synoptic observations and a high-resolution model (Eta/CPTEC) simulation.

¹ Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos (CPTEC)/INPE, Rodovia Pte. Dutra km 39, 12630-000 São Paulo, Brasil (seluchi@cptec.inpe.br) FONE: (012) 3186-8400

² Universidade de Chile, Blanco Encalada 2085, Santiago, Chile, (rgarreau@dgf.uchile.cl)

³ Programa Regional de Meteorología, Centro Regional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CRICYT)/CONICET. (5500) Parque San Martín Mendoza, Argentina. (fnorte@prmarg.org)

⁴ Centro de Investigaciones del Mar y la Atmósfera (CIMA)-CONICET, Universidad de Buenos Aires Pab II Piso II Cdad Universitaria, (1428), Buenos Aires, Argentina (saulo@at1.fcen.uba.ar)

Resumo

A Cordilheira dos Andes provoca profundas modificações na estrutura e evolução dos sistemas baroclínicos que atravessam a América do Sul. Em particular as frentes frias tendem a ser “canalizadas” para o norte imediatamente a leste dos Andes permitindo o avanço de incursões de ar frio até latitudes subtropicais ou tropicais. Em contraste, as frentes frias dificilmente conseguem atingir latitudes baixas sobre a costa ocidental da América do Sul. Em geral simultaneamente ao avanço de uma frente fria sobre o Brasil se observa um marcado aquecimento nos níveis baixos da atmosfera sobre o lado oeste dos Andes subtropicais, que induz a formação de um cavado (ou sistema de baixa pressão), deixando ao anticiclone da retaguarda com a típica forma de “feijão”.

Com o objetivo de entender os processos físicos que conduzem a formação de esses dois sistemas sub-sinótico a ambos os lados da cordilheira, neste trabalho se estuda um caso típico de passagem frontal, utilizando observações sinóticas e as simulações do modelo regional Eta/CPTEC.

Palavras chave: Frentes frias, Andes, orografia, modelagem

INTRODUÇÃO

A cordilheira dos Andes influencia a circulação atmosférica num grande espectro de escalas, desde a geração de ondas de montanha (Seluchi et al. 2003b) até o posicionamento das ondas planetárias (Styamurty et al. 1980). Em particular, a presença dos Andes provoca profundas modificações nos sistemas transientes que se deslocam sobre o continente sul americano.

Em geral, após passarem sobre os Andes, os sistemas ciclônicos e anticiclônicos são canalizados para o norte imediatamente a leste das montanhas favorecendo seu deslocamento até latitudes baixas, enquanto que seu núcleo em latitudes medias apresenta um deslocamento quase zonal. Por esta razão as incursões de frentes frias são relativamente freqüentes no território brasileiro, podendo provocar em algumas ocasiões situações favoráveis para a ocorrência de geadas, especialmente na região centro-sul do país (Fortune and Kousky 1983, Hamilton and Tarifa 1977, Marengo et al. 1997, Garreaud 1999, Vera et al. 2002). Pelo contrario, as frentes frias dificilmente atingem a costa oeste da América do Sul com intensidade significativa, o que explica parcialmente a extrema secura da costa norte de Chile e Peru.

Um fato que chama a atenção e a forma de “feijão” que frequentemente adquirem os anticiclones pós-frontais cada vez que posicionam-se sobre a América do Sul. Este fato obedece parcialmente à formação de um sistema de baixa pressão nas proximidades da costa do Oceano Pacífico (Garreaud et al. 2002; Garreaud and Rutllant 2003), normalmente acompanhada de aquecimento e forte queda da umidade das camadas baixas da troposfera.

O objetivo deste trabalho é analisar os processos físicos que levam ao comportamento diferencial das frentes frias a um e outro lado dos Andes, através da análise de um estudo de caso baseado em simulações numéricas feitas com o modelo regional Eta/CPTEC.

DESCRIBÇÃO SINÓTICA

O caso selecionado descreve uma típica passagem frontal sobre a América do Sul, ocorrida entre o 13 e o 18 de abril de 1999.

No dia 13 de abril uma frente fria com orientação leste-oeste atingiu o extremo sul da América do Sul, ingressando sobre a Patagônia. No dia 14, a frente fria se deslocou rapidamente com direção norte, atingindo o norte da Patagônia, em conexão com a intensificação de um ciclone extratropical sobre o Oceano Atlântico. Simultaneamente, a depressão termo orográfica a leste dos Andes (Seluchi et al. 2003a) se intensificou, contribuindo para o aumento do fluxo do norte sobre o centro da Argentina, Uruguai e a região Sul do Brasil.

No dia 15 de abril (figura 1a) a frente fria atingiu o norte da Argentina, favorecido pelo desenvolvimento do ciclone extratropical no Oceano Pacífico. Em torno das 12 UTC o anticiclone penetrou no continente, mostrando uma leve curvatura ciclônica sobre a região dos Andes, mostrando um certo retardo no seu avanço sobre essa região. Nos altos níveis da atmosfera, um cavado sobre o Oceano Atlântico e uma crista sobre o Pacífico, determinavam uma forte corrente de jato de sudoeste aproximadamente sobre os 40°S.

Durante o dia 16 (figura 1b) a pressão de superfície começou a cair ao oeste dos Andes subtropicais, contribuindo para a formação da baixa costeira, para o aumento da temperatura nos baixos níveis da atmosfera e para a ocorrência de vento de leste sobre a região central do Chile (conhecido como Vento Raco). A leste dos Andes o sistema frontal conseguiu avançar até o centro de MS, e se registraram condições de geada sobre uma extensa região no centro da Argentina. A

formação da baixa costeira e o estabelecimento do anticiclone da retaguarda no centro-sul do continente motivaram uma diferença de pressão de quase 30 hPa através dos Andes subtropicais.

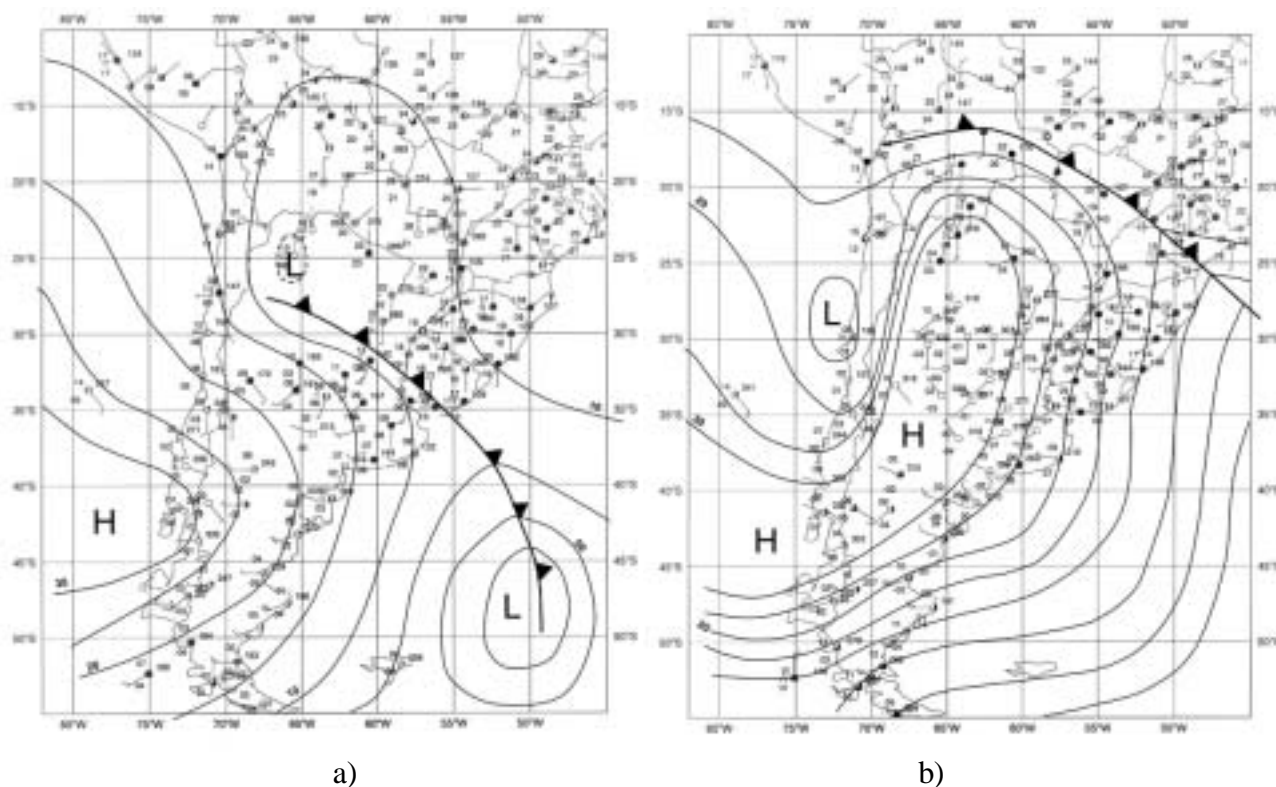


Figura 1. Situação sinótica de superfície (a) 1200 UTC 13 de Abril 1999, (b) 1200 UTC 14 Abril de 1999.

Finalmente, durante o dia 17 de abril a frente fria se estacionou sobre o sul da Amazônia e o gradiente de pressão através dos Andes começou a diminuir. Nas próximas 24-48 hs o anticiclone da retaguarda se moveu para leste sendo assimilado pela alta subtropical do Atlântico. A baixa costeira, mais fraca, se deslocou para o sul sendo posteriormente “engolida” por um novo ciclone extratropical proveniente do Oceano Pacífico.

MATERIAIS E MÉTODOS

O modelo Eta/CPTEC foi utilizado como ferramenta principal para analisar a estrutura e evolução do sistema frontal em escala regional durante seu deslocamento através dos Andes, e para pesquisar a causas físicas que determinaram a evolução diferencial a um e outro lado da cordilheira.

O modelo Eta/CPTEC (descrito por exemplo em Messinger 1984, Black 1994 Chou e Justí da Silva, 1999 ou Seluchi e Chou 2001) foi rodado com uma resolução de 40 km sobre um domínio

de integração que abrangeu quase toda a América do Sul, utilizando as análises do NCEP como condições iniciais e de contorno. As simulações se estenderam por 96 horas, desde as 00 UTC do dia 14 de abril até as 00UTC do dia 18.

Para facilitar a análise dos processos físicos que motivaram a incursão do ar frio até a região central do Brasil e a formação da baixa costeira sobre o Oceano Pacífico, a simulação numérica foi dividida em dois períodos. O período de intensificação se estendeu desde as 00 UTC do dia 14 até as 18 UTC do dia 16 de abril (momento do maior gradiente de pressão através dos Andes). O período de enfraquecimento se estendeu entre as 18 UTC do dia 16 e o final da simulação.

A análise dos processos físicos envolvidos se baseia no estudo da equação termodinâmica, que na coordenada vertical η se escreve como:

$$\frac{\partial T}{\partial t} = -\vec{V} \cdot \nabla_{\eta} T - \dot{\eta} \frac{\partial T}{\partial \eta} + \frac{\chi T \omega}{p} + \frac{\dot{Q}}{C_p} \quad (1)$$

onde T é a temperatura, \vec{V} o vetor vento horizontal, ω a velocidade vertical em coordenada P , $\chi=R$ (c_p)⁻¹; $\dot{\eta}$ a velocidade vertical em coordenada η e \dot{Q}/C_p representa as fontes/sumidouros diabáticos de calor.

O diagnóstico de cada um destes termos permite uma estimativa quantitativa da contribuição relativa de cada processo às mudanças de temperatura. O segundo e terceiro termo do lado direito da equação (1) são tratados em conjunto, pois representam a contribuição da “estabilidade estática) ou seja a advecção vertical de temperatura mais o efeito adiabático. Pelo contrario, as fontes/sumidouros diabáticos foram divididos em três termos: 1) a contribuição dos processos úmidos, o que está diretamente ligado aos processos de condensação/evaporação de grande escala e a convecção, 2) os processos radiativos que ocorrem exclusivamente na atmosfera e 3) os processos de superfície, derivados dos fluxos superficiais. Outros termos não relevantes (como por exemplo os relativos à difusão) não foram considerados. Todos os termos foram extraído diretamente do código do modelo, para tentar diminuir os possíveis resíduos.

RESULTADOS

A figura 2, que mostra o campo de pressão e da espessura 500/1000 hPa às 12 UTC do dia 16 de abril simulado pelo modelo Eta/CPTEC, permite observar que o modelo conseguiu capturar com suficiente precisão a evolução do sistema transiente a ambos os lados da cordilheira, validando a utilização do Eta/CPTEC para o presente estudo. Em particular, a formação da baixa costeira e o rápido avanço da frente à leste dos Andes foram muito bem capturados na simulação, assim com a intensidade do gradiente de pressão através das montanhas.

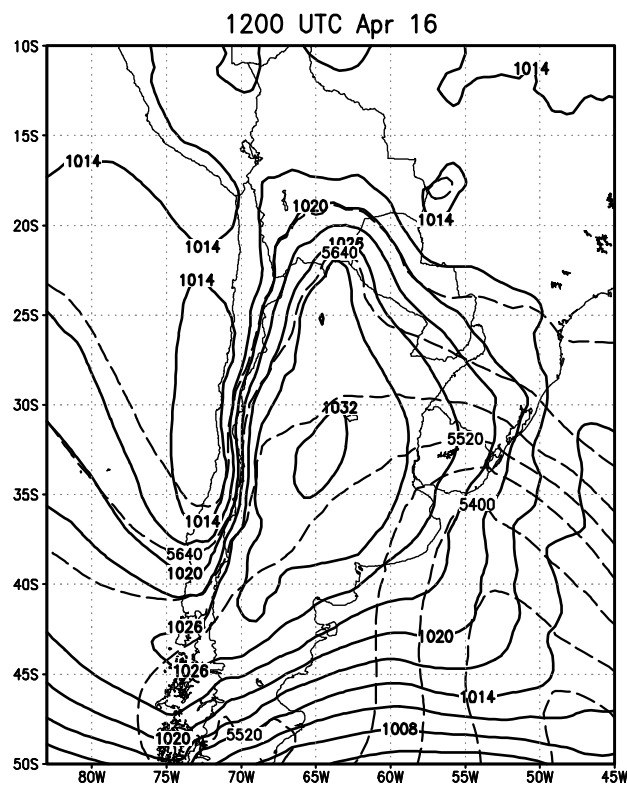


Figura 2: Campo de pressão e de espessura 500/1000 hPa simulado pelo modelo Eta/CPTEC para o dia 16 de abril de 1999 às 12 UTC

A análise isalobárica, apresentada na figura 3, mostra que às 00 UTC do 15 de abril (fig 3a) as isalobaras apresentavam um padrão quase zonal, indicando que o anticiclone estava se deslocando sobre o sul do continente com pouca influência orográfica. Um dia depois (fig 3b) as maiores tendências positivas de pressão permaneciam sobre as latitudes médias, mas um segundo máximo aparecia em conexão com a rápida alongação do anticiclone para o norte. Aproximadamente sobre a mesma latitude, mas do outro lado dos Andes, as tendências negativas se estendiam desde a encosta ocidental dos Andes até uns 500 km da costa, enfatizando o caráter de mesoescala da baixa costeira. Durante o dia 17 a pressão continuou a cair sobre a costa do Pacífico, mas desta vez associado à aproximação de um novo sistema ciclônico desde o oeste. Na etapa de

enfraquecimento se observa a diminuição do gradiente de pressão através das montanhas, como consequência do aumento (diminuição) da pressão ao oeste (leste) dos Andes.

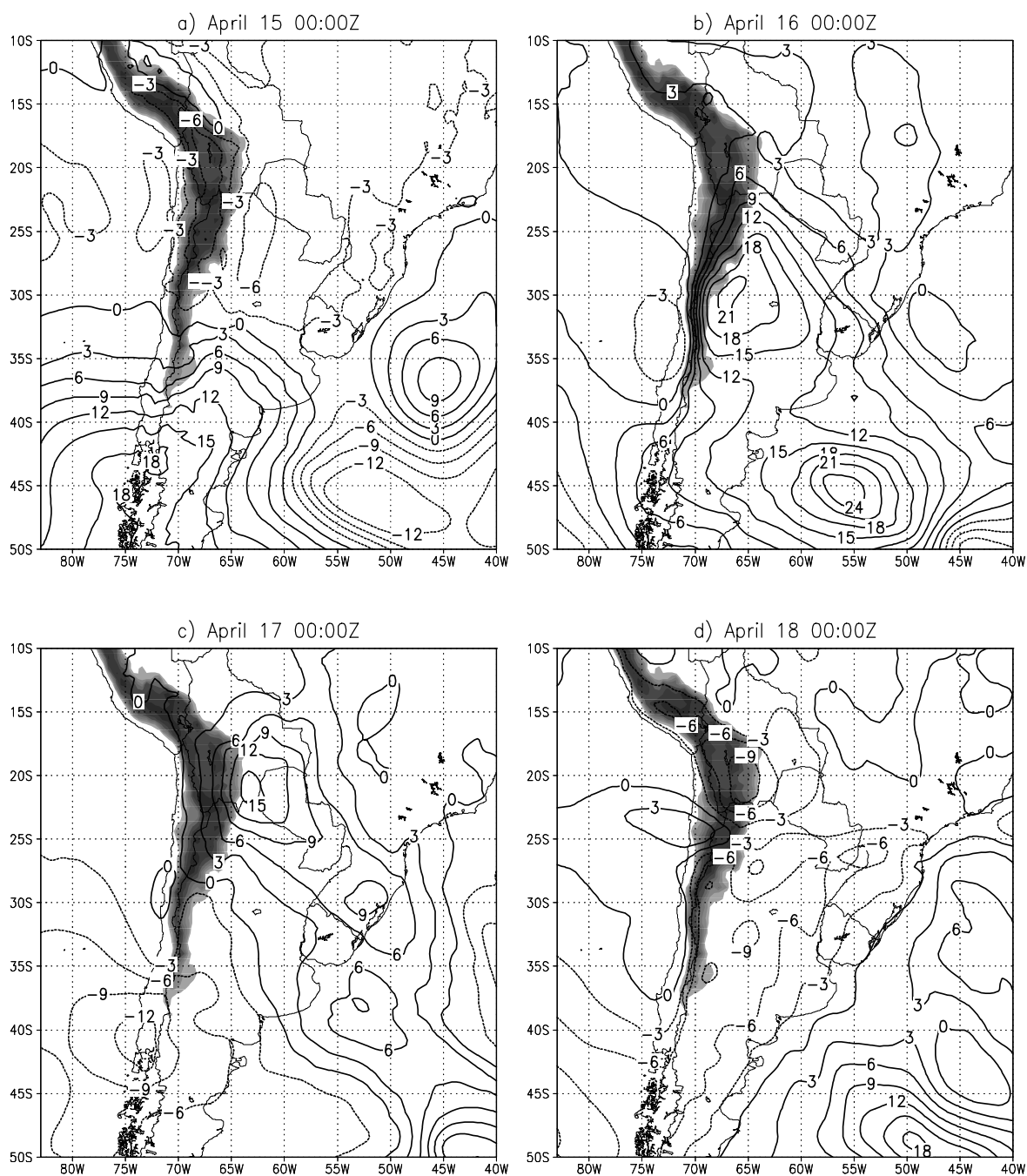


Figura 3: Campo Isalobárico de superfície para os dias e horas indicadas

A figura 4 apresenta uma seção vertical realizada a uma latitude de 33°S, onde se mostra a mudança de temperatura e de altura geopotencial durante o período de intensificação. De acordo com o padrão observado, a significativa diferença de temperatura através dos Andes está associada à forte diferença de altura geopotencial. Em outras palavras, o comportamento diferencial da altura

geopotencial a ambos os lados da cordilheira pode ser diagnosticado a partir das tendências da temperatura. Este fato valida o estudo dos termos da equação termodinâmica como ferramenta de análise. Com esse objetivo, a figura 5 mostra as tendências de temperatura dentro da camada 700/1000 hPa correspondentes a cada um dos termos da equação termodinâmica durante o período de intensificação. Uma faixa quase zonal com tendências negativas produto da advecção fria horizontal, aparece entre os 42-33°S, com valores semelhantes a ambos os lados dos Andes, associada aos ventos de sul na retaguarda da frente fria (fig 5a). A extensão para o norte da região com tendências negativas (ao norte de 30°S) se deve à ocorrência de ventos de leste que sopram em direção da baixa termo-orográfica que apresenta um núcleo quente (Seluchi et al. 2003).

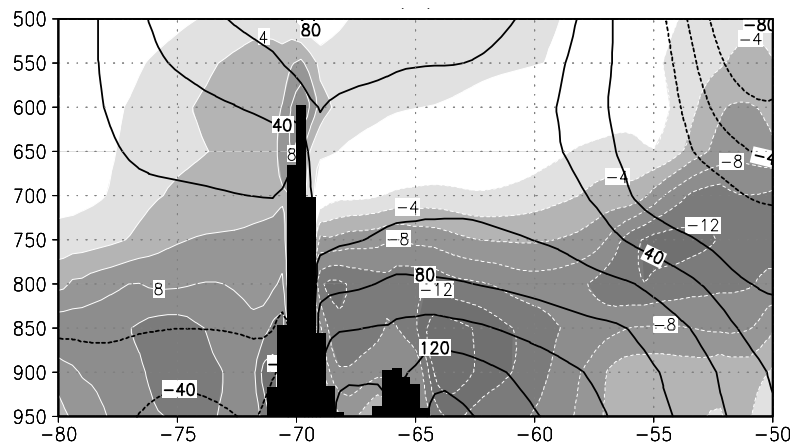


Figura 4: Seção vertical da mudança de temperatura (tons de cinza) e de altura geopotencial (linhas cheias) sobre os 33°S durante o período de intensificação (desde às 0000 UTC do 14 de Abril às 1800 UTC do 16 de Abril).

Em contraste com o termo da advecção horizontal, o termo da estabilidade estática mostra um contraste mais significativo através das montanhas (figura 5b). Ao norte de 30°S o movimento ascendente provoca tendências negativas de temperatura nas proximidades da região frontal e sobre a encosta ocidental dos Andes, enquanto as tendências são fracas e positivas sobre a encosta oriental. Por outro lado, a subsidência de escala sinótica associada ao anticiclone da retaguarda provoca aquecimento ao sul de 30°S. Contudo, o aquecimento observado ao este dos Andes é quase três vezes maior que o detectado sobre o centro da Argentina. A liberação de calor latente por convecção sobre a região frontal gera tendências positivas de temperatura (fig 5c) sobre o Oceano Atlântico próximo ao RS, e também sobre a encosta oriental dos Andes onde os ventos de leste favorecem a formação de nebulosidade. Entretanto, a contribuição positiva dos processos úmidos é quase compensada pelo esfriamento adiabático produzido nas regiões de movimento ascendente (figs 5b e 5c). O processos radiativos provocam um esfriamento relativamente uniforme dentro da camada 700-1000 hPa (fig 5d), parcialmente compensada pelo aquecimento superficial (fig 5e).

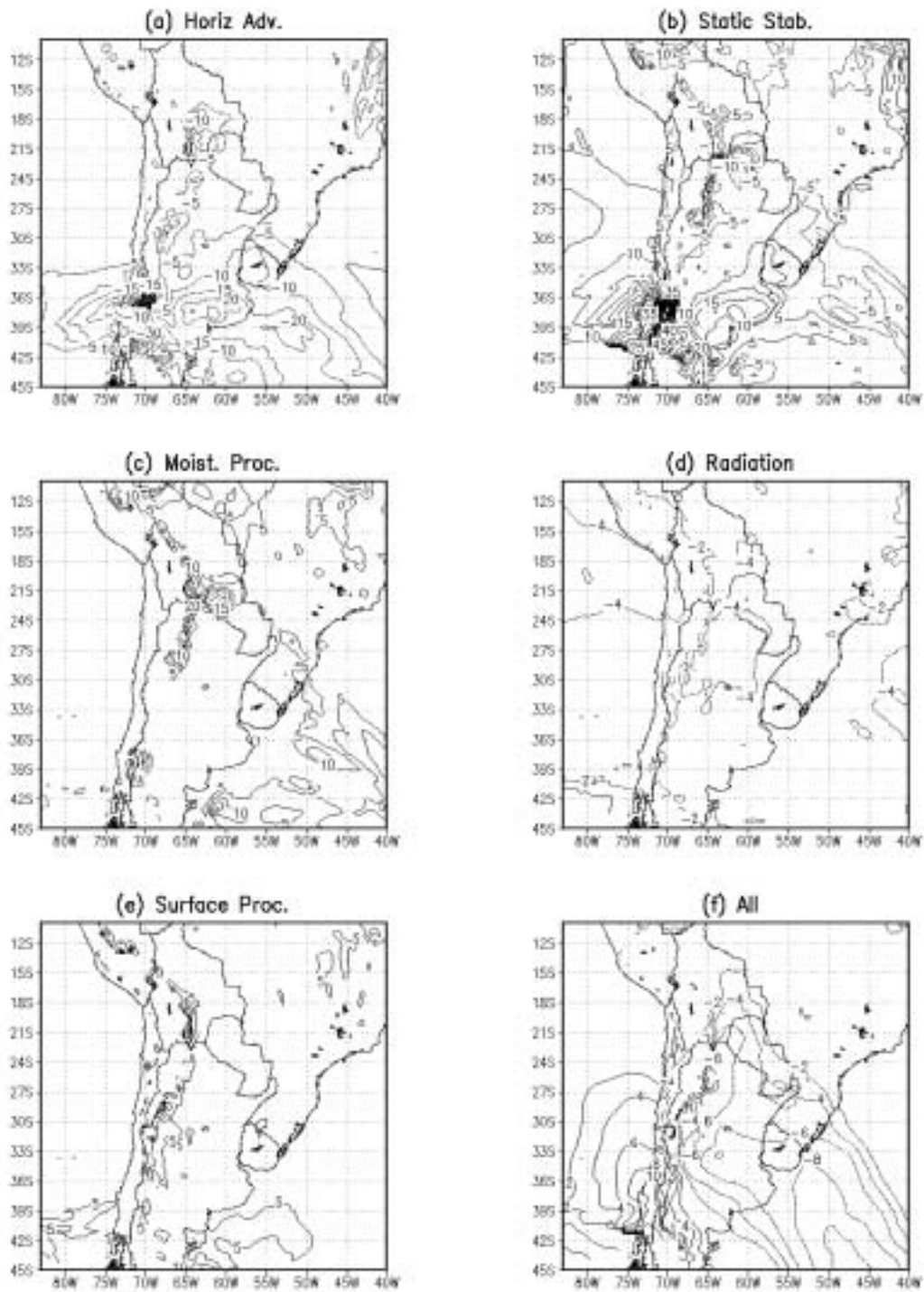


Figura 5: Tendências de pressão dentro da camada 700/1000 hPa geradas por cada um dos termos da equação termodinâmica durante o período de intensificação.

Finalmente, a figura 5 f mostra a soma das tendências de temperatura produzidas por cada um dos processos considerados. O padrão resulta muito próximo do obtido a partir das saídas pós-

processadas do modelo, o que ajuda a validar a metodologia utilizada. Nesta figura as tendências positivas (negativas) aparecem ao oeste (leste) dos Andes. Esse padrão se deve basicamente ao efeito da estabilidade estática superposta aos demais termos, que tem um padrão mais uniforme ou uma amplitude pouco importante.

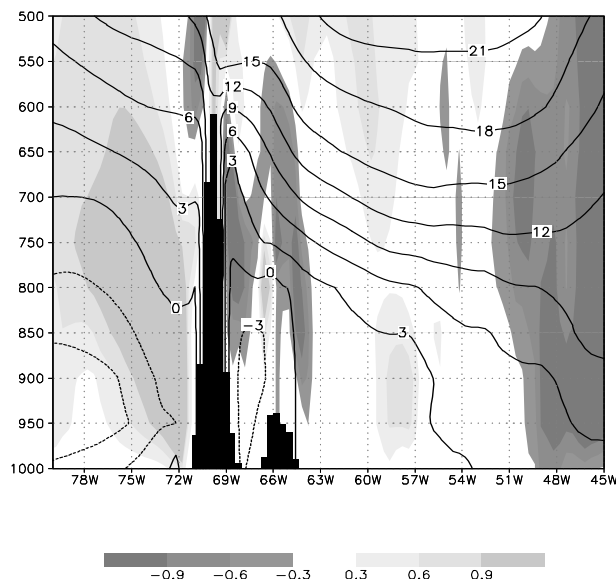


Figura 6: Seção vertical da componente zonal do vento (contornos) e da velocidade vertical omega (sombreado) durante o período de intensificação.

A figura 6 é importante para esclarecer os fatores dinâmicos que determinam o comportamento diferencial do efeito da estabilidade estática a um e outro lado dos Andes. Nela se descrevem a componente zonal do vento (linhas cheias) e a magnitude da velocidade vertical omega (sombreado). Como acontece normalmente, os ventos de oeste predominam nos altos níveis da atmosfera. Nos níveis abaixo de 800 hPa os ventos de leste prevalecem sobre o continente e sobre o Oceano Pacífico adjacente, forçados geostroficamente pelo anticiclone posicionado ao sul da frente fria. Contudo, estes ventos de leste experimentam uma pronunciada mudança na sua magnitude devido ao efeito da topografia. A leste dos Andes o fluxo de leste é praticamente bloqueado pela encosta da cordilheira (o número de Froude é muito menor que um) e portanto o ar é forçado a subir parcialmente a encosta provocando um esfriamento adiabático. Similarmente, a encosta ocidental dos Andes restringe o fluxo de leste sobre o Chile, o que acaba provocando uma aceleração horizontal dos ventos em direção do Oceano Pacífico. Avaliando a equação de continuidade nas proximidades da costa do Chile pode se concluir que, devido à escassa variação meridional do vento, essa aceleração acaba gerando subsidência ($\partial u/\partial x \approx \partial \omega/\partial p \sim 10^{-5} \text{ s}^{-1}$). Devido a que essa subsidência ocorre dentro de um ambiente muito estável, seu efeito sobre a temperatura (e, portanto, sobre a altura geopotencial) é altamente significativo.

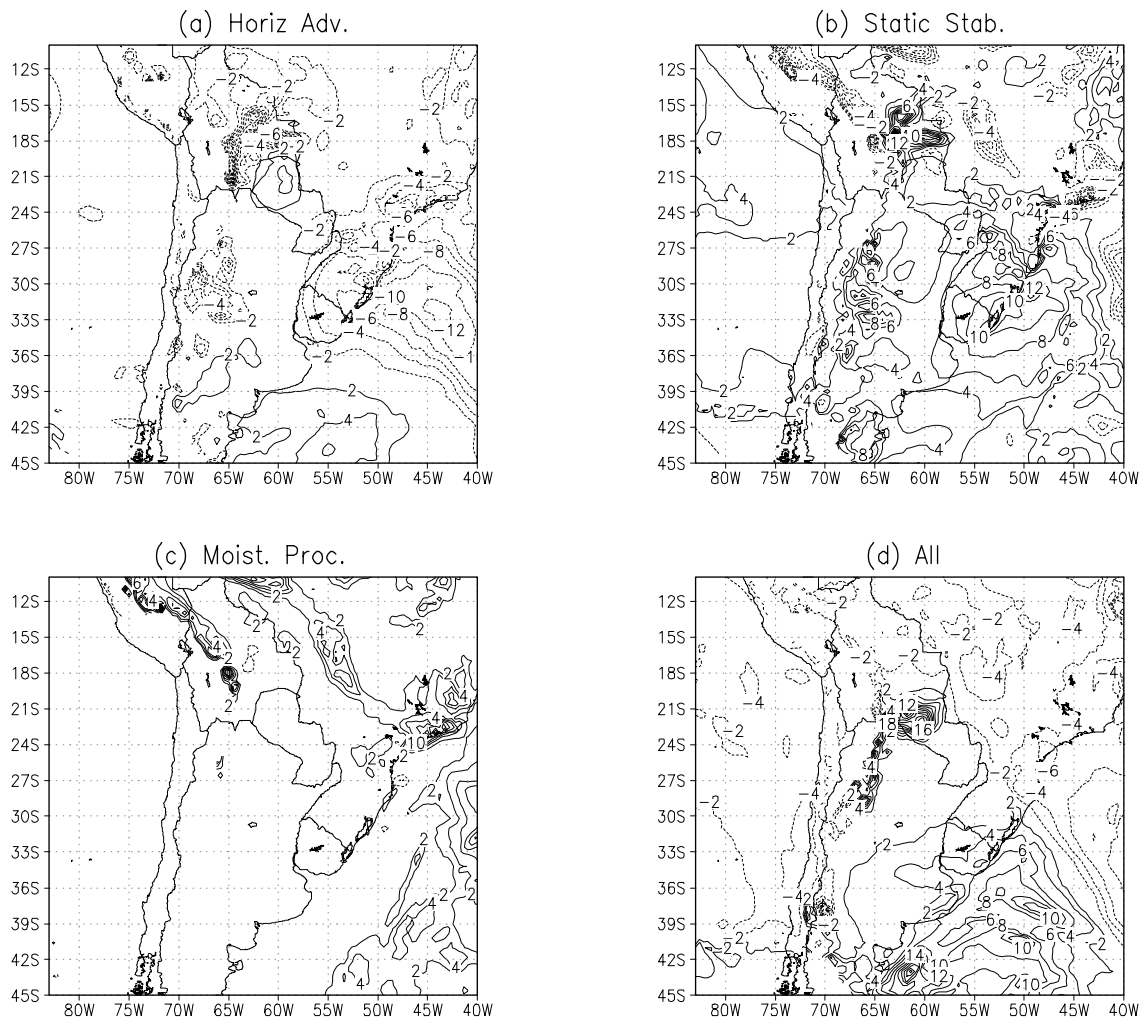


Figura 7: Tendências de pressão dentro da camada 700/1000 hPa geradas pela (a) advecção horizontal, (b) a estabilidade estática, e (c) os processos úmidos. (d) indica a soma de todos os termos envolvidos na equação (1) durante o período de enfraquecimento.

Uma análise semelhante à mostrada na figura 5 foi feita para o período de enfraquecimento. Neste período a frente fria avançou até latitudes muito baixas, como pode ser observado a partir do avanço para o norte das tendências negativas de temperatura associadas à advecção horizontal (fig 7a). A leste dos Andes prevalece a advecção fria mas seu efeito é mascarado pelo aquecimento devido à subsidência (fig 7b). Do lado oeste, o aquecimento adiabático diminuiu significativamente e em algumas regiões foi substituído por esfriamento. Durante este período os processos úmidos não tiveram um papel relevante e as tendências devidas a radiação e aos processos de superfície (não mostradas) tenderam a se neutralizar. Portanto, a soma das tendências geradas por todos os efeitos considerados apresenta uma magnitude menor e um sinal oposto respeito do período de intensificação.

CONCLUSÕES

A evolução diferencial do sistema baroclínico a um e outro lado dos Andes subtropicais foi bem simulado pelo modelo Eta/CPTEC, encorajando sua utilização para o estudo dos mecanismos físicos responsáveis pela evolução do sistema.

A partir da análise dos termos da equação termodinâmica, pode se concluir que ao sul de 30°S a tendência da temperatura nos baixos níveis durante o período de intensificação foi principalmente dominada pela superposição da advecção horizontal e do termo da estabilidade estática. Os ventos com componente de sul (na retaguarda da frente) provocaram advecção fria sobre a maior parte da região, com uma amplitude relativamente semelhante a ambos os lados da cordilheira. A subsidência gerada sobre o anticiclone pós-frontal provocou aquecimento também sobre ambos os lados dos Andes. Entretanto, a subsidência foi mais fraca a leste das montanhas e, portanto, o aquecimento gerado não foi suficiente para compensar o esfriamento produzido pela advecção horizontal. Em contraste, sobre a costa do Pacífico o efeito da subsidência ultrapassou significativamente o esfriamento horizontal, provocando um aquecimento neto da camada próxima ao solo e, conseqüentemente, a formação da baixa costeira.

A magnitude diferencial do movimento vertical a um e outro lado dos Andes se deve ao efeito orográfico sobre ambas as encostas. A passagem da frente fria sobre o sul da América do Sul provoca um gradiente de pressão apontando para o norte e, portanto, ventos geostróficos de leste nos baixos níveis. A “parede orográfica” provoca uma diminuição dos ventos nas regiões próximas a ambas encostas. Como conseqüência disso se gera divergência (convergência) do fluxo zonal sobre a encosta oeste (leste), que deve ser compensado por subsidência (levantamento) do ar e o conseqüente aquecimento (esfriamento). Por outro lado, a desaceleração dos ventos de leste sobre a costa oriental, contribuem para quebrar o balanço geostrófico, deixando que a força de pressão acelere o fluxo em direção norte e, conseqüentemente, contribuindo para o deslocamento da frente fria para o norte.

Agradecimentos: Este trabalho foi parcialmente financiado pelo projeto AC-61 do Programa PROSUL do CNPq.

REFERENCIAS

Black T. L., 1994: The new NMC mesoscale Eta model: Description and forecast examples. *Wea. Forecasting*, **9**, 256-278.

Bluestein H. B., 1993: *Synoptic-dynamic meteorology in midlatitudes, Volume II: Observations and theory of weather systems*. Oxford University Press, 953 pp.

observations, *J. Geoph. Res.*, **101**, D3,7251-7268.

Sin Chan Chou e M^a G. A. Justi da Silva, 1999: Objective evaluation of Eta model Precipitation Forecasts over South América. *Climanálise*, (<http://www.cptec.inpe.br/products/climanalise/artigos/ets.html>)

Garreaud, R.D. and J. Rutllant, 2003: Coastal lows along the subtropical west coast of South America: Numerical simulation of a typical caso. *Mon. Wea. Rev.*, **131**, 891-908.

Garreaud, R.D., J. Rutllant, and H. Fuenzalida, 2002: Coastal lows along the subtropical west coast of South America: Mean structure and evolution. *Mon. Wea. Rev.*, **130**, 75-88.

Garreaud, R.D., 1999: Cold air incursions over subtropical and tropical South America. A numerical case study. *Mon. Wea. Rev.*, **127**, 2823-2853.

Hamilton, G. M., and Tarifa R.J., 1978: Synoptic aspects of a polar outbreak leading to frost in tropical Brazil, July 1972. *Mon. Wea. Rev.*, **106**, 1545-1556.

Marengo, J., A. Cornejo, P. Satyamurty, C. Nobre and W. Sea, 1997: Cold surges in tropical and extratropical South America: The strong event en June 1994. *Mon. Wea. Rev.*, **125**, 2759-2786.

Mesinger F., 1984: A blocking technique for representation of mountains in atmospheric models. *Riv. Meteorol. Aeronaut.*, **44**, 195-202.

Rutllant, J. and R.D. Garreaud, 1995: Meteorological air pollution potential for Santiago, Chile: Towards an objetctive episode forecasting. *Environmental Monitoring and Assessment*, **34**(3), 223-244.

Rutllant J. and R. Garreaud, 2004: Episodes of strong flow down the western slope of the subtropical Andes. *Mon. Wea. Rev.*, **132**, 611-622.

Satyamurty P., Pinheiro Dos Santos R., and Maringolo Lemes M.A., 1980: On the stationary trough generated by the Andes. *Mon. Wea. Rev.*, **108**, 510-520.

Seluchi M. E, A. C Saulo, M Nicolini and P Satyamurty, 2003a: The Northwestern Argentinean Low: a study of two typical events. *Mon Wea Rev*, **131**, 2361-2378.

Seluchi, M.E., Norte F.A., Satyamurty P., and Chou S.C, 2003b: Analysis of three situations of Foehn effect over the Andes (Zonda wind) using the Eta/CPTEC regional model. *Wea & Forec*, **18**, 481-501.

Seluchi, M. E., and S.Ch Chou, 2001: Evaluation of two Eta Model versions for weather forecast over South America, *Geofís. Int.*, **40**, 219-237

Vera, C. S., P.Vigliarolo and H.E. Berbery, 2002: Cold sesason synoptic waves over subtropical South América. *Mon. Wea. Rev.*, **130**, 684-699.