



MINISTÉRIO DA CIÊNCIA E TECNOLOGIA
INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS

INPE-15178-TDI/1294

**FRENTES E FRONTOGÊNESES NO VERÃO: ASPECTOS
GEOMÉTRICOS, DINÂMICOS E IMPACTOS SOBRE AS CHUVAS
NOS SUBTRÓPICOS DA AMÉRICA DO SUL**

Josefina Moraes Arraut

Tese de Doutorado do Curso de Pós-Graduação em Meteorologia, orientada pelo Dr.
José Paulo Bonatti, aprovada em 18 de outubro de 2007.

INPE
São José dos Campos
2008

Livros Grátis

<http://www.livrosgratis.com.br>

Milhares de livros grátis para download.

Publicado por:

esta página é responsabilidade do SID

Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE)

Gabinete do Diretor – (GB)

Serviço de Informação e Documentação (SID)

Caixa Postal 515 – CEP 12.245-970

São José dos Campos – SP – Brasil

Tel.: (012) 3945-6911

Fax: (012) 3945-6919

E-mail: pubtc@sid.inpe.br

**Solicita-se intercâmbio
We ask for exchange**

Publicação Externa – É permitida sua reprodução para interessados.



MINISTÉRIO DA CIÊNCIA E TECNOLOGIA
INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS

INPE-15178-TDI/1294

**FRENTES E FRONTOGÊNESES NO VERÃO: ASPECTOS
GEOMÉTRICOS, DINÂMICOS E IMPACTOS SOBRE AS CHUVAS
NOS SUBTRÓPICOS DA AMÉRICA DO SUL**

Josefina Moraes Arraut

Tese de Doutorado do Curso de Pós-Graduação em Meteorologia, orientada pelo Dr.
José Paulo Bonatti, aprovada em 18 de outubro de 2007.

INPE
São José dos Campos
2008

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação

Arr69f Arraut, Josefina Moraes

Frentes e frontogêneses no verão: aspectos geométricos, dinâmicos e impactos sobre as chuvas nos subtrópicos da América do Sul / Jose fina Moraes Arraut. – São José dos Campos: INPE, 2007. 175p. ; (INPE-15178-TDI/1294)

1.Frentes. 2.Verão. 3.Frontogênese. 4.Chuva. 5.Transporte de umidade. 6.América do Sul. 7.Sela. 8.Separatrizes. 9

Aprovado (a) pela Banca Examinadora
em cumprimento ao requisito exigido para
obtenção do Título de Doutor(a) em
Meteorologia

Dr. Carlos Afonso Nobre



Presidente / INPE / Cachoeira Paulista - SP

Dr. José Paulo Bonatti



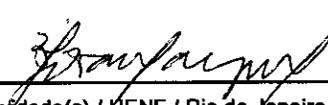
Orientador(a) / INPE / Cachoeira Paulista - SP

Dr. Prakki Satyamurty



Membro da Banca / INPE / SJCampes - SP

Dr. Valdo da Silva Marques



Convidado(a) / UENF / Rio de Janeiro - RJ

Dra. Rosa de Fátima Cruz Marques



Convidado(a) / IAE/CTA / SJCampes - SP

Aluno (a): Josefina Moraes Arraut

São José dos Campos, 18 de Outubro de 2007

Caminante, son tus huellas
el camino y nada más;
Caminante, no hay camino,
se hace camino al andar.
Al andar se hace el camino,
y al volver la vista atrás
se ve la senda que nunca
se ha de volver a pisar.
Caminante no hay camino
sino estelas en la mar. ”.

Antonio Machado
1875-1930

AGRADECIMENTOS

Agradeço em primeiro lugar o apoio amplo, persistente e caloroso da família, sem o qual nada seria possível.

Ao professor Bonatti, agradeço pelo tempo que me dedicou durante este doutorado, pela confiança que demonstrou em meu trabalho e pela liberdade que me permitiu na escolha do tema.

Ao professor Satyamurty, agradeço pelo tempo e atenção que me dedicou, sem que a isto estivesse obrigado por qualquer vínculo acadêmico.

Ao professor Carlos Nobre, agradeço o apoio constante e amistoso desde a minha chegada ao CPTEC e as sempre motivantes discussões científicas.

Ao professor Seluchi, agradeço a boa disposição que mostrou nas várias vezes que a ele recorri e a maneira como fez-me sentir bem-vinda nas discussões do tempo no CPTEC.

Aos professores Marengo, Chou e Iracema agradeço por haver sido sempre bem recebida em suas salas para esclarecer dúvidas ou pedir conselhos.

A realização deste trabalho envolveu um aprendizado de conceitos matemáticos e geométricos que teria sido bastante penoso não fosse pela ajuda de meu pai, um experiente pesquisador em Matemática. Ele dedicadamente procurou traduzir sua visão bastante ampla da geometria em algo que pudesse ser facilmente digerido por alguém interessado em meteorologia. Tomando providências como, por exemplo, ilustrar cada conceito na esfera de dimensão dois, que pode representar um nível de altitude ou de pressão constante, ele proporcionou-me um atalho para um conhecimento que estaria contido em diversas publicações. Espero ainda poder estender as aplicações da geometria à meteorologia e assim fazer valer o seu esforço.

A meu marido Henrique agradeço pela ajuda generosa e carinhosa com a qual me brindou em tudo o que esteve ao seu alcance. Destaco principalmente o privilégio que foi poder contar com suas habilidades computacionais incomuns na elaboração do algoritmo para detecção automática da sela da Língua de Baixa Pressão que utilizo no capítulo 5. Também agradeço seu interesse e curiosidade que enriqueceram nossas discussões científicas e a forma paciente e zelosa com que procurou me manter tranquila durante os períodos mais tensos.

A minha mãe agradeço a dedicação com que corrigiu o texto, mais de uma vez, sempre debaixo de exortações de urgência. Também agradeço o carinho, a torcida, as risadas e os

quitutes, estes enviados por via aérea. A ela e também a meu irmão querido agradeço os aconselhamentos psicológico/emocionais, nos quais são habilidosos mestres.

A meu irmão Duda agradeço ainda a amizade profunda e o seu interesse por tudo o que me envolve, inclusive a meteorologia. Agradeço o apoio logístico que me proporcionou em São José dos Campos e os momentos de relaxamento e diversão dos nossos encontros.

Às amigas Judith e Luciene agradeço a solicitude para ajudar na etapa final além do companheirismo de sempre. Elas e também os amigos Diana, Paula, Renata, Marcos, Daniela, Artur, Lucho, Glaucia, Jaidete, Alexandra, Mara, Romilza Ana Livia, Manoel e Marina fizeram desta cidade um lugar acolhedor e agradável para viver.

Aos amigos e companheiros de alojamento Rodrigo, Miriam, Francisca Okeke, Martin, César, Maxim, Lúcio, Nuri e Sérgio Calbete e também às equipes de segurança e limpeza, em particular a D. Maria e D. Ana, agradeço terem tornado o alojamento um lugar tão agradável e caseiro que lá pude viver confortavelmente por dois anos e meio.

Agradeço à Alice, à Val, à Deici e às estagiárias da biblioteca pela excelente qualidade dos serviços que prestam ali.

Agradeço à Bel e Isaura sua amizade e excelente atendimento na cantina do CPTEC.

Agradeço à querida Romilza seu carinho, suas mãos e ouvidos amigos.

À Nuri Calbete agradeço o bom humor de sempre e a sua personalidade generosa.

Ao Sérgio Calbete agradeço com saudades a grande simpatia e cordialidade com que abriu-me as portas da sala de previsão de tempo. Chegou mesmo a dedicar seu tempo após o expediente a ensinar-me a traçar cartas meteorológicas.

À Lillian, Alexandra e Patrícia da PGMET, agradeço a cordialidade e a eficiência com que administram ou administraram a secretária da PGMET.

RESUMO

Este trabalho apresenta três estudos relacionados às características e causas das chuvas nos subtrópicos da América do Sul (AS) e do padrão continental de transporte de umidade no verão. O primeiro estudo tem um ponto de vista climatológico. Revela que, pela extensão da costa norte da AS até a região norte do Brasil, ingressa umidade vinda principalmente do Atlântico tropical norte. Por outro lado, a maior parte da umidade que deixa aquela região oceânica dirige-se ao interior da AS, entrando por esta faixa da costa. Nos subtrópicos e extra-trópicos, a distribuição espacial do desvio padrão diário climatológico da componente meridional do transporte de umidade é notoriamente semelhante à do próprio módulo desta componente; ela é também semelhante ao padrão climatológico de chuvas, indicando que tanto o transporte de umidade quanto as chuvas recebem importante contribuição de distúrbios transientes. O segundo estudo traz novidades sobre a maneira como a Baixa do Noroeste da Argentina (BNOA) interage com cavados transientes ao sul. A associação entre estes elementos define uma estrutura geométrica que se forma no campo de pressão. Neste estudo mostra-se como esta estrutura influencia os campos de ventos e de transporte de umidade. Um dos elementos importantes desta estrutura é uma sela que ocorre obrigatoriamente entre a BNOA e o cavado transiente. Esta sela é um local preferencial de convergência e deformação dos ventos, advecções quente e fria, frontogênese em temperatura potencial equivalente e chuvas. O restante da estrutura pode ser bem resumida pela geometria e localização geográfica das separatrizes desta sela. Ambas se estendem desde os trópicos até as latitudes médias, intersectando-se na sela que é situada nos subtrópicos. A direção e o sentido das órbitas que compõem estas separatrizes indicam a direção e o sentido do escoamento do vento que, portanto se aproxima desde os trópicos e das latitudes médias até a vizinhança da sela. Duas das órbitas que localmente compõem estas separatrizes indentificam-se longe da sela em uma auto-ligação que contém a BNOA no seu interior. Isto permite a formação de um prolongamento do cavado transiente envolvendo a auto-ligação, batizado aqui de Língua de Baixa Pressão a Leste dos Andes (LBPLA). A LBPLA força geostroficamente a formação de um corredor de umidade desde a Amazônia até as latitudes médias, permitindo que o vapor de água que passou pela floresta alimente o distúrbio transiente. Ilustra-se também como, na ausência da auto-ligação, a geometria do campo de ventos determina que o distúrbio transiente seja alimentado por umidade vinda diretamente do Atlântico Sul. Propõe-se que esta última configuração geométrica seja típica do inverno. Encontra-se que a estrutura geométrica brevemente descrita acima é muito frequente no verão mas nem sempre dá origem à frontogênese ou chuvas. Identificam-se eventos organizados de frontogênese e chuva fortemente influenciados por esta estrutura, com duração de alguns dias. Sua ocorrência está associada à incursão de distúrbios transientes vindos do Pacífico. Estes eventos são classificados em duas categorias, que podem ser distinguidas pelo deslocamento da frontogênese: para nordeste (eventos NE) e para o leste (eventos LE). Ambas são estudadas através de compostos e têm sua estrutura resumida em modelos conceituais. As diferenças estruturais entre as duas categorias são causadas por comportamentos distintos dos distúrbios transientes nos altos níveis. O último estudo é uma avaliação estatística da associação entre a sela da LBPLA e a frontogênese nos subtrópicos da América do Sul. Mostra-se que a presença desta sela favorece a frontogênese e quanto mais alta

a frontogênese, maior a presença estatística da sela, tendendo a 100% para frontogênese muito elevada. Mostra-se também uma associação estatística entre a ocorrência da sela sobre o centro-norte da Argentina e chuva ligeiramente a nordeste. A chuva é máxima um dia após a ocorrência da sela. Associação análoga é encontrada entre frontogênese intensa e chuva nas mesmas regiões.

FRONTS AND FRONTOGENESIS DURING SUMMER: GEOMETRICAL AND DYNAMICAL ASPECTS AND THE INFLUENCE OVER RAINFALL ON THE SOUTH AMERICAN SUBTROPICS

ABSTRACT

Three different aspects related to summer precipitation over subtropical South America (SA) and the continental pattern of humidity transport in that season are studied. Firstly, a climatological point of view is adopted and it is shown that most of the humidity that enters SA through its northern coast, up to Pará, comes from the tropical Northern Atlantic. It is also shown that most of the humidity that leaves that part of the ocean heads towards inland SA, crossing over this coast. In the subtropics and extra-tropics, the spatial distributions of the climatological daily standard deviation of the meridional humidity transport and of its magnitude are notoriously similar to each other, as well as to that of the climatological rains. This points towards an important contribution from transient disturbances to the rain and humidity transport patterns. In the following part of the work, some new aspects pertaining the interaction between the North Western Argentinean Low (NAL) and transient troughs south of it are brought to light. The combination of these two elements brings about the formation of a geometrical structure in the pressure field. The influence of this structure over the wind field is documented and explained. One of the important elements of this structure is the saddle that necessarily occurs between the NAL and the transient trough. This saddle is a preferred spot for convergence and deformation of the wind field, both warm and cold advections, frontogenesis in equivalent potential temperature and rain. In addition to this saddle, the shape and geographical location of its separatrices reveal the essential aspects of the referred structure. Both extend from the tropics to the midlatitudes, intersecting themselves on the saddle point, which is located in the subtropics. The flow over the orbits that make up these separatrices reflects the flow of the wind, which therefore approaches the saddle both from the tropics and from the midlatitudes. Two of the orbits which locally make up the separatrices merge away from the saddle forming a self connection of the saddle which contains the NAL in its interior. This allows for the formation of an extension of the transient trough, which wraps over the self connection, and is here called the “Low Pressure Tongue East of the Andes” (LPTEA). The LPTEA geostrophically forces the development of a moisture corridor all the way from Amazonia to the midlatitudes, allowing the water vapour which has flowed over the forest to fuel the transient disturbance. It is illustrated how, in the absence of a saddle self connection, the geometry of the wind field causes the transient disturbance to be fuelled by humidity coming directly from the South Atlantic. This is probably the typical winter situation. It is found that the geometrical structure described above is very common during summer, but does not always lead to frontogenesis and rain formation. Organized events, lasting a few days, in which frontogenesis and rain formation are strongly influenced by this structure are identified. Their occurrence is associated with the incursion of transient disturbances coming from the Pacific. These events are separated in two categories, which can be distinguished by the displacement of the frontogenesis: towards the northeast (NE events) and towards the east (LE events). Both are studied through composites and have their basic structure described in conceptual models. The structural differences between the two categories are caused by the behaviour of the transient disturbance in the high levels. In the last part of the work, the link between the Low Pressure Tongue and its saddle and frontogenesis over the subtropics of SA is statistically evaluated. It is shown

that the saddle favours frontogenesis. Furthermore, the presence of the saddle becomes more statistically likely the higher the frontogenesis, approaching 100% for very high values. A statistical link is also shown to exist between the occurrence of the saddle over northern central Argentina and rain slightly to the northeast. The rain attains maximum intensity one day after the detection of the saddle. A similar link is found between intense frontogenesis and rain over the same regions.

SUMÁRIO

Pág.

LISTA DE FIGURAS

LISTA DE TABELAS

LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

LISTA DE SÍMBOLOS

1	INTRODUÇÃO	29
1.1	Chuvas na América do Sul	29
1.2	As causas da chuva na América do Sul	30
1.2.1	O escoamento de umidade de grande escala	30
1.2.2	Frentes frias e incursões de ar frio	30
2	DADOS	33
2.1	Campos Meteorológicos Analisados	33
2.1.1	Pressão à Superfície	34
2.1.2	Transporte de umidade e a sua divergência	36
2.1.3	Temperatura potencial equivalente	37
3	CHUVAS NOS SUBTRÓPICOS DA AMÉRICA DO SUL E O TRANSPORTE DE UMIDADE	39
3.1	Chuva e convergência de umidade na América do Sul e no Hemisfério Sul	39
3.2	Transporte de umidade na América do Sul	44
3.2.1	Variabilidade do Transporte de Umidade	47
3.2.2	O que propicia o transporte de umidade dos trópicos para os subtrópicos?	50
4	FRENTES E FRONTOGÊNESE	53
4.1	Introdução	53
4.1.1	Frentes de Verão e a Baixa do Noroeste da Argentina	54
4.1.2	Jatos do Chaco e CCMs	56
4.2	Objetivos	57
4.3	Observações Preliminares	58
4.3.1	Uma sela ativa no norte da Argentina	58
4.3.2	Bandas de Frontogênese	60

4.3.3	A Língua de Baixa Pressão a leste dos Andes	60
4.4	Metodologia	61
4.5	Frontogênese nos Subtrópicos da América do Sul	64
4.6	Exemplos de Casos NE e LE	66
4.7	Estatística das Bandas de Frontogênese	71
4.8	Faixas de Frontogênese com Deslocamento para Nordeste	71
4.8.1	NE: Frontogênese, Altura Geopotencial e Vento em Altos Níveis	71
4.8.2	NE: Vento, θ_e e sua Advecção	76
4.8.3	NE: Transporte de Umidade	81
4.8.4	NE: Movimento Vertical, Convergência de Umidade e Divergência em Altos Níveis	84
4.8.5	NE: Variação de Temperatura e Precipitação	88
4.8.5.1	As Chuvas	89
4.8.5.2	A variação da temperatura	90
4.8.6	NE: Discussão	93
4.8.7	PNE: Faixas de Frontogênese que se Deslocam Pouco para Nordeste	94
4.9	Faixas de Frontogênese com Deslocamento para o Leste	97
4.9.1	LE: Frontogênese, Altura Geopotencial e Vento em Altos Níveis	97
4.9.2	LE: Vento, θ_e e sua Advecção	100
4.9.3	LE: Transporte de Umidade	100
4.9.4	LE: Movimento Vertical, Convergência de Umidade e Divergência em Altos Níveis	105
4.9.5	LE: Variação de Temperatura e Precipitação	108
4.9.5.1	As chuvas	108
4.9.5.2	A variação da temperatura	108
4.9.6	LE: Discussão	109
4.10	Conclusões deste Capítulo	112
5	SELA FRONTOGÊNESE E CHUVA	121
5.1	Introdução	121
5.2	Estatísticas que Relacionam a Sela à Frontogênese	121
5.2.1	Associação Sela \rightarrow Frontogênese	124
5.2.2	Associação Frontogênese \rightarrow Sela	124
5.3	Compostos	128
5.3.1	Seleção pela Frontogênese	129
5.3.2	Seleção pela Presença da Sela	131
6	CONCLUSÕES	139

6.1	Climatologias de Chuvas e de Transporte de Umidade	139
6.2	Frentes e Frontogênese	140
6.3	Sela, Separatrizes e a Língua de Baixa Pressão	144
6.4	Relação Estatística entre a Sela e a Frontogênese	145
6.5	Sugestões para Trabalhos Futuros	146
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS		147
A FUNDAMENTOS MATEMÁTICOS		151
A.1	Pontos Críticos e Curvas de Nível	151
A.2	Notação matricial	154
A.3	Rotação do Sistema de coordenadas	155
B FRONTOGÊNESE E VENTO		157
B.1	Cinemática do Campo de Ventos	157
B.2	Cinemática do Campo Tangente	160
C DECOMPOSIÇÃO DA FRONTOGÊNESE		163
D Programa		167
D.1	Descrição Geral do Algoritmo	167
D.2	Encontrando a BNOA	167
D.3	Encontrando a SELA	170
D.3.1	Encontrando os mínimos do gradiente	170
D.3.2	Separando selas, mínimos e máximos	170
D.3.3	Escolhendo a sela associada a Língua de Baixa Pressão	172
D.4	Resultado do Programa	173

LISTA DE FIGURAS

	<u>Pág.</u>
1.1 Climatologia de verão de precipitação (mm/dia) para os meses de dezembro a março, segundo dados do Global Precipitation Climatology Project (HUFFMAN et al., 2001) (ver maiores informações no Capítulo 2), entre dezembro 1981 e março 2002	29
2.1 Um vento constante na vertical com magnitude 2m/s transporta duas colunas ar de 1 metro linear, medido paralelo ao vento, através de um metro linear perpendicular ao vento, a cada segundo. Se o conteúdo de ar de cada uma destas colunas de 1m ² de base for Q kg, o transporte de umidade é de 2Q kg/m/s	37
3.1 Médias zonais climatológicas de precipitação de verão austral (dez a mar) (círculos cheios) e de inverno (jun a set) (círculos vazios), de dez 1981 a mar 2002. mm/dia	40
3.2 Média zonal climatológica de verão (dez a mar, de 1981 a 2002) de convergência de umidade. mm/dia.	41
3.3 Média zonal climatológica de verão (dez a mar, de 1981 a 2002) de precipitação para as faixas indicadas na Figura 1.1. Isohietas em intervalos de 1 mm/dia.	42
3.4 Linhas pretas: médias zonais de precipitação climatológica de 65°W a 55°W de verão (dez a mar de 1981 a 2002, círculos vazios) e de inverno (jun a set de 1982 a 2002, círculos cheios) Linhas azuis: médias zonais (globais) para os mesmos períodos (como na Figura 3.1). mm/dia	43
3.5 Linhas de corrente da climatologia de verão (dez a mar, 1981 a 2002) do transporte de umidade.	44
3.6 Climatologia de verão (dez a mar, 1981 a 2002) do fluxo de umidade ($kgm^{-1}s^{-1}$).	46
3.7 Climatologia de verão (dez a mar, 1981 a 2002) de convergência de umidade integrada na vertical (mm/dia).	47
3.8 Climatologia de fluxo zonal (em cima) e meridional (em baixo) de umidade e seu desvio padrão diário climatológico de verão (dez a mar, 1981 a 2002, $kgm^{-1}s^{-1}$)	49
3.9 Climatologia de verão temperatura (dez a mar, 1981 a 2002) [$^{\circ}K$] e altura geopotencial em 850 hPa (m).	51
3.10 Climatologias de verão (dez a mar, 1981 a 2002) de altura geopotencial (m) e vento em 850 hPa (m/s)	52

4.1	Exemplo típico da Língua de Baixa Pressão a Leste dos Andes. O campo corresponde a altura geopotencial (m) em 850 hPa às 06Z21JAN1998. A curva de nível (contorno) do geopotencial em vermelho apresenta uma auto-interseção	59
4.2	Climatologia de frontogênese em θ_e [K/100km/dia] no nível de 850hPa. A frontogênese total Fg é a soma dos quatro termos Fg1, Fg2, Fg3 e Fg4, calculados segundo Ninomiya (1984). Ver apêndice B para detalhes.	65
4.3	Altura geopotencial em 850mb sobreposta a imagens de satélite (GOES IR 4). O tempo corre da esquerda para a direita e de cima para baixo. O intervalo entre os painéis é de 12hs. A seqüência ilustra uma situação em que uma faixa de frontogênese (não mostrado) deslocou-se para nordeste.	67
4.4	Altura geopotencial em 850mb sobreposta a imagens de satélite (GOES IR 4), em seqüência temporal da esquerda para a direita e de cima para baixo. O intervalo entre os painéis é de 12hs. A seqüência ilustra uma situação em que uma faixa de frontogênese (não mostrado) deslocou-se para o leste.	70
4.5	Composto NE Painéis da esquerda - Em cores: frontogênese por deformação em θ_e em 850 hPa [K/100km/dia]. Em contornos: altura geopotencial em 850 hPa [m]. O intervalo entre os contornos é de 20m. Painéis da direita - Em cores: magnitude do vento em 250 hPa [m/s]. Vetores de vento em 250 hPa [m/s]. Continua	74
4.5	Conclusão.	75
4.6	Composto NE Painéis da esquerda - Em cores: θ_e em 850 hPa [K]. Em contornos: advecção de θ_e em 850 hPa [K/dia]. Painéis da direita - Em cores: altura geopotencial em 850 hPa [m]. Vetores de vento em 850 hPa [m/s]. Continua	79
4.6	Conclusão.	80
4.7	Composto NE. Transporte de umidade integrado entre a superfície e 650 hPa [kg/m/s]. Continua	82
4.7	Concluão.	83
4.8	Composto NE Painéis da esquerda - Em cores: movimento vertical em 850 hPa. Em contornos: movimento vertical em 500 hPa. Ambos em [hPa/hora] Painéis da direita - Em cores: convergência de umidade integrada da superfície a 650 hPa [mm/dia]. Em contornos: divergência do vento em 250 hPa [$10^{-6} s^{-1}$]. Continua	85
4.8	Conclusão.	86
4.9	Composto NE Painéis da esquerda - Em cores: Diferença entre médias diárias de θ_e em 850 hPa. Em contornos: Diferença entre médias diárias de T em 850 hPa [$^{\circ}K$]. Painéis da direita - Diferença entre médias diárias de precipitação . [mm/s]. Continua	91
4.9	Conclusão.	92

4.10	Composto PNE Painéis da esquerda - Em cores: frontogênese por deformação em θ_e em 850 hPa [K/100km/dia]. Em contornos: altura geopotencial em 850 hPa [m]. O intervalo entre os contornos é de 20m. Painéis da direita - Em cores: magnitude do vento em 250 hPa [m/s]. Vetores de vento em 250 hPa [m/s]. Continua	95
4.10	Conclusão.	96
4.11	Composto LE. Como na Figura 4.5. Continua	98
4.11	Conclusão.	99
4.12	Composto LE. Como na Figura 4.6, porém para os eventos com deslocamento para o leste. Continua	101
4.12	Conclusão.	102
4.13	Composto LE. Transporte de umidade integrado entre a superfície e 650 hPa [kg/m/s]. Continua	103
4.13	Conclusão.	104
4.14	Composto LE Painéis da esquerda - Em cores: movimento vertical em 850 hPa. Em contornos: movimento vertical em 500 hPa. Ambos em [hPa/hora] Painéis da direita - Em cores: convergência de umidade integrada da superfície a 650 hPa [mm/dia]. Em contornos: divergência do vento em 250 hPa [$10^{-6}s^{-1}$]. Continua	106
4.14	Conclusão.	107
4.15	Composto LE Painéis da esquerda - Em cores: Diferença entre médias diárias de θ_e em 850 hPa. Em contornos: Diferença entre médias diárias de T em 850 hPa [$^{\circ}K$] Painéis da direita - Diferença entre médias diárias de precipitação . [m/s]. Continua	110
4.15	Conclusão.	111
4.16	Os esquemas mostram as situações em que as separatrizes da sela entre a BNOA e o cavado ao sul não formam (direita) e formam (esquerda) uma auto-ligação que a contém.	118
5.1	Número de ocorrências da sela da Língua de Baixa Pressão em retângulos de 1.25X1.25, segundo o algoritmo descrito no apêndice D. A escala de cores mostrada à direita na figura é logarítmica. No total a sela da Língua de Baixa Pressão foi detectada em 5921 dos 10184 horários dos 21 verões estudados. . .	122
5.2	Histogramas mostrando a distribuição de $MFG3_+$ para: (em preto) todos os 10184 horários dos 21 verões, (em azul) apenas os horários em que não foi encontrada uma sela da Língua de Baixa Pressão em R, (em vermelha) apenas os horários em que esta sela foi encontrada.	125

5.3	Para os valores medidos de $MFG3_+$, as curvas azul e vermelha mostram respectivamente as frações de eventos em que a sela da Língua de Baixa Pressão foi e não foi encontrada em R.	126
5.4	Frequência da sela em função de limiares mínimos de frontogênese. O eixo horizontal mostra limiares mínimos de $MFG3_+$. A curva pontilhada assume valores no eixo vertical da direita e mostra o número de eventos com $MFG3_+$ acima do limiar. A curva cheia assume valores no eixo vertical da esquerda e mostra a fração destes eventos para os quais a sela da Língua de Baixa Pressão foi encontrada em R.	127
5.5	Como na Figura 5.4, porém para $MFG3_-$	128
5.6	Compostos de (do topo para baixo) altura geopotencial e $FG3\theta_e$, ambos em 850mb, vento em 250mb e a sua magnitude, transporte de umidade integrado na vertical e a sua magnitude. À esquerda os casos em que $MFG3_+ \geq q_0.75$ e à direita os casos em que $MFG3_+ < q_0.25$	130
5.7	Compostos de precipitação para os casos em que $MFG3_+ \geq q_0.75$ (esquerda) e $MFG3_+ < q_0.25$ (direita), com diferentes atrasos. O atraso em dias está indicado a direita das figuras. Continua	132
5.7	Conclusão.	133
5.8	Compostos como os da Figura 5.6, porém para os casos com sela em R (esquerda) e sem sela em R (direita)	134
5.9	Compostos como os da Figura 5.7, porém para os casos com sela em R (esquerda) e sem sela em R (direita). Continua	136
5.9	Conclusão.	137
6.1	Igual à Figura 4.16 Os esquemas mostram as situações em que as separatrizes da sela entre a BNOA e o cavado ao sul não formam (direita) e formam (esquerda) uma auto-ligação que a contém.	144
A.1	Gráficos das funções: (a) $F(x, y) = x^2 + y^2$, que apresenta um ponto de mínimo em $p_0 = (0, 0)$, e (b) $F(x, y) = x^2 - y^2 + 2y - 1$, que apresenta um ponto de sela em $p_0 = (0, 1)$	152
A.2	Curvas de nível das funções: (a) $F(x, y) = x^2 + y^2$, onde o ponto de mínimo em $p_0 = (0, 0)$ corresponde ao círculo de raio 0, e (b) $F(x, y) = x^2 - y^2 + 2y - 1$, onde o ponto de sela em $p_0 = (0, 1)$ corresponde à intersecção das separatrizes. Alguns vetores tangentes às curvas são desenhados.	153
A.3	(a) Curvas de nível, campo tangente e (b) gráfico da função $F(x, y) = x^3 - 2x^2 + y^2 - 2y + 1$. O ponto $p_0 = (0, 1)$ é um ponto de sela enquanto $p_1 = (4/3, 1)$ é um ponto de mínimo.	154

A.4	Relação geométrica entre as coordenadas do ponto P medidas no sistema de coordenadas x,y e no sistema rotacionado x',y'	155
B.1	Efeito de uma translação uniforme em uma parcela. O vento mostrado é um de pura translação, dado por $u = u_0, v = v_0$. Inicialmente na origem, a parcela, representada por um retângulo, move-se com o escoamento sem mudança na sua área, orientação ou forma.	158
B.2	Efeito de vorticidade positiva (esquerda) e negativa (direita) em uma parcela. O vento mostrado é um de pura vorticidade, dado por $u = -(\zeta)y, v = (\zeta)x$. No primeiro caso a parcela gira em sentido anti-horário, enquanto no segundo caso gira em sentido horário. Em ambos os casos a forma e a área da parcela são mantidas.	159
B.3	Efeito da divergência (esquerda) e convergência (direita) em uma parcela. O vento mostrado é um de pura divergência, dado por $u = (\delta)x, v = (\delta)y$. A parcela, inicialmente na origem, é representada por um retângulo cheio. À esquerda, a divergência é positiva e a parcela aumenta de área, enquanto que à direita, a divergência é negativa e a parcela diminui de área. A forma e a orientação da parcela permanecem a mesma nos dois casos.	160
B.4	Efeito da deformação em uma parcela. O vento mostrado é um de pura deformação, dado por $u = (\Lambda)x', v = (\Lambda)y'$. A parcela, inicialmente na origem, é representada por um quadrado. Um campo de deformação pura como mostrado à esquerda, age no sentido de esticar a parcela ao longo do eixo de dilatação x' e de comprimi-la ao longo de eixo de contração y' . No caso mostrado à direita, onde a deformação resultante é negativa, o mesmo acontece mas os papéis dos eixos x' e y' são invertidos.	161
D.1	Diagrama esquemático mostrando a estrutura geral do programa desenvolvido para localizar a BNOA e a sela associada à Língua de Baixa Pressão.	168
D.2	Os contornos mostram a altura geopotencial (m) em 850 hPa às 12Z 24dez1991. REGIÕES: A linha vermelha pontilhada delimita a região de busca por baixas do geopotencial, enquanto a linha cheia, a de busca pela BNOA; a linha azul mostra a região de busca pela sela. PONTOS: pontos vermelhos mostram as baixas, dentre as quais a BNOA está destacada; pontos azuis mostram as selas, dentre as quais aquela dentro da língua e associada a BNOA está destacada.	169
D.3	Os contornos mostram a magnitude do gradiente da altura geopotencial (m/grau) em 850 hPa às 12Z 24dez1991. Os pontos pretos marcam as posições “candidatas” a pontos de mínimo. As cruces azuis marcam as posições finais após o algoritmo de minimização. Note que vários “candidatos” convergem para o mesmo ponto.	171

D.4	Contornos coloridos mostram a magnitude do gradiente da altura geopotencial (m/grau); contornos pretos mostram a altura geopotencial (m), ambos em 850 hPa às 12Z 24dez1991. PONTO: vermelho marca a posição da BNOA; círculo azul marca a posição do mínimo do gradiente; quadrado azul marca a posição da sela.	172
D.5	Altura geopotencial (m) em função da distância (graus) ao ponto de sela mostrado na Figura D.4. A curval azul mostra os valores do campo ao longo da direção x' , enquanto a curva vermelha mostra os valores ao longo da direção y' .	173
D.6	Diagrama esquemático mostrando o centro dos pontos de grade p_{ij} e seus vértices V_{ij} . A curva de nível em vermelho pode ser traçada comparando o valor do campo ao longo da mesma com o valor do campo nos vértices.	174
D.7	Resultado do teste para determinar se o ponto de sela está contido na Língua de Baixa Pressão. Os contornos mostram a altura geopotencial (m) em 850 hPa às 12Z 24dez1991. Aparecem em destaque a posição do ponto de sela (quadrado azul) e da BNOA (círculo vermelho) e a curva de nível usada no teste (em roxo). Os pontos de grade em cinza são aqueles que foram percorridos durante o teste.	174
D.8	Exemplo de saída do programa. Na primeira coluna aparece o instante de tempo e nas demais, as informações sobre a BNOA e sobre a sela. BNOA: número de baixas localizadas e, se uma delas é a correta, sua longitude e latitude e o laplaciano do geopotencial. SELA: número de selas encontradas e, se uma delas está associada a BNOA formando a língua, sua longitude e latitude e as derivadas de segunda ordem do geopotencial ao longo dos eixos da sela.	175

LISTA DE TABELAS

	<u>Pág.</u>
4.1 Total de eventos em cada composto e número de eventos começados em cada um dos horários do dia.	72
5.1 Quantis de frontogênese e frações com sela	128

LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

AS	–	América do Sul
ASAS	–	Alta subtropical do Atlântico Sul
ASPS	–	Alta subtropical do Pacífico Sul
BNOA	–	Baixo do Noroeste da Argentina
ECMWF	–	European Centre for Medium Range Weather Forecasting
GPCP	–	Global Precipitation Climatology Project
INPE	–	Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais
ZCAS	–	Zona de Convergência do Atlântico Sul

LISTA DE SÍMBOLOS

Símbolo	Unidades	Descrição
A	s^{-1}	Termo de deformação
B	s^{-1}	Termo de deformação
D_1	–	Termo de deformação
D_2	–	Termo de deformação
DT	$K s^{-1}$	Tendência da temperatura ($\partial T/\partial t$)
$D\theta_e$	$K s^{-1}$	Tendência de θ_e ($\partial\theta_e/\partial t$)
DQV	$kg m^{-2} s^{-1}$	Divergência de QV ($\nabla_h \cdot QV$)
δ	s^{-1}	Divergência do vento
g	$m s^{-2}$	Aceleração da gravidade
Γ	$K m^{-1}$	Taxa de variação da temperatura com a altitude
Γ'	$K m^{-2} s^2$	Taxa de variação da temperatura com o geopotencial
H	–	Matriz hessiana
Λ^2	s^{-1}	Deformação resultante
$MFG3+$	$K m^{-1} s^{-1}$	Média da frontogênese em uma região
$MFG3-$	$K m^{-1} s^{-1}$	Média da frontólise em uma região
∇_h	m^{-1}	Operador vetorial ($\partial/\partial x, \partial/\partial y$)
P	hPa	Pressão
P_s	hPa	Pressão a superfície
ϕ	$m^2 s^{-2}$	Geopotencial
QV	$kg m^{-1} s^{-1}$	Transporte vetorial de umidade integral na vertical
Qu	$kg m^{-1} s^{-1}$	Componente zonal de QV
Qv	$kg m^{-1} s^{-1}$	Componente meridional de QV
q	–	Umidade específica
r	–	Razão de mistura do vapor d'água
R	$J kg^{-1} K^{-1}$	Constante dos gases
ρ	$kg m^{-3}$	Densidade
t	s	Tempo
T	K	Temperatura termodinâmica
T_L	K	Temperatura do nível de condensação
θ_e	K	Temperatura potencial equivalente
ur	–	Umidade relativa
u	$m s^{-1}$	Componente zonal do vento
v	$m s^{-1}$	Componente meridional do vento
z	m	Altitude
ζ	s^{-1}	Vorticidade

1 INTRODUÇÃO

1.1 Chuvas na América do Sul

A América do Sul é a massa continental mais úmida do hemisfério sul. Este continente recebe chuva abundante desde a sua região equatorial até os extra-trópicos. A Figura 1.1 mostra uma média de longo prazo de precipitação para os meses de dezembro a março e revela o quanto as chuvas são fartas na América do Sul em comparação com a África e a Austrália. Além de contar com a maior floresta tropical do planeta, este continente já foi também maciçamente coberto por biomas úmidos nos trópicos e subtropicais. Esta é uma característica excepcional pois a faixa de latitudes em volta de 30° tende a ser seca por estar sob o ramo descendente da célula de Hadley (LORENZ, 1967; PEIXOTO; OORT, 1992). As duas outras massas continentais do hemisfério sul, África e Austrália, são predominantemente desérticas nestas latitudes, assim como grandes extensões dos oceanos Pacífico e Atlântico.

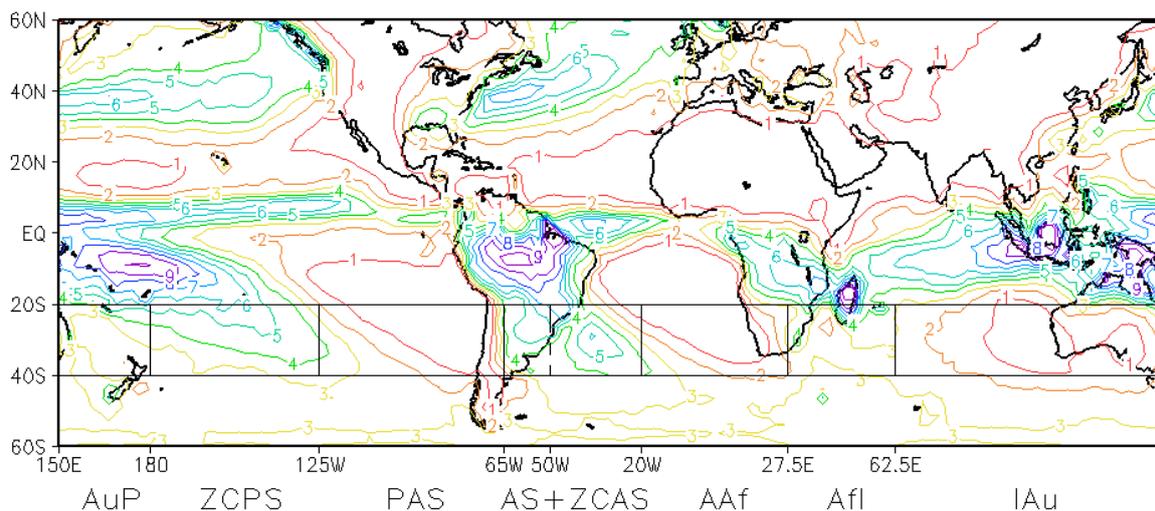


Figura 1.1 - Climatologia de verão de precipitação (mm/dia) para os meses de dezembro a março, segundo dados do Global Precipitation Climatology Project (HUFFMAN et al., 2001) (ver maiores informações no Capítulo 2), entre dezembro 1981 e março 2002

A abundância de chuvas nos subtropicais da América do Sul marcou o seu desenvolvimento histórico, propiciando que esta região se tornasse o centro agrícola, industrial e populacional que é hoje no âmbito do continente. Isto é claro porque a agricultura, a produção industrial, a geração de energia e o abastecimento de água da população, tal como são realizados, ou dependem diretamente das chuvas, ou de água nas bacias hidrográficas da região, que são condições equivalentes. Estando ou não de acordo com os modelos de pro-

dução e de ocupação do espaço adotados nesta região, é preciso conviver com o fato de que sobre eles estruturaram suas vidas milhões de sul-americanos tornando-se com isto dependentes do regime de chuvas. Da mesma maneira, o que resta dos biomas úmidos que uma vez cobriram grande parte dos subtropicais, ainda um tesouro de biodiversidade a ser preservado, também tem a sobrevivência atrelada a este aporte de água.

Enquanto as chuvas de verão são muito bem vindas nos campos, matas e bacias hidrográficas, precipitação demasiada causa grandes transtornos nos centros urbanos. Devido ao crescimento não planejado, estas cidades são hoje extremamente vulneráveis a eventos intensos de chuva, que podem causar enchentes, alagamentos e deslizamentos e, a cada verão, causam prejuízos à saúde e à qualidade de vida da população.

1.2 As causas da chuva na América do Sul

1.2.1 O escoamento de umidade de grande escala

Tanta chuva em uma extensão terrestre assim grande requer tamanha alimentação de umidade que só pode ser feita pela circulação atmosférica de grande escala. A umidade na atmosfera concentra-se nas baixas altitudes, onde a temperatura do ar é alta o suficiente para que este contenha grande quantidade de água no seu estado gasoso. A América do Sul tem um padrão médio de ventos nas baixas altitudes que garante a entrada de umidade tanto do Atlântico Norte quanto do Atlântico Sul, e o escoamento de parte desta umidade até os subtropicais e os extratropicais. Entretanto este escoamento médio não é suficiente para explicar completamente a alta pluviosidade dos subtropicais e extratropicais da América do Sul, pois a passagem de umidade sobre uma região não basta para provocar chuvas: é necessária a sua convergência. Tanto o escoamento quanto a convergência de umidade apresentam alta variabilidade diária nestas latitudes, o que aponta para uma significativa contribuição de fatores transientes para a produção das chuvas.

1.2.2 Frentes frias e incursões de ar frio

Até mesmo uma pessoa leiga em meteorologia, que dê atenção aos boletins e previsões transmitidos diariamente pela televisão, é capaz de dizer que as frentes frias têm um papel importante na formação de chuvas nesta faixa de latitudes. Em particular no verão, estas frentes são muitas vezes alimentadas pela umidade vinda dos trópicos e tornam-se muito chuvosas, formando faixas de nebulosidade convectiva que se estendem diagonalmente desde o leste dos Andes até o Atlântico e podem avançar para nordeste, atingindo latitudes mais baixas do continente. Alguns trabalhos têm indicado que as próprias frentes são responsáveis, de maneira indireta, pela intensificação do escoamento de umidade que as alimenta (GARREAUD; WALLACE, 1998; GARREAUD, 2000). A explicação é que a

incursão de frentes leva à intensificação de uma área de baixa pressão nos subtrópicos a leste dos Andes conhecida como Baixa do Noroeste da Argentina (BNOA). Isto por sua vez intensifica a componente zonal para leste do gradiente de pressão nos subtrópicos, induzindo geostroficamente a aceleração de ventos de norte. Além disto, as frentes provêm a condição de convergência necessária à produção de chuvas.

As incursões de frentes frias ocorrem no continente sul-americano durante todo o ano. Assim como em outras regiões situadas a leste de grandes cadeias montanhosas meridionalmente dispostas, estas frentes podem produzir incursões de massas de ar das latitudes médias até os trópicos (MARENGO et al., 1997; GARREAUD; WALLACE, 1998; GARREAUD, 2000; SELUCHI; MARENGO, 2000) ou, em casos extremos, até a região equatorial (PARMENTER, 1976). No verão, estas incursões têm um forte impacto sobre as chuvas, como vem sendo destacado até aqui, com as bandas de nebulosidade convectiva mencionadas anteriormente deslocando-se um pouco à frente do ar frio. No inverno, seu impacto maior é a queda da temperatura. Episódios intensos de inverno trazem consigo o risco de geadas, que representam uma grande ameaça às safras de produtos como soja, café, trigo e laranja (MARENGO et al., 1997). Por isto, os eventos de inverno vêm recebendo atenção especial da comunidade científica e estão hoje melhor explorados na literatura do que os eventos de verão. No entanto, o benefício das chuvas de verão para a agricultura local é ainda mais importante do que o efeito deletério das geadas, pois é este aporte sazonal de água que viabiliza as culturas e a geração de energia.

As frentes frias e as incursões de ar frio de verão, assim como as faixas de precipitação a que dão origem variam no seu alcance meridional no continente sul-americano. Há inclusive casos em que as frentes atravessam os extra-trópicos do continente numa trajetória zonal e não produzem incursões de ar frio. O alcance meridional deste distúrbios não parece estar relacionado à sua intensidade e nem à da precipitação que provocam. Ainda não existe uma boa explicação para esta variabilidade do seu padrão de deslocamento.

Neste trabalho são apresentados três estudos relacionados às chuvas nos subtrópicos da América do Sul e ao padrão continental de transporte de umidade, ambos no verão, visando investigar as suas características e causas.

No Capítulo 3 estas questões são tratadas de um ponto de vista climatológico, mas a variabilidade dos padrões começa a ser considerada com a análise do desvio padrão diário climatológico do transporte de umidade. No Capítulo 4 estudam-se as frentes frias de verão no continente, que, como salientado anteriormente, são distúrbios responsáveis por boa parte da precipitação nos subtrópicos e com grande influência sobre o padrão e a intensidade do escoamento de umidade. Este capítulo traz à discussão outra peculiaridade

climatológica dos subtropicais da América do Sul: eles exibem intensa frontogênese no verão. A investigação feita acerca das frentes e da frontogênese apresentada no Capítulo 4, traz à tona a importância da sela e das separatrizes que dividem a BNOA dos cavados transientes ao sul. Estes elementos geométricos têm forte influência sobre a frontogênese e a produção de chuvas sobre os subtropicais do continente. Por motivos que ficarão claros adiante, este estudo também motivou a definição de uma estrutura de formação recorrente na região, que resulta em geral da associação da BNOA com os cavados transientes e foi batizada de Língua de Baixa Pressão a Leste dos Andes. Mostra-se que esta estrutura está fortemente associada ao desenvolvimento e à intensificação das frentes frias que ingressam no continente, e tem grandes impactos sobre a frontogênese e a formação de chuvas.

O Capítulo 5 foi dedicado a uma investigação estatística da associação entre a Língua de Baixa Pressão e a sela, a frontogênese, o transporte de umidade e as chuvas, sem que fosse feita uma seleção de eventos organizados.

Este trabalho faz uso de alguns conceitos de geometria de funções escalares e de campos vetoriais, que estão explanados no apêndice A. O apêndice B traz algumas considerações sobre frontogênese associada a um campo horizontal de ventos de grande escala. Foi utilizada neste trabalho uma decomposição da frontogênese em termos relacionados a diferentes processos físicos e dinâmicos na atmosfera, proposta por Ninomiya (1984). A derivação algébrica desta decomposição é apresentada no apêndice C.

2 DADOS

Os três capítulos de resultados tratam de temas distintos, todos relacionados à chuva ou à produção da chuva e ao transporte de umidade nos subtropicais da América do Sul. Devido às diferenças, os Capítulos 4 e 5 necessitam de introduções próprias. É muito difícil apresentar em detalhes suas metodologias antes destas introduções. O Capítulo 3 por sua vez tem uma metodologia bastante simples, que consiste apenas em cálculos de climatologias e desvios padrão e é auto-explicativa. Por isto este capítulo limita-se a apresentar os conjuntos de dados e os campos meteorológicos utilizados e calculados nesta tese. Os Capítulos 4 e 5 têm seções próprias de metodologia.

Os três estudos cobrem 21 verões, aqui definidos como o período de dezembro a março, entre dezembro de 1981 a março 2002. No Capítulo 3 são feitas algumas comparações com o inverno, aqui definido como o período de junho a setembro. De agora em diante, qualquer menção a verão ou inverno significará o conjunto de meses especificado acima.

Com exceção da precipitação, todos os demais campos utilizados fazem parte ou são calculados a partir da reanálise de 40 anos produzida pelo ECMWF (European Centre for Medium Range Weather Forecasting), chamada de ERA40. Esta reanálise foi realizada em quatro horários diários no período de setembro de 1957 a agosto de 2002, numa grade espacial de $1.25^\circ \times 1.25^\circ$ graus de latitude e longitude e em 23 níveis verticais. Porém, aqui é utilizada a versão gratuita, disponível no sítio de internet daquela instituição, que é degradada para uma grade de $2.5^\circ \times 2.5^\circ$.

A precipitação foi obtida do GPCP (Global Precipitation Climatology Project). No Capítulo 3 são utilizadas precipitações médias mensais, em grade espacial de 1.25×1.25 do conjunto “GPCP version 2 Combined Precipitation Data Set” (HUFFMAN et al., 2001). Nos Capítulos 4 e 5 são utilizados dados diários de precipitação, numa grade espacial de 1×1 grau de latitude e longitude, do conjunto “GPCP One-Degree Daily Precipitation Data Set” (ADLER et al., 2003). Este último tem dados a partir de agosto de 1996, por isto as análises de chuva apresentadas naqueles capítulos foram elaborados para os seis verões entre dezembro 1996 e março de 2002.

2.1 Campos Meteorológicos Analisados

Foram analisados alguns campos que fazem parte dos conjuntos de dados acima. São eles: chuva; vento em 850 *hPa* e 250 *hPa*; altura geopotencial em 850 *hPa* e 250 *hPa*; temperatura em 850 *hPa*; divergência do vento em 250 *hPa*; movimento vertical em 850 *hPa* e 500 *hPa*.

Também foram calculados alguns campos:

- a) pressão à superfície (P_s)
- b) transporte de umidade integrado entre a superfície e 650 hPa (\vec{QV})
- c) a divergência de \vec{QV} (DQV)
- d) temperatura potencial equivalente (θ_e)
- e) advecção de θ_e
- f) frontogênese em θ_e

A seguir serão apresentados os cálculos de P_s , \vec{QV} , DQV e θ_e . O cálculo da frontogênese é apresentado no Capítulo 4.

2.1.1 Pressão à Superfície

Partindo da equação hidrostática:

$$dP = -\rho g dz, \quad (2.1)$$

onde P é a pressão, ρ é a densidade, g é a aceleração da gravidade e z é a altitude, divide-se pela equação dos gases para obter:

$$\frac{dP}{P} = -\frac{g}{RT} dz \quad (2.2)$$

onde R é a constante dos gases e T é a temperatura. Integrando desde um nível de referência P_0 até o nível da superfície, tem-se:

$$\int_{P_0}^{P_s} \frac{dP}{P} = -\frac{g}{R} \int_{z_0}^{z_s} \frac{dz}{T} \quad (2.3)$$

onde z_s é a altitude da superfície.

Considerando $T = cte$ obtém-se a equação tradicional de decaimento exponencial da pressão com a altitude da atmosfera isotérmica. Neste caso optou-se por considerar uma variação da temperatura com a altitude.

Para a troposfera, sabe-se que a temperatura decresce a uma taxa aproximadamente constante com a altitude. Supõe-se aqui uma taxa constante de variação da temperatura

entre o nível de referencia (P_0) e a superfície, muito embora o nível de referência possa estar na verdade sob a superfície:

$$T = T(z) = T_0 + \Gamma(z_s - z_0), \quad (2.4)$$

onde Γ é a taxa de variação da temperatura. Com isto, fica fácil fazer uma mudança de variáveis na integração da equação (2.3), passando de altitude para temperatura, cujos diferenciais obedecem a relação:

$$dT = \Gamma dz \quad (2.5)$$

Integrando o lado esquerdo de (2.3) e fazendo a mudança de variáveis do lado direito:

$$\ln(P) - \ln(P_0) = -\frac{g}{R} \int_{z_0}^z \frac{dz}{T_0 - \Gamma(z_s - z_0)} \quad (2.6)$$

$$= -\frac{g}{\Gamma R} \int_{T_0}^{T_0 + \Gamma(z_s - z_0)} \frac{dT}{T} \quad (2.7)$$

$$= -\frac{g}{\Gamma R} \ln\left(\frac{T_0 + \Gamma z}{T_0}\right) \quad (2.8)$$

A pressão pode ser escrita em função da altitude como:

$$P(z) = P_0 \left(\frac{T(z)}{T_0}\right)^{-\frac{g}{\Gamma R}} = P_0 \left(1 + \frac{\Gamma}{T_0}(z_s - Z_0)\right)^{-\frac{g}{\Gamma R}} \quad (2.9)$$

O conjunto ERA40 fornece o geopotencial em lugar da altitude. À superfície tem-se o geopotencial e a temperatura a 2 m. Para encontrar P_s , utiliza-se a equação acima, com $P_0 = 1000mb$ e $T_s = T_{2m}$, ao invés de $T_s = \Gamma(z_s - z_0)$:

$$P_s = 1000 hPa \left(\frac{T_{2m}}{T_{1000}}\right)^{-\frac{1}{\Gamma' R}}, \quad (2.10)$$

onde a Γ' é a taxa de variação da temperatura com o geopotencial e é calculada entre estes dois níveis:

$$\Gamma' = \frac{T_{2m} - T_0}{gz_s - gz_0} = \frac{T_{2m} - T_0}{\phi_s - \phi_0}, \quad (2.11)$$

onde ϕ_s é o geopotencial à superfície.

Um valor típico para Γ' é $600 K km^{-2} s^2$.

2.1.2 Transporte de umidade e a sua divergência

Para o cálculo das componentes do transporte de umidade integrado na vertical (Qu e Qv) utiliza-se a umidade específica q , que é a razão entre a massa de vapor de água contida no ar e a massa total de ar. Para calcular a quantidade de vapor de água contida em uma coluna de ar, deve ser feita a integração na variável de massa, já que q é uma fração de massas.

$$Qu = \int_{P_s}^{650 \text{ hPa}} qu dm = \int_{P_s}^{650 \text{ hPa}} qu \frac{dP}{g}, \quad (2.12)$$

onde u é a componente zonal do vento. A aceleração da gravidade (g) é considerada constante no intervalo de integração, e p é a pressão. Este cálculo é feito para cada um dos quatro horários do dia de todos os dias dos 21 verões. Qv é calculado de maneira análoga, e o transporte vetorial de umidade integrado na vertical e a sua divergência horizontal são dados por:

$$\vec{QV} = (Qu, Qv) \quad (2.13)$$

$$DQV = \nabla_h \cdot \vec{QV}. \quad (2.14)$$

Observa-se que as integrações para o cálculo de Qu e Qv são realizadas na coordenada vertical (P) enquanto que a divergência é calculada apenas nas coordenadas horizontais e portanto estas duas operações comutam no cálculo de DQV , permitindo que seja feito como mostrado em (2.14). Caso contrário seria necessário calcular a divergência de (qu, qv) em cada nível de pressão constante e depois realizar a integração.

As unidades de Qu e Qv são $kg m^{-1} s^{-1}$ e podem ser facilmente compreendidas supondo o vento constante na equação (2.12). Neste caso tem-se:

$$Qu = u \int_{P_s}^{650 \text{ hPa}} q \frac{dP}{g}. \quad (2.15)$$

Isto é, o transporte de umidade integrado na vertical é o produto da quantidade total de vapor de água contida na coluna (Q), dada em $kg m^{-2}$, pelo vento. Supõe-se uma fila de colunas de ar com bases quadradas de área $1 m^2$, alinhadas na direção zonal (a direção de u). A cada segundo um número u destas colunas atravessa um segmento de um metro linear com orientação perpendicular a u . Ou seja, são Qu quilogramas de vapor de água atravessando cada metro linear a cada segundo. A Figura 2.1 ilustra a situação descrita acima para o caso $u = 2 m/s$.

Na prática a informação sobre o vento e a umidade é dada em níveis discretos de pressão.

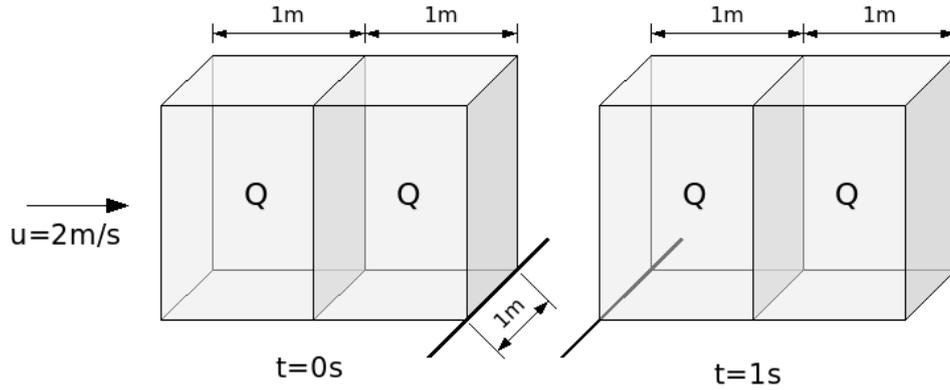


Figura 2.1 - Um vento constante na vertical com magnitude 2m/s transporta duas colunas ar de 1 metro linear, medido paralelo ao vento, através de um metro linear perpendicular ao vento, a cada segundo. Se o conteúdo de ar de cada uma destas colunas de 1m² de base for Q kg, o transporte de umidade é de 2Q kg/m/s

Para realizar um cálculo aproximado de Qu e Qv utiliza-se a fórmula:

$$Qu = \frac{1}{g} \sum_n qu \Delta P_n \quad (2.16)$$

onde ΔP_n é a espessura da n-ésima camada de pressão. As camadas de pressão são definidas entre os pontos médios dos níveis de pressão presentes nos dados.

2.1.3 Temperatura potencial equivalente

A temperatura potencial equivalente (θ_e) é a temperatura que uma parcela de ar teria se fosse elevada ao seu nível de condensação por levantamento através de uma adiabática seca, seguisse por uma adiabática úmida até que todo o seu conteúdo de umidade condensasse e em seguida fosse trazida de volta à pressão de 1000 hPa por uma adiabática seca.

Esta grandeza é uma medida simultânea da temperatura e do conteúdo de umidade de uma parcela de ar e por isto é adequada para comparar a instabilidade de massas de ar úmidas.

Neste trabalho θ_e é calculada da maneira sugerida por Bolton (1980):

$$\theta_e = T \left(\frac{1000}{P} \right)^{0.2854(1-0.28 \times 10^{-3} r)} \quad (2.17)$$

$$\times \exp \left[\frac{3.376}{T_L} - 0.00254 \right] r (1 + 0.81 \times 10^{-3} r) \quad (2.18)$$

onde r é a razão de mistura em g/kg no nível inicial e T_L é a temperatura absoluta (K) no nível de condensação. T_L é dada por:

$$T_L = \frac{1}{\frac{1}{T - 55} - \frac{\ln(ur)}{2840}} + 55, \quad (2.19)$$

onde ur é a umidade relativa e assume valores entre 0 e 1.

3 CHUVAS NOS SUBTRÓPICOS DA AMÉRICA DO SUL E O TRANSPORTE DE UMIDADE

Neste capítulo o padrão climatológico de chuvas de verão na América do Sul, sobretudo nos subtrópicos, é analisado e comparado ao restante do Hemisfério Sul. Em algumas das comparações é considerado também o Hemisfério Norte. Com vistas a compreender melhor as chuvas é analisado o transporte de umidade climatológico de verão, de grande escala, sobre este continente e também comparado ao restante do hemisfério. Para começar a abordar as causas do padrão peculiar de transporte de umidade que distingue este continente, são analisadas climatologias de temperatura, geopotencial e ventos de baixos níveis.

Como mencionado no capítulo 1, o transporte de umidade sobre o continente sul-americano apresenta alta variabilidade na escala de alguns dias, associada à passagem de distúrbios transientes (RICKENBACH *et al.*, 2002). Como um primeiro passo no estudo da variabilidade do transporte de umidade e do seu vínculo com a produção de chuvas, aqui são estudados os desvios padrão diários climatológicos das suas componentes meridional e zonal, e comparados à climatologia de precipitação.

Como esclarecido no capítulo 2, verão e inverno significam nesta tese o intervalo de meses de dezembro a março e de junho a setembro respectivamente. As climatologias foram calculadas entre dezembro de 1981 e setembro de 2002.

3.1 Chuva e convergência de umidade na América do Sul e no Hemisfério Sul

A Figura 3.1 mostra médias zonais globais climatológicas de precipitação para o verão (círculos cheios) e o inverno austrais (círculos vazios). Em ambas as estações do ano há um pico na faixa equatorial, mínimos nos trópicos e subtrópicos de cada hemisfério e um pequeno aumento da precipitação nas latitudes médias. Porém em cada época o padrão é nitidamente deslocado para o hemisfério de verão, e os mínimos subtropicais de precipitação são mais profundos no hemisfério de inverno. Todas estas características são compatíveis com a circulação de Hadley (LORENZ, 1967; PEIXOTO; OORT, 1992), na qual há ascensão do ar (e convergência em baixos níveis) na faixa equatorial, porém deslocada para o hemisfério de verão e subsidência do ar (e divergência em baixos níveis) nos trópicos e subtrópicos, porém com maior intensidade no hemisfério de inverno. O padrão de precipitação é gerado pela circulação de Hadley. A precipitação por sua vez fortalece os movimentos verticais na região equatorial, que fortalecem a célula de Hadley. Nas baixas latitudes a convecção cumulus age como um motor da célula de Hadley, transportando o

ar com alta temperatura dos baixos níveis até os médios e altos níveis. Nos trópicos e subtropicais a subsidência do ar ocorre lentamente, sobre grandes áreas, produzindo as altas subtropicais e agindo como inibidora da precipitação. No verão, em ambos os hemisférios, a precipitação na faixa entre 20°S e 40°S não supera 3 mm/dia. No inverno, quando a célula de Hadley e as altas subtropicais deslocam-se para latitudes mais baixas, pequenos picos de precipitação aparecem em torno de 40°S, certamente associados à atividade de sistemas baroclínicos, que são mais frequentes nesta estação.

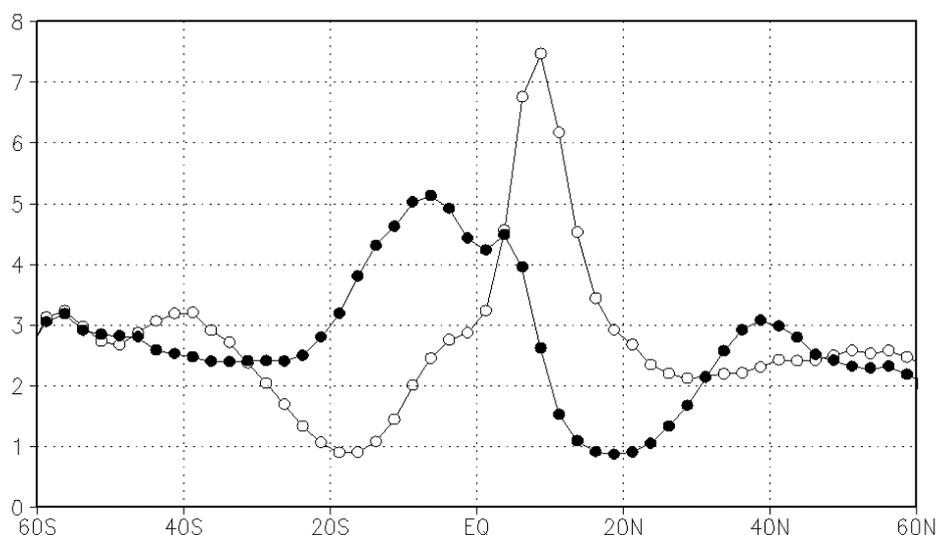


Figura 3.1 - Médias zonais climatológicas de precipitação de verão austral (dez a mar) (círculos cheios) e de inverno (jun a set) (círculos vazios), de dez 1981 a mar 2002. mm/dia

Na Figura 3.2 está representada a média zonal global climatológica de convergência de umidade integrada entre a superfície e 650 hPa para o verão. O cálculo da convergência de umidade é apresentada no capítulo 2. Lembrando que a umidade específica $q > 0$ assume apenas valores positivos, o sinal da convergência de umidade é o mesmo da convergência do vento. Uma faixa contendo o equador apresenta convergência de umidade, ladeada por 2 faixas de divergência de umidade que incluem os trópicos e subtropicais de cada hemisfério. A banda equatorial de convergência é deslocada para o sul, que é o lado do verão, e a divergência de umidade é mais intensa no hemisfério norte, que é o de inverno. Novamente estas características são compatíveis com a circulação de Hadley.

Tendo considerado o padrão médio zonal, estudam-se agora as assimetrias zonais. A Figura 1.1 mostra o mapa da climatologia global de precipitação para dezembro a março. Estes são os dados cuja média zonal é mostrada na Figura 3.1. Na faixa subtropical, entre 20°S e 40°S, prevalece a baixa pluviosidade. As duas exceções mais evidentes são as faixas diagonais sobre o Atlântico oeste e o Pacífico central associadas à Zona de Convergência

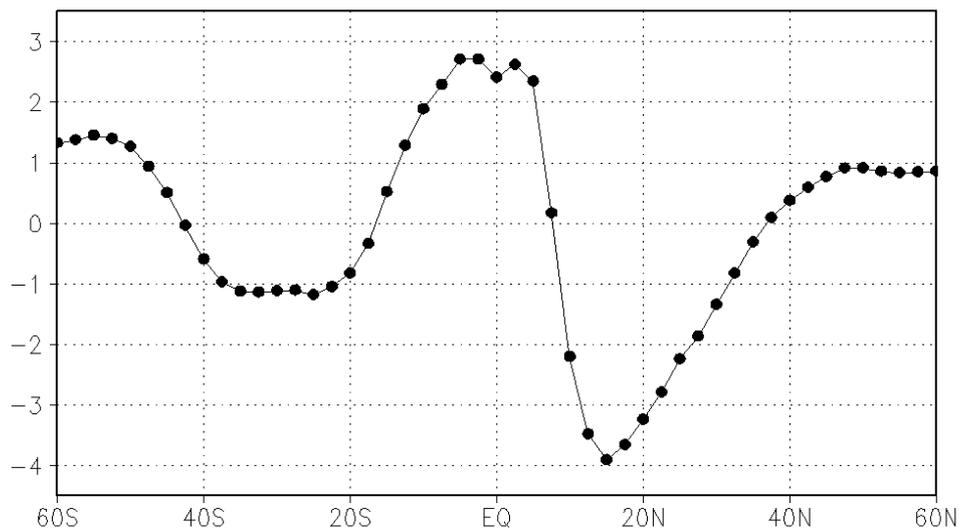


Figura 3.2 - Média zonal climatológica de verão (dez a mar, de 1981 a 2002) de convergência de umidade. mm/dia.

do Pacífico Sul (ZCPS) e à Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS). A ilha de Madagascar também é muito chuvosa e sua parte austral fica ao sul de $20^{\circ}S$. No entanto, a única região subtropical chuvosa no interior de uma massa continental é a central leste da América do Sul, que tem precipitação superior a 4 mm/dia até aproximadamente $35^{\circ}S$. Na Austrália e na África, apenas as costas leste são moderadamente úmidas.

Para sintetizar melhor estas diferenças procurou-se separar os subtrópicos do hemisfério sul em faixas longitudinais representativas de diferentes regimes médios de precipitação no verão. Esta divisão é mostrada na Figura 1.1. Sete regiões são sugeridas. Uma vai das encostas leste dos Andes até a ZCAS, outra representa a ZCPS. Outras duas incluem as costas leste da África e da Austrália e oceanos adjacentes. Por último, as três faixas secas são do Pacífico leste, do Atlântico leste até o leste da África e do Índico até o leste da Austrália. As médias zonais climatológicas para estas faixas são representadas na Figura 3.3.

Nas latitudes médias, até aproximadamente $40^{\circ}S$ as sete regiões têm precipitação semelhante, e as curvas aparecem próximas umas das outras. Nos subtrópicos as curvas separam-se em três grupos. As regiões da ZCPS e da ZCAS + AS são as mais chuvosas. Nelas a precipitação aumenta consideravelmente das latitudes médias para os subtrópicos. ZCAS + AS exibe valores mais elevados que a ZCPS entre $40^{\circ}S$ e $30^{\circ}S$. Voltando à Figura 1.1 percebe-se que na ZCPS a média de chuvas diminui monotonicamente com a latitude a partir de $10^{\circ}S$, e tem valores inferiores a 5 mm/dia ao sul de $30^{\circ}S$. A ZCAS por sua vez tem um máximo secundário com valor superior a 6 mm/dia, próximo a $30^{\circ}S$.

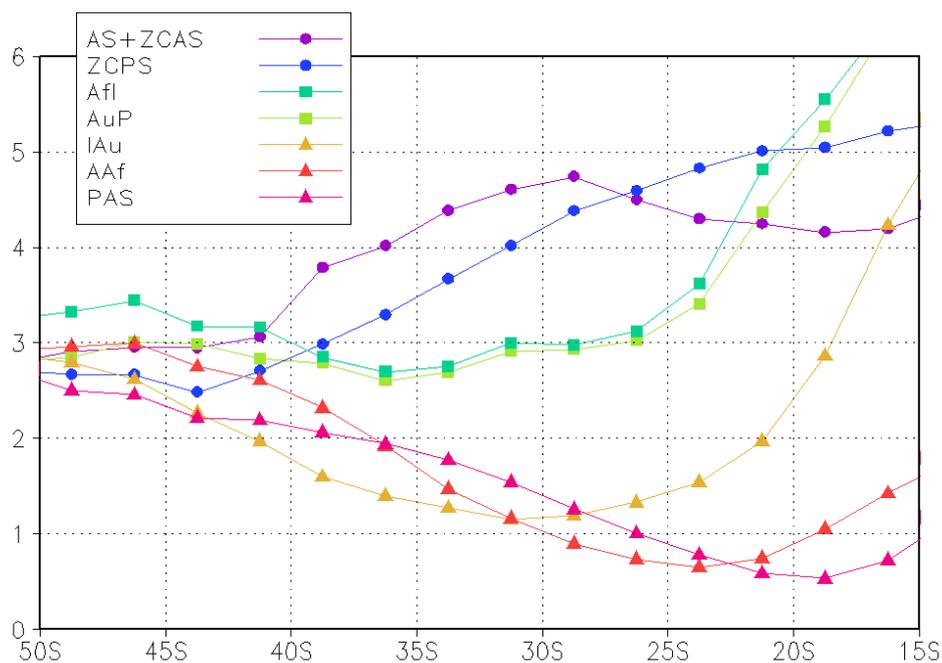


Figura 3.3 - Média zonal climatológica de verão (dez a mar, de 1981 a 2002) de precipitação para as faixas indicadas na Figura 1.1. Isohietas em intervalos de 1 mm/dia.

ZCAS + AS mostra uma queda na precipitação em direção aos trópicos, porém isto não significa que seja menos chuvosa nos trópicos. Ocorre apenas que a ZCAS é uma zona de convergência com orientação bastante diagonal. A delimitação desta região por meridianos é pouco apropriada à sua forma, e uma parte do deserto do Atlântico leste é incluída na média zonal nas latitudes subtropicais mais baixas. Como a faixa longitudinal é estreita, o efeito disto sobre a média é significativo. As costas leste da África e da Austrália e as áreas oceânicas adjacentes formam o grupo intermediário. Nelas a precipitação média nos subtrópicos é semelhante à de latitudes médias. O último grupo é formado pelas três faixas secas. Nelas há uma queda acentuada da precipitação das latitudes médias para os subtrópicos.

Da divisão proposta acima, emergem três categorias de faixas latitudinais: Zonas de Convergência Subtropicais, costas leste de massas continentais e adjacências oceânicas, e os desertos formados pelas demais regiões oceânicas e o interior das massas terrestres. A única exceção a esta classificação no hemisfério sul é o interior da América do Sul, que figura entre as regiões mais chuvosas, contrastando com o interior da África e da Austrália que estão entre as regiões mais secas. Na separação por faixas longitudinais esta região foi agrupada com a ZCAS, porém do ponto de vista dos mecanismos sinóticos e dinâmicos que produzem a chuva, ela não forma parte de uma zona de convergência subtropical. Como mencionado na introdução, os distúrbios transientes de latitudes médias que atin-

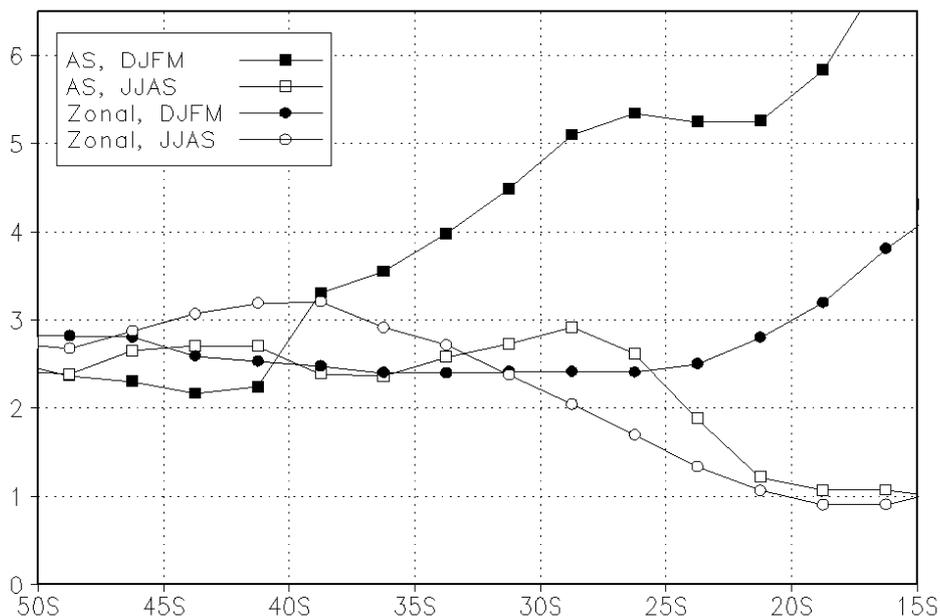


Figura 3.4 - Linhas pretas: médias zonais de precipitação climatológica de 65°W a 55°W de verão (dez a mar de 1981 a 2002, círculos vazios) e de inverno (jun a set de 1982 a 2002, círculos cheios) Linhas azuis: médias zonais (globais) para os mesmos períodos (como na Figura 3.1). mm/dia

gem esta região podem desenvolver muita convecção e são diretamente responsáveis pela maior parte da precipitação. Para investigar melhor o regime de chuvas nesta região, e isolá-la da ZCAS, são mostradas na Figura 3.4 as médias zonais climatológicas de precipitação para o intervalo de longitudes de 65°W a 55°W, que nos subtrópicos estende-se aproximadamente das encostas leste dos Andes até a costa leste do continente. Como vem sendo enfatizado, a intensidade média da precipitação nesta faixa é muito superior à média zonal global, tanto no inverno quanto no verão, para o intervalo entre 20°S e 40°S. Já o inverno é um pouco mais seco do que a média global. A sazonalidade das chuvas também exhibe uma particularidade, pois na média global, em ambos os hemisférios, o inverno é mais chuvoso do que o verão entre 30°S e 50°S, enquanto que na América do Sul o verão é mais chuvoso até 40°S. Se, como foi enfatizado, a intensa precipitação de verão nesta região está associada à atuação de distúrbios transientes, que por sua vez são mais comuns no inverno, é natural concluir que algo de especial ocorra com esses distúrbios no verão que os torne mais eficientes em produzir chuva do que em outras partes e em outras épocas do ano. A alimentação dos sistemas transientes com umidade vinda dos trópicos ou do Atlântico é que os torna intensamente convectivos. Este fato vem sendo observado e comentado há décadas (SCHWERDTFEGER, 1976; SELUCHI; MARENGO, 2000). Também vem sendo colocado que a própria incursão de um sistema transiente pode agir para intensificar o transporte de umidade para os subtrópicos. Para começar a abordar este tema, a situação climatológica do transporte de umidade no verão da América do Sul

será considerada e comparada ao restante do hemisfério sul.

3.2 Transporte de umidade na América do Sul

A Figura 3.5 mostra linhas de corrente da climatologia do transporte de umidade, integrado da superfície a 650 hPa (ver Capítulo 2), para os meses de dezembro a março, em todo o globo entre 60°S e 60°N.

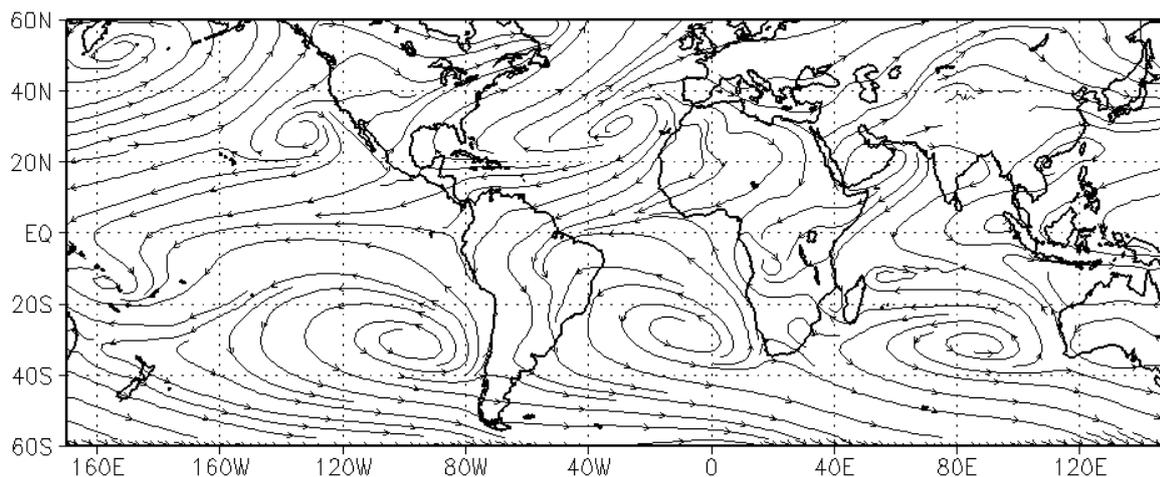


Figura 3.5 - Linhas de corrente da climatologia de verão (dez a mar, 1981 a 2002) do transporte de umidade.

Climatologicamente a umidade flui quase meridionalmente entre 10°S e 35°S no continente sul-americano e no Atlântico adjacente. Este escoamento faz parte de um padrão de grande escala em que as linhas de corrente têm origem na Alta Subtropical do Atlântico Norte (ASAN) e na Alta Subtropical do Atlântico Sul (ASAS). O escoamento vindo da ASAN constitui os alísios de nordeste que penetram na América do Sul pela costa da Colômbia, Venezuela, Guianas e região norte do Brasil. Uma parte do escoamento vindo da ASAS segue para noroeste até confluir com os alísios do hemisfério norte no Atlântico equatorial próximo à foz do rio Amazonas e a outra parte gira tornando-se alísios de leste que incidem sobre o nordeste brasileiro. Sobre a Amazônia os ventos giram anti-ciclonicamente tornando-se de norte e em seguida executam um suave giro ciclônico nos subtrópicos, até encontrar o escoamento de oeste aproximadamente em 35°S.

Esta Figura evidencia claramente o efeito de bloqueio exercido pelos Andes sobre o escoamento da umidade. Desde os trópicos até os extra-trópicos, a cordilheira marca uma descontinuidade no sentido do escoamento: de sul para norte do seu lado oeste e de norte para o sul do seu lado leste. Todo o escoamento vindo do Atlântico Tropical, ao encontrar esta barreira, não pode senão girar em sentido anti-ciclônico e fluir meridionalmente.

Desta forma a cordilheira contribui para reter a umidade vinda do Atlântico Tropical, impedindo que escoe para o Pacífico e obrigando-a a fluir meridionalmente, atingindo os subtrópicos.

Esta Figura sugere que a principal fonte de umidade para a floresta amazônica é o Atlântico Norte. A partir da floresta, a umidade segue para o sudoeste dos subtrópicos. Já a ZCAS é alimentada pelos alíseos de leste que têm origem na Alta Subtropical do Atlântico Sul (ASAS). Nas imediações da costa das regiões nordeste e sudeste, estes ventos encontram o escoamento que vem da Amazônia e sofrem um brusco giro anti-ciclônico, tornando-se de norte, transportando a umidade para a zona de convergência.

Em todo o Hemisfério Sul, não há outra região em que o transporte de umidade dos trópicos para os subtrópicos se mostre tão marcante. No entanto, ele também pode ser observado na parte subtropical da ZCPS. Nas demais faixas longitudinais do hemisfério sul, os alíseos convergem ou passam a fluir zonalmente ao norte de 20°S. As únicas duas zonas de precipitação intensa no Hemisfério são também as duas únicas que recebem, climatologicamente, umidade dos trópicos.

A Figura 3.6 mostra um recorte da Figura 3.5, que inclui a América do Sul e os Atlânticos Norte e Sul. São utilizados vetores, ao invés de linhas de corrente, de forma a representar a intensidade do escoamento. Percebe-se em primeiro lugar que a quantidade de umidade que ingressa pela costa norte do continente é muito grande, especialmente na confluência dos alíseos. Fica claro que adentrar por esta costa é o principal caminho seguido pela umidade que deixa o Atlântico Norte. Anteriormente nesta seção foi afirmado que o Atlântico Norte é a principal fonte da umidade que ingressa na Amazônia. A combinação destas duas afirmações revela uma associação bastante estreita entre este oceano e esta floresta.

Já a costa do nordeste brasileiro é a principal porta de entrada para a umidade vinda do Atlântico Sul. Ao sul de 20°S, a umidade oceânica que flui para o oeste gira anticiclonicamente a leste da costa, escoando meridionalmente para a porção oceânica da ZCAS e o vapor de água presente sobre o continente penetrou pelo litoral mais ao norte.

Embora o efeito de bloqueio exercido pela cordilheira dos Andes seja claríssimo nesta figura, ela também revela características do padrão de escoamento de umidade que não podem ser explicados pela ação da cordilheira. Mais especificamente, podem ser percebidos dois máximos intensos do escoamento meridional nos subtrópicos: um meridionalmente extenso, próximo dos Andes a leste e outro sobre o oceano, próximo à costa de São Paulo. O primeiro conecta a Amazônia com os subtrópicos continentais, enquanto o segundo alimenta principalmente a região da ZCAS. Observa-se também que a quantidade de

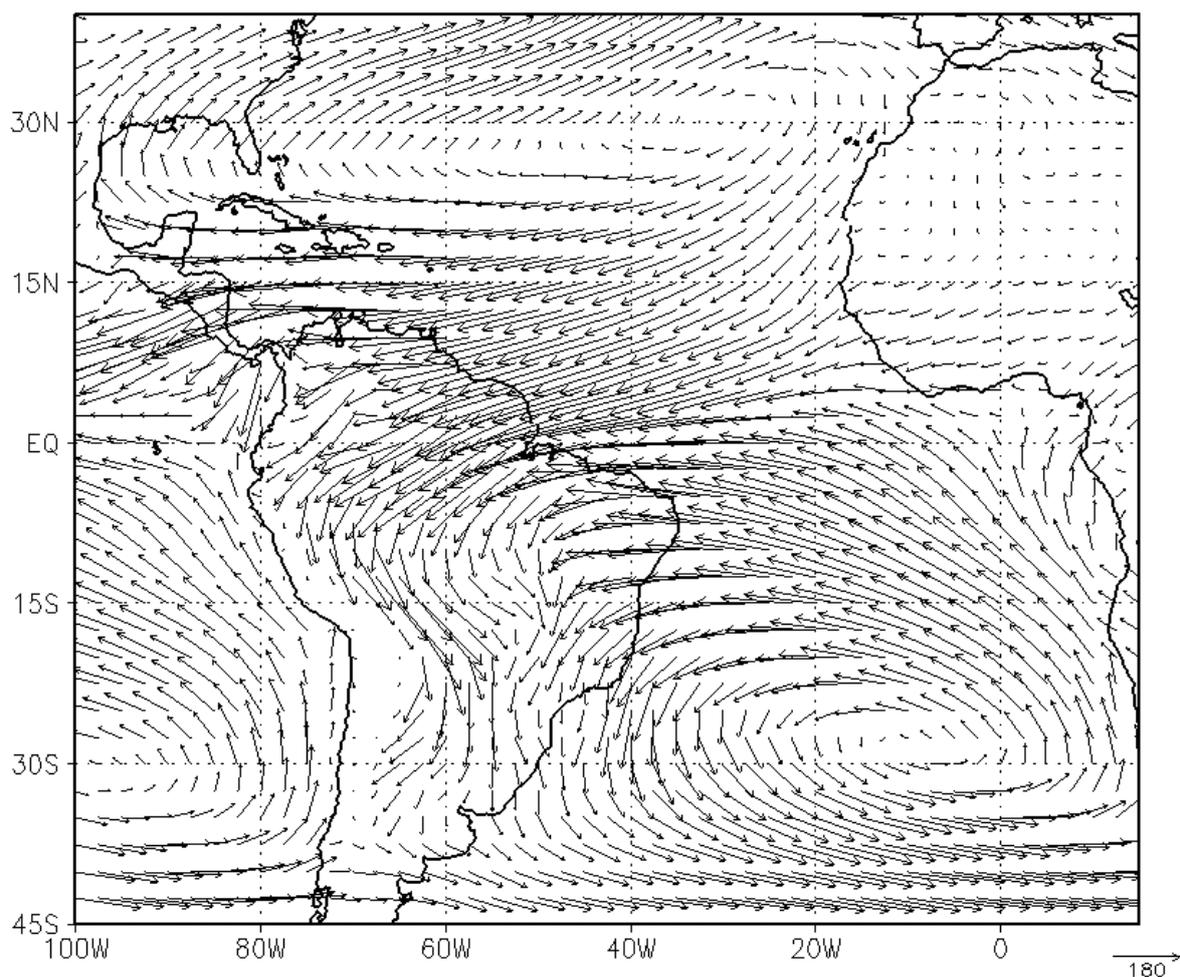


Figura 3.6 - Climatologia de verão (dez a mar, 1981 a 2002) do fluxo de umidade ($kgm^{-1}s^{-1}$).

umidade que deixa a floresta é menor do que a recebido do oceano. A diferença fica retida em rios, lagos e no solo até desaguar no mar ou até voltar à atmosfera na estação seguinte.

Em seu extenso percurso sobre o continente a umidade é reciclada diversas vezes pela vegetação porém, estes processos estão além do escopo deste estudo. Para conhecer os lugares onde há uma conversão média de vapor de água em água líquida, é necessário analisar a convergência de umidade climatológica. Este campo foi calculado e é apresentado na Figura 3.7 com unidades de $kg/m^2/dia$ ou mm/dia . Assim como o transporte de umidade, esta grandeza foi integrada entre a superfície e 650 hPa.

No entanto, grandezas como esta têm um alto grau de erro associado. Comparando com a precipitação (Figura 1.1) verifica-se que muitas das suas características sobre o continente sul-americano estão equivocadas. Enquanto os dados do GPCP mostram intensa precipitação sobre toda a parte central e sul da Amazônia, a Figura 3.7 grande convergên-

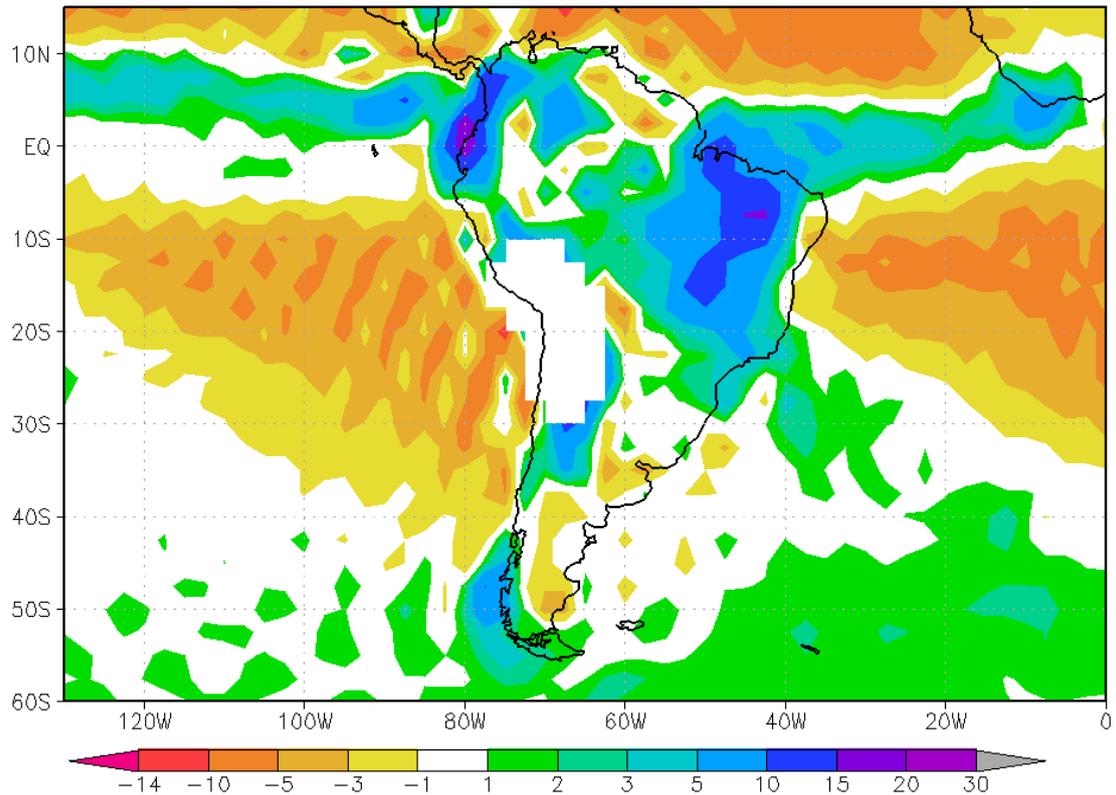


Figura 3.7 - Climatologia de verão (dez a mar, 1981 a 2002) de convergência de umidade integrada na vertical (mm/dia).

cia da umidade trazida pelos alíseos sobre o interior do nordeste e o leste da Amazônia, enquanto sua parte central e oeste mostram-se secas. A ZCAS aparece como uma faixa estreita demais e os subtropicais sobre o continente mostram-se predominantemente secos, a não ser pela vizinhança imediata dos Andes, onde qualquer resultado deve estar contaminado por erros numéricos significativos. Sobre os oceanos Atlântico e Pacífico, as Zonas de Convergência Inter-Tropicais têm posições verossímeis, assim como as grandes áreas de divergência de umidade na parte leste dos trópicos. Porém sobre o Atlântico leste a divergência de umidade mostra uma estrutura de meso-escala que não tem vínculo com a realidade. Com tantas imprecisões é difícil formular conclusões com base neste campo.

3.2.1 Variabilidade do Transporte de Umidade

Outra característica do transporte de umidade sobre a América do Sul que não pode ser atribuída à influência dos Andes é a sua variabilidade, aqui representada pelos desvios padrão diários climatológicos das suas componentes meridional e zonal (3.8). Nesta escala temporal a variabilidade é devida aos distúrbios transientes.

Informações interessantes podem ser extraídas da comparação entre média e desvio pa-

drão. Em primeiro lugar, observa-se que, nas costas norte e nordeste do continente, a média da componente zonal é muito maior do que o seu desvio padrão. Enquanto a primeira varia entre -180 e -300 kg/m/s, o segundo fica entre 60 e 120 kg/m/s. Isto permite concluir que o escoamento ali não sofre trocas de sinal e o sentido de leste, que garante a entrada da umidade no continente, é uma característica bastante estável. O inverso ocorre nos subtropicais. Os dois máximos de escoamento meridional, claramente visíveis no painel inferior, são também máximos do desvio padrão. A leste dos Andes, ao sul de 25° e na região da ZCAS, ao sul de 30°, o desvio padrão é bem mais alto do que a média, indicando que inversões de sinal são comuns no dia a dia. Isto é, o sentido de norte para sul, característico do escoamento médio na região, embora seja predominante, pode não ser observado em dias específicos. De fato, a leste dos Andes, as incursões de ar de latitudes médias são recorrentes ((GARREAUD; WALLACE, 1998; GARREAUD, 2000; SELUCHI; MARENCO, 2000)). A região subtropical da ZCAS é frequentemente visitada por distúrbios transientes originários de latitudes médias, que podem introduzir ventos de sul.

Na costa entre o Rio de Janeiro e o nordeste da Argentina o escoamento médio é bastante fraco, entre -25 kg/m/s e 25 kg/m/s, mas o desvio padrão é bem mais alto, com valores próximos a 100 kg/m/s. Isto indica que no dia a dia a umidade pode fluir ali em ambos os sentidos. Sendo assim não se pode descartar a possibilidade de que o aporte de umidade diretamente pela costa contribua em eventos de chuva específicos.

Comparando entre si os dois painéis da Figura 3.8 observa-se, nos subtropicais e longe dos Andes, uma grande semelhança qualitativa entre as curvas de nível dos desvios padrão de ambas as componentes do transporte de umidade. Isto indica que a variabilidade das duas componentes, nesta faixa de latitudes, tem uma causa comum. A experiência cotidiana aponta para os distúrbios originários em latitudes médias. Lugares com alta variabilidade seriam mais afetados por estes distúrbios, como o sudoeste de ambos os oceanos. Lugares com baixa variabilidade, como o nordeste dos oceanos, seriam menos afetados. Próximo aos Andes a componente zonal sofre um bloqueio permanente, que leva a sua variabilidade a zero e produz a diferença qualitativa.

É interessante notar também que a distribuição espacial da componente meridional média do transporte de umidade tem uma semelhança notável com a do seu desvio padrão nos subtropicais (o mesmo não ocorre com a componente zonal). Comparando com a Figura 1.1 observa-se outra notável semelhança, com a distribuição climatológica de chuvas na mesma faixa latitudinal no continente e nos oceanos adjacentes. Isto indica, por um lado, que o transporte meridional de umidade determina a distribuição espacial da chuva na América do Sul e proximidades e, por outro lado, indica que o efeito dos distúrbios transientes sobre ambos deixa uma significativa marca em suas climatologias.

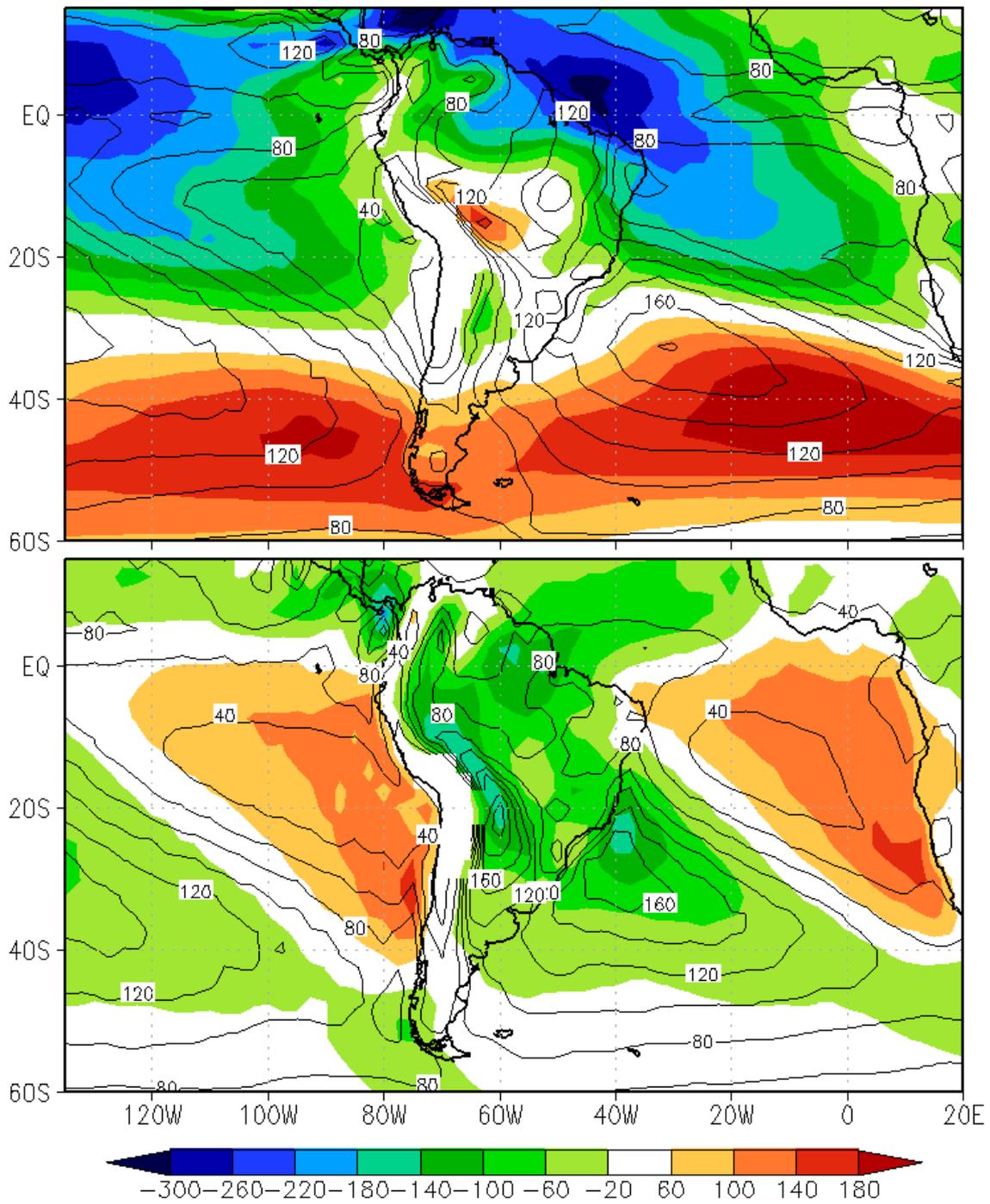


Figura 3.8 - Climatologia de fluxo zonal (em cima) e meridional (em baixo) de umidade e seu desvio padrão diário climatológico de verão (dez a mar, 1981 a 2002, $\text{kgm}^{-1}\text{s}^{-1}$)

3.2.2 O que propicia o transporte de umidade dos trópicos para os subtropicais?

Os alísios de nordeste têm uma grande penetração no continente, chegando até as proximidades dos Andes, como mostram as Figuras 3.5 e 3.6. Esta observação foi feita originalmente por Virji (1981) utilizando ventos derivados do deslocamento de nuvens em imagens de satélite. Os Andes têm um papel muito importante pois exercem um efeito de bloqueio sobre os alísios, retendo a umidade no continente e obrigando os ventos a fluir meridionalmente, como foi visto na Figura 3.5 e comentado na seção 3.2.

Kleeman (1989) considerou que os ventos observados por Virji (1981) eram intensos o suficiente para sugerir a existência de um jato de baixos níveis, como ocorre em outras partes do mundo a leste de cadeias montanhosas meridionalmente dispostas. Formulou a hipótese de que este jato seria uma “corrente de borda oeste” composta por ondas de Rossby curtas com propagação para o leste. Estas por sua vez seriam geradas pela reflexão na cordilheira dos Andes de ondas da Rossby com propagação para oeste geradas pela fonte de calor da convecção amazônica. Kleeman testou esta hipótese utilizando um modelo atmosférico de duas camadas com uma parede vertical no nível inferior. Obteve ventos de norte a leste dos Andes, porém com intensidade bastante inferior à observada. Figueroa et al. (1995) deu um passo adiante incluindo uma representação mais realista da topografia, e obteve uma circulação com intensidade semelhante à observada quando utilizou como condição inicial a média zonal da circulação.

Nos subtropicais há outras influências importantes para o escoamento em baixos níveis. A Figura 3.9 mostra as climatologias de geopotencial e temperatura, ambos em 850 hPa, para o hemisfério sul. Comparando os ramos oeste das três altas subtropicais, observa-se que o da ASAS exibe maior componente zonal do gradiente de geopotencial, pois suas curvas de nível são mais próximas e mais meridionais. Outra característica peculiar do continente sul-americano é a presença a leste dos Andes de uma língua de baixo geopotencial que também acentua localmente a componente zonal do gradiente. No interior dessa língua uma baixa fechada é a assinatura climatológica das Baixas do Noroeste da Argentina e do Chaco. É interessante observar que a América do Sul subtropical é climatologicamente menos quente do que a África e a Austrália na mesma faixa de latitudes, isto pode ser consequência tanto das incursões de ar frio que ocorrem na região como também da distribuição de calor na vertical pela precipitação que é mais abundante.

A Figura 3.10 exibe a climatologia de geopotencial e de vetores de vento, ambos em 850 hPa, para a América do Sul. Observa-se que o ramo oeste da ASAS e a língua de baixa pressão a leste dos Andes com a baixa no seu interior estão geostroficamente relacionadas

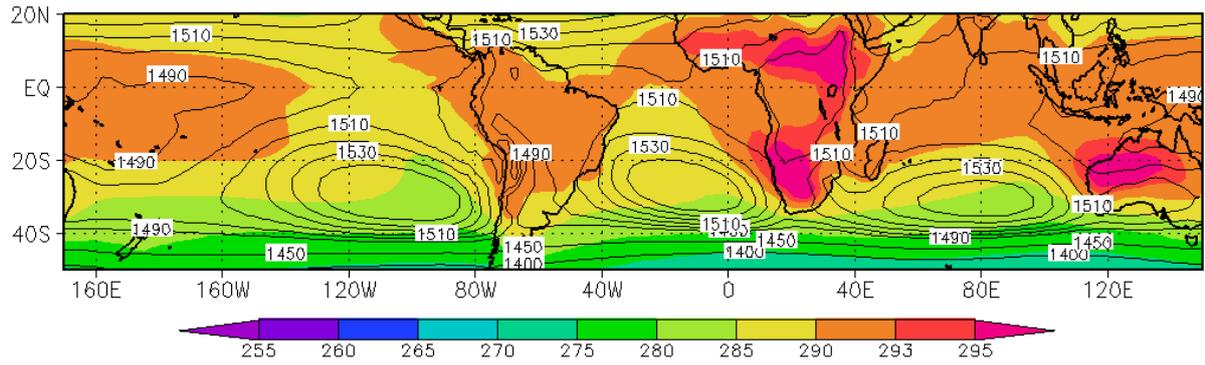


Figura 3.9 - Climatologia de verão temperatura (dez a mar, 1981 a 2002) [$^{\circ}K$] e altura geopotencial em 850 hPa (m).

às duas esteiras transportadoras meridionais dos subtropicos do continente discutidas na seção 3.2. Inclusive, as baixas aparecem como responsáveis pelo giro ciclônico do vento a leste dos Andes, nos subtropicos, também observado naquela seção.

Vários autores têm documentado uma relação entre a acentuação da Baixa do Noroeste da Argentina com a intensificação do escoamento de umidade a leste dos Andes (LICHTENSTEIN, 1980; GARREAUD; WALLACE, 1998; SELUCHI et al., 2003). No verão o principal mecanismo de formação desta baixa é o aquecimento diabático do ar a partir da superfície (LICHTENSTEIN, 1980; SELUCHI et al., 2003). Ao mesmo tempo, a acentuação desta baixa tem sido associada à incursão de frentes frias no continente sul-americano.

O próximo capítulo trata das frentes frias na América do Sul e do seu impacto sobre as chuvas. A associação da BNOA com os sistemas transientes e a sua influência sobre o transporte de umidade dos trópicos para os subtropicos será um tema de destaque.

Clim. Hgeo e V [m e m/s]

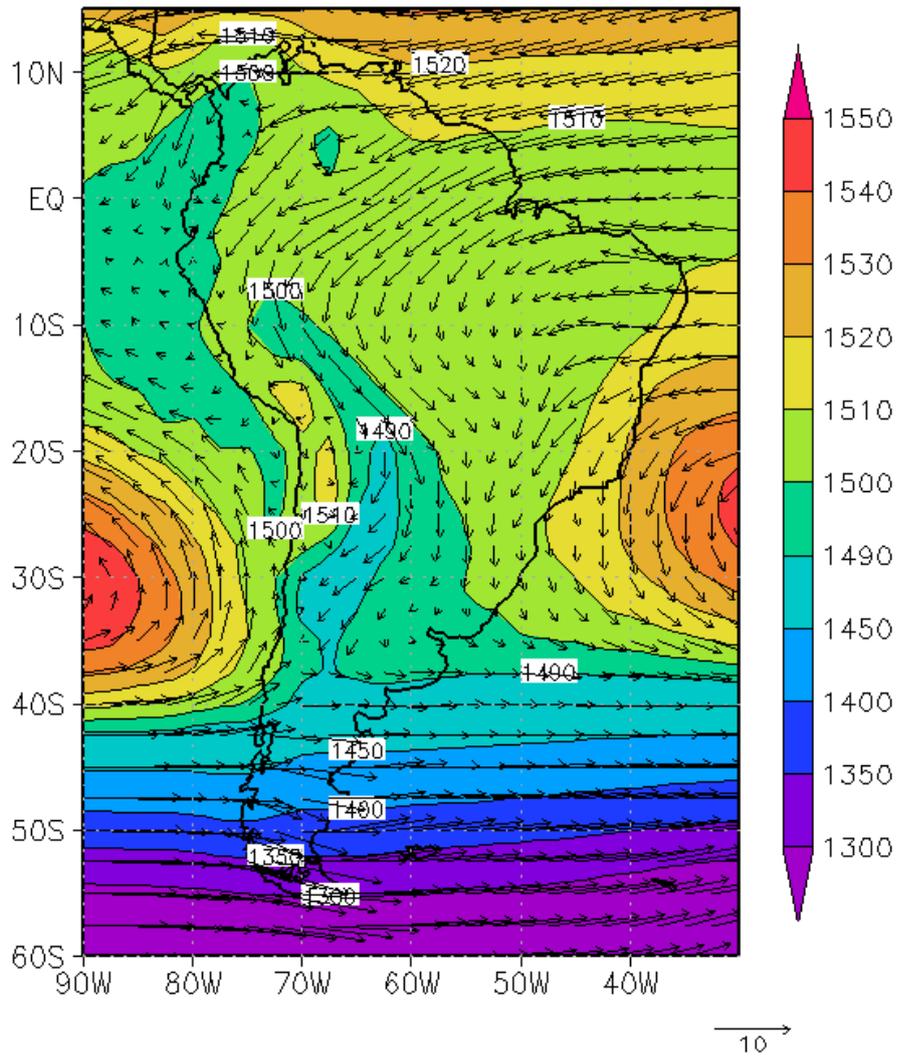


Figura 3.10 - Climatologias de verão (dez a mar, 1981 a 2002) de altura geopotencial (m) e vento em 850 hPa (m/s)

4 FRENTES E FRONTOGÊNESE

4.1 Introdução

No capítulo anterior, foi mostrado que os subtropicais da América do Sul são chuvosos no verão e que recebem abundante umidade vinda dos trópicos. As duas correntes de forte escoamento meridional de umidade, uma na região da ZCAS e outra a leste dos Andes, mostradas nas Figuras 3.6 e 3.8 estão geostroficamente associadas a duas características climatológicas do campo de pressão: o ramo oeste da Alta Subtropical do Atlântico Sul e uma Língua de Baixa Pressão a leste dos Andes com a combinação das baixas do Chaco e do noroeste da Argentina no seu interior (Figura 3.9). Ambas as esteiras transportadoras de umidade apresentam alta variabilidade (ver o segundo painel da Figura 3.8). Ambas ocorrem em regiões conhecidamente afetadas por distúrbios sinóticos. No capítulo anterior, um estudo qualitativo da climatologia de transporte de umidade e da sua variabilidade em escala diária apontou para uma importante associação entre a incursão de distúrbios transientes e a formação dos dois máximos de transporte meridional de umidade. Uma consequência desta associação é que os distúrbios transientes são alimentados pela umidade vinda dos trópicos, tornando-se muito chuvosos, como mostrado por (GARREAUD; WALLACE, 1998) e como também será mostrado neste capítulo. A contribuição dos distúrbios transientes para as chuvas nos subtropicais é climatologicamente muito importante, como revelou também o capítulo anterior.

Estudos anteriores documentaram a associação entre a incursão de distúrbios transientes e a intensificação da BNOA (SCHWERDTFEGER, 1976; LICHTENSTEIN, 1980; SELUCHI et al., 2003; FERREIRA et al., 2004; GARREAUD; WALLACE, 1998). Alguns destes sugeriram um mecanismo físico através do qual os distúrbios podem propiciar a intensificação daquela baixa. Os estudos apresentados neste capítulo possibilitarão aprofundar e estender o conhecimento sobre a interação entre os distúrbios transientes e a Baixa do Noroeste da Argentina e seus efeitos sobre o transporte de umidade a leste dos Andes e as chuvas.

Neste capítulo são estudadas frentes frias de verão, distúrbios sinóticos responsáveis por grande parte da precipitação nos subtropicais do continente. Além do mencionado no parágrafo anterior, são estudados também os efeitos destes distúrbios sobre a variação da temperatura.

Como mencionado no Capítulo 2, este estudo foi realizado com dados da reanálise ERA40, sobre o mesmo período de 21 anos cujas climatologias foram exibidas no Capítulo 3 e com dados diários de chuva do GPCP (ver Capítulo 2).

Antes de expor com maior clareza os objetivos deste capítulo é necessário apresentar

uma revisão da bibliografia. Isto é feito nas subseções 4.1.1 e 4.1.2. A seção 4.2 expõe os objetivos.

A seção 4.4 apresenta as metodologias utilizadas no estudo. Este trabalho teve uma longa etapa de observações preliminares, que foram decisivas na escolha da metodologia. Alguns comentários sobre estas observações são necessários para justificar a metodologia (seção 4.4) e são apresentados na seção 4.3. As seções seguintes apresentam resultados e discussões e a seção 4.10 traz as conclusões do capítulo.

4.1.1 Frentes de Verão e a Baixa do Noroeste da Argentina

Um dos efeitos mais característicos das incursões de frentes frias no verão é o surgimento de faixas de convecção acentuada, orientadas de noroeste para sudeste, desde o leste dos Andes até o Atlântico. Estas faixas deslocam-se à frente dos limites do ar frio e têm um alcance meridional variado, podendo afetar somente a parte sul dos subtrópicos do continente ou avançar mais, chegando em alguns casos até a Amazônia. A observação de que faixas convectivas são disparadas pela incursão de frentes frias data de décadas atrás. Kousky (1979) identificou frentes através de descontinuidades no vento superficial e na temperatura de bulbo úmido e documentou sua influência sobre a precipitação inclusive no nordeste do Brasil. Kousky e Ferreira (1981) identificaram variações no campo de pressão com deslocamento para nordeste com marcada influência sobre a chuva. O primeiro trabalho a trazer uma análise sistemática de um número grande destes sistemas, por um período longo, foi o de Garreaud e Wallace (1998), após o surgimento dos conjuntos de dados de reanálise. Devido à sua importância, terá destaque nesta revisão.

Aqueles autores questionam a classificação dos distúrbios sinóticos que afetam os trópicos como frentes frias, devido à ausência de um acentuado gradiente espacial de temperatura, e preferem o nome de incursões de ar frio. O seu trabalho buscou desvendar a estrutura das incursões de ar frio. Para isto explorou a sua associação com faixas de precipitação, utilizando a precipitação para selecionar eventos para um composto de incursões de ar frio. Seu composto inclui casos em que as faixas de precipitação chegaram intensas às latitudes em torno de 20°S e 25°S e mostrou evidências de que a eficiência destes distúrbios de verão na produção de precipitação deve-se a serem alimentados por umidade tropical que viaja até os subtrópicos e as latitudes médias, corroborando o que era uma observação antiga.

O composto mostrou também que a Baixa do Noroeste da Argentina (BNOA), apresentada pela primeira vez neste trabalho na seção 3.2.2, estabelece um vínculo entre as incursões de ar frio na América do Sul e a intensificação do transporte meridional de umidade na faixa

subtropical. Esta baixa local pode ocorrer durante todo o ano nos subtrópicos da América do Sul, a leste dos Andes, e é semi-permanente no verão. A presença da BNOA produz um aumento na componente zonal para leste do gradiente de pressão nos subtrópicos da América do Sul e acelera ventos de norte. Os trabalhos a seu respeito publicados até o momento vêm indicando que, durante o verão, o seu principal mecanismo de formação é o aquecimento diabático da atmosfera em baixos níveis pela superfície da Terra. Uma contribuição apontada como secundária porém significativa é o aquecimento adiabático produzido pela subsidência orográfica, a sotavento da cordilheira, na presença de um jato sobre o sistema em altos níveis (SCHWERDTFEGER, 1976; LICHTENSTEIN, 1980; SELUCHI et al., 2003; FERREIRA et al., 2004; GARREAUD; WALLACE, 1998). Alguns destes autores argumentam que esta contribuição é responsável pela intensificação da BNOA durante a incursão de distúrbios baroclínicos que contam com um jato em altos níveis, como as incursões de ar frio.

Combinando os seus resultados com a informação disponível na literatura Garreaud e Wallace (1998) propuseram um modelo conceitual para as incursões de ar frio, que será descrito no parágrafo a seguir.

A aproximação de um cavado em altos níveis intensifica ventos de oeste sobre a cordilheira, o que intensifica o escoamento montanha abaixo a sotavento e aquece adiabaticamente a atmosfera, aprofundando a BNOA. Com o aumento da componente zonal de oeste para leste do gradiente de pressão os ventos de norte aumentam a leste da BNOA, trazendo abundante umidade tropical para as planícies subtropicais e criando condições favoráveis à convecção. Dois dias depois desenvolvem-se sobre o norte da Argentina anomalias positivas de pressão, associadas à passagem de uma crista em altos níveis. Estas anomalias são suficientes para inverter a componente meridional do gradiente de pressão sobre os subtrópicos, tornando-o de norte para o sul e acelerando geostroficamente ventos de leste nos baixos níveis. Estes ventos são bloqueados pela cordilheira dos Andes, levando a um acúmulo de ar e aumento da pressão próximo às montanhas. Com esta barreira física dos Andes à esquerda, o ar flui na direção da força de gradiente de pressão, isto é de sul para norte, avançando para os trópicos. Na dianteira deste escoamento ocorre convergência com os ventos de norte, que são mais fracos, provocando precipitação. A sudoeste da banda de precipitação o ar frio estabiliza a atmosfera inibindo chuvas.

Garreaud e Wallace (1998) também estimaram o impacto destas bandas convectivas sobre o total da precipitação de verão (dezembro a fevereiro). Encontraram que ao sul de 25°S elas são responsáveis por 50% do total, 30% no oeste da Amazônia e 25% sobre a costa nordeste do Brasil. Esta estimativa está de acordo com o conhecimento observacional da comunidade meteorológica, segundo o qual os sistemas frontais têm uma grande

importância para o regime de precipitação nos subtrópicos da América do Sul.

[Satyamurty e Mattos \(1989\)](#) apresentaram resultados que indicam a presença de um importante centro de frontogênese em temperatura no verão sobre o centro norte da Argentina. Esta frontogênese é certamente produzida pela ação de sistemas baroclínicos. Levando em conta todo o dito até o momento, propõe-se aqui o questionamento abaixo.

- A1** Os distúrbios sinóticos que produzem intensa frontogênese nos subtrópicos/extratropicos são os mesmos que dão origem às incursões de ar frio que produzem forte precipitação nos trópicos?

As incursões de ar frio no verão, com as suas faixas de chuva, variam em alcance meridional. Há algumas que chegam até a região nordeste brasileira, outras apenas até o sudeste, outras afetam somente o norte da Argentina, Uruguai e sul do Brasil. Apenas acompanhando os boletins meteorológicos pela televisão é possível perceber que alguns eventos que causam fortes chuvas no Rio Grande do Sul não chegam sequer ao Paraná. Existem ainda as frentes que passam sobre o continente com uma trajetória estritamente zonal, em geral passando apenas pelo norte da Argentina e o Uruguai. É de se esperar que estas não dêem origem a incursões de ar frio. Tendo em vista que [Garreaud e Wallace \(1998\)](#) selecionaram para os seus compostos eventos que chegaram intensos à latitudes próximas de 20°S, pergunta-se:

- A2** É válido supor que o modelo conceitual apresentado em [Garreaud e Wallace \(1998\)](#) se aplique a todas as incursões de ar frio que atingem o continente sul-americano, independente do seu alcance meridional?
- A3** Quais são as diferenças estruturais entre os distúrbios sinóticos que produzem incursões de ar frio e aqueles que produzem frentes que atravessam o continente com uma trajetória zonal e que não dão origem a incursões de ar frio?

4.1.2 Jatos do Chaco e CCMs

Nas situações em que predomina o escoamento de norte nos subtrópicos a leste dos Andes forma-se algumas vezes um máximo acentuado, imediatamente a leste das montanhas, próximo ao nível de 850 hPa, caracterizado por forte cisalhamento na direção vertical, batizado por [Ferreira et al. \(2000\)](#) de Jato do Chaco. Este é um caso particular do Jato de Baixos Níveis da América do Sul ([VIRJI, 1981](#); [LI](#); [Le Treut, 1999](#); [MARENGO et al., 2004](#), JBN), com maior extensão para o sul. [Ferreira et al. \(2000\)](#) e [Salio et al. \(2002\)](#) encontraram que as ocorrências do Jato do Chaco favorecem precipitação intensa, que tende

a ocorrer na região de desaceleração do jato e tem uma forte associação com convergência de umidade em baixos níveis. Em um estudo de caso de Jato do Chaco, [Saulo et al. \(2004\)](#) mostraram que a extensão do JBN aos subtropicais foi principalmente uma resposta geostrófica à intensificação da BNOA.

Assim como em outras regiões de saída de jatos de baixos níveis, os subtropicais da América do Sul exibem uma alta frequência de ocorrência de complexos convectivos de meso-escala (CCMs), sobretudo no verão ([VELASCO; FRITSCH, 1987](#)). Recentemente, ([SALIO et al., 2007](#)) publicaram a primeira avaliação sistemática da evolução da circulação atmosférica e da convecção durante este tipo de evento. Aqueles autores encontraram que os CCMs desenvolvem-se com frequência muito maior em dias com ocorrência do Jato de Baixos Níveis. A formação destes sistemas depende de um fino ajuste de fase entre o calor e a umidade na superfície, a convergência de umidade do Jato de Baixos Níveis e a divergência do vento nos altos níveis. O deslocamento para nordeste e a dissipação dos CCMs está associada à advecção de ar mais seco e frio promovida pela passagem de um distúrbio baroclínico.

Os trabalhos de [Salio et al. \(2007\)](#) e [Garreaud e Wallace \(1998\)](#) mostram em comum distúrbios sinóticos baroclínicos, alimentados por umidade vinda dos trópicos principalmente pela esteira transportadora a leste dos Andes. No primeiro caso ocorre a formação de CCMs nos subtropicais, no segundo caso ocorre precipitação organizada nos subtropicais que depois se desloca até os trópicos. No primeiro caso, os autores chamam a atenção para o fino ajuste de fase entre a ocorrência do transporte meridional de umidade, sua convergência e o desenvolvimento do sistema baroclínico que promove divergência do vento nos altos níveis. No segundo caso, os autores não reportam a mesma sincronidade nas etapas do evento, observando apenas que o escoamento vindo dos trópicos umidifica os subtropicais que posteriormente são instabilizados pela passagem de um distúrbio baroclínico. Uma vez que muitos indícios apontam para a BNOA como a principal propiciadora do transporte de umidade a leste dos Andes, faz-se o questionamento abaixo.

A4 O que mais existe para ser compreendido sobre a forma como a BNOA interage com os distúrbios transientes?

4.2 Objetivos

Este capítulo é dedicado principalmente ao estudo da dinâmica e da sinótica das frentes de verão no continente sul-americano com vistas a responder aos questionamentos **A1**, **A2** e **A3**.

Além disto, investiga-se também mais a fundo a forma como a BNOA se associa aos distúrbios transientes, com o intuito de avançar na resposta ao questionamento **A4**.

4.3 Observações Preliminares

A abordagem utilizada para estudar as frentes frias e as incursões de ar frio nos subtrópicos da América do Sul teve como primeiro passo a inspeção visual repetitiva de vários campos meteorológicos de seis em seis horas de verões entre 1996 a 2002, além de imagens de satélite no infra-vermelho. Este intervalo de anos corresponde à interseção entre os períodos de disponibilidade de dados da reanálise ERA-40 e de imagens de satélite da América do Sul, no infra-vermelho, nos bancos de dados do CPTEC. O intuito era acompanhar os fenômenos e também a formação da nebulosidade convectiva “em ação”.

4.3.1 Uma sela ativa no norte da Argentina

A pesquisa teve início a partir da constatação observacional de que forte confluência e convergência do vento em baixos níveis ocorriam com frequência entre a Baixa do Noroeste da Argentina (BNOA) e cavados transientes ao sul, pouco antes e também durante o surgimento de explosões convectivas nas imagens de satélite. Em alguns destes casos a nebulosidade convectiva era vista deslocando-se para leste ou nordeste nas imagens de satélite. Simultaneamente o sistema cavado-BNOA inclinava-se de noroeste para sudeste, e a convergência dos ventos entre eles acompanhava a nebulosidade. Nestas ocasiões, em cada nível de pressão e em cada instante de tempo em que a BNOA e o cavado transiente estão presentes, as curvas de nível (contornos) do geopotencial formam um padrão semelhante ao exibido na Figura 4.1. A função geopotencial em um instante e restrita a uma superfície de pressão constante, que será denotada G_t , é uma função de classe C^2 , conforme definição dada no apêndice A. A auto-interseção do contorno em vermelho na Figura 4.1 corresponde a um ponto crítico do tipo sela no gráfico de G_t e a uma singularidade do tipo sela no campo de vento geostrófico naquele instante. O apêndice A traz definições de ponto crítico e singularidade e exemplos de selas. Veja a semelhança qualitativa entre as Figuras 4.1 e A.3.

A observação da presença da sela, aliada ao clássico mecanismo de frontogênese na vizinhança de pontos de sela, sugerido por Petterssen para as latitudes médias (PETTERSSEN, 1956; PALMEN; NEWTON, 1969; BLUESTEIN, 1992), levou a perceber que a frontogênese por deformação poderia ser uma grandeza relevante para compreender as explosões convectivas. O apêndice B, cuja primeira parte trata sobre frontogênese e vento, traz algumas considerações sobre a relação entre frontogênese e selas. Como o transporte de umidade também é fundamental nestes casos, considerou-se que seria adequado calcular a fronto-

gênese em temperatura potencial equivalente (ver definição no Capítulo 2) ao invés de calculá-la em temperatura. Contudo, a extensão aos subtropicais da associação entre selas do vento geostrófico e frontogênese não é imediata. Nestas latitudes a semelhança entre o vento real e o geostrófico não é fato tão freqüentemente observado como em latitudes médias, já que o tempo de ajuste geostrófico do vento é maior.

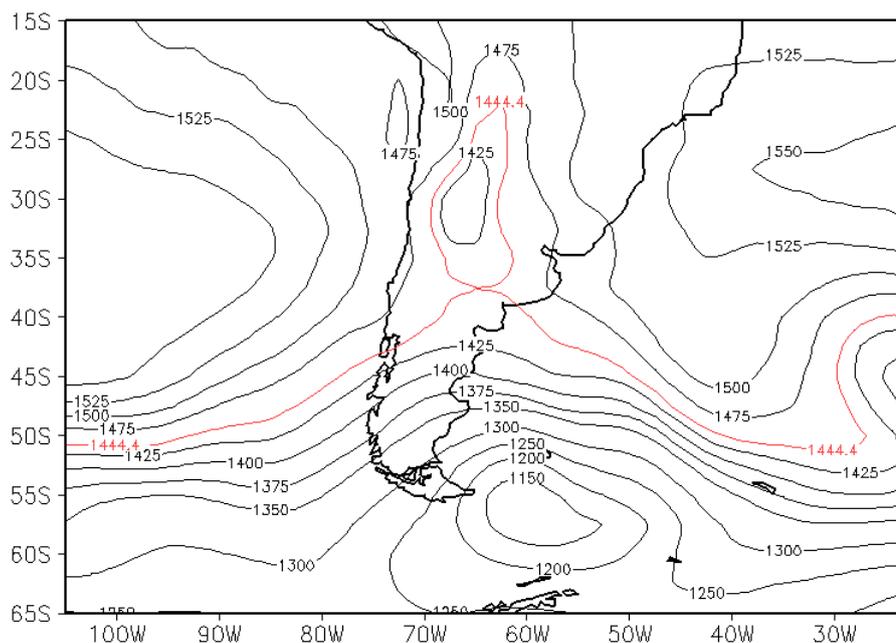


Figura 4.1 - Exemplo típico da Língua de Baixa Pressão a Leste dos Andes. O campo corresponde a altura geopotencial (m) em 850 hPa às 06Z21JAN1998. A curva de nível (contorno) do geopotencial em vermelho apresenta uma auto-interseção

No caso da sela entre a BNOA e cavados transientes ao sul foi possível verificar que frontogênese por deformação em temperatura potencial equivalente ocorre com frequência, e não raro de forma bastante intensa, assumindo valores que superam 15 K/100km/dia. Considera-se este um dos resultados interessantes da tese por não ter sido documentada anteriormente frontogênese na vizinhança de uma sela nos subtropicais.

Em muitos casos esta frontogênese está associada a convergência de umidade nos baixos níveis e movimento vertical ascendente em níveis baixos e médios, corroborando a hipótese original de que as explosões convectivas vistas nas imagens de satélite sejam consequência dos processos que ocorrem na vizinhança da sela.

4.3.2 Bandas de Frontogênese

Ao incluir o campo de frontogênese por deformação nas observações, logo foi possível perceber a existência de eventos organizados em que a frontogênese tem início sobre a sela e gradualmente estende-se para sudeste em uma banda diagonal. Estas bandas podem persistir por intervalos de tempo que vão de algumas horas até quatro ou cinco dias. Logo constatou-se que estes eventos podem ocorrer várias vezes em um verão e que seria de interesse investigar a existência de uma estrutura comum, ou procurar classificá-los em categorias que exibissem uma estrutura comum. Por meio de extensivas observações, foi possível perceber que estes eventos estão associados a distúrbios transientes que chegam ao continente sul-americano pela costa do Chile vindos do Pacífico, e que duas classes de comportamento principais podem ser definidas, cada uma com estrutura bem peculiar, que se distinguem pelo deslocamento da banda de frontogênese. Em uma das classes, a banda desloca-se para nordeste, atingindo latitudes mais baixas do continente; em outra estira-se/desloca-se para o leste. Em ambos os casos pode antes permanecer algumas horas estacionárias sobre o norte da Argentina. No primeiro caso, o deslocamento para nordeste é bastante claro, pois a banda mantém-se coesa à medida que se move. No segundo caso, a frontogênese sobre o norte da Argentina pode permanecer intensa durante todo o evento, enquanto a parte sudeste da banda afasta-se, causando muitas vezes a impressão de que o padrão se estira. Todos os casos estão associadas à intensificação do escoamento de umidade a leste dos Andes, convergência de umidade próxima à frontogênese e formação de bandas de precipitação que se deslocam junto com a banda frontogênese.

Vale ressaltar aqui que deslocamento para nordeste ou para o leste são dois comportamentos conhecidos de frentes frias que incidem sobre o continente sul-americano.

4.3.3 A Língua de Baixa Pressão a leste dos Andes

A BNOA constitui uma quebra no cinturão de alta pressão subtropical, de tal maneira que a pressão a leste dos Andes nesta faixa latitudinal tende a ser semelhante à dos cavados que transitam ao sul. Por causa disto, quando um cavado penetra no continente em baixos níveis algumas das suas isolinhas de geopotencial prolongam-se para o norte a leste dos Andes. Esta situação aparece na Figura 4.1, ilustrando qualitativamente o padrão no nível de 850 hPa. Neste caso, o contorno de 1475 metros geopotenciais estende-se ao norte de 20°S. A forma alongada assumida pelos contornos nos subtropicais e trópicos assemelha-se a uma língua e por isto dá-se aqui a este padrão o nome de **Língua de Baixa Pressão a Leste dos Andes**. Esta configuração de geopotencial favorece muito a aproximação de massas de ar tropicais e de latitudes médias, como será mostrado adiante, e tem um importante papel no favorecimento da ocorrência de frontogênese intensa sobre a sela e

o cavado ao sul. A Língua de Baixa Pressão possibilita a formação de um corredor de umidade a leste dos Andes desde os trópicos profundos até as latitudes médias, como será mostrado adiante, que permite que a umidade da Amazônia chegue até a frente fria.

Ocorrem situações em que a Língua de Baixa Pressão forma-se sem a baixa fechada no seu interior. Isto é, a pressão nos subtropicais não tem um mínimo local na direção meridional. Nestas situações a Língua não tem um ponto de sela no seu interior. Mesmo assim pode ocorrer frontogênese entre a BNOA e o cavado ao sul, aonde os contornos do geopotencial estreitam-se, como no segundo painel da Figura 4.3

Para estudar os eventos de frontogênese e sua relação com a Língua de Baixa Pressão a leste dos Andes e a sela, o intervalo de tempo investigado foi estendido de seis para 21 verões: de 1981/82 a 2001/02. Mais uma vez através da observação direta dos campos, foi possível perceber que a formação da Língua de Baixa Pressão é bastante freqüente e, embora claramente favoreça a frontogênese, nem sempre esta é intensa ou duradoura, e nem sempre leva à formação de nebulosidade convectiva. Ao mesmo tempo, a Língua não é condição necessária à ocorrência de frontogênese nos subtropicais da América do Sul, mas está presente na maior parte dos casos, especialmente os intensos.

4.4 Metodologia

Para explicitar a estrutura dos eventos com bandas de frontogênese, associados à Língua de Baixa Pressão a Leste dos Andes, que se propagam para o nordeste ou para o leste, foram elaborados compostos de várias grandezas meteorológicas para os dois tipos de caso. Na seleção dos eventos foram utilizadas simultaneamente a altura geopotencial e a frontogênese por deformação em temperatura potencial equivalente, calculada seguindo Ninomiya (1984). A seção 4.5 mostra a forma funcional deste termo assim como dos outros que fazem parte da decomposição proposta por aquele autor, e justifica a utilização do termo de deformação em lugar da frontogênese total. O apêndice C traz a derivação algébrica da decomposição de Ninomiya para a função frontogenética. De agora em diante qualquer menção à frontogênese significará o termo de deformação a não ser que seja dito explicitamente o contrário. Foi exigido que a frontogênese tivesse início sobre uma vizinhança contendo a sela da Língua de Baixa Pressão a Leste dos Andes. A distinção entre as duas classes de eventos foi feita a partir do deslocamento da frontogênese. Como mencionado anteriormente, esta pode persistir por várias horas sobre o norte da Argentina antes de deslocar-se.

Na seleção dos casos que se propagam para nordeste foram incluídos critérios para garantir um deslocamento mínimo de maneira que este, assim como as suas causas, ficassem bem

caracterizados nos compostos. Porém, foram identificados vários casos com deslocamento menor do que o exigido pelos critérios do composto, mas apresentando condições sinóticas e dinâmicas semelhantes, embora menos intensas. Para demonstrar esta semelhança qualitativa sem enfraquecer o composto principal devido às diferenças quantitativas, foi elaborado um composto separado para estes casos de menor deslocamento.

O campo de altura geopotencial foi visualizado com contornos (ou curvas de nível, ver apêndice A) a cada 20m, incluindo o nível de 1400m. Para a visualização do campo de frontogênese foram considerados apenas os valores superiores a 2 K/100km/dia, pois abaixo deste corte não foi observada a organização da frontogênese na forma de banda. Os critérios utilizados foram os listados a seguir.

Eventos com propagação para nordeste:

- ne1** A faixa de frontogênese deve formar-se na vizinhança da sela da Língua de Baixa Pressão a leste dos Andes.
- ne2** A partir do norte da Argentina a faixa de frontogênese deve deslocar-se em sentido nordeste por pelo menos 24 horas.
- ne3** Em algum momento do deslocamento um máximo local da frontogênese na banda deve ultrapassar 35°S.
- ne4** A Língua de Baixa Pressão **e/ou** a BNOA deve(m) estar presente(s) em pelo menos três horários a partir do zero.

O horário zero foi aquele que antecedeu o primeiro deslocamento da frontogênese.

Eventos com pouco deslocamento para nordeste.

- pne1** Igual a **ne1**
- pne2** A frontogênese deve apresentar algum deslocamento para nordeste.
- pne3** A frontogênese deve perdurar por pelo menos 24hs.
- pne4** Igual a **ne4**.

Eventos com propagação para o leste:

- le1** Igual a **ne1**.

le2 A frontogênese deve perdurar por pelo menos 24hs.

le3 Durante seu tempo de vida a faixa pode permanecer sobre o norte da Argentina ou deslocar-se/estirar-se para o leste, mas não deve exibir qualquer deslocamento para o nordeste.

Nos casos considerados de deslocamento para o leste, as faixas de frontogênese nem sempre exibem um deslocamento coeso. Algumas vezes estiram-se apenas ou permanecem estacionárias sobre o norte da Argentina, por motivos que ficarão claros na seção 4.9. Nestes casos o horário considerado inicial (zero) foi aquele em que a frontogênese, que em todos os casos teve início na vizinhança da sela, começou a estender-se em banda.

Ao longo dos 21 verões foi raro encontrar uma faixa de frontogênese que satisfizesse qualquer um dos conjuntos de critérios acima e não superasse 6 K/100km/dia em algum momento da sua existência. Isto tornou desnecessário acrescentar à seleção um limiar mínimo de intensidade de frontogênese superior aos 2 K/100km/dia utilizados na visualização do campo. Porém salienta-se que, em todos os casos, foi incluído um limiar mínimo de duração da frontogênese: 30 horas para o primeiro composto e 24 horas para os outros dois.

Os compostos foram calculados por 144 horas: 60 anteriores e 84 posteriores ao início do evento. Devido ao considerável número de variáveis a serem apresentadas, foi necessário limitar a apresentação ao intervalo de tempo de maior interesse: de 36hs antes a 72 horas depois do horário zero, durante o qual ocorre a maior parte do ciclo de vida da frontogênese em todos os casos.

Dentre todas as grandezas para as quais o composto foi calculado, apenas a precipitação não era um campo do conjunto ERA40 ou derivado a partir dele. A chuva foi obtida de um conjunto de dados do GPCP, que têm resolução temporal e espacial diferentes do conjunto ERA40 (ver Capítulo 2). A diferença na resolução temporal e no intervalo de tempo em que os dados estão disponíveis é a maior limitação à compatibilidade. Enquanto o ERA40 contém dados de seis em seis horas, incluindo o período de dezembro de 1981 a março de 2002, este conjunto do GPCP oferece apenas dados diários, a partir de 1996.

Os compostos de precipitação foram elaborados para as datas selecionadas segundo os critérios acima, porém a partir de dezembro de 1996. Foi necessário considerar a taxa de precipitação constante durante o dia. Isto é, ao calcular o composto o valor do dado diário foi repetido para os quatro horários daquele dia.

4.5 Frontogênese nos Subtrópicos da América do Sul

A frontogênese por deformação calculada aqui corresponde ao termo FG3 da decomposição sugerida por Ninomiya (1984) que é mostrada abaixo. Uma dedução para esta decomposição é apresentada no apêndice C.

$$FG = \frac{d|\nabla\theta_e|}{dt} = FG\ 1 + FG\ 2 + FG\ 3 + FG\ 4 \quad (4.1)$$

onde

$$FG\ 1 = \frac{1}{|\nabla\theta_e|} [(\nabla\theta_e \cdot \nabla) \frac{d\theta_e}{dt}] \quad (4.2)$$

$$FG\ 2 = -\frac{1}{2} \cdot \frac{1}{|\nabla\theta_e|} \cdot (\nabla\theta_e)^2 D \quad (4.3)$$

$$FG\ 3 = -\frac{1}{2} \cdot \frac{1}{|\nabla\theta_e|} \cdot \left[\left\{ \left(\frac{\partial\theta_e}{\partial x} \right)^2 - \left(\frac{\partial\theta_e}{\partial y} \right)^2 \right\} A + 2 \frac{\partial\theta_e}{\partial x} \cdot \frac{\partial\theta_e}{\partial y} \cdot B \right] \quad (4.4)$$

$$FG\ 4 = -\frac{1}{|\nabla\theta_e|} \cdot \frac{\partial\theta_e}{\partial p} \cdot \left(\frac{\partial\theta_e}{\partial x} \cdot \frac{\partial w}{\partial x} + \frac{\partial\theta_e}{\partial y} \cdot \frac{\partial w}{\partial y} \right) \quad (4.5)$$

e D é a divergência, enquanto $A = \frac{\partial u}{\partial x} - \frac{\partial v}{\partial y}$ e $B = \frac{\partial v}{\partial x} + \frac{\partial u}{\partial y}$ são deformações.

FG1 é o termo que quantifica a frontogênese devido a variações diabáticas do campo de θ_e . FG4 quantifica a frontogênese devido a advecções verticais na presença de estratificação vertical de θ_e . FG2 e FG3 são termos associados ao escoamento horizontal de grande escala. O primeiro representa o efeito da divergência e o segundo da deformação. O apêndice B traz uma discussão mais detalhada destes dois termos, por meio de uma explanação sobre os efeitos frontogenéticos do vento horizontal.

Como a espessura da atmosfera é muito pequena se comparada à grande escala dos movimentos horizontais, a convergência horizontal é muito menor do que a deformação, na grande escala. Segundo Ninomiya (1984) e Kodama (1992), FG3 é o principal contribuidor para a frontogênese em toda a troposfera. Este termo foi utilizado por Kodama em seus trabalhos sobre a ZCAS (KODAMA, 1992; KODAMA, 1993).

A Figura 4.2 mostra a climatologia de frontogênese total (FG) nos subtrópicos da América do Sul, assim como a climatologia de cada um dos seus 4 termos. O termo de deformação FG3 é o de maior intensidade e é o responsável pelas principais características qualitativas do campo completo: um máximo local a leste dos Andes e uma banda que se estende para sudeste. O segundo em importância é o de convergência, FG2, que contribui principalmente para a frontogênese sobre e a leste dos Andes, mas também acentua o máximo local do campo total. O termo FG4 representa os efeitos do movimento vertical e contribui

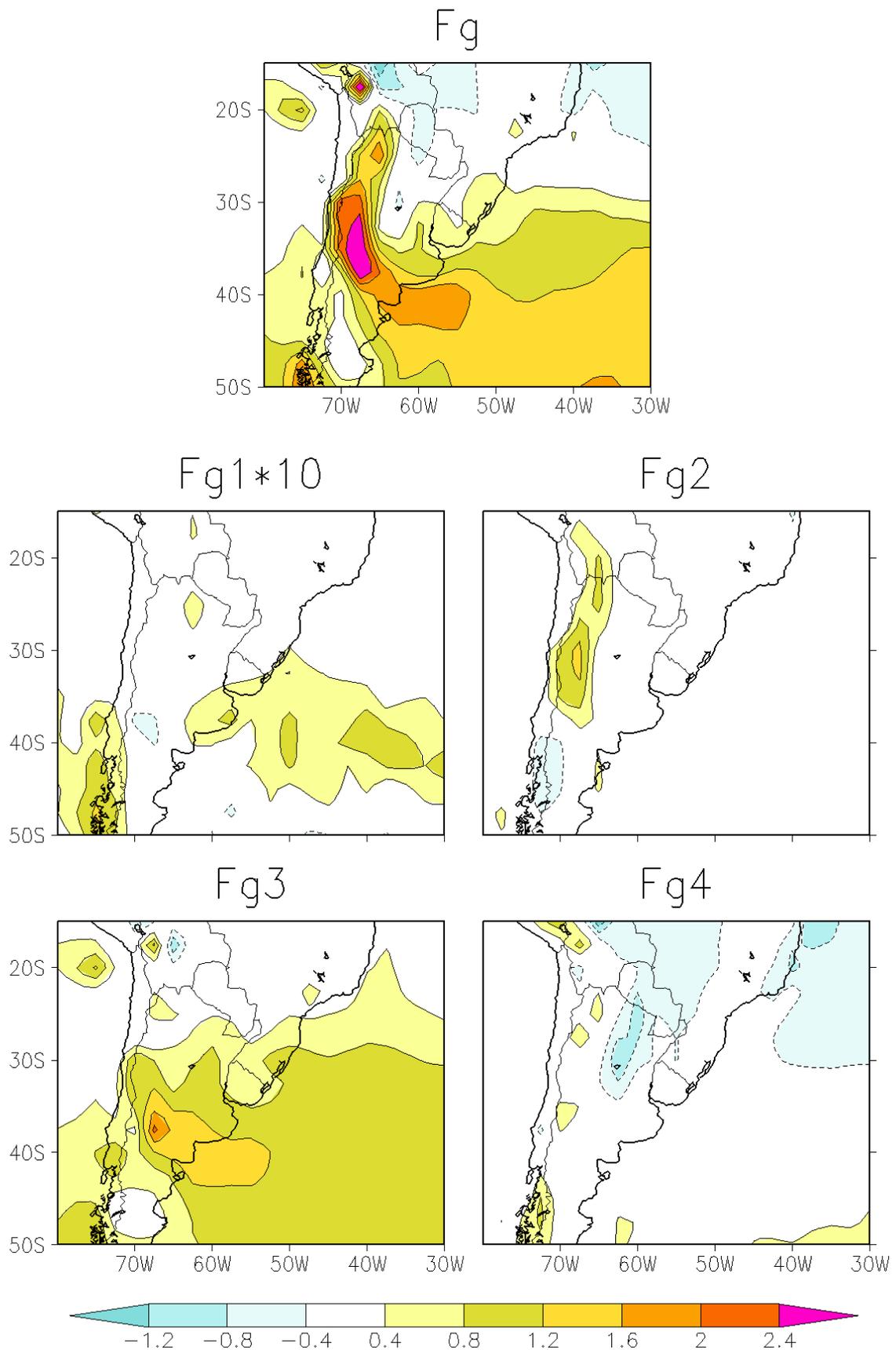


Figura 4.2 - Climatologia de frontogênese em θ_e [K/100km/dia] no nível de 850hPa. A frontogênese total Fg é a soma dos quatro termos Fg1, Fg2, Fg3 e Fg4, calculados segundo Ninomiya (1984). Ver apêndice B para detalhes.

principalmente com frontólise em uma faixa meridional no norte da Argentina. Já FG1 contribui de maneira insignificante, destaca-se que está multiplicado por dez na figura para que os valores fiquem dentro da escala de cores utilizada. O máximo climatológico da frontogênese total tem posição compatível com a do máximo de frontogênese pelo vento horizontal encontrado por [Satyamurty e Mattos \(1989\)](#).

A climatologia do termo deformação, FG3, é a única que exhibe um padrão espacial indicativo de uma associação com sistemas transientes. Há uma faixa diagonal para sudeste e toda uma região de valores relativamente altos sobre o Atlântico que pode ser a marca do deslocamento de faixas diagonais. Além disto, este termo possui um máximo em um local compatível com a posição da sela da Língua de Baixa Pressão. Estas características indicam que FG3 pode ser apropriado para detectar sistemas frontais e distúrbios associados à sela. Por estes motivos, e por ser o termo mais intenso como apontado pelos outros autores, este trabalho foi feito utilizando FG3.

4.6 Exemplos de Casos NE e LE

Para que o leitor conheça um pouco melhor os eventos em questão antes de deparar-se com os compostos, são apresentados nesta seção, nas Figuras 4.3 e 4.4, o geopotencial e a nebulosidade em imagens de satélite em infra-vermelho de dois casos particulares: um com deslocamento para o nordeste e o outro com deslocamento para o leste, nesta ordem.

Para possibilitar a comparação direta entre a posição da nebulosidade e a geometria das curvas de nível (contornos) do geopotencial em 850 hPa em cada instante, o geopotencial foi sobreposto às imagens de satélite. No intervalo de tempo referente ao evento com deslocamento para o leste (Figura 4.4) há falhas na coleção de imagens de satélite e por isto nem sempre foi possível sobrepor imagem e campo de geopotencial simultâneos. Nestes casos foi procurada a imagem de satélite em horário mais próximo, o que significou diferenças de 30min a 2hs aproximadamente. Uma vez que o geopotencial é disponibilizado em quatro horários diários, estas diferenças não são muito grandes se comparadas à sua resolução temporal.

A Figura 4.3 mostra um intervalo de 4 dias, entre às 18Z do dia 19 e as 18z do dia 23 de janeiro de 1998. Os primeiros 7 quadros mostram horários 06Z e 18Z consecutivos. Do sétimo para oitavo quadro o intervalo é de 24hs. O horário zero para este evento, aquele que antecedeu o primeiro deslocamento da faixa de frontogênese (não mostrada) é 06Z do dia 19, mostrado no segundo painel da primeira linha.

Durante os primeiros dois dias (primeiros quatro painéis) a Língua de Baixa Pressão se intensifica imediatamente a leste dos Andes, enquanto um cavado transiente incide sobre

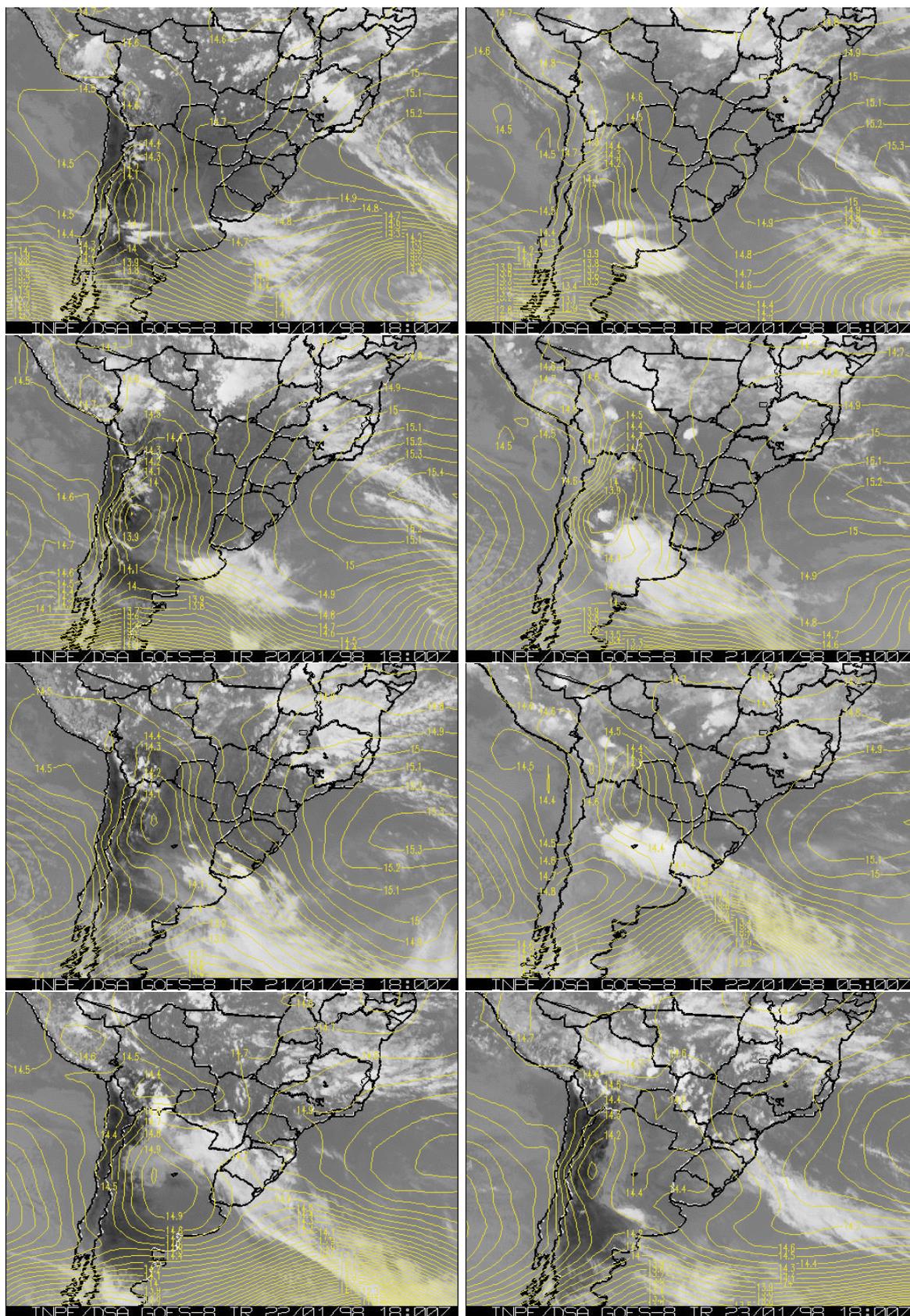


Figura 4.3 - Altura geopotencial em 850mb sobreposta a imagens de satélite (GOES IR 4). O tempo corre da esquerda para a direita e de cima para baixo. O intervalo entre os painéis é de 12hs. A seqüência ilustra uma situação em que uma faixa de frontogênese (não mostrado) deslocou-se para nordeste.

o continente atravessando a costa do Chile e os Andes. As 06Z do dia 21 o eixo deste cavado transiente já está sobre a Argentina e nos painéis subseqüentes o cavado afasta-se para leste enquanto uma alta transiente começa a penetrar. Com isto a Língua de Baixa Pressão inclina-se de noroeste para sudeste. As 18Z do dia 21 a alta transiente encontra-se sobre o lugar antes ocupado pela BNOA. Um dia depois esta alta, que se deslocou para o leste, já está em estágio avançado de dissipação e a Língua de Baixa Pressão e a BNOA já se formaram novamente a leste dos Andes.

No primeiro painel, as 18Z do dia 19, uma estreita faixa de nebulosidade no canto inferior esquerdo da figura indica a presença de uma frente que começa a atravessar os Andes. Sobre a vizinhança da sela há alguma nebulosidade de aparência convectiva. Sobre o Atlântico e o Rio da Prata outra faixa de nebulosidade indica a presença de outra frente. É marcante a diferença de densidade nas nuvens sobre o Pacífico e sobre o Atlântico: muito maior neste último onde a frente recebe a umidade de origem tropical. Após 12hs a frente fria vinda do Pacífico já atravessou a cordilheira e formou um padrão diagonal de nebulosidade que se estende para sudeste sobre a Argentina e o Atlântico. Um pouco a leste da sela a nebulosidade é bastante densa. Após mais 12hs a nebulosidade está mais densa sobre o Atlântico mas desapareceu a leste dos Andes. No painel seguinte, as 06Z do dia 22 há uma espessa faixas de nuvens, com orientação mais zonal, acoplada a um sistema convectivo do tipo CCM a leste da sela, que desaparece 12 hs depois. As 06Z do dia 22 a nebulosidade volta a formar-se sobre o continente, numa faixa diagonal. Observa-se que próximo à sela esta faixa é alinhada com as suas separatrizes de dilatação (ver apêndice A) porém mais a sudeste a faixa inclina-se mais para o sul, ficando entre a separatriz e o eixo do cavado transiente. O avanço da alta transiente “empurra” a nebulosidade para nordeste ao mesmo tempo em que a BNOA se dissipa. Um dia depois, a faixa chegou a Santa Catarina seguida pela alta, enquanto a BNOA e a Língua de Baixa Pressão voltam a formar-se a leste dos Andes.

A diminuição da nebulosidade próximo à sela vista às 18Z dos dias 20 e 21 foi observada em vários eventos. De uma maneira geral a nebulosidade tende a ser mais intensa as 00Z e 06Z (que a oeste de 60°W corresponde a 19hs e 01hs no local). Este ciclo diurno não pode ser reproduzido com os dados diários de chuva utilizados mais adiante no capítulo. Porém é interessante observar que, enquanto o distúrbio de alta pressão adentra o continente este ciclo diurno cessa. Isto também aconteceu em outros casos, muito embora na maioria das vezes este distúrbio não seja intenso o suficiente para formar uma alta fechada como neste exemplo.

Este evento mostra a Língua de Baixa Pressão a Leste dos Andes intensificando-se durante a chegada de uma frente fria que vem do Pacífico e atravessa os Andes. Durante esta

travessia nebulosidade convectiva desenvolve-se próximo à sela. Quando a frente encontra-se sobre o Atlântico a nebulosidade próximo à sela aumenta muito, chegando a formar um CCM, e acopla-se à frente. Com a entrada da alta transiente a nebulosidade próximo à sela perde a característica de um CCM e forma uma faixa diagonal ao longo das separatrizes de dilatação. Esta faixa estende-se para sudeste porém afasta-se da separatriz à medida que se afasta da sela. A nebulosidade desloca-se para nordeste adiante da alta transiente e do cavado, dissipando-se junto com esses distúrbios transientes.

Este exemplo ilustra algo que foi observado em vários outros casos: a associação entre a sela da Língua de Baixa Pressão a Leste dos Andes e a formação de CCMs. É bem provável que a presença desta estrutura geométrica contribua para a coincidência de fase entre aquecimento, umidificação e convergência nos baixos níveis observados por [Salio et al. \(2007\)](#). A divergência nos altos níveis, cuja fase também é importante segundo aqueles autores, ocorre em fase com a convergência nos baixos níveis nos compostos que serão apresentados a seguir.

O evento com deslocamento para o leste, mostrado na Figura 4.4 é bem mais curto, durante neste caso aproximadamente 36hs. Por isto foi possível mostrar figuras a intervalos de seis horas. Aqui também o horário zero para o composto, neste caso 18Z do dia 8 de março de 2002, aparece no segundo painel da primeira linha.

Uma faixa de nebulosidade, com orientação bastante mais zonal do que no caso anterior, atravessa o continente no início do evento. Apartir das 00Z do dia 9 (terceiro painel com imagem de satélite do dia 8 as 23hs09min), começa a ocorrer a formação de nebulosidade convectiva próximo à sela porém um pouco a nordeste. Esta nebulosidade intensifica-se quando a faixa encontra-se sobre o Atlântico, oito horas depois (geopotencial das 06Z, imagem das 08Z do dia do dia 9). Neste momento é possível ver outra faixa de nebulosidade chegando à costa do Chile. As 12Z e as 18Z do dia 9 a nebulosidade da sela e da faixa acoplam-se formando uma única faixa que desloca-se para o leste. Nas 12hs subsequentes as nuvens próximas à sela intensificam-se mais uma vez enquanto a nova faixa de nebulosidade atravessa os Andes.

Neste evento a trajetória da frente transiente é pouco afetada pela presença da Língua de Baixa Pressão. A nebulosidade associada à frente intensifica-se ao chegar ao Atlântico assim como a nebulosidade na vizinhança da sela. As duas nebulosidades acoplam-se formando uma única faixa que passa a deslocar-se para o leste de forma coesa. A BNOA enfraquece um pouco com o distanciamento da frente, mas não é dissipada como no evento descrito anteriormente. Com a aproximação da nova frente esta baixa se intensifica de novo.

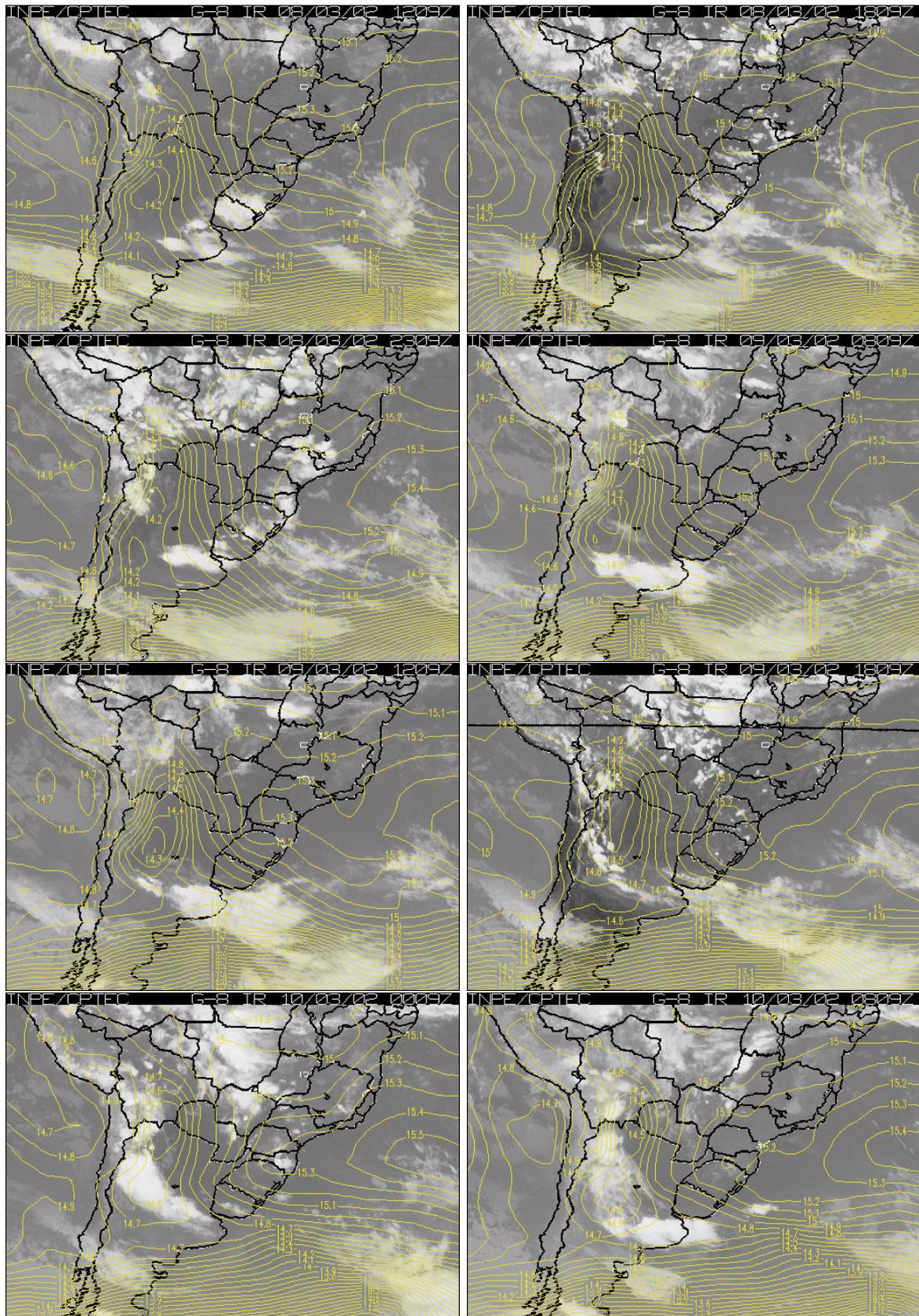


Figura 4.4 - Altura geopotencial em 850mb sobreposta a imagens de satélite (GOES IR 4), em seqüência temporal da esquerda para a direita e de cima para baixo. O intervalo entre os painéis é de 12hs. A seqüência ilustra uma situação em que uma faixa de frontogênese (não mostrado) deslocou-se para o leste.

Embora tenham intensidade, duração e evolução diferentes, os dois exemplos têm algumas características comuns:

- Ambos têm início com a chegada de distúrbios pelo Pacífico.
- A BNOA se intensifica com a aproximação destes distúrbios
- A nebulosidade associada a estes distúrbios intensifica-se quando estes atravessam os Andes.
- Há formação de nebulosidade convectiva próximo à sela.

Nas próximas seções são apresentados os compostos que permitirão investigar mais a fundo os dois tipos de evento.

4.7 Estatística das Bandas de Frontogênese

A tabela 4.1 mostra o número de eventos selecionados para cada um dos três compostos nos 21 verões analisados.

As faixas de frontogênese que exibiram algum deslocamento para o nordeste, fazendo parte dos compostos NE ou PNE, somaram 180. As que exibiram deslocamento/estiramento para o leste, fazendo parte do composto LE, somaram 64, sendo quase três vezes menos comuns do que as anteriores. O composto NE tem aproximadamente duas vezes mais eventos do que o composto PNE: 129 contra 61. Na seleção do composto NE, o critério **ne3** dita que as faixas de frontogênese devem ter um máximo local que ultrapasse 35°S. Uma contagem dos eventos neste composto que tiveram um máximo local da frontogênese ultrapassando 30°S resultou em apenas 29. A maior parte dos eventos no composto tem portanto uma amplitude de deslocamento meridional bastante parecida. Outra observação de interesse é a distribuição dos horários de início dos eventos ao longo do dia. Em 00Z e 06Z iniciam-se aproximadamente duas vezes mais eventos do que em 12Z e 18Z.

4.8 Faixas de Frontogênese com Deslocamento para Nordeste

As Figuras 4.5 a 4.9 mostram compostos dos casos de faixas de frontogênese com deslocamento para nordeste.

4.8.1 NE: Frontogênese, Altura Geopotencial e Vento em Altos Níveis

Na Figura 4.5 os painéis da esquerda mostram o geopotencial e a frontogênese por deformação em temperatura potencial equivalente, ambos em 850 hPa. Estes foram os campos

Tabela 4.1 - Total de eventos em cada composto e número de eventos começados em cada um dos horários do dia.

Hora	N° de Inícios de Eventos			
	NE	PNE	LE	Total
00	46	18	26	80
06	42	20	15	77
12	22	14	7	43
18	19	9	16	44
Total	129	61	64	254

utilizados na definição dos eventos e por isto são descritos logo no início. Os painéis da direita mostram o vento e sua magnitude em 250 hPa. Em linhas gerais a BNOA, a Língua de Baixa Pressão e a frontogênese sobre a sela começam a desenvolver-se entre -48hs e -36hs do início do evento. A partir de $t = 0$ a sela e a frontogênese começam a deslocar-se para nordeste e esta vai estendendo-se para sudeste em uma faixa sobre o eixo do cavado transiente. Este se intensifica deslocando-se para o leste. Como a BNOA não acompanha este deslocamento a Língua de Baixa Pressão inclina-se de noroeste para sudeste. A frontogênese atinge sua maior intensidade em $t = +12$ hs e a sua posição mais ao norte em $t = +48$ hs, porém já bastante enfraquecida. Depois disto a banda passa a deslocar-se para sudeste, afastando-se sobre o Atlântico e dissipando-se.

Em altos níveis o evento consiste no desenvolvimento, passagem sobre o continente e desintensificação de um cavado seguido de uma crista. No ramo leste do cavado há um máximo do vento situado sempre um pouco a sudoeste da faixa de frontogênese. Enquanto a frontogênese é forte este máximo se intensifica devido à relação geostrófica entre o gradiente horizontal de temperatura e o cisalhamento vertical do vento, chamada de vento térmico. À medida que a frontogênese enriquece este máximo também enfraquece.

Observa-se que o início do deslocamento da frontogênese coincide com a entrada da crista sobre o continente nos altos níveis.

Alguns aspectos importantes da evolução do evento só ficam claros com uma descrição mais detalhada, que é apresentada a seguir. 36hs antes do início do evento a Língua e a BNOA já estão presentes a leste dos Andes. Na vizinhança da sela a frontogênese é fraca com valores em torno de 2 K/100km/dia. Em altos níveis, ventos máximos encontram-se sobre o sul da América do Sul, com máximo entre 45°S e 50°S, com orientação quase zonal. Entre 90°W e 80°W, sobre o Pacífico vê-se um cavado pouco intenso com uma crista a oeste. Nas 24hs subseqüentes, tanto a Língua nos baixos níveis quanto o cavado e a crista nos altos níveis intensificam-se. O eixo do cavado situa-se então um pouco a oeste da costa

do Chile. O jato em 250 hPa se intensifica e se inclina no sentido noroeste sudeste. Sobre o continente, o núcleo do jato assume valores entre 35 m/s e 40 m/s e encontra-se entre 40°S e 45°S. A área de frontogênese centrada na sela aumenta de tamanho e torna-se ainda mais forte.

No início do evento ($t=0$) a onda em altos níveis está um pouco mais intensa ainda. O eixo do cavado cruza os Andes e o escoamento de sudoeste associado à crista começa a penetrar no extremo sul do continente. O jato a leste intensifica-se e agora tem um máximo entre 40 m/s e 45 m/s sobre a costa da Patagônia. Nos baixos níveis, a BNOA e a Língua atingem seu maior aprofundamento, com o geopotencial em 850 hPa na BNOA ficando abaixo de 1440 m. A frontogênese na vizinhança da sela intensifica-se muito, atingindo 5 K/100km/dia e é possível perceber que esta começa a estender-se para sudeste e a formar uma banda.

12hs após o início do evento a faixa de frontogênese encontra-se um pouco deslocada para nordeste. Maior e mais intensa, ela atinge um máximo de 7 K/100km/dia sobre a vizinhança da sela. Nos altos níveis o eixo do cavado vai terminando sua passagem sobre os Andes e cede lugar ao escoamento de sudoeste, que agora cruza os Andes até aproximadamente 35°S. O núcleo do jato a leste está maior e mais intenso. Ele também desloca-se para nordeste, permanecendo a sudoeste da banda de frontogênese. Voltando aos baixos níveis, vê-se que o início do deslocamento da frontogênese coincide com a entrada do ramo oeste do cavado no continente e com o início da desintensificação da BNOA, que se reflete na redução da área delimitada pela curva de nível de 1440 m.

Em $t=+24$ e $t=+36$ hs, a banda de frontogênese alonga-se mais para o sudeste deslocando-se para o nordeste, seguida pelo jato em altos níveis. A onda nos altos níveis começa a enfraquecer. A BNOA desintensifica-se e a frontogênese na sela também, mas o restante da banda a sudeste é menos afetada. O cavado em 250mb atravessou os Andes e a crista toma o continente até 30°S em altos e baixos níveis. Em $t=+36$ hs a sela e o máximo local de frontogênese associado a ela atinge 30°S, sua posição mais ao norte. No horário seguinte a BNOA já foi dissipada. Nas 36 horas subseqüentes a banda de frontogênese e o jato deslocam-se para sudeste e desintensificam-se, assim como o cavado nos altos níveis. A faixa de frontogênese não chega a atingir a posição climatológica da ZCAS.

Da descrição anterior destacam-se os seguintes aspectos:

Ao aproximar-se do continente sul-americano, um par cavado/crista amplifica-se em altos níveis, e um jato forma-se no ramo leste do cavado sobre o centro-sul da Argentina. Simultaneamente à intensificação deste jato, ocorre também a intensificação da BNOA e

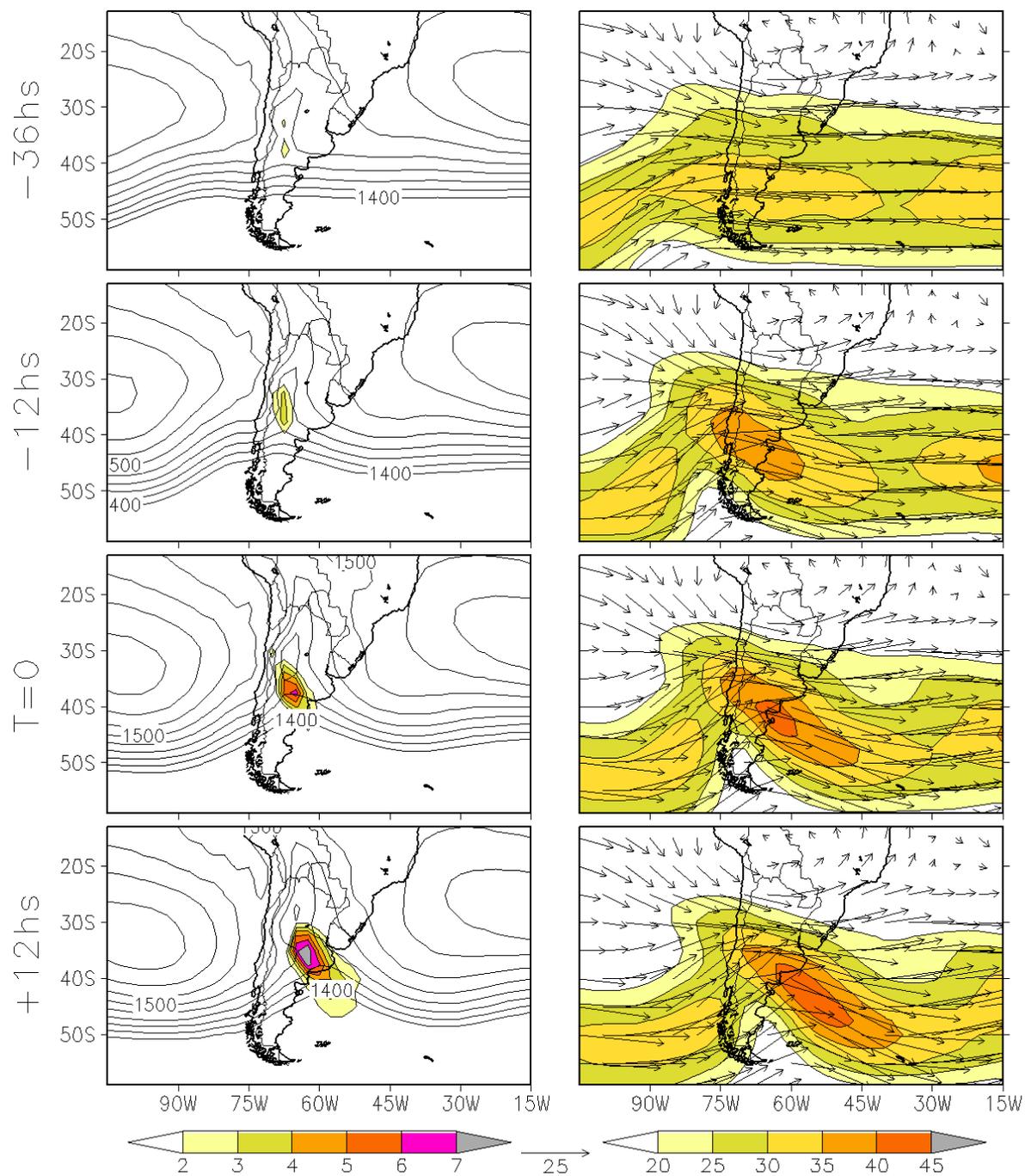


Figura 4.5 - Composto NE **Painéis da esquerda** - Em cores: frontogênese por deformação em θ_e em 850 hPa [K/100km/dia]. Em contornos: altura geopotencial em 850 hPa [m]. O intervalo entre os contornos é de 20m. **Painéis da direita** - Em cores: magnitude do vento em 250 hPa [m/s]. Vetores de vento em 250 hPa [m/s]. Continua

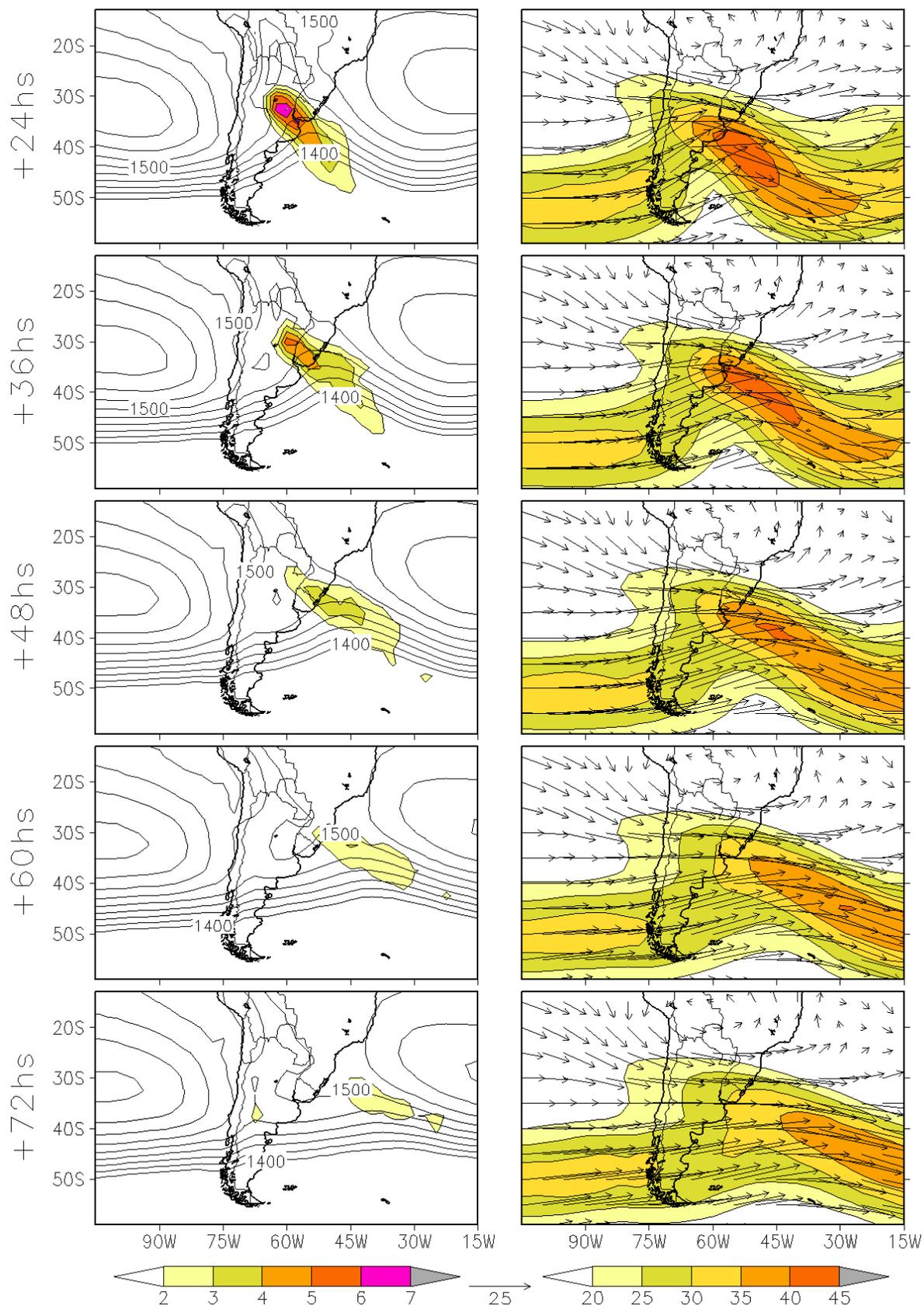


Figura 4.5 - Conclusão.

da Língua de Baixa Pressão nos baixos níveis.

A frontogênese na vizinhança da sela tem início antes mesmo do eixo do cavado em baixos níveis adentrar o continente (ver o painel de $t=-12$ hs na Figura 4.5). Nos horários anteriores a $t=0$ a onda baroclínica desloca-se lentamente para leste, mas a frontogênese e o jato em altos níveis, que se intensificam, permanecem estáticos. É quando a crista, com o seu escoamento de sudoeste, adentra o continente nos altos e baixos níveis que a faixa de frontogênese e o jato começam a deslocar-se para nordeste. É possível ver ao mesmo tempo uma intensificação do cavado em baixos níveis que sugere ventos de sudoeste mais fortes na retaguarda da faixa de frontogênese, como será verificado adiante.

Nas primeiras 12hs do deslocamento, a frontogênese atinge sua maior intensidade. Nas 36hs que se seguem a banda enfraquece enquanto continua a deslocar-se para nordeste. Simultaneamente a onda transiente também enfraquece. Já a BNOA e a Língua atingem sua profundidade máxima em $T=0$ e dissipam-se durante os dois dias de deslocamento para nordeste. Enquanto a BNOA e a sua sela existem, a frontogênese tem um máximo de intensidade na vizinhança da sela. A intensificação do cavado de altos níveis próximo à costa do Chile, deve-se à instabilidade baroclínica. A advecção fria nos baixos níveis nesta região aprofunda o cavado na média e alta troposfera.

Para compreender melhor o ciclo de vida da perturbação nos campos de geopotencial e de frontogênese descritos aqui, serão analisados a seguir a temperatura potencial equivalente e a sua advecção e o vento em baixos níveis.

4.8.2 NE: Vento, θ_e e sua Advecção

A Figura 4.6 mostra a temperatura potencial equivalente e a sua advecção nos painéis da esquerda e o geopotencial e o vento em 850 hPa nos painéis da direita. O objetivo de apresentar novamente o geopotencial (que já foi visto na Figura 4.5) é permitir a comparação direta com o vento, de forma a evidenciar o importante papel da componente geostrófica neste tipo de evento.

As 36hs que antecedem $t=0$ são marcadas por um aquecimento sobre o noroeste da Argentina, aproximadamente entre $25^{\circ}S$ e $40^{\circ}S$ e $70^{\circ}W$ e $60^{\circ}W$. Na Figura vê-se uma língua quente que se estende para o sul, atingindo seu maior tamanho em $t=0$ e a sua maior intensidade entre $t=+12$ hs e $t=+24$ hs. Com este desenvolvimento o gradiente meridional de θ_e aumenta muito sobre os subtrópicos do continente. O mesmo não ocorre sobre o Atlântico adjacente. A principal causa deste aquecimento não é a advecção quente, embora esta contribua na extremidade da língua quente, como pode ser visto na Figura, é aquecimento radiativo. Este aquecimento explica em grande parte o aprofundamento da

BNOA, que é uma baixa térmica, e da Língua de Baixa Pressão, vistos na seção anterior e também nos painéis da direita. Ao mesmo tempo em que a língua se aprofunda intensificam-se ventos de norte do seu lado leste, responsáveis pela advecção quente. Estes ventos têm uma importante componente paralela às curvas de nível de geopotencial, sugerindo que sua intensificação é uma resposta geostrófica ao aprofundamento da Língua de Baixa Pressão. Nesta região de ventos de norte as curvas de nível de θ_e são quase zonais de forma que o escoamento produz advecção quente.

Em $t=0$ os ventos com componente de norte já formaram um corredor a leste da Língua de Baixa Pressão, que vai desde 10°S aproximadamente até as latitudes médias. Simultaneamente, sobre o Pacífico, um distúrbio de advecção fria aproxima-se da costa sul do Chile. Comparando com os painéis da direita verifica-se que esta advecção fria é produzida por ventos a oeste do cavado transiente em 850 hPa. Em $t=0$ este cavado atravessa os Andes e a advecção fria torna-se mais forte, ultrapassando -12 K/dia , e organiza-se na borda sul da língua quente. A advecção quente por sua vez também torna-se mais forte em uma faixa a leste. Comparando com a Figura 4.5 constata-se que a frontogênese ocorre entre as duas faixas. A organização da advecção de θ_e explica a intensificação da frontogênese.

Em $t=+12\text{hs}$ o cavado deslocou-se para o leste ao mesmo tempo em que se amplificou. A crista a oeste, com os seus ventos de sudoeste originários das latitudes médias, avançou sobre o continente. A sudoeste o ramo oeste do cavado também traz ventos de latitudes médias. O avanço deste escoamento sobre a língua quente produz a faixa diagonal de advecção fria. Parte deste escoamento aproxima-se da vizinhança da sela e diflui. Do lado sudeste o vento gira ciclonicamente. Do lado noroeste o vento gira anti-ciclonicamente tornando-se de sul/sudeste e estendendo a faixa de advecção fria para o noroeste da sela. Entre estas duas correntes há uma terceira que converge na vizinhança da sela. Este comportamento mostra que o vento real segue a geometria ditada pela sela e pelas suas separatrizes. À medida que o cavado avança mais para o leste, em $t=+24\text{hs}$ e $t=+36\text{hs}$, a anomalia de alta pressão entra no continente a oeste. Os ventos de sudoeste avançam em uma resposta geostrófica ao aumento do gradiente de pressão e levam consigo a faixa de advecção fria e a frontogênese (Figura 4.5). Com o deslocamento do cavado, a Língua de Baixa Pressão inclina-se de noroeste para sudeste, como fica mais claro nos painéis posteriores, e o corredor de ventos do seu lado leste acompanha esta inclinação, evidenciando novamente uma resposta geostrófica.

A advecção fria pelo sul é o principal fator que causa a dissipação da língua quente, da BNOA e da Língua de Baixa Pressão. À medida que a Língua de Baixa Pressão se dissipa, o corredor de ventos de origem tropical a leste enfraquece cortando, como será mostrado adiante, o aporte de umidade para o distúrbio frontal. Em $t=+48\text{hs}$, uma pequena alta

transiente toma o lugar antes ocupado pela BNOA. Doze horas depois, em $t=+60\text{hs}$, este distúrbio já deslocou-se para o leste, o noroeste da Argentina voltou a se aquecer, e a Língua de Baixa Pressão a leste dos Andes apareceu novamente.

Reunindo as informações obtidas a partir das Figuras 4.5 e 4.6 é feito abaixo um esboço daquilo que se pôde aprender sobre os eventos até aqui.

A Língua de Baixa Pressão a Leste dos Andes e a Baixa do Noroeste da Argentina são características climatológicas e semi-permanentes dos subtrópicos da América do Sul. Ambas intensificam-se na presença de um jato de noroeste para sudeste sobre os subtrópicos do continente. O jato em questão fica no ramo leste de um cavado baroclínico com eixo sobre o Pacífico próximo à costa do continente. O jato, o cavado e a crista a leste intensificam-se e se deslocam lentamente para o leste. A advecção fria em baixos níveis a oeste do eixo do cavado em altos níveis indica que esta amplificação deve-se a instabilidade baroclínica. Simultaneamente a Língua de Baixa Pressão e a BNOA aprofundam-se nos baixos níveis mas permanecem estacionárias. No campo de θ_e é possível ver uma língua quente que se estende para o sul e se intensifica. O aprofundamento da Língua de Baixa Pressão e da BNOA traz dois efeitos sobre o escoamento de baixos níveis. Em primeiro lugar ventos com componente de norte intensificam-se gradualmente do lado leste da Língua em uma resposta predominantemente geostrófica. Estes ventos trazem uma massa de ar tropical para os subtrópicos, produzindo advecção quente e úmida. Em segundo lugar há um aumento da confluência e convergência na vizinhança da sela entre os ventos de origem tropical e o escoamento de oeste das latitudes médias que produz frontogênese.

Uma vez que o cavado começa a ceder espaço sobre o continente para a crista que o segue, ventos de sudoeste originários das latitudes médias começam a avançar sobre a língua quente, levando a um grande aumento da advecção fria nos baixos níveis. A advecção fria forma uma faixa diagonal o que faz com que a frontogênese também tome esta forma. Os ventos respondem à geometria do geopotencial difluindo ao aproximarem-se da sela. A advecção fria é muito intensa a sudoeste da sela, fazendo com que a frontogênese seja máxima ali. O cavado e a crista se intensificam nos baixos níveis, induzindo geostroficamente o aumento do escoamento de sudoeste e o seu avanço para nordeste. Isto promove o deslocamento da faixa de advecção fria, que se intensifica, juntamente com a frontogênese. Porém esta mesma advecção leva à dissipação da Língua, da BNOA e conseqüentemente da sela, reduzindo o escoamento de origem tropical, a confluência, a convergência e, como será mostrado adiante, o aporte de umidade para os subtrópicos.

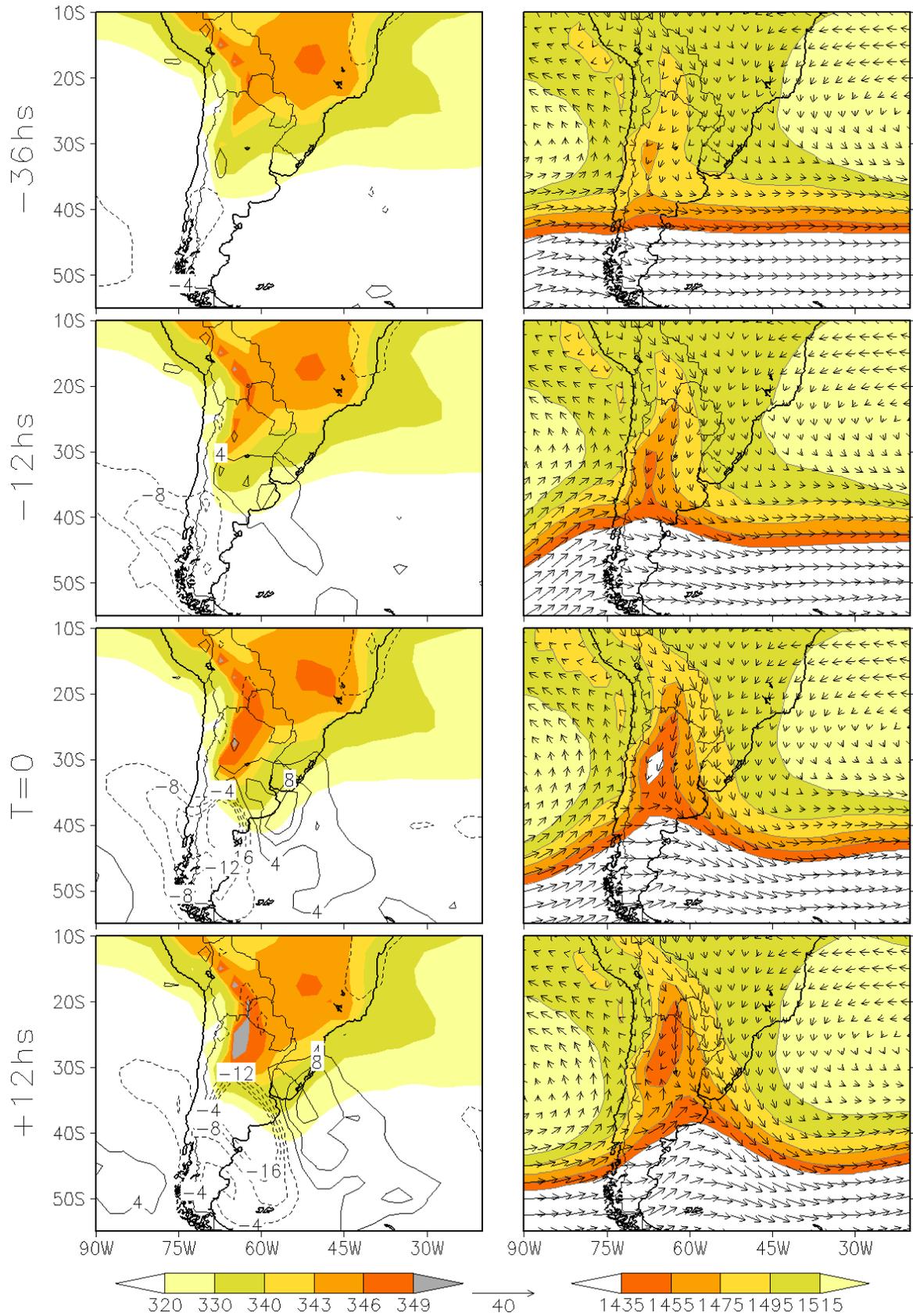


Figura 4.6 - Composto NE **Painéis da esquerda**- Em cores: θ_e em 850 hPa [K]. Em contornos: advecção de θ_e em 850 hPa [K/dia]. **Painéis da direita** - Em cores: altura geopotencial em 850 hPa [m]. Vetores de vento em 850 hPa [m/s]. Continua

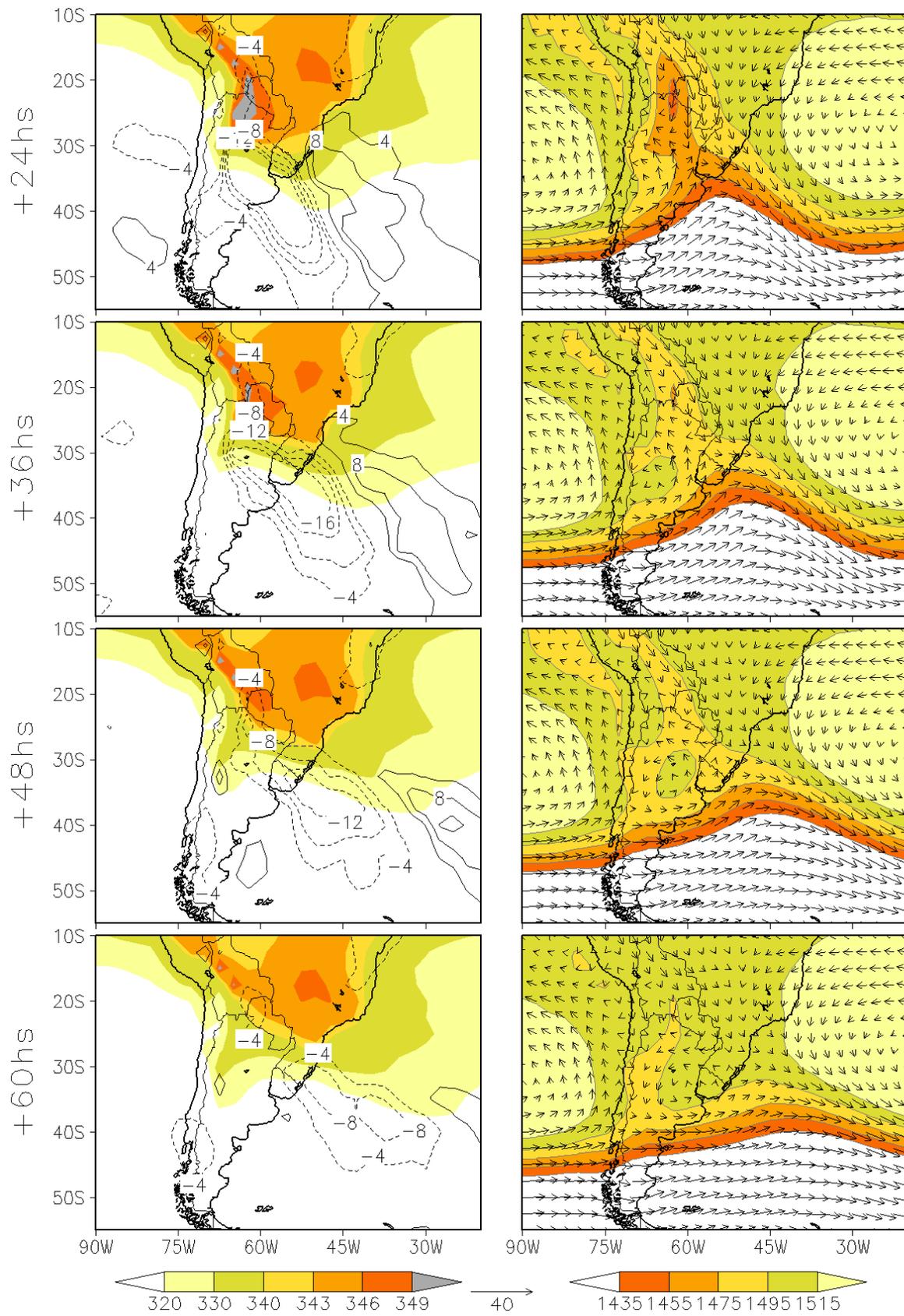


Figura 4.6 - Conclusão.

4.8.3 NE: Transporte de Umidade

A Figura 4.7 mostra o transporte de umidade integrado na vertical entre a superfície e 650 hPa. Em linhas gerais, observa-se a formação de um intenso corredor de umidade a leste dos Andes, estendendo-se desde os trópicos profundos até as latitudes médias, com um máximo intenso a leste da Bolívia e do extremo norte da Argentina. Esta é a posição do Jato de Baixos Níveis da América do Sul. À medida que o evento evolui, este corredor de umidade inclina-se de noroeste para sudeste, e passa a receber uma importante contribuição da circulação da ASAS ao sul de 30°S. Na fase de dissipação o transporte de umidade diminui muito nos subtropicais, mas continua intenso nas latitudes médias. Durante todo o evento o aporte de umidade para o continente pelas suas costas norte e nordeste permanece aproximadamente constante.

Para ressaltar alguns pontos importantes, passa-se a uma descrição mais detalhada da evolução no tempo do transporte de umidade.

36hs antes do início do evento o transporte de umidade sobre o Atlântico tropical, a Amazônia e o leste dos Andes assemelha-se à situação climatológica. A umidade entra no continente principalmente pela costa norte, vinda do Atlântico Norte e gira sobre a Amazônia seguindo para os subtropicais a leste dos Andes, chegando aproximadamente até 35°S. Nas 36 horas antes do início do evento, este transporte intensifica-se rapidamente ao sul de 20°S e estende-se até as latitudes médias. Em $t = 0$ já está formado um corredor de umidade estendendo-se de 10°S a 50°S aproximadamente. Até 40°S este corredor acompanha a cordilheira. Mais ao sul a umidade segue pelo ramo leste do cavado transiente. Comparando com a Figura 4.6 observa-se que a intensificação do transporte de umidade cada vez mais ao sul coincide com a intensificação da BNOA e da Língua de Baixa Pressão. Também coincide com o avanço da língua de calor e umidade (altos valores de θ_e) sobre os subtropicais. Isto é, nesta fase inicial do distúrbio a umidade vinda da Amazônia avança gradualmente para o sul até chegar às latitudes médias. Nesta etapa a geometria dos contornos do geopotencial propicia a formação deste longo corredor, permitindo que a umidade da Amazônia abasteça todo o distúrbio. Em $t = 0$, percebe-se claramente forte convergência de umidade próximo à sela. Mais adiante no tempo a circulação da ASAS passará a contribuir significativamente com o aporte de umidade para o distúrbio nas latitudes médias, porém a vizinhança da sela é sempre abastecida pelo escoamento meridional vindo da Amazônia.

Quando a Língua de Baixa Pressão se inclina de noroeste para sudeste (Figuras 4.5 e 4.6), o corredor de umidade acompanha. Na Figura 4.7 observa-se claramente que este deslocamento é impulsionado pela entrada de ventos de sudoeste no continente. Deslocada

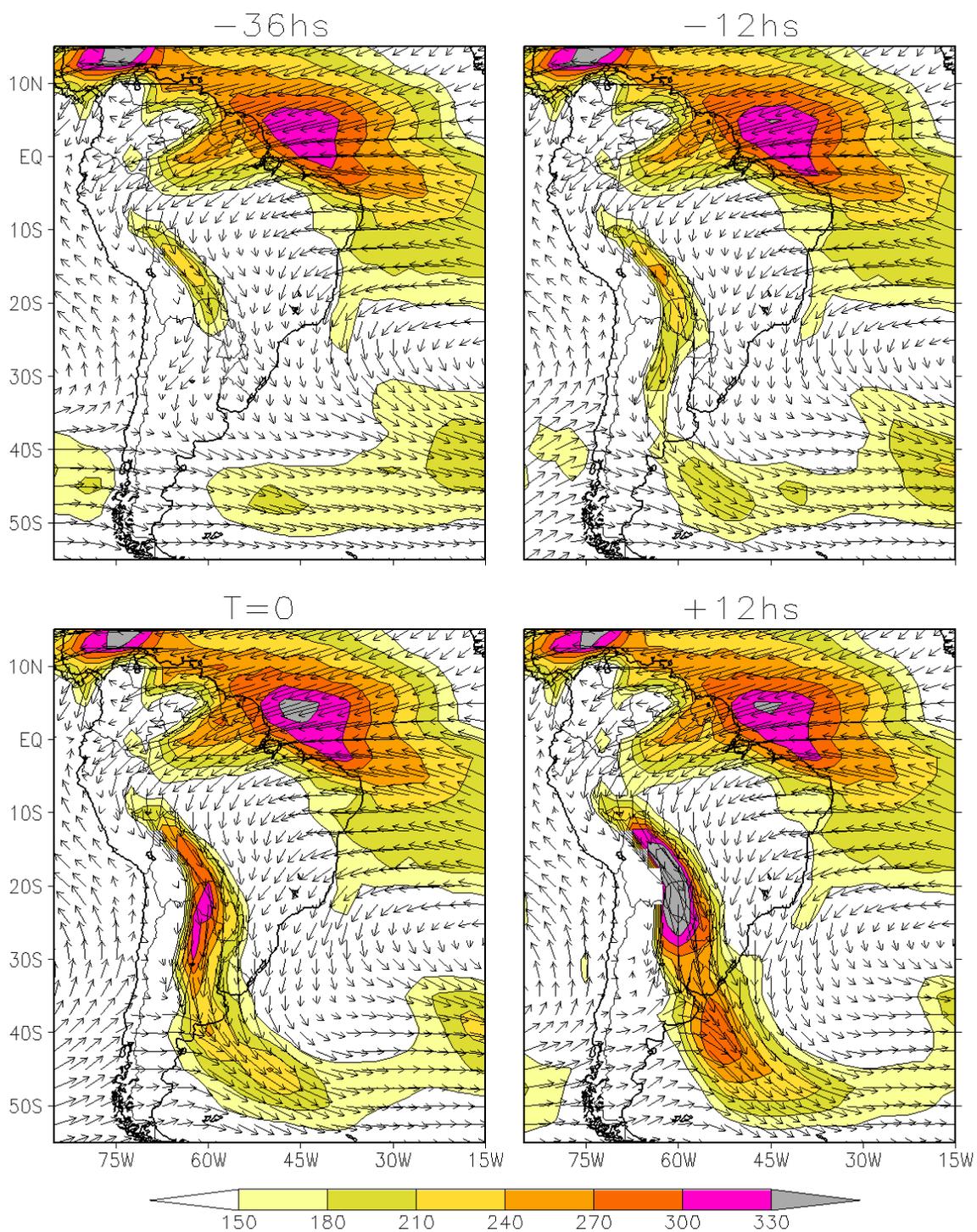


Figura 4.7 - Composto NE. Transporte de umidade integrado entre a superfície e 650 hPa [kg/m/s]. Continua

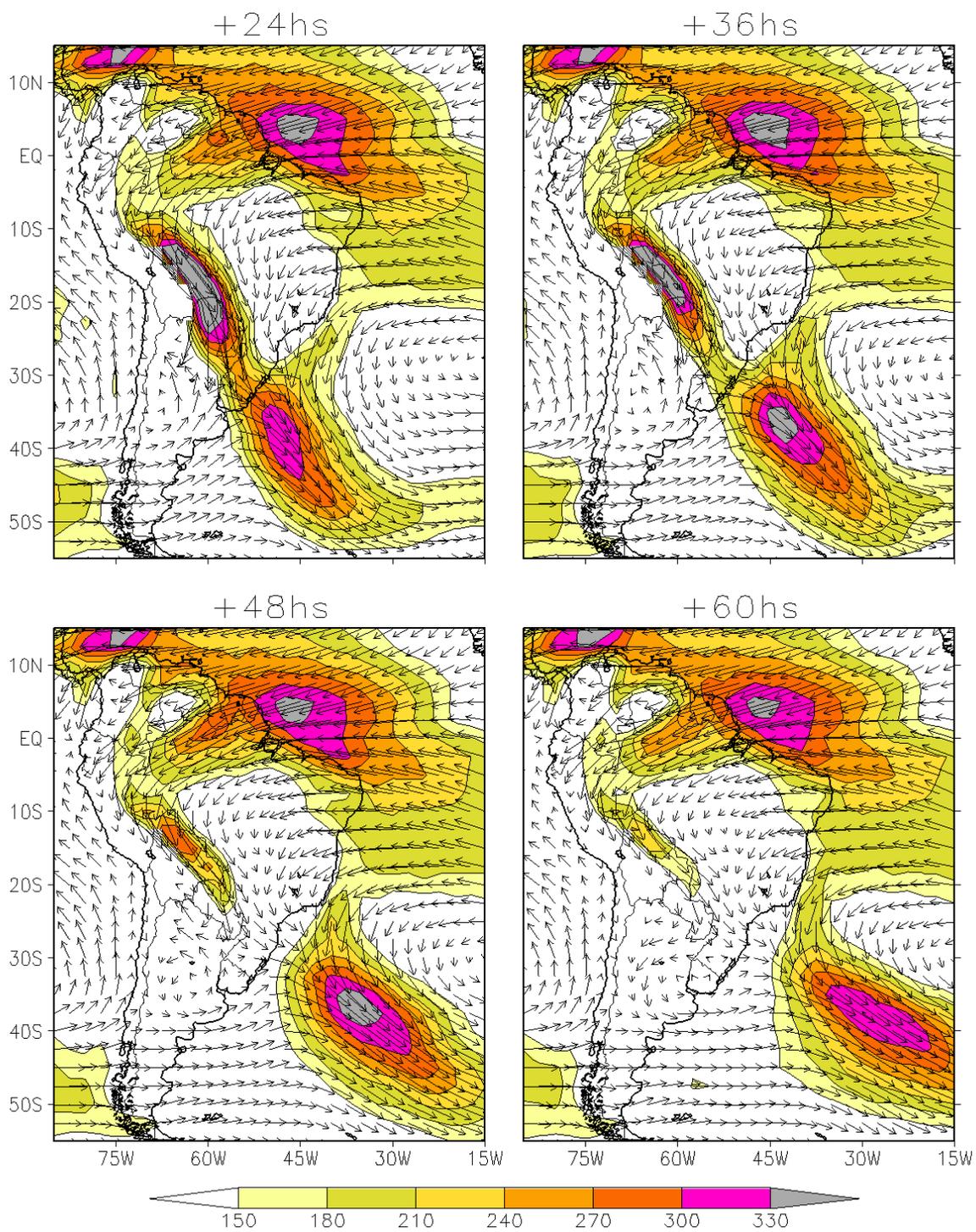


Figura 4.7 - Conclusão.

para o leste, a parte do corredor de umidade situada ao sul da sela passa a receber umidade do escoamento da ASAS, levando à formação de um segundo máximo local do transporte de umidade, que chega a ser tão intenso quanto o da Bolívia. Durante o primeiro dia do deslocamento, o transporte de umidade continua a intensificar-se, tanto nos trópicos quanto nas latitudes médias, excedendo 330 kg/m/s. 12hs depois o escoamento de umidade nos trópicos começa a desintensificar-se mas o mesmo não ocorre no ramo leste do cavado, que é alimentado pela ASAS e cujos ventos são acelerados pelo gradiente de pressão com esta alta. O escoamento de sudoeste a oeste do cavado em baixos níveis exibe claramente um padrão de difluência compatível com a presença de uma sela. Os ventos que vêm das latitudes médias se subdividem, com parte girando ciclonicamente para sudeste e parte girando anti-ciclonicamente e seguindo para noroeste. Em $t=+48$ hs este escoamento para noroeste chega a atingir 20°S. Enquanto isto o fluxo de umidade para sudeste nos trópicos e subtropicais desintensifica-se ainda mais. Sobre o continente, entre 25 e 35°S uma circulação anti-ciclônica indica a presença de uma alta, na região antes ocupada pela BNOA.

4.8.4 NE: Movimento Vertical, Convergência de Umidade e Divergência em Altos Níveis

Na seção 4.8.1 foram documentadas faixas de frontogênese intensa sobre o continente sul-americano com deslocamento para nordeste. A formação e a fase madura destas faixas ocorre tipicamente em meio à Língua de Baixa Pressão a Leste dos Andes e a frontogênese exibe um máximo intenso na vizinhança da sela.

Em se tratando de frentes de verão, é natural inquirir sobre sua capacidade de produzir chuvas. A Figura 4.7 já mostrou fortes indícios de intensa convergência de umidade nos subtropicais e nas latitudes médias. Nesta seção analisa-se a estrutura vertical destes distúrbios, considerando a convergência de umidade nos baixos níveis, o movimento vertical em baixos e médios níveis e a divergência do vento em altos níveis.

A Figura 4.8 mostra, nos painéis à esquerda, o movimento vertical nos níveis de 850 hPa e 500 hPa e, nos painéis a direita, a convergência do vento em 250 hPa sobreposta à convergência de umidade em 850 hPa. Centros de movimento ascendente e descendente, respectivamente a oeste e a leste da cordilheira dos Andes entre 40°S e 55°S, mostram a passagem do escoamento de oeste sobre as montanhas. Nestas latitudes a cordilheira tem altitudes entre 500 m e 1000 m. O movimento vertical é mais intenso em 850 hPa do que em 500 hPa o que é condizente com uma forçante orográfica nos baixos níveis.

36hs antes do início do evento, aproximadamente em 35°S e 65°W, é possível ver convergência de umidade com valor entre 3 e 6 mm/dia que, devido à localização, pode ser

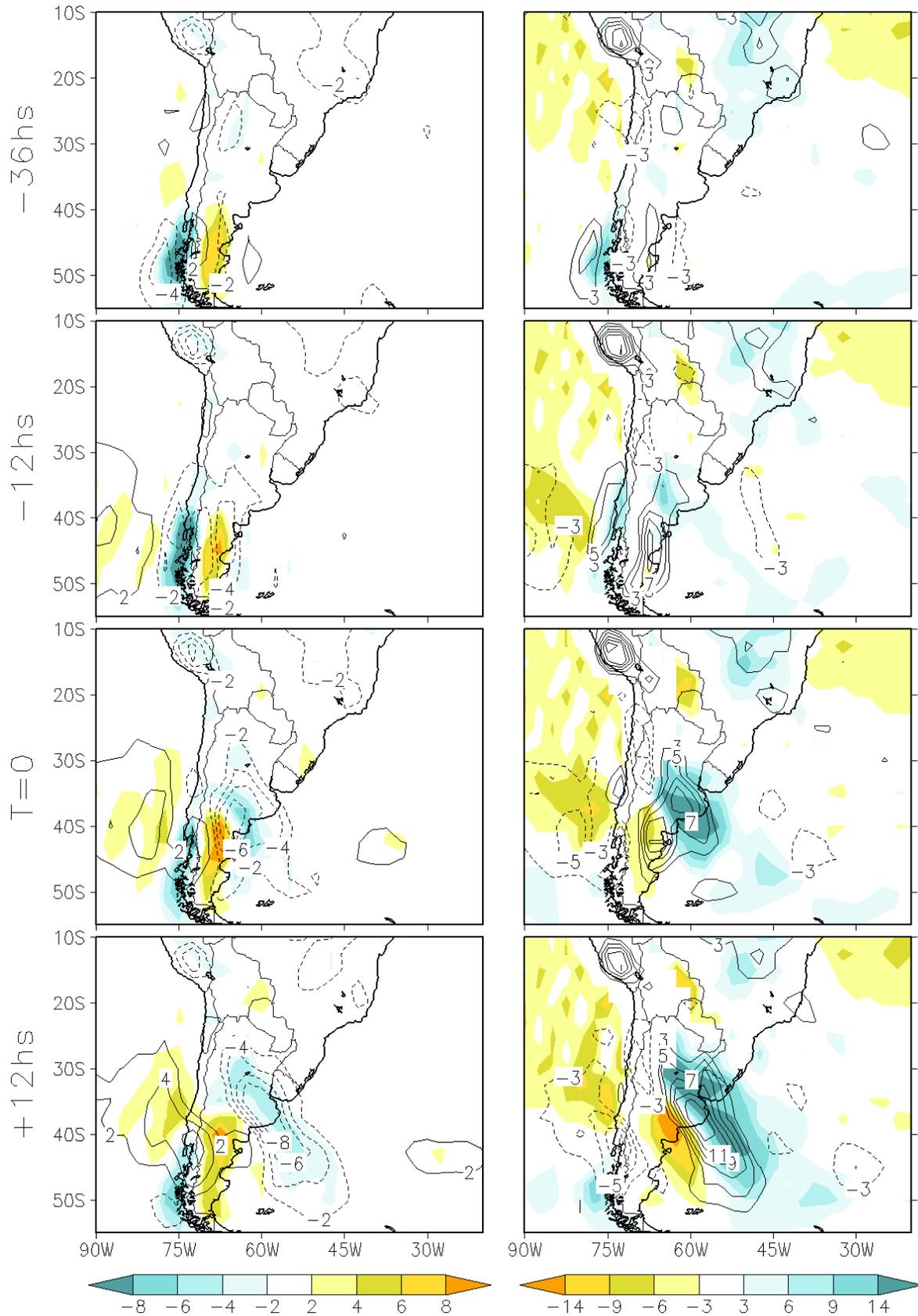


Figura 4.8 - Composto NE **Painéis da esquerda** - Em cores: movimento vertical em 850 hPa. Em contornos: movimento vertical em 500 hPa. Ambos em [hPa/hora] **Painéis da direita** - Em cores: convergência de umidade integrada da superfície a 650 hPa [mm/dia]. Em contornos: divergência do vento em 250 hPa [$10^{-6} s^{-1}$]. Continua

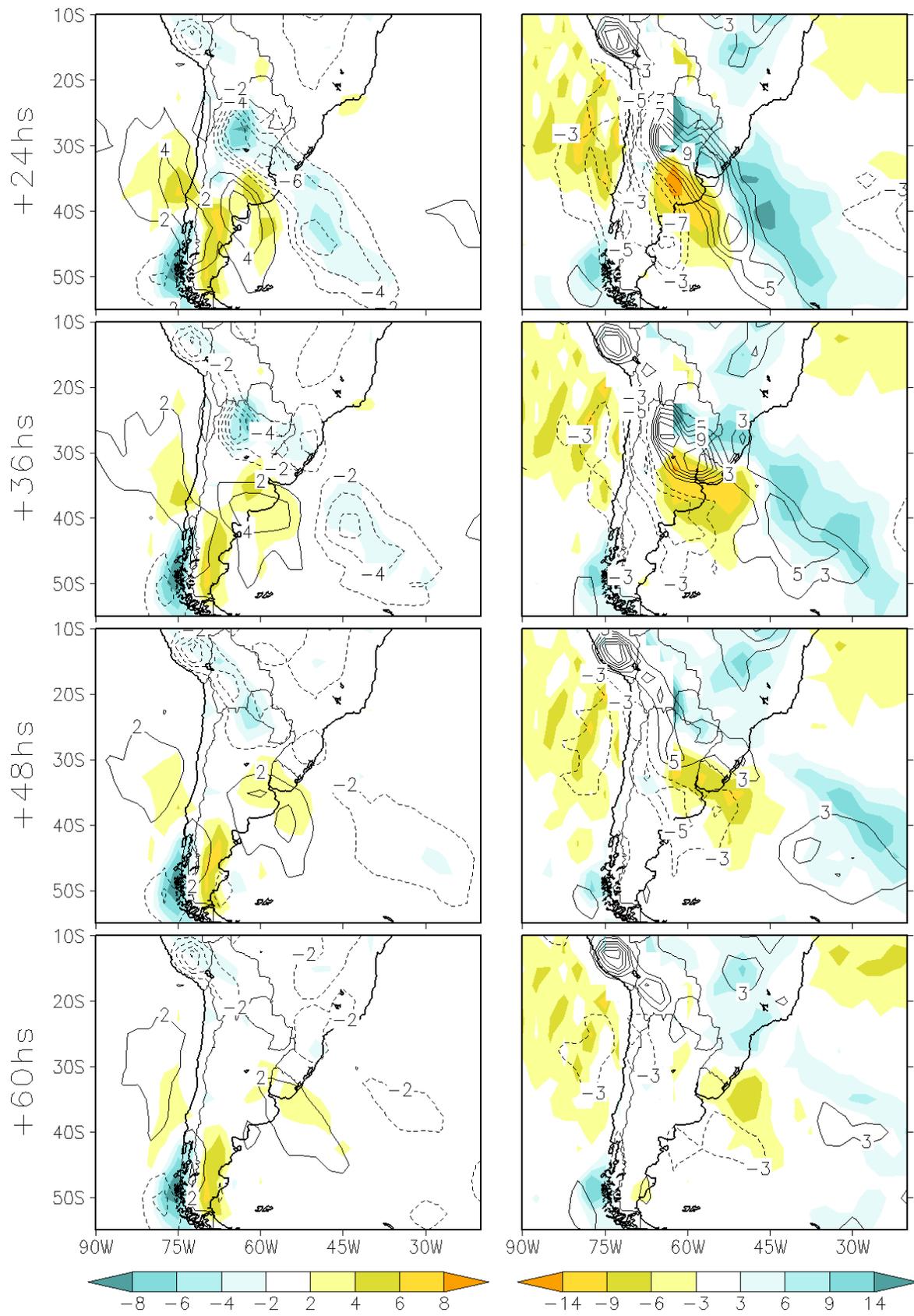


Figura 4.8 - Conclusão.

associada à frontogênese que ocorre na vizinhança da sela (ver Figura 4.5).

Em $t=-12$ hs a convergência de umidade está um pouco mais forte e sobre ela tem início a divergência do vento em 250 hPa. O campo de movimento vertical em 850 hPa mostra um indício de movimento ascendente em 500 hPa no local em questão, embora a resolução dos dados deixe a interpretação bastante ambígua. No Pacífico, em torno de 40° S, aproxima-se da costa do Chile uma área de divergência de umidade associada a convergência do vento em 250 hPa, e movimento descendente em médios e baixos níveis.

Em $t=0$ a convergência de umidade chega a 14 mm/dia com a divergência do vento bastante organizada nos altos níveis. Há uma área grande de movimento ascendente em 500 hPa que chega a 7 hPa/hora. Em 850 hPa há movimento ascendente em uma área menor. A divergência de umidade intensifica-se no Pacífico, assim como a convergência em altos níveis e o movimento vertical. Este distúrbio também já penetra no continente, no sul da Patagônia.

Em $t=+12$ hs a convergência de umidade, divergência nos altos níveis e o movimento vertical estão organizados em faixas que começam a deslocar-se para nordeste. A convergência de umidade chega a 14 mm/dia. O distúrbio começa a manifestar uma inclinação para oeste com a altitude (ou pressão decrescente). A convergência de umidade em baixos níveis fica a nordeste do movimento vertical em 500 hPa que por sua vez fica a nordeste da faixa de divergência em altos níveis. Esta organização torna-se mais clara nos horários subsequentes. O distúrbio de sinal oposto vindo do Pacífico já atravessa a costa do Chile e uma faixa de divergência de umidade pode ser vista imediatamente a sudoeste da convergência de umidade. Comparando com a Figura 4.5 verifica-se que a frontogênese ocorre entre estas duas faixas. A divergência de umidade é mais intensa sobre o continente, aonde excede 14 mm/dia, do que sobre o oceano.

Em $t=+24$ hs a convergência de umidade e o movimento ascendente ultrapassam 30° S no oeste do continente. O movimento ascendente, a divergência do vento em altos níveis e a divergência de umidade em baixos níveis são mais intensos sobre o continente do que sobre o oceano, mas a banda de convergência de umidade não mostra esta diferença. O distúrbio de sinal oposto atravessa os Andes nos altos e médios níveis e organiza-se a sudoeste do distúrbio principal como faixas que também se inclinam para oeste com a altitude e se deslocam para nordeste. Esta organização mostra um acoplamento entre o distúrbio transiente e a Língua de Baixa Pressão e também evidencia a presença de uma circulação termalmente direta onde há ascensão do ar do lado quente e descenso do lado frio. Esta circulação secundária acelera o jato nos altos níveis.

Como será visto adiante, a faixa de divergência de umidade nos baixos níveis está associada a advecção fria de θ_e nos baixos níveis e é natural supor que seja responsável pela maior intensidade da ascensão do ar e divergência em altos níveis sobre o continente.

Em $t=+36$ hs o movimento ascendente e a divergência em altos níveis permanecem muito intensos sobre o continente, mas já começam a dissipar-se sobre o oceano, embora a convergência de umidade ainda seja forte. $t=+48$ e $t=+60$ hs mostram a dissipação de todo o distúrbio.

A frontogênese na sela e na banda fica claramente associada a toda a estrutura vertical de convergência em baixos níveis, movimento ascendente e divergência em altos níveis.

A figura mostrou a atuação de dois distúrbios de sinais opostos. O distúrbio úmido tem origem sobre o próprio continente, formando-se sobre o norte da Argentina. Já o distúrbio seco tem origem no Pacífico mas se intensifica-se muito ao chegar ao continente. Após $t=0$ estes dois distúrbios se acoplam e se deslocam para nordeste como uma única estrutura.

A progressão para nordeste sobre o continente sul-americano de uma faixa diagonal de convergência de umidade, movimento ascendente e divergência do vento em altos níveis, seguida de outra faixa diagonal a sudeste, de divergência de umidade, movimento descendente e convergência em altos níveis remete naturalmente às faixas de precipitação associadas às frentes de verão, que são seguidas por faixas onde a precipitação é inibida. Para comprovar esta relação é apresentado a seguir o composto de precipitação com dados do GPCP.

4.8.5 NE: Variação de Temperatura e Precipitação

Os campos apresentados na Figura 4.8 mostram que os eventos estudados aqui são distúrbios baroclínicos úmidos, que com toda a probabilidade estão associados a faixas de precipitação com propagação para nordeste. É muito importante confrontar estes indícios com dados de chuva. Para isto foi elaborado o composto com dados do GPCP (ver Capítulo 2 e seção 4.4). Embora a organização da precipitação seja considerado o efeito mais marcante das incursões de ar frio de verão, é interessante realizar uma avaliação direta do seu impacto sobre a temperatura. A seguir serão analisados estas duas importantes influências das incursões de ar frio sobre o tempo. Dado o destaque que o transporte e a convergência de umidade têm nos subtropicais da América do Sul, considera-se também o impacto destas incursões sobre a temperatura potencial equivalente (θ_e)

4.8.5.1 As Chuvas

Em $t=-36$ hs há uma larga faixa diagonal de precipitação sobre o continente sul-americano, ocupando a parte central da Amazônia, o Centro Oeste brasileiro, parte do Paraguai, nordeste da Argentina e o litoral, desde São Paulo até o Rio da Prata. Em $t=-12$ hs a chuva diminui sobre o Uruguai e a região sul, enquanto um núcleo se forma ao sul do Rio da Prata. Em $t=0$ e $t=+12$ hs as chuvas na parte tropical do continente retraem-se ainda mais para a Amazônia enquanto a precipitação nos subtrópicos intensifica-se bastante, excedendo 20 mm/dia e se estendendo a uma faixa diagonal que vai do leste dos Andes até o Atlântico e deslocando-se para nordeste. Este distúrbio tem um núcleo intenso na sua parte continental, com máximo próximo da costa. Em $t=+24$ hs e $t=+36$ hs a faixa de precipitação estende-se para o interior do continente, na direção nordeste, chegando até as encostas leste dos Andes. Atinge também a sua posição mais ao norte, ficando sobre o Uruguai e o Rio Grande do Sul e sobre o extremo nordeste da Argentina. Doze horas depois, em $t=+48$ hs, a faixa se encontra em rápida dissipação. Nesta fase as partes continental e oceânica do distúrbio se separam.

Os eventos selecionados para o composto estão claramente associados a faixas de precipitação com deslocamento para nordeste. Embora o composto de chuvas abranja apenas 6 anos, seu ciclo de vida é qualitativamente semelhante ao da convergência de umidade apresentado na Figura 4.8, que abrange 21 anos. Há diferenças na intensidade, que chega a 20 mm/dia para a precipitação mas fica em torno de 14 mm/dia para a convergência de umidade. Um ponto importante é a semelhança no alcance meridional da convergência de umidade e da precipitação: em torno de 30° S para a porção situada mais ao norte, que é próxima aos Andes.

Comparando os campos de variação de temperaturas com o de precipitação percebe-se que as chuvas são precedidas de aumento da temperatura e umidificação no centro-norte da Argentina e no Uruguai e são seguidas por um resfriamento em torno de 4° K em média e de ressecamento.

Em Garreaud e Wallace (1998) foram consideradas faixas de precipitação que chegam intensas aos pontos 60° W, 20° S e 55° W, 25° S. Os eventos estudados aqui se dissipam mais ao sul, embora sejam intensos durante o seu ciclo de vida. Disto conclui-se que os critérios utilizados aqui e no estudo daqueles autores não selecionam os mesmos eventos de uma maneira geral, embora possa haver interseção entre os dois conjuntos. Infere-se então que os eventos de Garreaud e Wallace (1998) não estão em geral associados a faixas de frontogênese com deslocamento para nordeste. Seria muito interessante realizar um estudo comparativo da estrutura dos dois tipos de evento.

4.8.5.2 A variação da temperatura

Para analisar corretamente o efeito da passagem da frente sobre a temperatura e θ_e é necessário remover a influência do ciclo diurno, bastante acentuado na região. Para isto são consideradas as diferenças entre médias destas grandezas em períodos consecutivos de 24 horas. Como mencionado anteriormente, os dados de reanálise estão disponíveis em quatro horários por dia. Fazendo a média da temperatura em 4 horários consecutivos, sempre será coberto um ciclo diurno. Para cada horário as tendências de variação diárias de temperatura (DT) e de θ_e ($D\theta_e$) foram calculadas por meio da mesma fórmula, que é mostrada abaixo para DT .

$$DT = (T_{+18} + T_{+12} + T_{+6} + T) - (T_{-6} + T_{-12} + T_{-18} + T_{-24}) \quad (4.6)$$

Onde T representa a temperatura no horário em questão e, por exemplo, T_{-18} , é o seu valor 18 horas antes. Substituindo T por θ_e em (4.6) tem-se a fórmula de $D\theta_e$. $Dt > 0$ indica aquecimento ao longo do tempo e $Dt < 0$ resfriamento. Observa-se que $D\theta_e > Dt$ indica tendência de umidificação do ar e a relação inversa indica tendência de ressecamento.

A Figura 4.9 traz, nos painéis da esquerda, os campos DT e $D\theta_e$, ambos em 850 hPa. DT em 1000 hPa não é mostrado mas apresenta resultados muito semelhantes. Observa-se primeiramente que em todos os quadros $D\theta_e$ e DT têm o mesmo sinal e $|D\theta_e| > |DT|$. Ou seja, quando ambos são positivos $D\theta_e > DT$ e quando ambos são negativos $D\theta_e < DT$, indicando que todo aquecimento é acompanhado de umidificação do ar e todo o resfriamento ocorre com ressecamento do ar. A tendência diária de aquecimento varia, durante o evento, entre aproximadamente 1 e 2 K/dia para T e 2 e 6 K/dia para θ_e . A tendência de resfriamento fica entre -1 e -4 K/dia para T e -2 e -16 K em θ_e .

Em linhas gerais, uma tendência de aquecimento e umidificação se desenvolve sobre os subtropicais do continente a leste dos Andes formando uma faixa diagonal orientada de noroeste para sudeste, enquanto uma tendência de resfriamento e ressecamento aproxima-se pelo Pacífico. Na fase inicial são dois distúrbios desacoplados. No entanto, depois que a tendência de resfriamento atravessa os Andes também se organiza na forma de faixa e ambas se deslocam juntas para nordeste, evidenciando um acoplamento. Uma comparação com a Figura 4.6 revela que estas tendências de aquecimento e resfriamento recebem uma grande contribuição das advecções fria e quente em θ_e que também estão organizadas como faixas que se deslocam para nordeste. Comparando com a precipitação mostrada nos painéis a direita observa-se que a precipitação sobre os subtropicais e o Atlântico é precedida por aquecimento e umidificação da atmosfera em 850 hPa e seguida por resfriamento de 4°K em média e ressecamento do ar no mesmo nível de pressão. No rastro

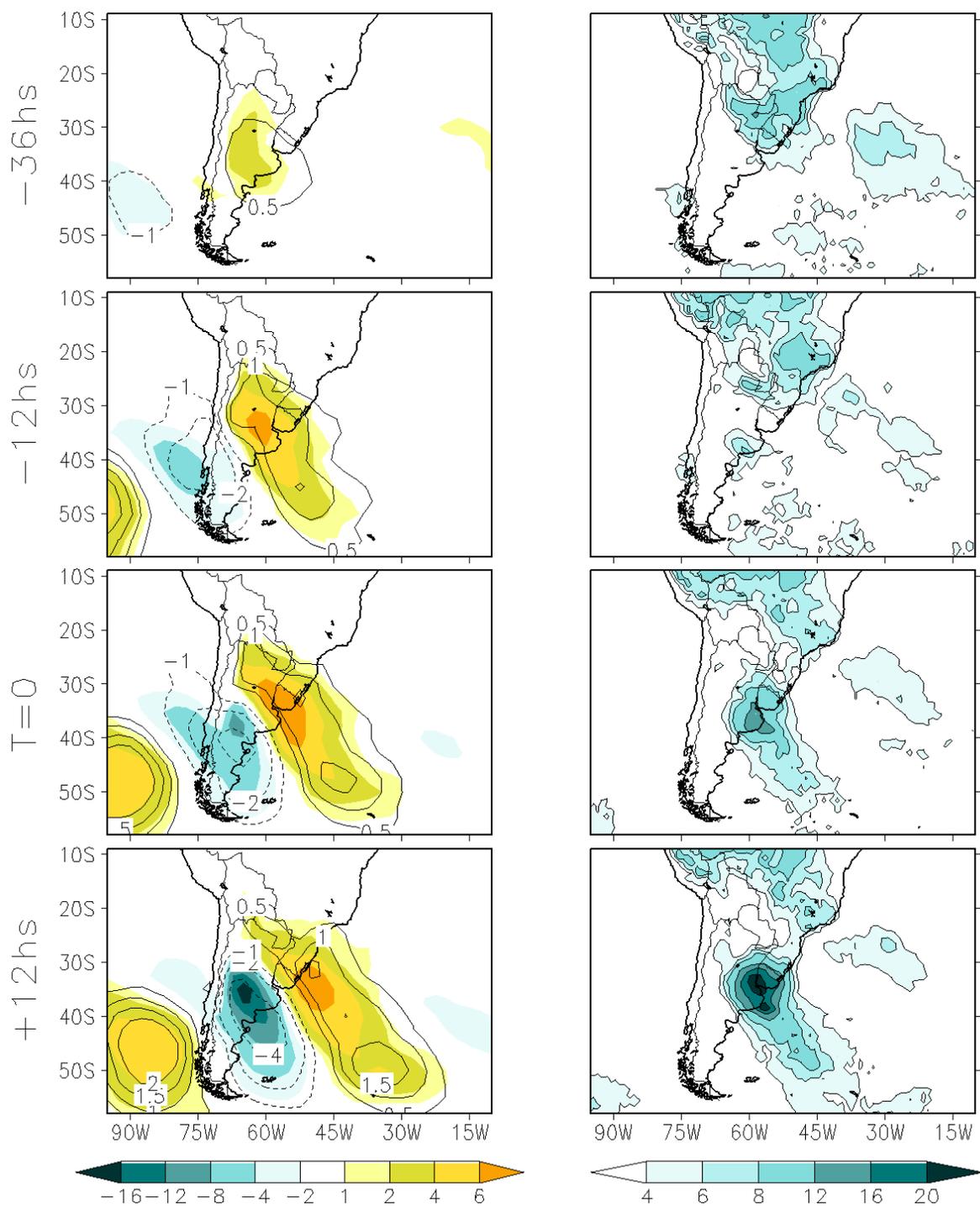


Figura 4.9 - Composto NE **Painéis da esquerda** - Em cores: Diferença entre médias diárias de θ_e em 850 hPa. Em contornos: Diferença entre médias diárias de T em 850 hPa [$^{\circ}K$]. **Painéis da direita** - Diferença entre médias diárias de precipitação . [mm/s]. Continua

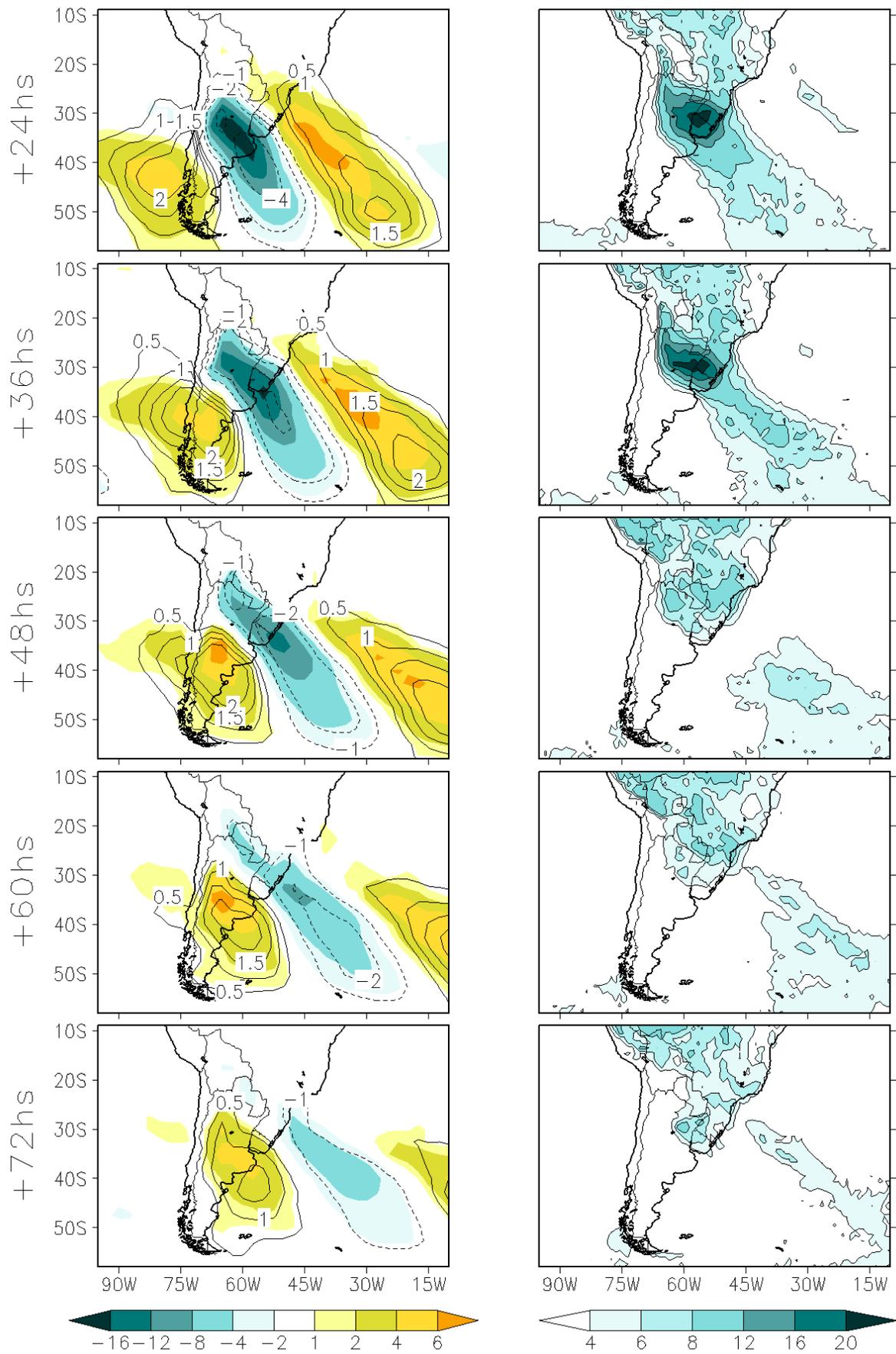


Figura 4.9 - Conclusão.

da frente fria segue uma tendência de aquecimento e umidificação que se deve tanto à advecção de umidade quanto ao aquecimento diabático.

4.8.6 NE: Discussão

Um distúrbio baroclínico intensifica-se devido a instabilidade baroclínica, sobre a AS e o Pacífico adjacente. Sobre a AS encontra-se inicialmente o ramo leste do cavado com um máximo da intensidade do vento em altos níveis, que se desenvolve em um jato. Devido à presença deste jato e ao aquecimento radiativo a pressão cai na região da BNOA. A BNOA e a Língua de Baixa Pressão se intensificam. Em uma resposta principalmente geostrófica intensificam-se ventos de norte a leste da BNOA que se estendem gradualmente para os subtrópicos, transportando abundante umidade. Ao atingir o sul dos subtrópicos parte desta umidade segue sendo transportada para sudeste pelo ramo leste do cavado transiente. Na vizinhança da sela, entre a BNOA e o cavado transiente ao sul, o escoamento de norte de origem tropical conflui e converge com o escoamento de oeste dos extra-trópicos, produzindo frontogênese. Tem início a convergência de umidade em baixos níveis, movimento vertical ascendente e divergência em altos níveis. Com a chegada da crista ventos de sudoeste originários de latitudes médias começam a adentrar o continente em altos e baixos níveis. Do seu encontro com a língua quente, que chega até os extra-trópicos, origina-se uma faixa de forte advecção fria que intensifica muito a frontogênese e estende-a a uma faixa para sudeste. A parte do escoamento de sudoeste que se aproxima da sela diflui, subdividindo-se em ventos que giram ciclonicamente acompanhando o cavado, ventos que convergem nas imediações da sela e ventos que giram anti-ciclonicamente tornando-se de sudeste. Estes últimos não se desenvolvem muito devido ao efeito de barreira dos Andes, mas estendem a banda de frontogênese um pouco a noroeste da sela. A frontogênese nos baixos níveis leva a um grande aumento do gradiente horizontal de θ_e e também de T. O jato nos altos níveis se intensifica devido à relação do vento térmico. O cavado em baixos níveis se intensifica durante as primeira 24hs do seu deslocamento para o leste. Em conseqüência, o escoamento de sudoeste avança para nordeste. Porém a advecção fria termina por dissipar a BNOA, o que leva à redução do transporte de umidade para os subtrópicos. A partir de $t=+36$ hs o cavado transiente se encontra principalmente sobre o Atlântico, onde os gradientes meridionais de T e de θ_e são bem menores do que sobre o continente. Por isto, o cavado e o jato a leste tendem a dissipar-se. O cavado mais fraco nos baixos níveis resulta em ventos de sudoeste mais fracos, o que reduz a advecção fria sobre o continente e também a frontogênese. O jato mais fraco nos altos níveis reduz a divergência do vento, levando à redução do movimento vertical nos níveis médios. Isto, aliado à diminuição do aporte de umidade tropical, leva à dissipação das chuvas nos subtrópicos.

Convergência e transporte de umidade são tão intensos no continente quanto no oceano, mas as chuvas são mais intensas no continente. Esta diferença deve-se à maior intensidade da advecção fria e da frontogênese sobre o continente, que é induzida pela presença da sela.

4.8.7 PNE: Faixas de Frontogênese que se Deslocam Pouco para Nordeste

Nesta seção são discutidos brevemente os eventos que apresentam pouco deslocamento para nordeste. Como mencionado na seção 4.4, estes eventos não foram adicionados ao composto principal para não enfraquecer suas características. Porém, uma vez que este trabalho se propõe a apresentar uma classificação qualitativa do comportamento das faixas de frontogênese associadas à Língua de Baixa Pressão a Leste dos Andes, é de interesse mostrar que os eventos com menor deslocamento para nordeste são qualitativamente semelhantes aos incluídos no composto principal.

A Figura 4.10 é análoga à Figura 4.5, porém para os eventos que exibem pouco deslocamento para nordeste. Assim como na Figura 4.5, a Figura 4.10 mostra que o evento tem início com a aproximação de um distúrbio transiente vindo do Pacífico, e um máximo de intensidade do vento sobre as latitudes médias da América do Sul. Ao aproximar-se da costa do Chile este distúrbio se intensifica nos altos níveis, os ventos sobre o continente adquirem componente de norte tornando-se de noroeste e ficam mais fortes também. Nos baixos níveis a BNOA e a Língua de Baixa Pressão a Leste dos Andes se intensificam, e forma-se frontogênese na vizinhança da sela. Em $t=0$ a frontogênese começa a estender-se como uma banda e a BNOA atinge sua máxima intensidade. Nos altos níveis, o cavado transiente deslocou-se para o leste e o seu eixo atravessa os Andes, de tal maneira que a crista a oeste está prestes a adentrar o continente. Doze horas depois a crista já começa a passar sobre os Andes tanto em altos quanto em baixos níveis e os seus ventos de sudoeste começam a avançar nos extra-tropicais do continente. Em $t=+24$ hs a frontogênese chega ao Rio da Prata, o jato nos altos níveis também migrou para nordeste e a crista avançou para o leste enquanto a BNOA enfraqueceu. A partir de $t=+36$ hs a frontogênese dissipa-se rapidamente, assim como o jato nos altos níveis e o cavado.

Todo este ciclo de vida é qualitativamente semelhante ao descrito para o composto principal. Comparando a Figura 4.10 com a Figura 4.5 verifica-se que as principais diferenças são a intensidade atingida pela BNOA e pelo distúrbio nos altos níveis, principalmente a crista. Todos os demais campos apresentados para o composto principal foram calculados e analisados para este composto, embora não seja mostrados. Os eventos apresentam a mesma estrutura qualitativa do composto principal. Porém a menor intensidade da BNOA resulta em menor transporte de umidade dos trópicos para os subtropicais a leste

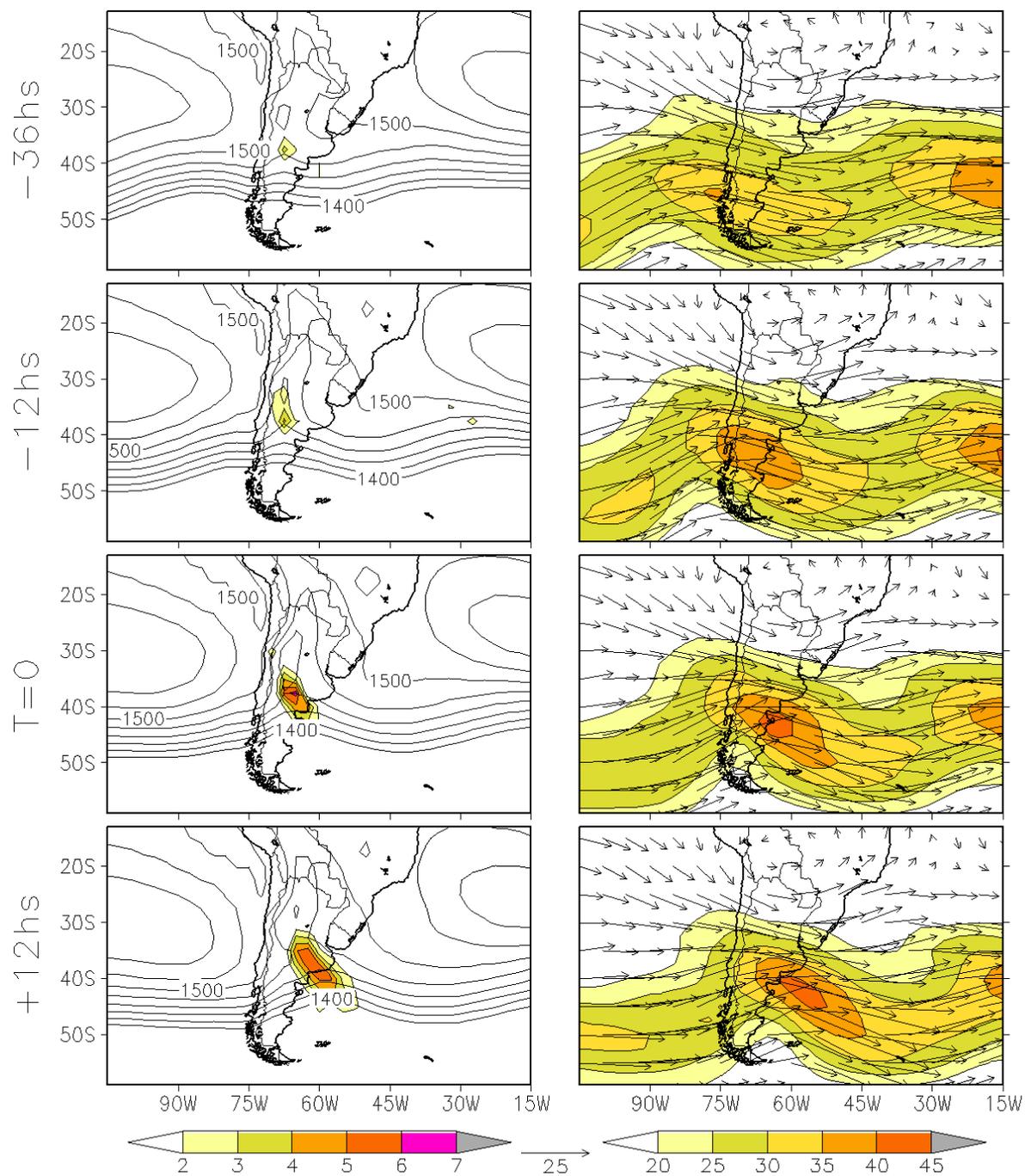


Figura 4.10 - Composto PNE **Painéis da esquerda** - Em cores: frontogênese por deformação em θ_e em 850 hPa [K/100km/dia]. Em contornos: altura geopotencial em 850 hPa [m]. O intervalo entre os contornos é de 20m. **Painéis da direita** - Em cores: magnitude do vento em 250 hPa [m/s]. Vetores de vento em 250 hPa [m/s]. Continua

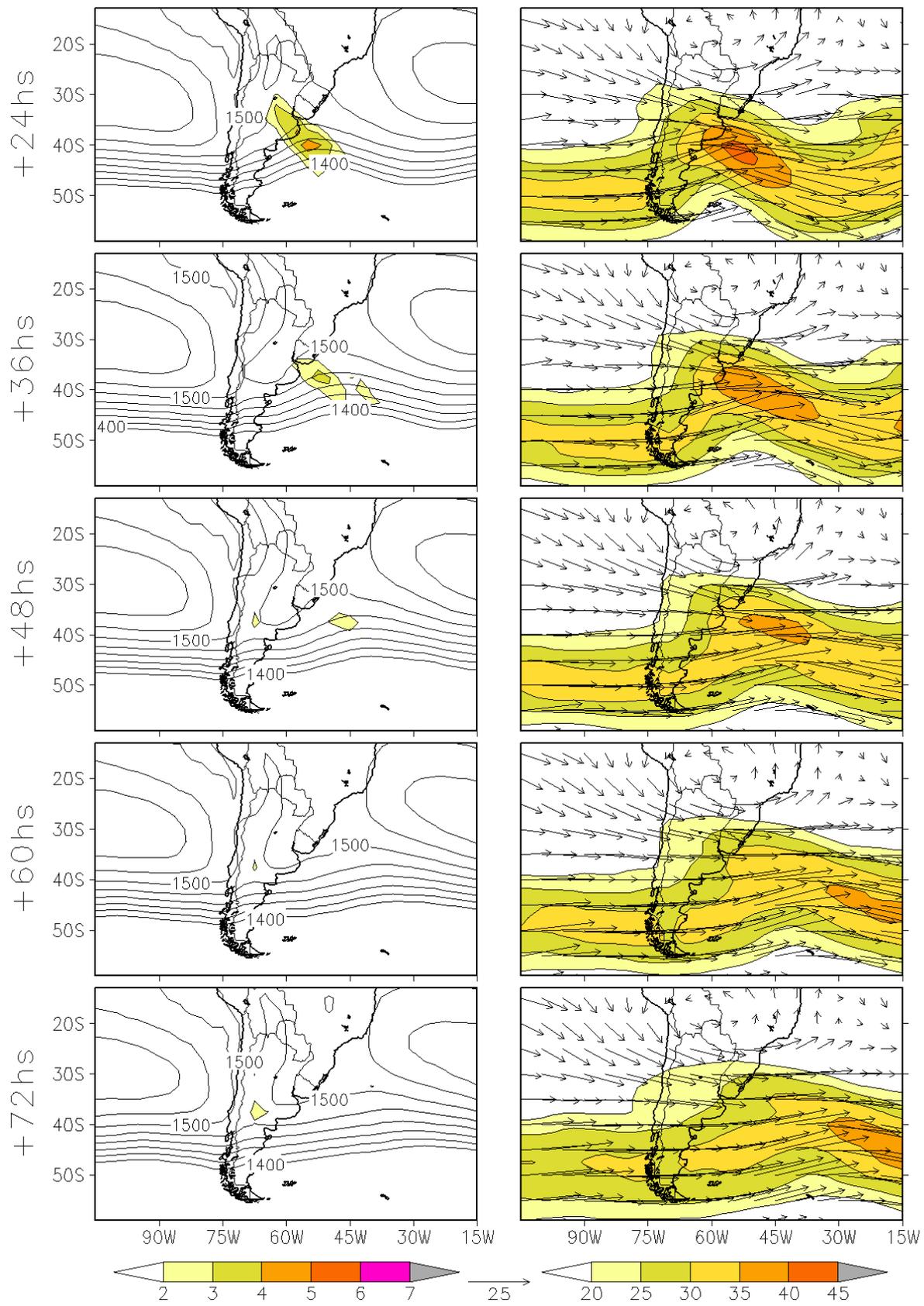


Figura 4.10 - Conclusão.

dos Andes. A crista menos intensa resulta em advecção fria um pouco mais fraca, mas principalmente resulta em um menor avanço para nordeste do escoamento de sudoeste nos baixos níveis, o que limita o deslocamento do distúrbio.

4.9 Faixas de Frontogênese com Deslocamento para o Leste

Nesta seção é apresentada a segunda classe de eventos em que faixas de frontogênese têm a sua formação associada à Língua de Baixa Pressão a Leste dos Andes. As semelhanças e diferenças com relação aos eventos com deslocamento para nordeste permitirão uma compreensão mais clara de ambas as categorias.

4.9.1 LE: Frontogênese, Altura Geopotencial e Vento em Altos Níveis

A Figura 4.11, que é análoga à Figura 4.5: mostra, nos painéis a esquerda, o geopotencial e a frontogênese em 850 hPa e, nos painéis a direita, o geopotencial e a magnitude do vento em 250 hPa. Estes distúrbios têm o início bastante semelhante aos da seção anterior. Um cavado baroclínico, com eixo sobre o Pacífico próximo à costa do Chile, e um máximo de intensidade do vento, sobre os extra-trópicos da América do Sul, intensificam-se. Nos baixos níveis a Língua de Baixa Pressão e a BNOA também intensificam-se e a frontogênese começa a ocorrer na sela. Horas depois a frontogênese começa e estender-se em uma faixa diagonal orientada de noroeste para sudeste. As diferenças aparecem a partir daí. Ao invés de deslocar-se para o nordeste, a faixa de frontogênese apenas estira-se mais para o leste até subdividir-se. Em seguida dissipa-se rapidamente. A Língua de Baixa Pressão também não se inclina de noroeste para sudeste como visto anteriormente. Ela permanece estacionária e, embora enfraqueça no fim do evento, não chega a dissipar-se completamente até $t=+72\text{hs}$.

As causas para estas diferenças estão no comportamento da onda transiente. Nos altos níveis, o cavado e a crista passam por um ciclo de intensificação e dissipação durante o evento, porém mantêm-se quase-estacionários. O eixo do cavado e a crista a oeste não adentram o continente sul-americano, como nos compostos mostrados anteriormente, mas permanecem sobre o Pacífico. Com isto, não há penetração de ventos de sudoeste nos altos níveis sobre o continente e o escoamento de noroeste prevalece durante todo o evento. Um jato se desenvolve com entrada sobre a Argentina. Este jato, que chega a exceder 45 m/s, intensifica-se até $t=+24\text{hs}$ e depois enfraquece lentamente enquanto se desloca para o leste, também de forma lenta.

Nos baixos níveis o cavado que vem do Pacífico chega a atravessar os Andes, atingindo a Argentina em $t=+12\text{hs}$, porém a partir daí dissipa-se, ao invés de intensificar-se como ocorre no composto NE. Ao mesmo tempo em que este cavado se dissipa ocorre o enfra-

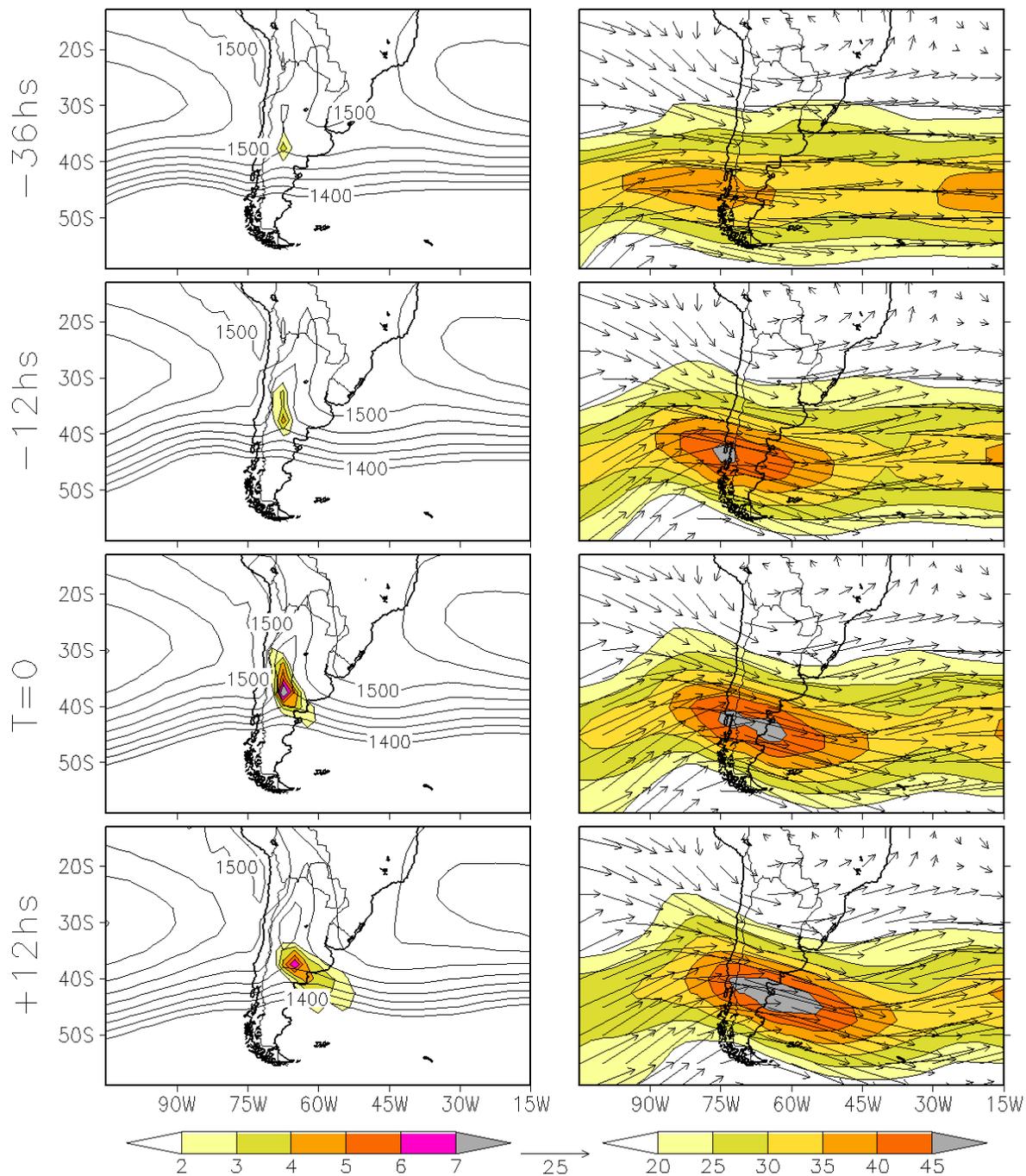


Figura 4.11 - Composto LE. Como na Figura 4.5. Continua

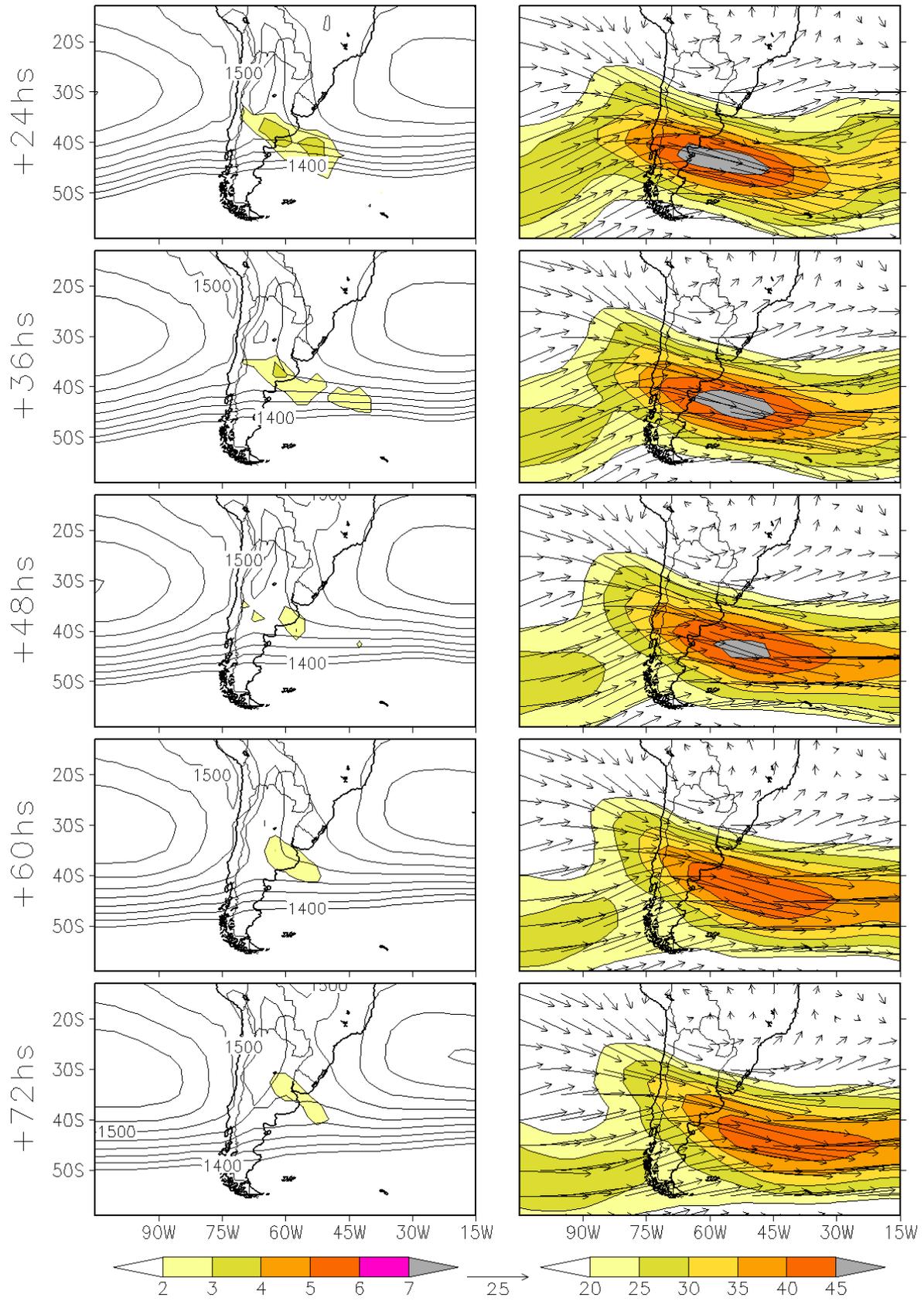


Figura 4.11 - Conclusão.

quecimento da frontogênese.

Com base nestes resultados pode-se antecipar a causa dinâmica que determina que estes distúrbios não se desloquem para nordeste. A dissipação do cavado nos baixos níveis significa a ausência de ventos de sudoeste, originários de latitudes médias, penetrando no continente a sudoeste da faixa de frontogênese. Como foi visto anteriormente, são estes ventos que, ao incidir sobre a língua quente nos subtrópicos, formam um padrão de advecção fria em forma de faixa. Nos eventos com deslocamento para nordeste estes ventos avançam, levando consigo a faixa de advecção fria que induz a frontogênese, assim produzindo o seu deslocamento.

4.9.2 LE: Vento, θ_e e sua Advecção

Os campos de θ_e e sua advecção, e de altura geopotencial e vento, ambos em 850 hPa, são mostrados respectivamente nos painéis da esquerda e da direita da Figura 4.12, que é análoga à Figura 4.6. Assim como naquela figura, observa-se uma língua de calor e umidade estendendo-se sobre os subtrópicos da América do Sul. A advecção quente organiza-se como uma faixa diagonal ao sul de 30°S, enquanto um distúrbio de advecção fria, que é produzido pelos ventos de sudoeste do ramo leste do cavado transiente, aproxima-se pelo Pacífico. Em $t=0$ este distúrbio já começa a chegar ao leste dos Andes, formando um máximo local próximo à sela. Em +12hs, quando o cavado em baixos níveis chega ao leste dos Andes, a advecção fria se intensifica e começa a organizar-se em forma de banda diagonal. Porém o cavado dissipa-se rapidamente, fazendo com que os ventos nas latitudes médias tornem-se praticamente zonais e a advecção fria não avance para o nordeste, como havia sido antecipado na subseção anterior. Com isto, a língua quente não é dissipada, nem a BNOA ou a Língua de Baixa Pressão a Leste dos Andes. Em $t=+24$ hs e $t=+36$ hs, o distúrbio de advecção fria propaga-se para o leste. Isto reflete apenas o avanço dos ventos zonais sobre uma região que havia recebido advecção quente poucas horas antes.

Devido à persistência da BNOA e da Língua de Baixa Pressão a Leste dos Andes, o escoamento de norte que ocorre a leste também persiste. Como será mostrado adiante, isto garante a continuação do aporte de umidade para os subtrópicos. Assim, o fim da frontogênese ocorre devido à ausência de advecção fria uma vez que o escoamento zonal é restabelecido nas latitudes médias. Porém, como será visto adiante, isto não significa o fim da convergência de umidade nem da produção de chuva.

4.9.3 LE: Transporte de Umidade

A Figura 4.13 mostra o transporte vetorial de umidade e a sua magnitude e é análoga à Figura 4.7.

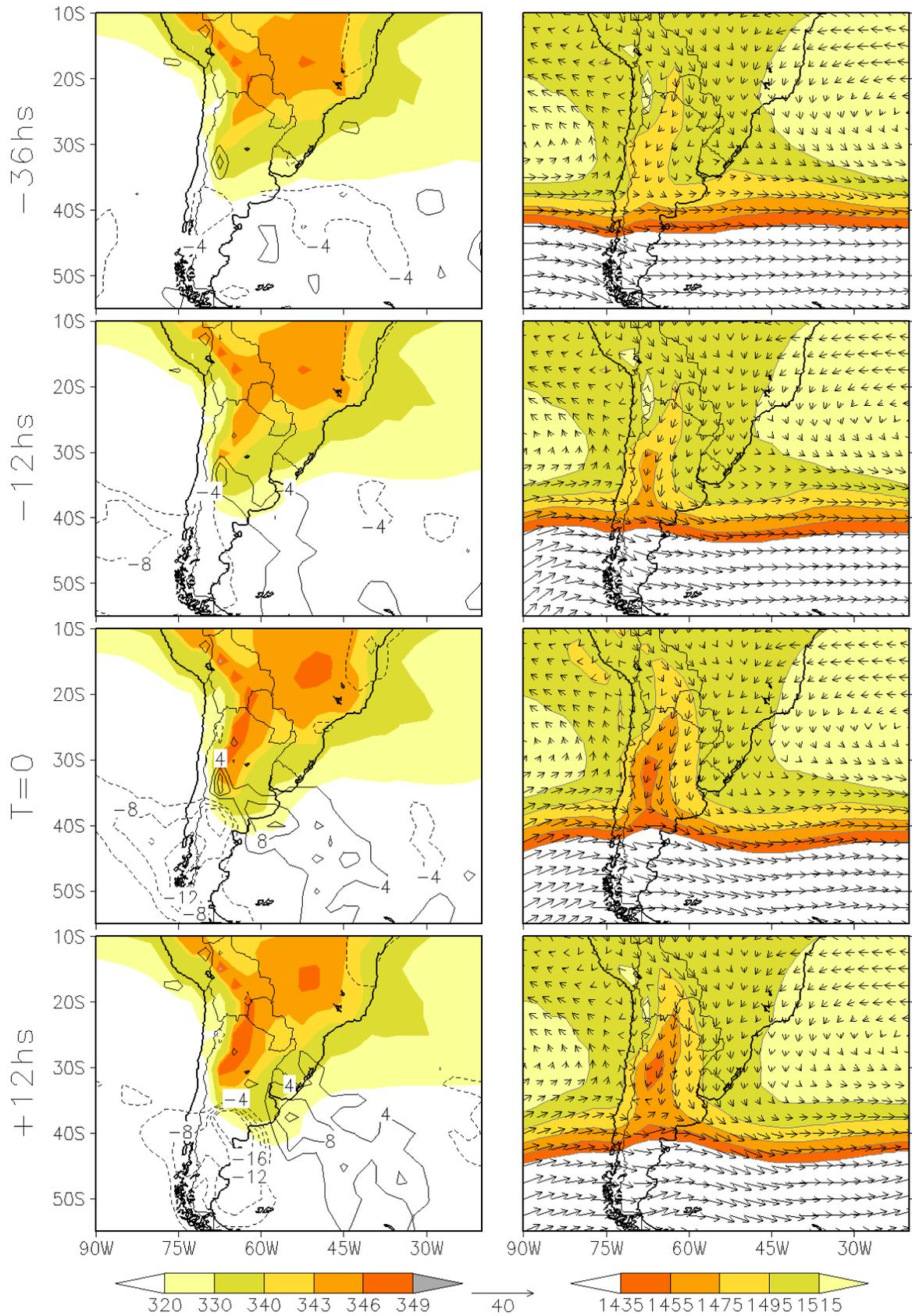


Figura 4.12 - Composto LE. Como na Figura 4.6, porém para os eventos com deslocamento para o leste. Continua

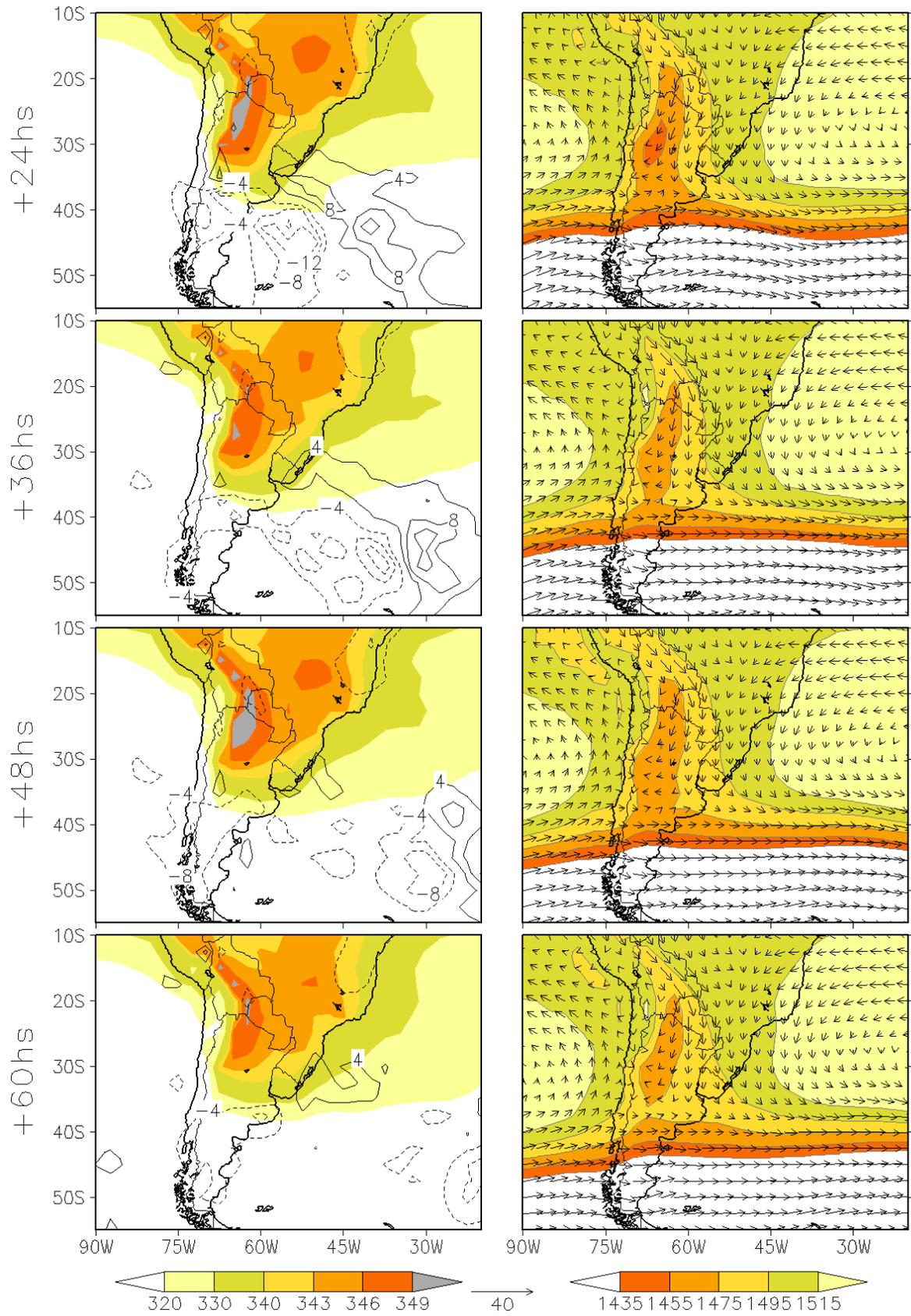


Figura 4.12 - Conclusão.

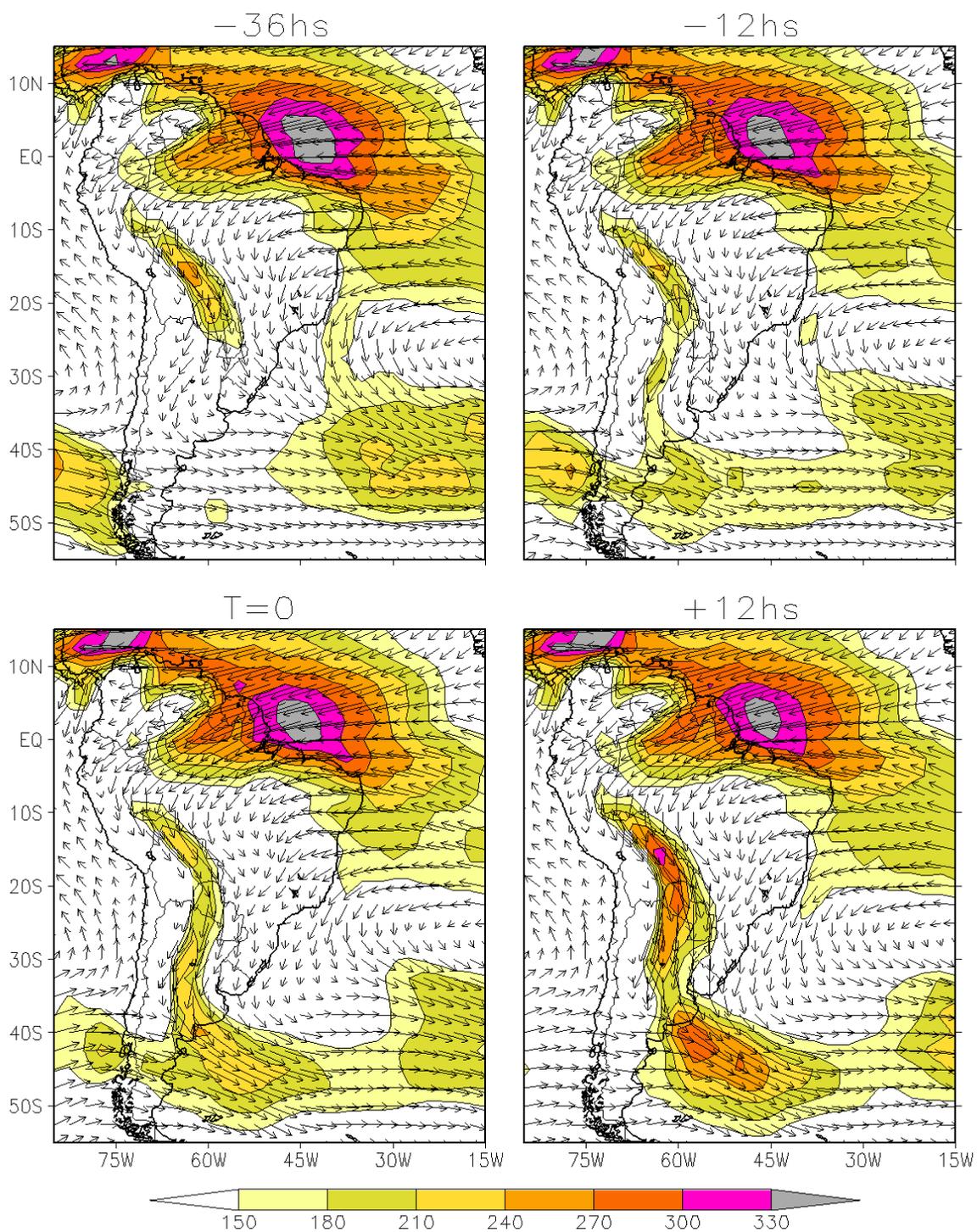


Figura 4.13 - Composto LE. Transporte de umidade integrado entre a superfície e 650 hPa [kg/m/s]. Continua

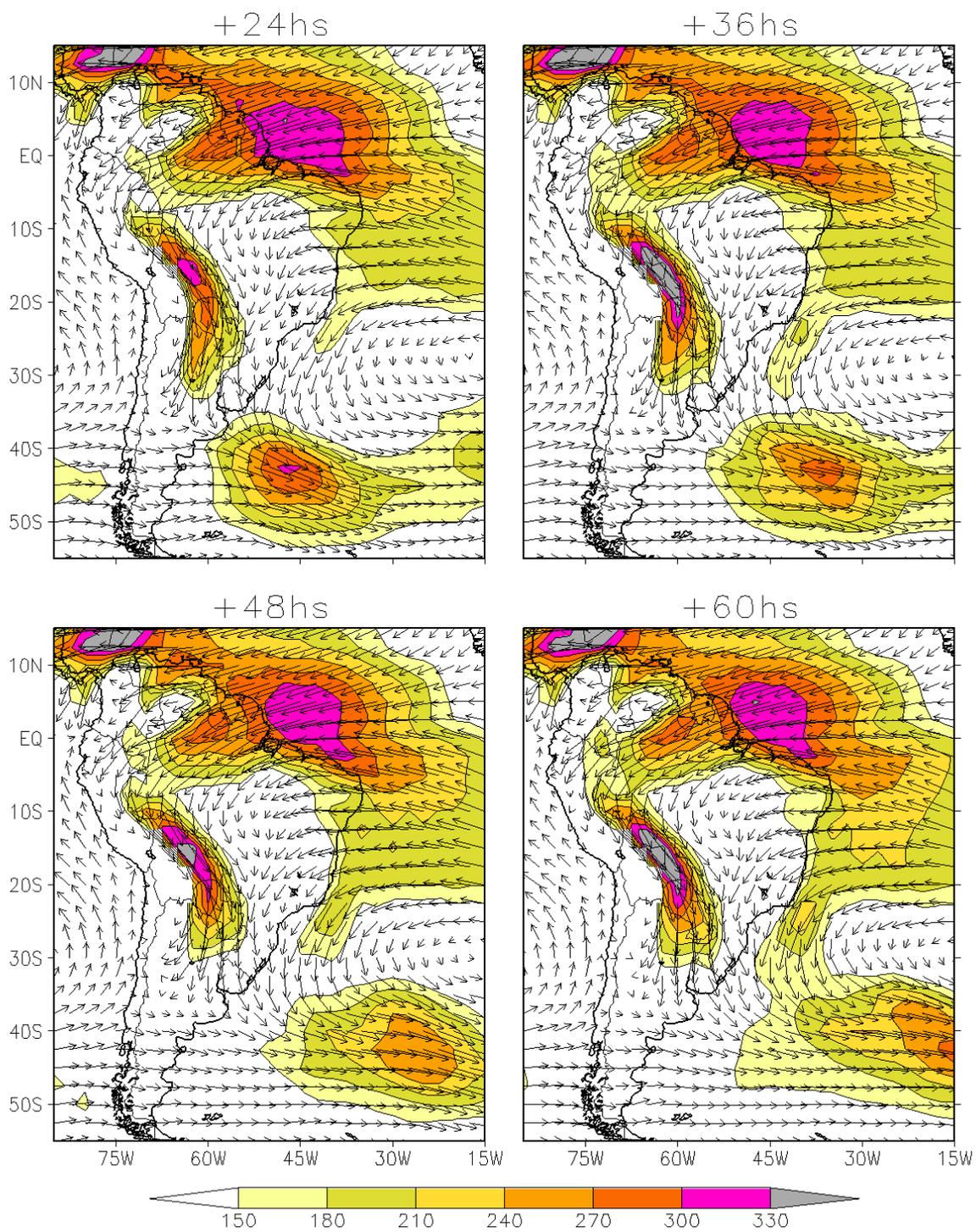


Figura 4.13 - Conclusão.

36hs antes do início do evento o transporte de umidade a leste dos Andes ocorre principalmente até 25°S aproximadamente. Nas 48 horas que se seguem, este transporte se intensifica e se estende para o sul. Em $t=+12$ hs está formado um corredor por onde a umidade de origem principalmente amazônica escoar até as latitudes médias. Comparando com a Figura 4.7 verifica-se que, embora este escoamento seja intenso, ele é mais fraco do que no composto de casos com deslocamento para nordeste. Nas horas subseqüentes, observa-se que o corredor de umidade não se inclina de noroeste para sudeste como visto na 4.7, mas se dissocia em duas partes. Uma permanece estacionária a leste da Língua de Baixa Pressão e atinge a sua máxima intensidade em $t=+36$ hs, enquanto outra, situada nas latitudes médias, afasta-se para o leste.

Sem a dissipação da Língua de Baixa Pressão a Leste dos Andes o transporte de umidade nos subtropicais permanece intenso, como havia sido antecipado na seção anterior, com convergência próximo a 35°S.

Assim como verificado para os casos que se deslocam para nordeste, a entrada de umidade dos oceanos tropicais pelas costas norte e nordeste do continente é aproximadamente constante durante todo o evento.

4.9.4 LE: Movimento Vertical, Convergência de Umidade e Divergência em Altos Níveis

A Figura 4.14 é análoga à Figura 4.8: mostra o movimento vertical em 850 hPa e 500 hPa nos painéis da esquerda e a convergência de umidade nos baixos níveis e a divergência do vento em 250 hPa nos painéis da direita. O primeiro sinal de convergência de umidade, relacionada ao evento, aparece em $t=-12$ hs e se amplifica em $t=0$. Em $t=12$ hs a divergência em altos níveis tem início como uma faixa intensa e forma-se também uma faixa de movimento vertical ascendente, principalmente em 500 hPa. Em $t=+24$ hs as faixas de divergência nos altos níveis e movimento ascendente se estiram para sudeste. Já a convergência de umidade nos baixos níveis separa-se em dois núcleos: um sobre o continente e outro que se desloca para o leste sobre o oceano. Doze horas depois, o mesmo ocorre com a divergência nos altos níveis e com o movimento vertical. O núcleo sobre o continente ainda é intenso em $t=+72$ hs.

Da comparação com a Figura 4.8 emergem várias diferenças. Em primeiro lugar, toda a estrutura vertical de convergência de umidade, ascensão do ar e divergência nos altos níveis permanece estacionária ao invés de deslocar-se para nordeste. Além disto, não exhibe inclinação para o oeste com a altitude. A convergência de umidade neste caso é menos intensa, pois não excede 14 mm/dia. Outra diferença importante é a ausência de um dis-

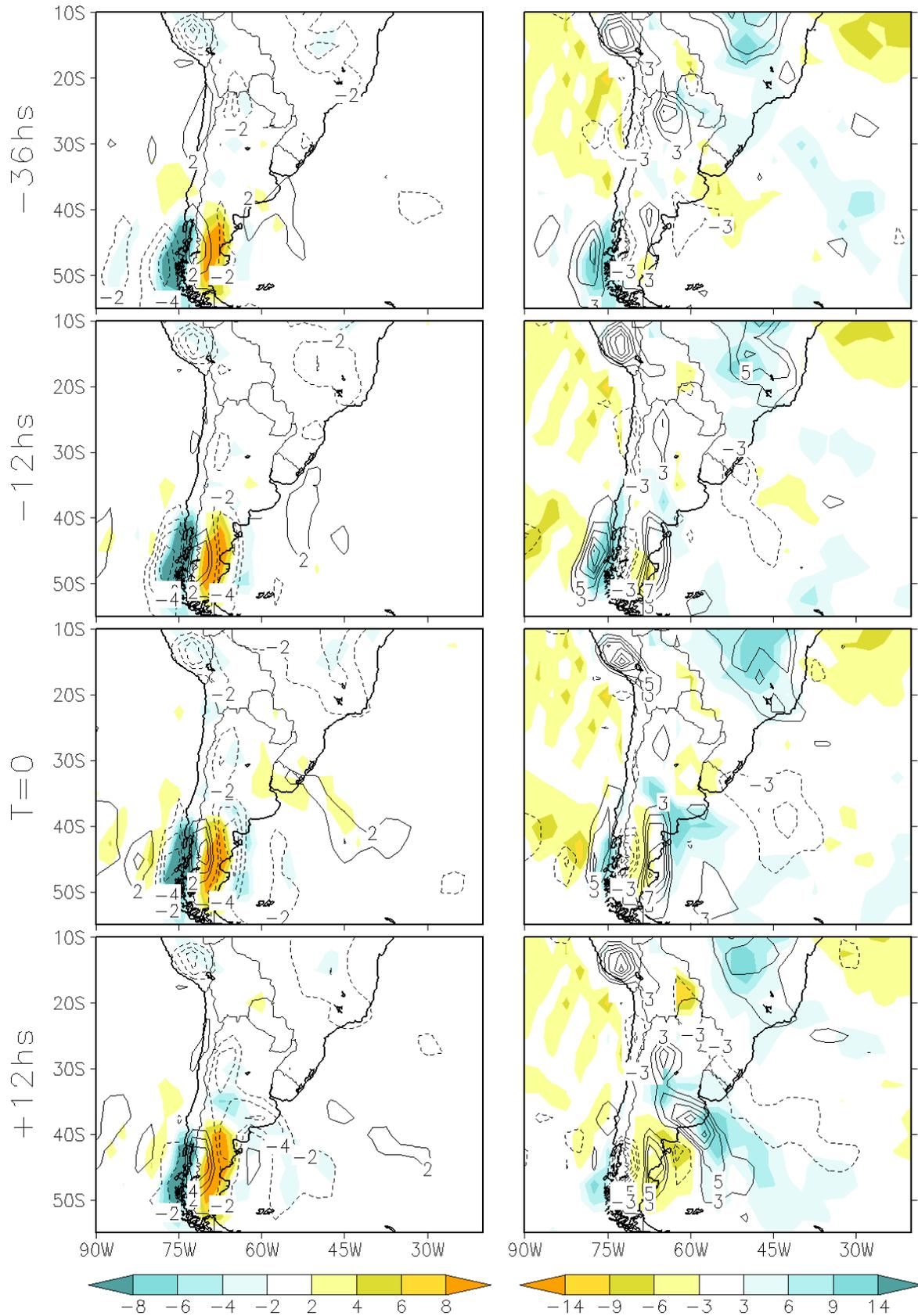


Figura 4.14 - Composto LE **Painéis da esquerda** - Em cores: movimento vertical em 850 hPa. Em contornos: movimento vertical em 500 hPa. Ambos em [hPa/hora] **Painéis da direita** - Em cores: convergência de umidade integrada da superfície a 650 hPa [mm/dia]. Em contornos: divergência do vento em 250 hPa [$10^{-6}s^{-1}$]. Continua

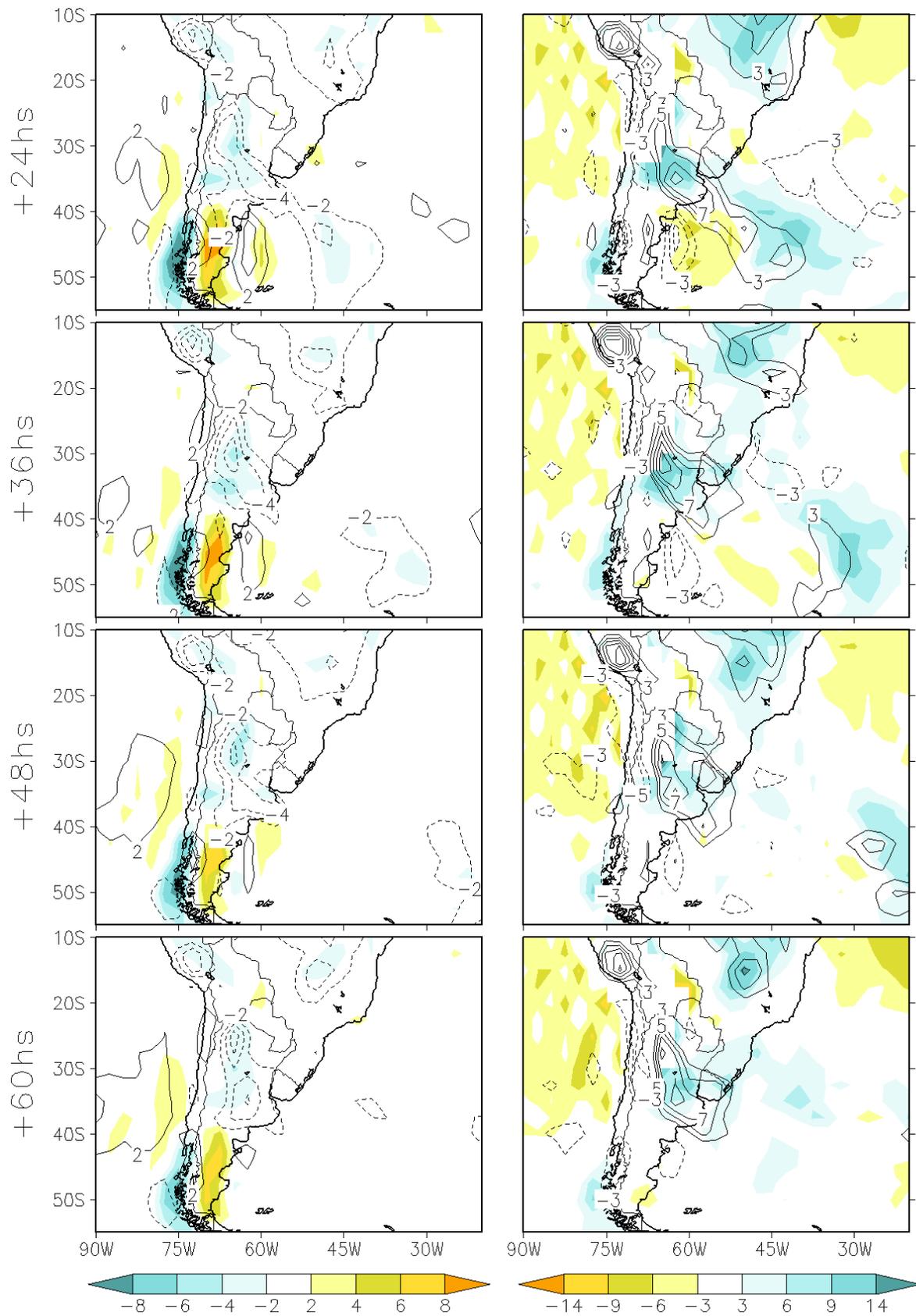


Figura 4.14 - Conclusão.

túrbio de sinal oposto a sudoeste durante a maior parte de evento. Apenas brevemente, em $t=+12\text{hs}$ e $t=+24\text{hs}$ há alguma divergência de umidade, que é acompanhada por convergência nos altos níveis e algum movimento descendente nos níveis médios. A ausência de um padrão persistente de sinal oposto indica que, apesar da coluna de ascensão do ar quente e úmido ser duradoura, não ocorre a formação de uma circulação secundária termalmente direta, onde o ar quente sobe e o ar mais frio desce, como observado nos eventos com propagação para nordeste.

4.9.5 LE: Variação de Temperatura e Precipitação

4.9.5.1 As chuvas

A chuva associada ao evento forma-se a partir de $+12\text{hs}$ como uma faixa diagonal ligeiramente ao sul do Rio da Prata. A partir de $t=+24\text{hs}$, esta se intensifica, formando um núcleo alongado, principalmente sobre o continente. Este núcleo permanece ativo até $t=+72\text{hs}$, com intensidade máxima em $t=+36\text{hs}$ e $t=+48\text{hs}$. A posição e o ciclo de vida deste núcleo de chuva é compatível com o da convergência de umidade analisada anteriormente. Ao contrário do que ocorre com os eventos com propagação para nordeste, a chuva, o transporte de umidade, a sua convergência, o movimento ascendente e a divergência nos altos níveis persistem após o fim da frontogênese.

4.9.5.2 A variação da temperatura

Em $t=-12\text{hs}$, uma faixa de aquecimento e umidificação forma-se sobre o norte da Argentina e o Atlântico a sudeste. A variação diária de θ_e chega a 6 K enquanto a variação de T fica em 2 K. A maior variação de T ocorre ao sul da maior variação de θ_e . Isto significa que se a diferença entre T e θ_e fosse calculada teria um máximo na parte noroeste da banda e um mínimo na parte sudeste. Em outras palavras, a maior variação de umidade ocorre a noroeste, nas latitudes mais ao norte ocupadas pela faixa e a maior variação de temperatura nas latitudes mais ao sul.

A faixa de aquecimento estira-se para o leste à medida em que o evento progride, tendendo a tornar-se mais zonal. Sobre o continente as tendências de aquecimento e umidificação persistem, um pouco ao nordeste da faixa de precipitação, até $t=+48\text{hs}$. Isto se deve à persistência do escoamento quente e úmido vindo de norte, visto nas seções anteriores.

A partir de $t=-12\text{hs}$, aproxima-se pelo Pacífico uma faixa de resfriamento. Esta atravessa os Andes em $t=0$ e em $t=+12\text{hs}$ e segue para o leste. Este comportamento coincide com o observado para a advecção fria na Figura 4.12. A tendência de resfriamento fica abaixo de 8 K para θ_e e em torno de 2 K para T , bastante inferior ao que ocorre no composto

de casos com deslocamento para nordeste (Figura 4.9). Isto é compatível com a menor intensidade da advecção fria observada na Figura 4.12.

4.9.6 LE: Discussão

Os eventos com propagação para o leste assemelham-se no início aos que se propagam para o nordeste, como salientado anteriormente. Nos altos níveis, um par cavado/crista se intensifica próximo à costa do Chile. O cavado tem o eixo sobre o Pacífico com uma crista a oeste. No seu ramo leste, situado sobre o sul da Argentina, um jato desenvolve-se. Nos baixos níveis, o cavado transiente aproxima-se da costa sobre o Pacífico enquanto a BNOA e a Língua de Baixa Pressão intensificam-se a leste dos Andes. Esta queda da pressão nos subtrópicos próximo aos Andes está associada à formação de uma língua quente na região, que em grande parte deve-se ao aquecimento diabático da atmosfera pela superfície, e à presença de um jato nos altos níveis. Ventos de norte do lado leste da Língua de Baixa Pressão são acelerados geostroficamente e transportam umidade para os subtrópicos e os extratropicais. Na sela ao sul da BNOA começa a ocorrer frontogênese. À medida em que estes ventos intensificam-se também estendem-se para o sul e produzem advecção quente nos extra-tropicais e nas latitudes médias.

Ao invés de progredir para o leste, como ocorre no composto NE, o cavado e a crista nos altos níveis permanecem quase estacionários sobre o Pacífico, assim como o jato sobre o sul da Argentina. Nos baixos níveis, um cavado pouco intenso chega a atravessar os Andes porém se dissipa em algumas horas, e o escoamento nos extratropicais torna-se zonal.

$t=0$ foi definido como sendo o horário em que a frontogênese começa a organizar-se em formato de banda. Isto ocorre quando o cavado nos baixos níveis chega ao leste dos Andes e ventos de sudoeste, originários das latitudes médias, a oeste deste cavado, penetram no continente. Estes ventos distribuem-se para noroeste e sudeste guiados pela geometria da Língua de Baixa Pressão a Leste dos Andes e, ao avançar sobre a língua quente que vinha formando-se sobre o continente, dão origem a uma faixa de advecção fria. Simultaneamente, o corredor de umidade a leste dos Andes continua a intensificar-se. A umidade que vem da Amazônia até os subtrópicos segue para sul transportada pelos ventos de noroeste a leste do cavado. Porém, como dito no parágrafo anterior, a presença do cavado transiente sobre o continente dura apenas algumas horas e não é seguida da penetração de uma crista. Como consequência, os ventos nos extratropicais passam a fluir quase zonalmente, a advecção fria diminui e sobretudo não avança para o nordeste como havia sido observado nos compostos NE. A frontogênese também diminui e também não desloca-se para o nordeste.

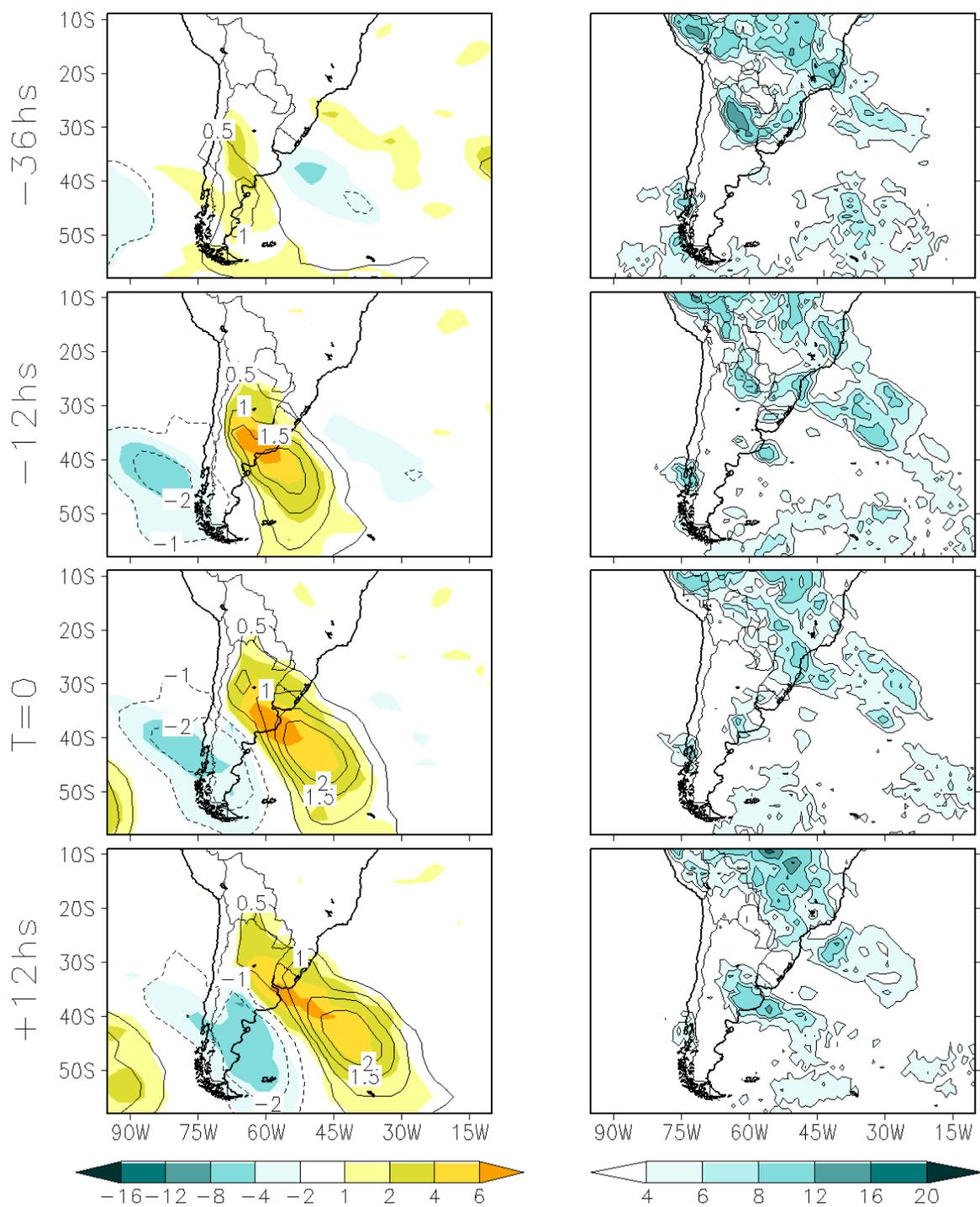


Figura 4.15 - Composto LE **Painéis da esquerda** - Em cores: Diferença entre médias diárias de θ_e em 850 hPa. Em contornos: Diferença entre médias diárias de T em 850 hPa [$^{\circ}K$] **Painéis da direita** - Diferença entre médias diárias de precipitação . [m/s]. Continua

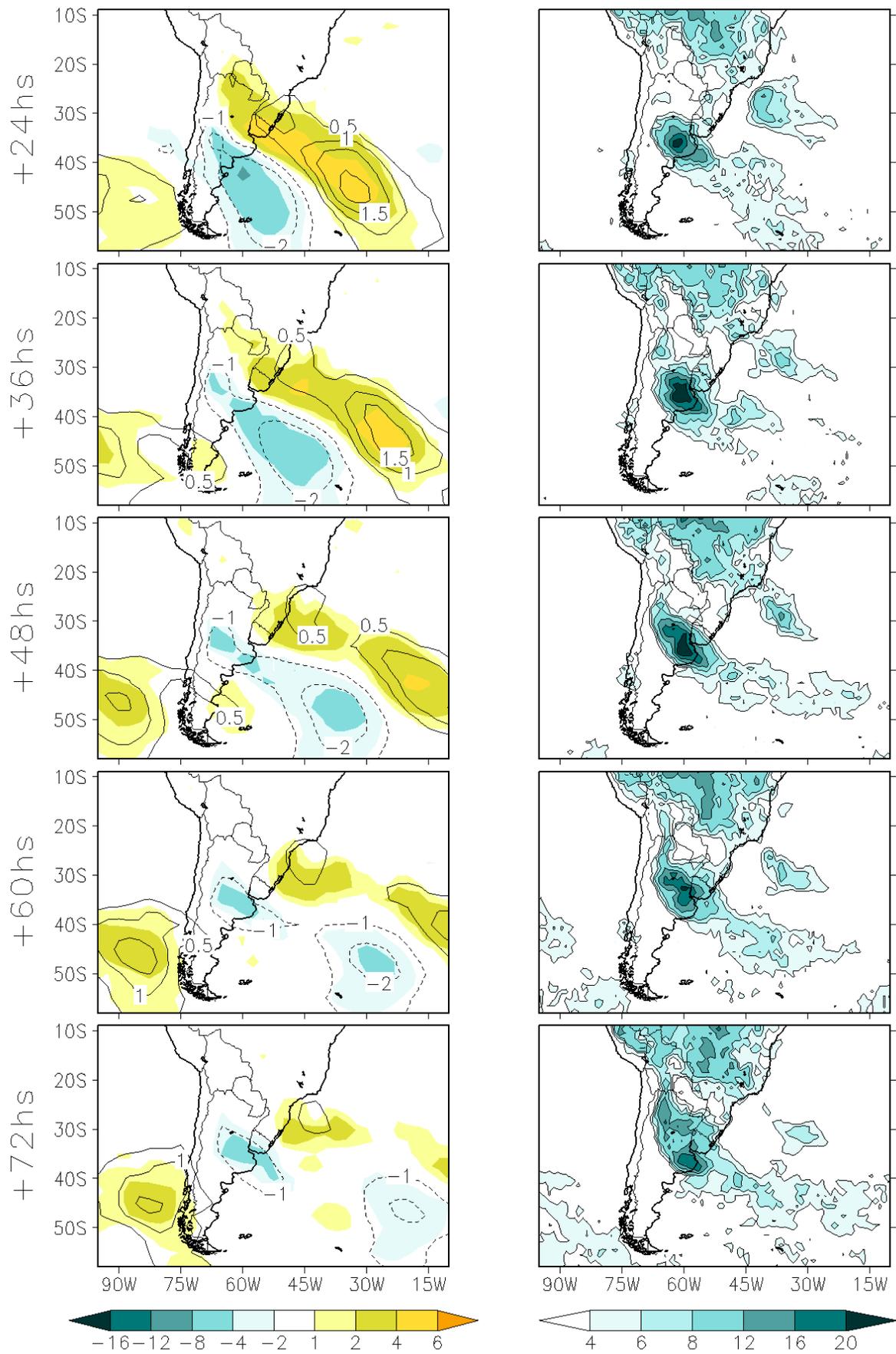


Figura 4.15 - Conclusão.

A ausência de advecção fria nos baixos níveis, aliada à persistência do jato nos altos níveis, resultam na persistência da BNOA e da Língua de Baixa Pressão a Leste dos Andes. Isto por sua vez garante a manutenção dos ventos de norte nos subtropicais e do transporte de umidade para estas latitudes. Sem o cavado ao sul no entanto, esta umidade não segue para as latitudes médias mas converge nos subtropicais, um pouco ao norte da sela. A associação entre divergência do vento nos altos níveis, devida à presença do jato, e a convergência de umidade nos baixos níveis resulta na produção de chuvas, que persistem mesmo depois que a frontogênese enfraquece.

A principal causa das diferenças entre estes eventos e aqueles que propagam-se para o nordeste é o comportamento da onda transiente.

4.10 Conclusões deste Capítulo

Nas conclusões abaixo são mencionados os objetos geométricos: sela, separatrizes e auto-ligação, que são definidos no apêndice [A](#).

O trabalho apresentado aqui teve origem a partir da identificação de uma situação recorrente nos subtropicais da América do Sul: a ocorrência de forte convergência do vento e o desenvolvimento de nebulosidade convectiva sobre a vizinhança da sela entre a BNOA e cavados transientes ao sul. Foi encontrado que estes eventos são disparados pela incursão de distúrbios transientes vindos do Pacífico e estão associados a intensa frontogênese por deformação em θ_e , que tem início sobre a sela e estende-se a faixas diagonais orientadas de noroeste para sudeste. Estão também associados ao padrão de geopotencial exibido na Figura [4.1](#), em que duas das separatrizes da sela formam uma auto-ligação, que contém a BNOA no seu interior, e são envolvidas por contornos do cavado que se estendem para os subtropicais e trópicos. Esta estrutura foi batizada neste trabalho de Língua de Baixa Pressão a Leste dos Andes, e tem um papel fundamental na evolução dos eventos, como será esclarecido adiante nestas conclusões.

A formação e o comportamento destas faixas de frontogênese foram inspecionados repetidas vezes, para um período de 21 verões, com o intuito de encontrar uma classificação destes eventos de acordo com a sua estrutura sinótica. Impondo uma duração mínima de 24hs para a frontogênese e para a Língua de Baixa Pressão a Leste dos Andes, foram encontradas duas categorias, selecionadas a partir do deslocamento das faixas de frontogênese: eventos em que as faixas deslocam-se para o nordeste (eventos NE) e eventos em que as faixas deslocam-se/estiram-se para o leste (eventos LE). Os eventos NE têm duração média de 72 horas, aproximadamente, enquanto os LE duram em torno de 48hs. Nos 21 verões estudados os eventos NE foram quase três vezes mais frequentes que os LE: 190

ocorrências no primeiro caso e 64 no segundo. Em média, a posição mais austral atingida pelas faixas de frontogênese nos eventos NE foi 30°S. Em apenas 29 dos 190 eventos as faixas de frontogênese ultrapassaram esta latitude, e destas quase todas ficaram ao sul de 25°S. Não é surpreendente que a frontogênese não ocorra com tanta frequência nos trópicos. Porém, como será comentado adiante, as faixas de precipitação associadas com estes eventos não perduram para além da dissipação da frontogênese e não chegam a atingir os trópicos.

Os eventos NE e LE foram investigados com o intuito de elaborar modelos conceituais e também de conhecer seus impactos sobre as chuvas e a variação da temperatura. Para isto foram elaborados compostos de eventos NE (compostos NE) e de eventos LE (compostos LE) de várias grandezas meteorológicas. Nos compostos NE, o horário zero foi definido como aquele que antecedeu o primeiro deslocamento da frontogênese. Nos eventos LE o início do deslocamento/estiramento é mais difícil de determinar, por isto o horário zero foi definido como aquele em que a frontogênese começa a organizar-se em faixa. Para os compostos NE, a ocorrência de horários zero as 00Z e 06Z foi duas vezes mais freqüente do que as 12Z e 18Z. Os modelos conceituais dos eventos NE e LE foram apresentados nas subseções [4.8.6](#) e [4.9.6](#).

A inserção dos principais resultados obtidos neste capítulo no âmbito da literatura pré-existente pode ser resumida como respostas a quatro questionamentos, denominados **A1**, **A2**, **A3** e **A4** na introdução deste capítulo e discutidos a seguir.

A1 Os distúrbios sinóticos que produzem intensa frontogênese nos subtropicais/extratropicais são os mesmos que dão origem às incursões de ar frio que produzem forte precipitação nos trópicos?

Neste trabalho foram estudados distúrbios transientes que produzem intensa frontogênese e chuva nos subtropicais e não atingem, em geral, os trópicos. Mesmo os distúrbios NE, que exibem propagação no sentido equatorial, não ultrapassam 30°S em sua maioria e tipicamente não evoluem para eventos de ZCAS, embora tenha sido observado um pequeno número de casos em que isto ocorreu. Pode-se então afirmar que:

Muitos dos distúrbios que produzem frontogênese nos subtropicais não provocam chuvas nos trópicos.

Para completar a resposta a **A1** seria necessário estudar objetivamente o comportamento frontogenético nos subtropicais dos distúrbios que provocam chuvas nos trópicos. Dentre estes estão os eventos de ZCAS e também aqueles estudados por [Garreaud e Wallace](#)

(1998), já que seu critério de seleção foi justamente a ocorrência de chuva intensa simultaneamente em 20°S e 25°S. Porém, as extensas observações que fizeram parte deste trabalho permitiram perceber que a maior parte dos eventos de frontogênese intensa nos subtropicais, sobre o continente, foi incluída nos compostos NE, LE e PNE, indicando que os demais distúrbios têm menor importância para a climatologia de frontogênese.

A2 É válido supor que o modelo conceitual apresentado em [Garreaud e Wallace \(1998\)](#) se aplique a todas as incursões de ar frio que atingem o continente sul-americano, independente do seu alcance meridional?

Os eventos NE estudados neste trabalho dão origem a incursões de ar frio até aproximadamente 30°S. A precipitação associada a estes eventos também não ultrapassa em geral esta latitude. [Garreaud e Wallace \(1998\)](#) estudaram incursões de ar frio que provocaram chuvas intensas em 20°S e 25°S. A Língua de Baixa Pressão a Leste dos Andes e os processos que ocorrem na vizinhança da sela entre a BNOA e o cavado transiente ao sul são de grande importância para a evolução e o comportamento dos eventos NE. Estes elementos estão ausentes do modelo conceitual daqueles autores. Por outro lado, o mecanismo ageostrófico proposto por aqueles autores, que permite o grande avanço meridional das incursões de ar frio não parece ter presença marcante nos eventos NE. Isto permite afirmar que o modelo conceitual de [Garreaud e Wallace \(1998\)](#) não é adequado para os eventos NE e as suas incursões de ar frio. Mesmo assim, há muitos aspectos comuns entre estes eventos e os de ([GARREAUD; WALLACE, 1998](#)). Para aprofundar a compreensão da atuação de distúrbios transientes sobre a AS é interessante compara-los entre si.

Tanto os eventos NE quanto os de ([GARREAUD; WALLACE, 1998](#)) têm início com a incursão de uma onda transiente, composta de um cavado seguido de uma crista, vindos do Pacífico pela costa do Chile. Em ambos os casos há um jato sobre o continente durante a fase inicial, propiciando a intensificação da BNOA e o transporte de umidade para os subtropicais. Quando a crista atravessa os Andes inicia-se a incursão de ar frio, que avança para o nordeste com uma faixa de precipitação à frente.

Nos eventos NE, esta crista é, tipicamente, pouco intensa. A incursão de ar frio tem natureza principalmente geostrófica, devendo-se à aceleração de ventos de sul pelo gradiente de pressão entre a crista e o cavado a leste. Este último porém enfraquece ao atingir o oceano, determinando o fim da incursão de ar frio.

O fim das chuvas nos eventos NE ocorre devido a uma junção de fatores. Em primeiro lugar a advecção fria durante a fase mais intensa do evento e a incursão da crista transiente dissipam a BNOA, interrompendo o aporte de umidade para os subtropicais. O cavado

transiente e o jato nos altos níveis enfraquecem ao deixarem o continente e atingirem o Atlântico, onde os gradientes de temperatura e umidade nos baixos níveis são menos intensos. Com o jato mais fraco há uma redução da divergência do vento nos altos níveis. Com o cavado mais fraco e também a BNOA, dissipa-se a estrutura geométrica que promove a convergência e confluência das massas de ar. Por outro lado, a dissipação do cavado também determina a dissipação da incursão de ar frio, que portanto não avança sobre a região já umidificada ao norte.

Em seu modelo conceitual, [Garreaud e Wallace \(1998\)](#) destacam a formação das faixas de precipitação pelo avanço do ar frio sobre uma região previamente aquecida e também umidificada por ventos vindos dos trópicos. Naqueles eventos a crista é tipicamente intensa e capaz de manter o avanço do ar frio através do mecanismo ageostrófico proposto naquele trabalho.

É interessante observar que aqueles autores não mencionam a manutenção do transporte meridional de umidade durante a incursão de ar frio, como ocorre nos eventos NE. Isto aponta para uma presença menos expressiva da BNOA e da Língua de Baixa Pressão. Isto por sua vez indica menor presença do jato nos altos níveis e provavelmente um cavado mais curto.

Com estas observações em mente, sugere-se que a principal diferença entre os eventos com propagação para o nordeste estudados nos dois trabalhos seja a intensidade do cavado e da crista que compõem o distúrbio transiente. Os eventos NE seriam caracterizados pela presença de um cavado mais longo e um jato mais duradouro nos altos níveis, enquanto os eventos estudados por aqueles autores teriam um cavado mais curto seguido por uma crista mais intensa. Eventos em que tanto as cristas quanto os cavados são intensos e longos seriam interseções entre os dois conjuntos. A priori estas não são diferenças estruturais. Porém, uma vez que podem causar variação significativa na intensidade e duração da BNOA e da Língua de Baixa Pressão, podem determinar a presença ou ausência de Jatos do Chaco durante os eventos e também diferenças no tipo de sistemas de precipitação que se formam.

A3 Quais são as diferenças estruturais entre os distúrbios sinóticos que produzem incursões de ar frio e aqueles que produzem frentes que atravessam o continente com uma trajetória zonal e que não dão origem a incursões de ar frio?

Os eventos NE e LE iniciam-se de forma semelhante. Em ambos os casos, uma onda transiente amplifica-se sobre o Pacífico, com um cavado próximo à costa do Chile e uma crista a oeste. Nos eventos LE esta crista é menos intensa. No ramo leste do cavado um jato

de noroeste forma-se sobre o sul da Argentina. A presença deste jato favorece a intensificação da BNOA e a formação da Língua de Baixa Pressão a Leste dos Andes. Esta intensificação tem uma grande contribuição do aquecimento radiativo pela superfície. A natureza térmica desta baixa (LICHTENSTEIN, 1980; SELUCHI et al., 2003; FERREIRA et al., 2004) é corroborada pela formação simultânea de uma língua quente sobre a região. O gradiente zonal de pressão eleva-se a leste da Língua de Baixa Pressão e, em uma resposta principalmente geostrófica, ventos de norte, com origem na Amazônia, intensificam-se e estendem-se para o sul, transportando abundante umidade para os subtropicais. Com a presença de um jato nos altos níveis propiciando divergência do vento do seu lado equatorial, forma-se movimento ascendente na média troposfera, que propicia a convergência da umidade vinda dos trópicos nos baixos níveis e a formação de chuva.

A diferença fundamental entre os eventos NE e LE é o comportamento da onda transiente. No primeiro caso, o distúrbio desloca-se para o leste durante o evento, tanto nos altos quanto nos baixos níveis. No segundo caso, a onda nos altos níveis e o jato permanecem quase estacionários sobre o Pacífico e sobre o norte da Argentina, respectivamente, durante todo o evento.

Com o deslocamento da onda para o leste, nos casos NE, a crista transiente penetra no continente trazendo ventos de sudoeste originários de latitudes médias. Nos baixos níveis estes ventos distribuem-se segundo determina a geometria da Língua de Baixa Pressão a Leste dos Andes (ver subseções 4.8.6 e 4.9.6) e avançam sobre a língua quente dos subtropicais, produzindo uma faixa de intensa advecção fria que se desloca para o nordeste. Esta advecção fria intensifica a frontogênese e a convergência de umidade e propicia a sua organização na forma de faixas. Com maior frontogênese, o jato acelera, devido à relação do vento térmico, o que leva a um aumento da divergência nos altos níveis, do movimento vertical, da convergência de umidade e das chuvas. Todo este padrão desloca-se para nordeste impulsionado pelo avanço da advecção fria. Nos compostos, a advecção fria, a frontogênese e a chuva são mais intensas na vizinhança da sela do que no restante da faixa. A chuva apresenta um grande núcleo intenso um pouco a nordeste da sela. Em vários eventos específicos foi vista a formação de CCMs neste local.

Já nos casos LE, em que a onda transiente permanece estacionária nos altos níveis sobre o Pacífico, não havendo portanto a incursão de uma crista sobre o continente, o distúrbio transiente nos baixos níveis, que chega a atravessar os Andes e atinge o continente, perde intensidade rapidamente e não chega a haver a incursão de uma crista. Com isto, a advecção fria é menos intensa e, sobretudo, não se desloca para o nordeste. Conseqüentemente tanto a frontogênese quanto o jato permanecem quase estacionários sobre o continente, apenas se propagando um pouco para o leste. A chuva forma-se, já que o jato garante a

divergência do vento nos altos níveis e o aporte de umidade nos baixos níveis é abundante, mas também não se desloca para o nordeste.

A dissipação dos distúrbios NE ocorre quando o cavado transiente avança para o Atlântico e perde força devido aos gradientes meridionais de temperatura e umidade serem muito menos intensos do que sobre o continente. A crista que o segue nos baixos níveis não é, em geral, muito intensa, e a incursão de ar frio sobre o continente não prossegue após o enfraquecimento do cavado. Quando isto ocorre no entanto, a BNOA e a Língua de Baixa Pressão já foram dissipadas pela advecção fria e também pela falta do jato nos altos níveis. Com isto, o transporte de umidade para os subtropicais é grandemente reduzido.

Nos compostos LE, a ausência de advecção fria para nordeste garante a permanência da BNOA e a manutenção do transporte de umidade para os subtropicais. Como o jato nos altos níveis também persiste, as chuvas continuam. A dissipação ocorre quando a onda e o jato nos altos níveis se dissipam, o que reduz a divergência do vento nos altos níveis e também provoca o enfraquecimento da BNOA.

Aqui foi verificado que a intensificação e a persistência da BNOA e da Língua de Baixa Pressão a Leste dos Andes dependem principalmente da ocorrência de um jato nos altos níveis sobre o sul da Argentina. Utilizando critérios de seleção para os eventos que exigem uma forte presença destes sistemas nos eventos, selecionam-se indiretamente cavados longos nos altos níveis, com um jato intenso e duradouro a leste, cujo tempo de trânsito sobre o continente é longo.

O estudo dos casos LE mostrou que a convergência de umidade próximo à sela nos baixos níveis e a divergência do vento nos altos níveis são suficientes para produzir chuvas nos subtropicais. Porém, a advecção fria a sudoeste é necessária para fazer com que esta chuva se desloque para o nordeste e provavelmente é também capaz de intensificá-la. Esta advecção fria é produzida pela incursão de uma crista. A principal diferença estrutural entre os distúrbios que atravessam o continente em uma trajetória zonal e aqueles que dão origem a incursões de ar frio é a ausência da incursão de uma crista no primeiro caso.

A4 O que mais existe para ser compreendido sobre a forma como a BNOA interage com os distúrbios transientes?

Como mostrado na revisão bibliográfica (subseções 4.1.1 e 4.1.2), uma forte associação entre estes dois sistemas já é fato estabelecido na literatura. É sabido que a incursão de uma frente fria propicia a intensificação da BNOA através do jato em altos níveis e que os ventos de norte intensificados por esta baixa alimentam com umidade a frente. No entanto,

nenhuma atenção havia sido dada à sela que há entre estes dois sistemas. Neste trabalho ficou estabelecido que esta sela tem um papel muito importante em propiciar advecção fria mais intensa, maior frontogênese e precipitação. Em vários dos casos incluídos nos compostos, foi observada a formação de sistemas do tipo CCM próximo à sela, como no exemplo apresentado na seção 4.6. Investigar em profundidade esta relação é mais um objetivo para as próximas etapas desta pesquisa.

Além de destacar a importância da sela, é preciso mencionar também a orientação e a disposição das suas separatrizes. Uma das separatrizes de contração estende-se desde os trópicos, enquanto a outra se estende desde as latitudes médias. Isto favorece que massas de ar com temperatura e umidade bastante contrastantes sejam aproximadas da vizinhança da sela e explica a grande eficiência desta sela na geração de frontogênese.

Porém, isto ainda não diz tudo, pois ambas as situações na Figura 4.16 obedecem a esta descrição. É preciso frisar ainda que duas das separatrizes da sela formam uma auto-ligação que contém a BNOA no seu interior, e contornos do cavado transiente envolvem estas separatrizes formando a Língua de Baixa Pressão a Leste dos Andes, esquematizada no lado direito da Figura 4.16. Esta configuração do geopotencial permite a formação de um corredor de umidade desde a Amazônia até as latitudes médias, como observado na fase inicial de todos os compostos deste capítulo. Do lado esquerdo da mesma figura está esquematizada a situação em que as separatrizes não formam esta auto-ligação. Neste caso, observa-se que embora a umidade da Amazônia possa chegar até a sela, o aporte de umidade para o cavado ao sul tem origem no Atlântico Sul.

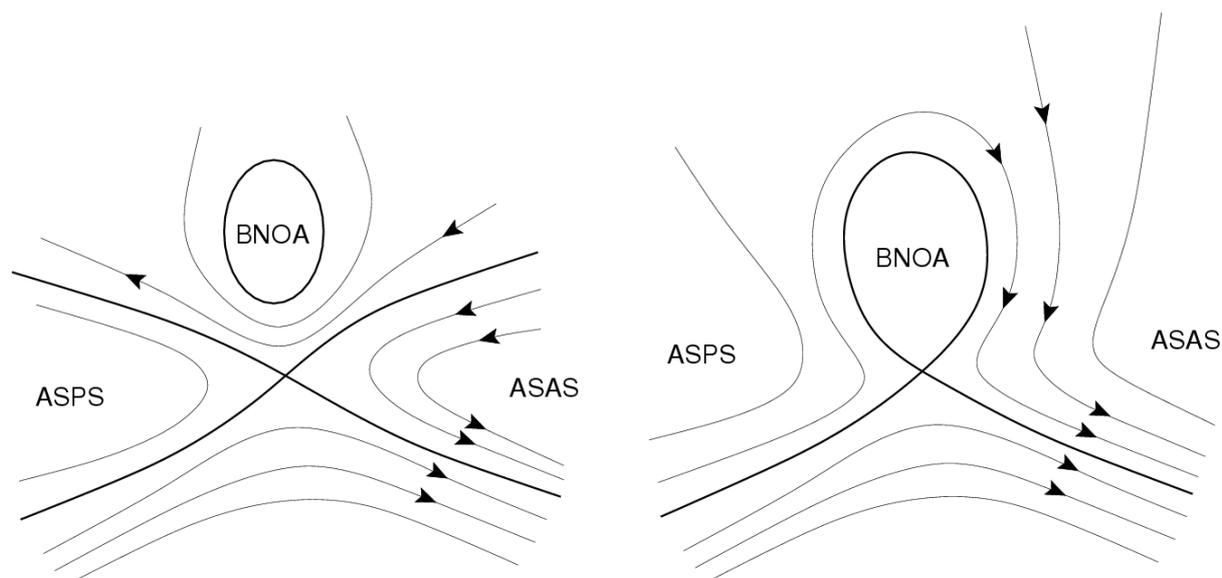


Figura 4.16 - Os esquemas mostram as situações em que as separatrizes da sela entre a BNOA e o cavado ao sul não formam (direita) e formam (esquerda) uma auto-ligação que a contém.

No próximo capítulo é feito um estudo estatístico da associação entre a sela da Língua de Baixa Pressão a Leste dos Andes e a frontogênese nos subtrópicos do continente.

5 SELA FRONTOGÊNESE E CHUVA

5.1 Introdução

No capítulo anterior foram estudados eventos caracterizados pela ocorrência da Língua de Baixa Pressão a Leste dos Andes e de frontogênese. Ao selecionar aqueles eventos foi exigida a presença da Língua por um dia ininterrupto e também a duração mínima de um dia para a frontogênese. Foi mostrado que aqueles eventos estão, em média, associados com a ocorrência de precipitação intensa e também de forte escoamento de umidade de norte para sul a leste dos Andes, desde os trópicos até as latitudes médias.

Durante a etapa preliminar de observações foi possível perceber que estes eventos organizados não contemplam todas as situações em que a Língua de Baixa Pressão e a sua sela estão associadas à frontogênese. Além disto, esta associação pareceu ser particularmente frequente para frontogênese intensa. O objetivo deste capítulo é comprovar estatisticamente esta relação, sem diferenciar de nenhuma forma eventos organizados. Mais especificamente, serão mostradas as seguintes relações:

- a) A Língua de Baixa Pressão e a sua sela propiciam a frontogênese.
- b) Quanto mais intensa a frontogênese mais frequente é a presença da sela.

5.2 Estatísticas que Relacionam a Sela à Frontogênese

Para verificar estatisticamente a associação entre a presença da sela e a frontogênese foi necessário desenvolver uma forma automática de detectar uma sela e decidir se ela faz parte da Língua de Baixa Pressão a leste dos Andes. A detecção automática de selas por si só já não é tarefa simples. O algoritmo utilizado para isto [Barbosa e Arraut \(2007\)](#), é descrito no apêndice [D](#) e busca por pontos críticos do gradiente do geopotencial nos quais o determinante da matriz hessiana é negativo. Já para detectar se a sela faz parte da língua, é preciso que uma curva de nível se auto-intersecte neste ponto e contenha a BNOA no interior da sua parte fechada. Uma descrição completa dos algoritmos está contida no apêndice [D](#).

A Figura [5.1](#) apresenta um histograma bi-dimensional mostrando a distribuição espacial da ocorrência da sela nos subtropicais da América do Sul. Há uma concentração muito alta sobre o norte da Argentina, no retângulo -39°S a -34°S , -69°W a -64°W . Esta concentração tão alta em uma região pequena era esperada pois esta sela está associada à BNOA, que é uma baixa local. O registro da progressão da sela para nordeste durante os eventos descritos na seção [4.8](#) pode ser visto nesta figura com uma faixa curva que chega até 27°S .

Comparando a Figura 5.1 com a climatologia da frontogênese por deformação (FG3) mostrada na Figura 4.2, observa-se que a área com a maior ocorrência de selas da Língua de Baixa Pressão a Leste dos Andes é também o local onde a frontogênese por deformação em temperatura potencial equivalente ocorre com maior intensidade nos subtrópicos da América do Sul. É sem dúvida uma região onde se espera encontrar uma relação estatística entre a ocorrência destas selas e da frontogênese.

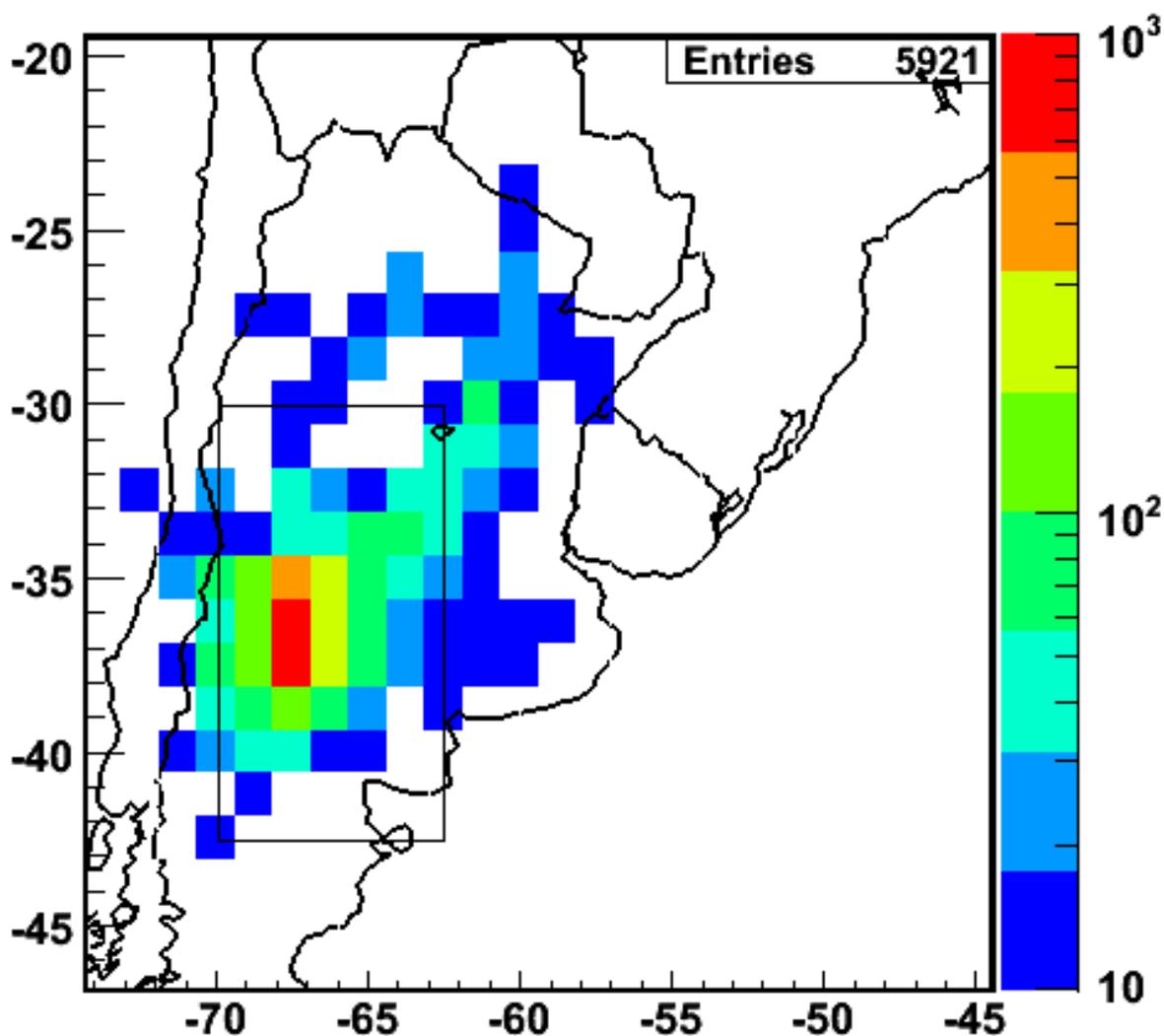


Figura 5.1 - Número de ocorrências da sela da Língua de Baixa Pressão em retângulos de 1.25X1.25, segundo o algoritmo descrito no apêndice D. A escala de cores mostrada à direita na figura é logarítmica. No total a sela da Língua de Baixa Pressão foi detectada em 5921 dos 10184 horários dos 21 verões estudados.

Para comprovar esta relação estatística entre a sela (algo pontual) e a frontogênese em torno da mesma (algo que tem uma distribuição espacial) foi preciso definir uma medida para a frontogênese em torno do ponto sela. A medida escolhida foi tomar o valor médio da

frontogênese numa região. Constatou-se entretanto que a média simples não é adequada pois em alguns casos foi observada a ocorrência de frontólise próximo à frontogênese, o que afeta a média mascarando a intensidade dos eventos, isto é, dos núcleos de frontogênese positiva. Por isto optou-se por calcular a média apenas dos valores positivos sobre a área total de uma região. A média dos valores negativos também foi calculada para comparação. Considerando sempre a área total da região, ao invés de apenas a área coberta por frontogênese positiva ou negativa, evita-se supervalorizar situações em que apenas um ou dois pontos da grade possuam frontogênese positiva. Isto pode ocorrer, por exemplo, quando um núcleo de frontogênese encontra-se majoritariamente fora da área de estudo (R).

Para maior clareza, explicita-se que as médias foram calculadas para as funções definidas abaixo.

$$FG3_+ = \begin{cases} FG3 & : FG3 \geq 0 \\ 0 & : FG3 < 0 \end{cases}$$

$$FG3_- = \begin{cases} FG3 & : FG3 \leq 0 \\ 0 & : FG3 > 0 \end{cases}$$

estas médias foram chamadas de $MFG3_+$ e $MFG3_-$ respectivamente.

A escolha da região para calcular a média da frontogênese deve ser feita com cuidado. Essa região deve ser grande o suficiente para considerar toda a frontogênese positiva que se forma em torno do ponto de sela, e ao mesmo tempo pequena o suficiente para não conter dois distúrbios simultaneamente. Esta última condição é para viabilizar a utilização da frontogênese média na região como uma medida da intensidade do distúrbio no seu interior.

Tendo isto em mente e considerando a distribuição da posição das selas mostrada na Figura 5.1, foi escolhida como área de estudo a região (R) -70 a -62.5°W, -42.5 a -30°S, mostrada na mesma figura. Esta área é pequena o suficiente para conter apenas um distúrbio por vez no seu interior e ao mesmo tempo contém toda a região de alta concentração de selas com uma devida margem em volta para que seja contabilizada toda a frontogênese associada a estas selas. Esta margem foi escolhida considerando que quando ocorre frontogênese no ponto de sela, muitas vezes forma-se um núcleo que pode ocupar cerca de 3 ou 4 graus tanto em latitude quanto em longitude, como visto nos compostos apresentados no Capítulo 4 e nas observações preliminares.

Isto foi feito para cada um dos quatro horários diários dos 21 verões, um total de 10184

casos. Registrou-se também, para todos estes horários, a presença ou ausência de sela em R.

5.2.1 Associação Sela \rightarrow Frontogênese

A Figura 5.2.1 mostra o histograma representando a distribuição de $MFG3_+$ (linha preta) para cada um dos quatro horários diários dos 21 verões (10184 casos). São mostrados ainda os histogramas de $MFG3_+$ para os casos sem sela (linha azul), e para os casos com sela (linha vermelha).

Os casos em que não foi detectada a sela representam 57% do total e os com sela representam os 43% restantes. A média de $MFG3_+$ para os casos com sela é maior do que para os casos sem sela: 1.84K/100km/dia e 1.25K/100km/dia respectivamente. O histograma azul cresce rapidamente a partir de $MFG3_+ = 0$ e tem um pico (moda) aproximadamente em 0.8 K/100km/dia. Já o histograma vermelho cresce de forma bem mais lenta a partir de zero e tem um máximo largo aproximadamente centrado em 1.4 K/100km/dia (moda). Além disto, o histograma vermelho tem uma cauda maior para valores grandes de $MFG3_+$. Em outras palavras, comparando os histogramas vermelho e azul, vê-se que aquele é deslocado para valores mais altos de $MFG3_+$ e sua mediana é mais alta. A população dos casos com sela tem portanto média, moda e mediana maiores do que a população dos casos sem sela e a afirmação (a) é verificada para esta população, o que é uma indicação de que seja válida em geral.

5.2.2 Associação Frontogênese \rightarrow Sela

Os casos sem sela são em maior número até o valor de $MFG3_+ \sim 1.7$, após o qual a situação se inverte e os casos com sela passam a predominar. De uma maneira geral tem-se a impressão de que os casos com sela representam uma fração maior do total à medida em que $MFG3_+$ aumenta. Para obter uma comprovação direta da afirmação (b) apresenta-se na Figura 5.2.2 um gráfico das frações de casos sem (azul) e com sela (vermelho) em função de $MFG3_+$. A soma das duas curvas é constante e igual a um. Estas curvas foram obtidas dividindo os histogramas azul e vermelho pelo histograma preto, respectivamente. Os gráficos mostram uma tendência quase monotônica de aumento da fração de eventos com sela à medida em que $MFG3_+$ cresce. A curva vermelha parte de 0.12 para $MFG3_+ = 0$ e tende a um para $MFG3_+ = 5.5$. Isto é, para valores muito baixos de $MFG3_+$ a sela quase não ocorre, enquanto que para valores muito altos a sela está presente quase sempre.

Uma outra forma interessante de interpretar estes resultados é considerar limiares mínimos de $MFG3_+$ e perguntar quantos casos ocorreram acima de cada limiar e em que fração deles a sela esteve presente. Na Figura 5.4 o eixo horizontal apresenta limiares mínimos de

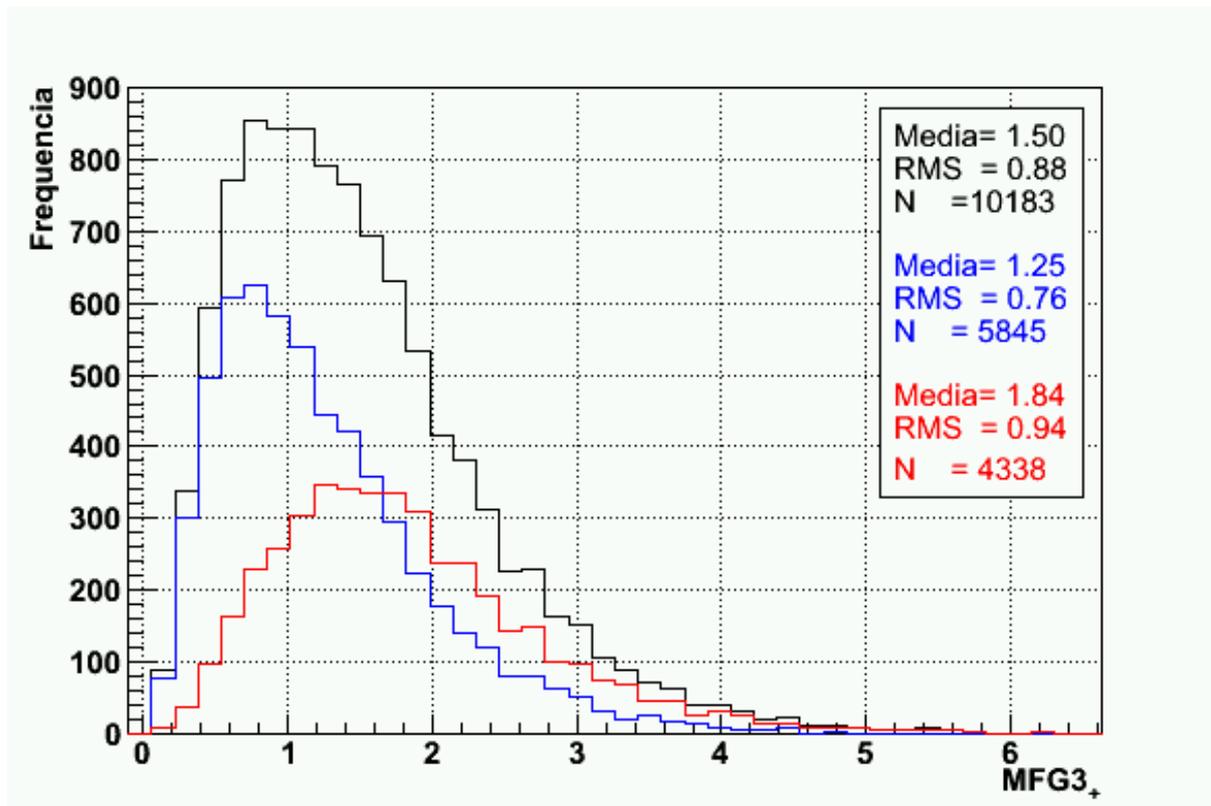


Figura 5.2 - Histogramas mostrando a distribuição de $MFG3_+$ para: (em preto) todos os 10184 horários dos 21 verões, (em azul) apenas os horários em que não foi encontrada uma sela da Língua de Baixa Pressão em R, (em vermelha) apenas os horários em que esta sela foi encontrada.

$MFG3_+$. A curva em linha pontilhada assume valores no eixo vertical da direita e mostra o número de ocorrências de $MFG3_+$ acima ou igual a estes limiares. Normalizando este eixo vertical obter-se-ia um gráfico de quantis (q). Isto é, um gráfico mostrando, para cada limiar de $MFG3_+$, a fração dos casos acima ou igual àquele limiar. Porém, como o número total de eventos é bastante próximo a 10000 é possível ter uma boa idéia dos quantis sem perder informação sobre o número de eventos no quantil. Por exemplo: ao valor 2K/100km/dia no eixo horizontal corresponde ~ 2500 no eixo vertical da direita. Isto é, há aproximadamente 2500 casos em que $MFG3_+ \geq 2$, o que representa aproximadamente 1/4 do total dos casos, e faz de 2 o valor aproximado do quantil de 0.75 (q_{75}). Alguns quantis mais comumente considerados são apresentados exatamente (até a segunda casa decimal) na tabela 5.1.

A curva em linha cheia assume valores no eixo vertical da esquerda e mostra, para cada limiar de $MFG3_+$ a fração dos casos em que a sela esteve presente na região R. Ao limiar 0 (zero) corresponde a totalidade dos casos, já que $MFG3_+ \geq 0$ por definição (ver equação 5.2). O valor assumido pela curva cheia em $MFG3_+ \geq 0$ é portanto a fração total de casos

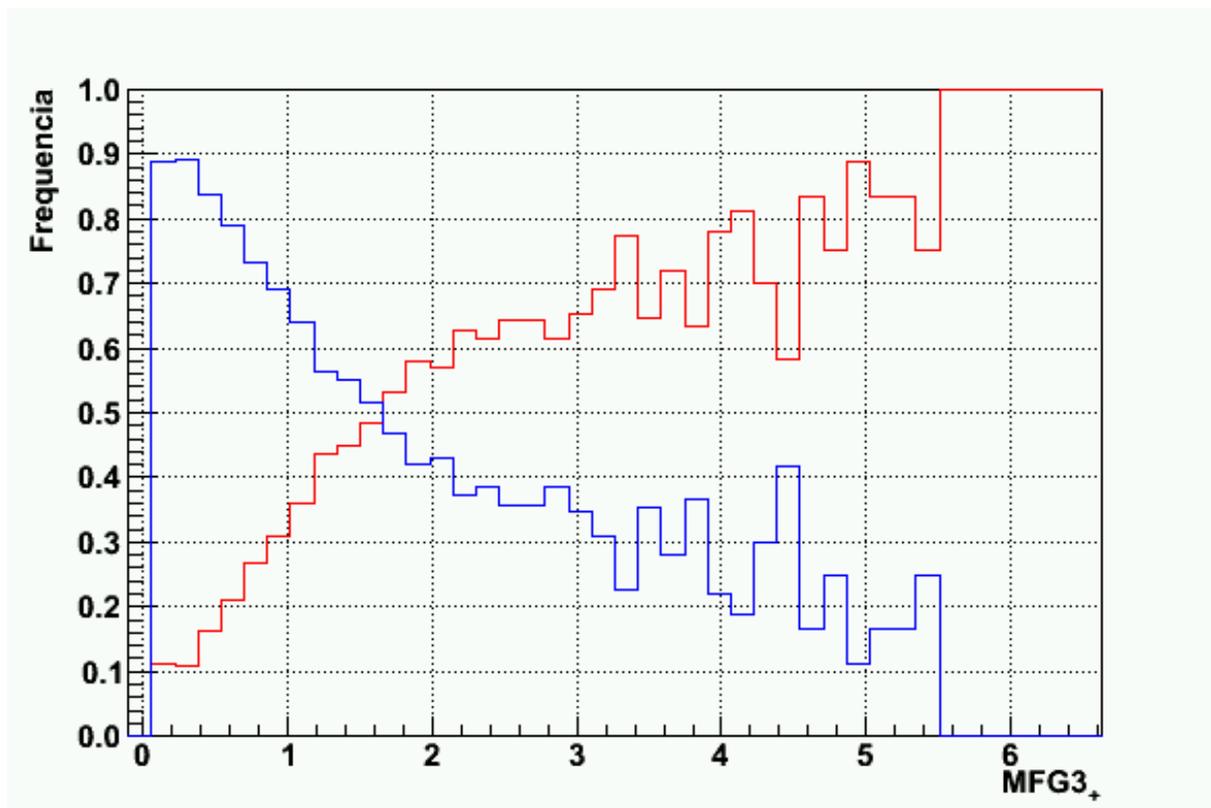


Figura 5.3 - Para os valores medidos de $MFG3_+$, as curvas azul e vermelha mostram respectivamente as frações de eventos em que a sela da Língua de Baixa Pressão foi e não foi encontrada em R.

com sela: em torno de 0.43, ou 43%, como havia sido encontrado anteriormente (ver Figura 5.2.1). Para exemplificar a utilização simultânea das duas curvas voltamos ao exemplo do parágrafo anterior em que 2K/100km/dia foi considerado o valor aproximado de q_{75} , o quantil de 0.75. A curva em linha cheia assume em 2K/100km/dia o valor aproximado de 0.64. Isto é, a fração de casos com sela no quantil de 0.75 é ~ 0.64 . A tabela 5.1 mostra, na terceira coluna, a fração de eventos com sela para os quantis mais comumente considerados.

Na Figura 5.4 os limiares mínimos de $MFG3_+$ são mostrados até 5K/100km/dia pois, como pode ser visto pelo gráfico em linha pontilhada e pela tabela 5.1, o número de casos acima deste limiar é irrisório frente ao número total. Os eventos acima deste valor podem ser muito interessantes do ponto de vista de estudos de caso, mas são escassos para permitir considerações estatísticas. Esta figura mostra que a fração de casos com sela sobe de forma praticamente monotônica com o limiar de $MFG3_+$, partindo de 0.43 e aproximando-se de 0.9.

Os resultados mostrados até o momento fornecem a comprovação das afirmações “a” e “b”

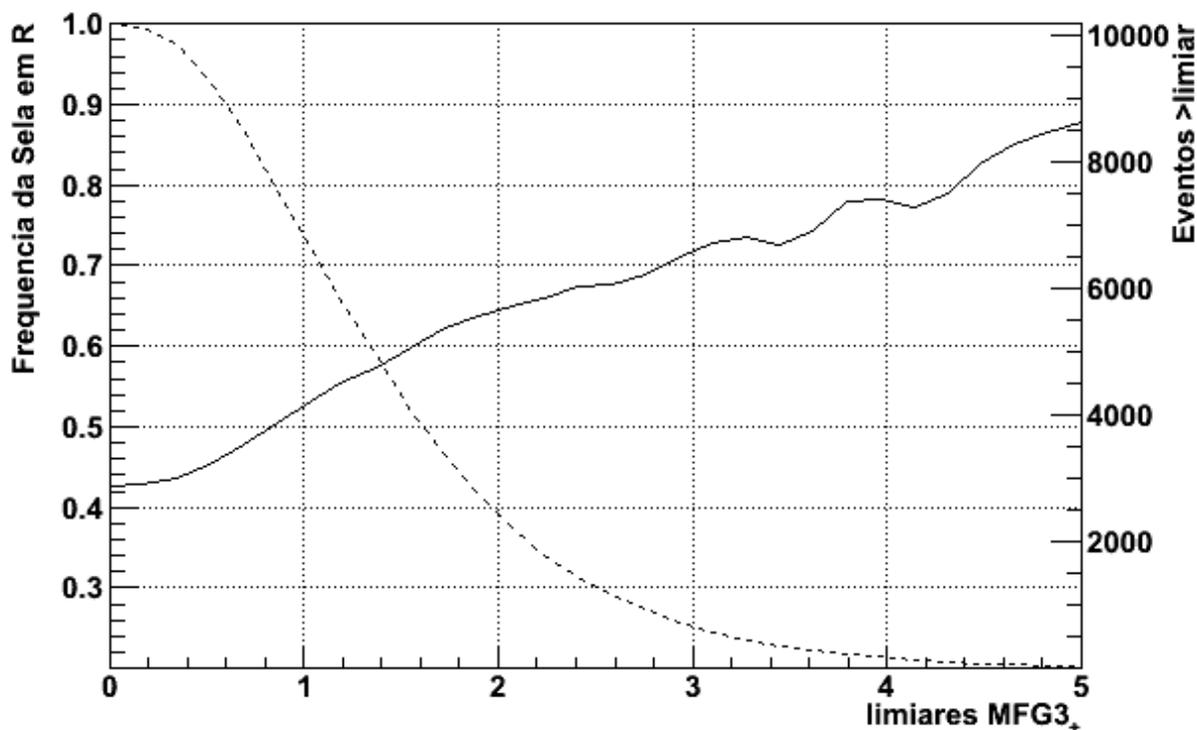


Figura 5.4 - Frequência da sela em função de limiares mínimos de frontogênese. O eixo horizontal mostra limiares mínimos de $MFG3_+$. A curva pontilhada assume valores no eixo vertical da direita e mostra o número de eventos com $MFG3_+$ acima do limiar. A curva cheia assume valores no eixo vertical da esquerda e mostra a fração destes eventos para os quais a sela da Língua de Baixa Pressão foi encontrada em R.

para a população de casos analisada. Porém é preciso lembrar que a frontólise foi excluída do cálculo de $MFG3_+$. Para conhecer a relação da sela e da Língua de Baixa Pressão com a frontólise é apresentado na Figura 5.5 um gráfico semelhante a 5.4, porém para $MFG3_-$.

Observa-se em primeiro lugar que a frontólise tipicamente assume em R valores bem mais baixos, em módulo, do que a frontogênese, pois $MFG3_- > -1.5K/100km/dia$. Além disto, a intensidade da frontólise não exhibe nenhuma correlação apreciável com a fração de ocorrência de selas até $\sim -0.7K/100km/dia$, que corresponde aproximadamente ao quantil de 0.9. Entre este valor e $\sim -1.25K/100km/dia$ há indícios de uma correlação negativa que é seguida por uma correlação positiva na ponta da distribuição. Porém estas características não resistiram a um teste com uma definição ligeiramente diferente da região R (não mostrada) e por isto não são consideradas resultados.

Tabela 5.1 - Quantis de frontogênese e frações com sela

Quantil q	Valor $MFG3_+$	Fração com Sela	
		$MFG3_+ > q$	$MFG3_+ < q$
0.25	0.85	50.1%	20.0%
0.50	1.34	57.1%	28.0%
0.75	1.95	64.0%	35.3%
0.90	2.70	68.2%	39.7%
0.95	3.18	73.4%	41.0%
0.99	4.35	78.4%	42.2%
0.995	4.85	86.3%	42.4%

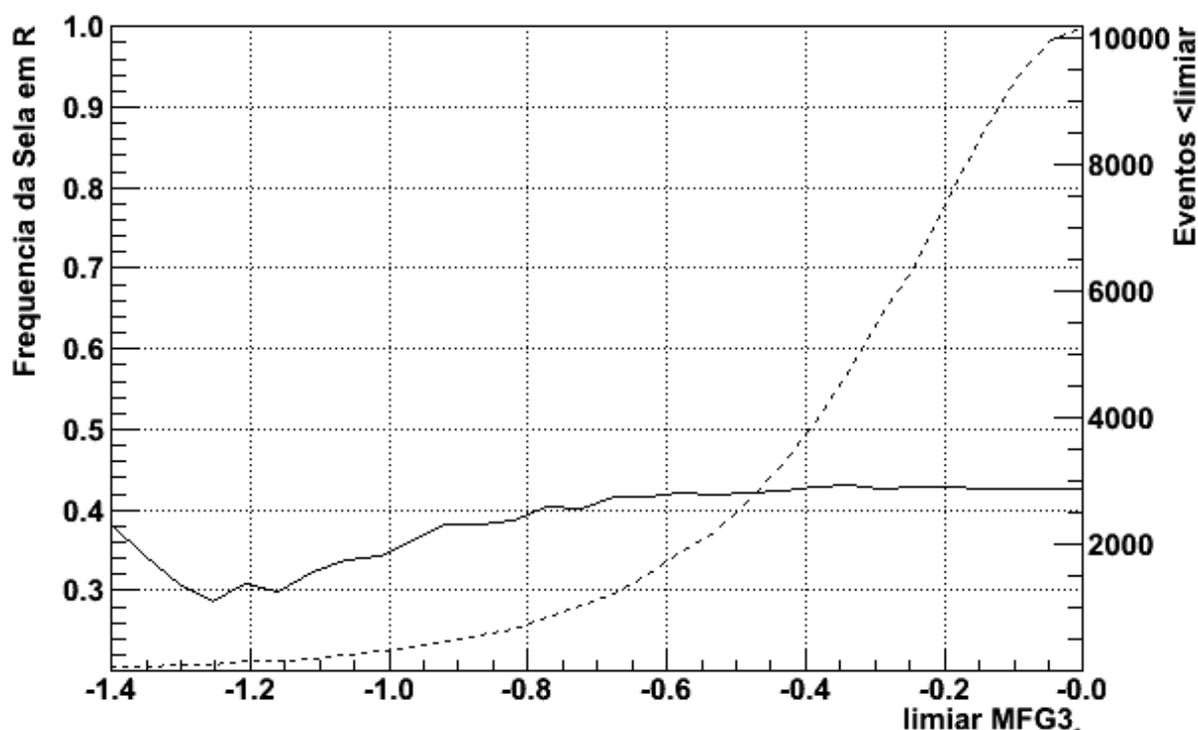


Figura 5.5 - Como na Figura 5.4, porém para $MFG3_-$

5.3 Compostos

Na seção anterior foi demonstrada uma boa associação estatística entre a ocorrência da sela da Língua de Baixa Pressão a Leste dos Andes e frontogênese sobre o noroeste da Argentina. Cada um dos quatro horários diários dos 21 verões foi considerado um caso separado e não foi feita nenhuma tentativa de selecionar eventos organizados. Por outro lado, no Capítulo 4 foram estudados eventos organizados e foram encontrados padrões

de grande escala de escoamento de umidade, ventos em altos níveis e precipitação muito bem definidos. Esta seção tem o objetivo de verificar se estes padrões estão associados à presença de sela ou de frontogênese na região R de uma maneira geral, sem que seja feita uma seleção de eventos organizados. Para isto foram elaborados dois tipos de compostos destas grandezas meteorológicas: (1) para os casos de $MFG3_+$ acima do quantil 0.75 (q_{75}) e abaixo do quantil de 0.25 (q_{25}), e (2) para os casos com e sem sela dentro da região R.

5.3.1 Seleção pela Frontogênese

Os casos de $MFG3_+$ acima do quantil 0.75 e abaixo do quantil de 0.25 são, respectivamente, os 25% de casos com frontogênese mais alta ($MFG3_+ \geq 1.95$) e mais baixa ($MFG3_+ < 0.84$) em R. Para $MFG3_+ > q_{75}$ a sela e a BNOA estão presentes em 64% dos casos, enquanto para $MFG3_+ < q_{25}$ estão presentes em apenas 20% (ver tabela 5.1). Estes compostos são mostrados nas Figuras 5.6 a 5.7, nos painéis da esquerda e da direita, respectivamente.

A Figura 5.6 mostra a altura geopotencial e a frontogênese (FG3). Os casos com $MFG3_+$ mais alto mostram a Língua de Baixa Pressão e a BNOA, o que não é surpresa já que estas estão presentes em 64% dos casos. Mais importante do que isto é o fato de o campo de frontogênese ter um máximo local na vizinhança da sela, pois a posição relativa da frontogênese e da sela não foi considerada na seleção dos casos. Além disto, a frontogênese estende-se em uma faixa para sudeste, revelando a associação com a passagem de um sistema frontal. Os casos de frontogênese fraca em R não exibem a Língua de Baixa Pressão e nem a sela no seu campo de geopotencial, já que estas estão presentes apenas em 20% dos casos. É interessante observar a presença de uma faixa de frontogênese sobre o Atlântico tocando a costa da região Sul do Brasil. Voltando aos resultados do capítulo anterior, observa-se na Figura 4.5 que, no estágio avançado dos eventos com deslocamento para nordeste, quando as faixas de frontogênese já deslocaram-se para longe do norte da Argentina, a frontogênese é muito baixa sobre aquela região. Isto significa que muitos instantes de tempo que correspondem ao estágio avançado da passagem de um sistema frontal fazem parte do composto $MFG3_+ < q_{25}$ e contribuem para o aparecimento da difusa faixa de frontogênese sobre o Atlântico que aparece na Figura 5.6.

A segunda linha da Figura 5.6 mostra vetores de vento em altos níveis e a sua magnitude. Os casos com frontogênese mais intensa têm um jato orientado de noroeste para sudeste sobre a América do Sul em latitudes médias. O núcleo deste jato encontra-se um pouco a leste da costa da Patagônia, e tem intensidade superior a 40m/s. Já os casos de frontogênese mais fraca mostram os resquícios de um jato também de noroeste para sudeste, bastante afastado do continente sobre o Atlântico, fornecendo mais um indício da

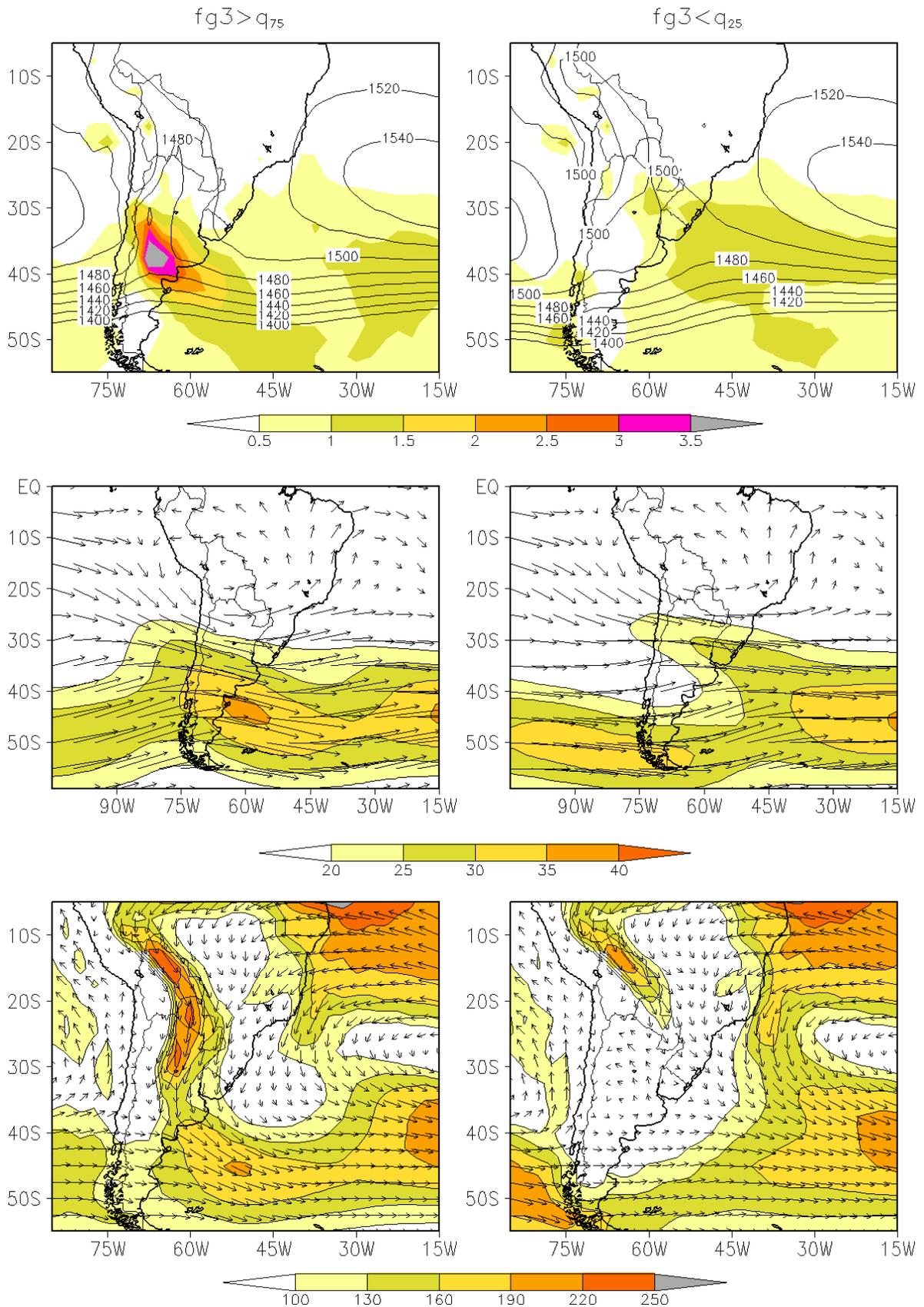


Figura 5.6 - Compostos de (do topo para baixo) altura geopotencial e $FG3\theta_e$, ambos em 850mb, vento em 250mb e a sua magnitude, transporte de umidade integrado na vertical e a sua magnitude. À esquerda os casos em que $MFG3_+ \geq q_{0.75}$ e à direita os casos em que $MFG3_+ < q_{0.25}$

contribuição de sistemas frontais em estágio avançado de atuação para estes compostos.

Com relação ao transporte de umidade, os eventos com frontogênese mais intensa mostram uma intensificação a leste dos Andes formando um corredor que se estende desde os trópicos profundos até as latitudes médias. Já os casos de frontogênese mais fraca mostram uma redução do transporte de umidade dos trópicos para os subtropicais se comparado à climatologia de verão 3.6.

Estando associada à intensificação do aporte de umidade para os subtropicais e à passagem de frentes frias, a frontogênese intensa na região R pode também estar associada à precipitação. Para verificar isto foram elaborados compostos de precipitação, de maneira análoga à feita no Capítulo 4, porém para 6 lapsos temporais diferentes: de 0 a 5 dias. Estes compostos estão exibidos na Figura 5.7. Simultaneamente à ocorrência de frontogênese, os casos acima de $q0.75$ exibem um núcleo de precipitação sobre o nordeste da Argentina e o Uruguai, com uma faixa menos intensa que se estende para sudeste sobre o Atlântico. Há também uma faixa pouco intensa na região da ZCAS. Este distúrbio intensifica-se um dia depois e encontra-se um pouco mais ao norte, com máximo sobre a região da tríplice fronteira. Nos quatro dias subsequentes o distúrbio dissipa-se gradualmente. A faixa na região da ZCAS exibe uma ligeira intensificação entre o terceiro e o quinto dias.

Por sua vez os casos abaixo de $q0.25$ exibem no dia zero uma faixa diagonal de precipitação desde a Amazônia até o Atlântico, passando pela costa da região sul. Esta faixa encontra-se ligeiramente deslocada para o norte do terceiro ao quinto dia e desintensifica-se neste período.

5.3.2 Seleção pela Presença da Sela

Foram feitos também compostos dos eventos com e sem a ocorrência da sela da Língua de Baixa Pressão em R e mostrados nas Figuras 5.8 a 5.9, nos painéis da esquerda e da direita, respectivamente.

A Figura 5.8 é análoga à Figura 5.6, porém para os casos com e sem sela (da Língua de Baixa Pressão) em R. Os painéis superiores mostram a altura geopotencial e a frontogênese. A Língua de Baixa Pressão aparece no painel da esquerda, uma vez que todos os eventos que fazem parte do composto contam com a sua presença. No entanto a BNOA, embora presente, não é intensa o suficiente para aparecer nesta figura onde o intervalo entre os contornos de altura geopotencial é de 20m. É interessante observar que a Língua de Baixa Pressão a Leste dos Andes e a BNOA, aqui presente em 100% dos casos, são menos intensas do que no painel correspondente da Figura 5.8, onde a Língua só está presente em 64% dos eventos. Isto leva a concluir que aquele composto inclui em sua

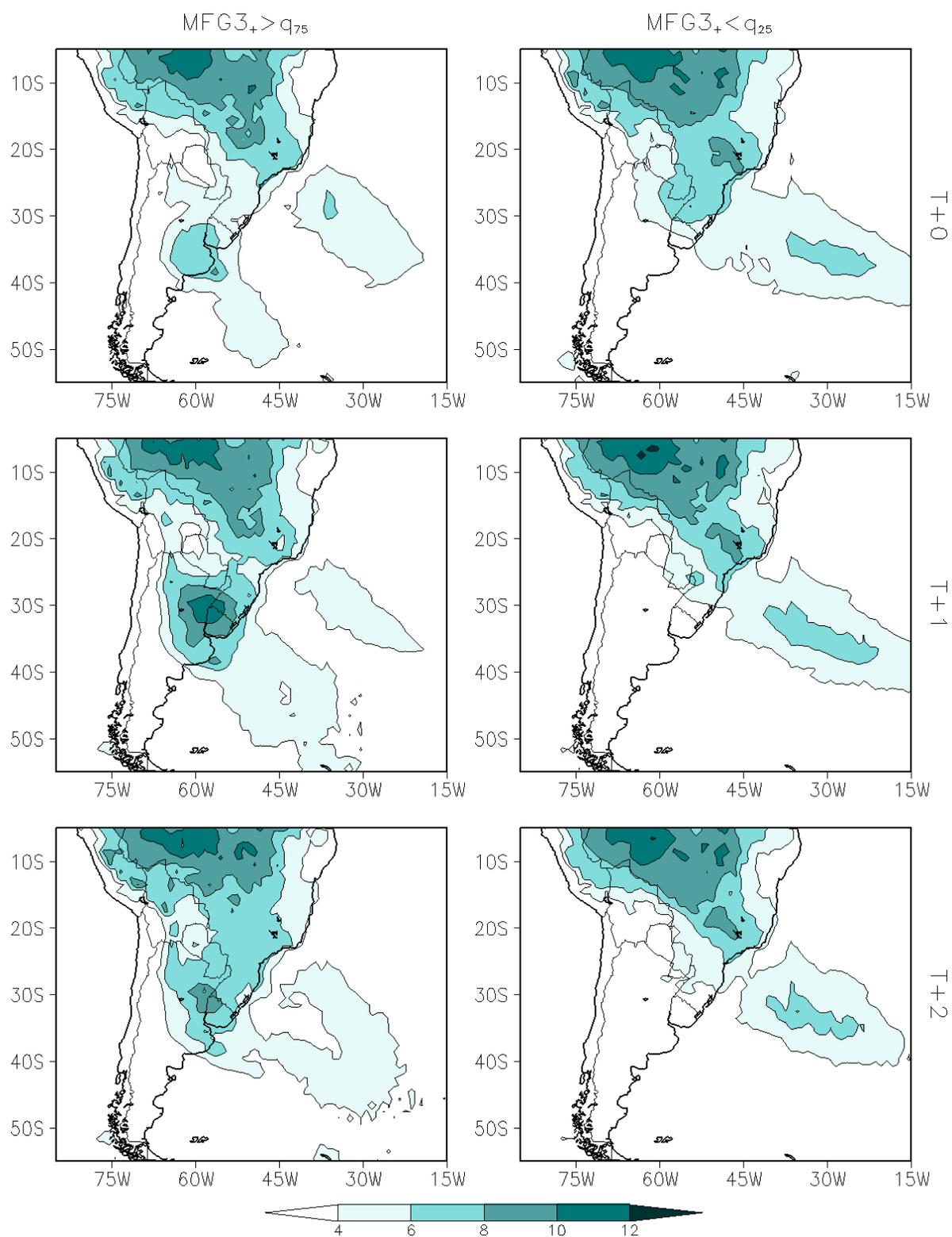


Figura 5.7 - Compostos de precipitação para os casos em que $MFG3_+ \geq q_{0.75}$ (esquerda) e $MFG3_+ < q_{0.25}$ (direita), com diferentes atrasos. O atraso em dias está indicado a direita das figuras. Continua

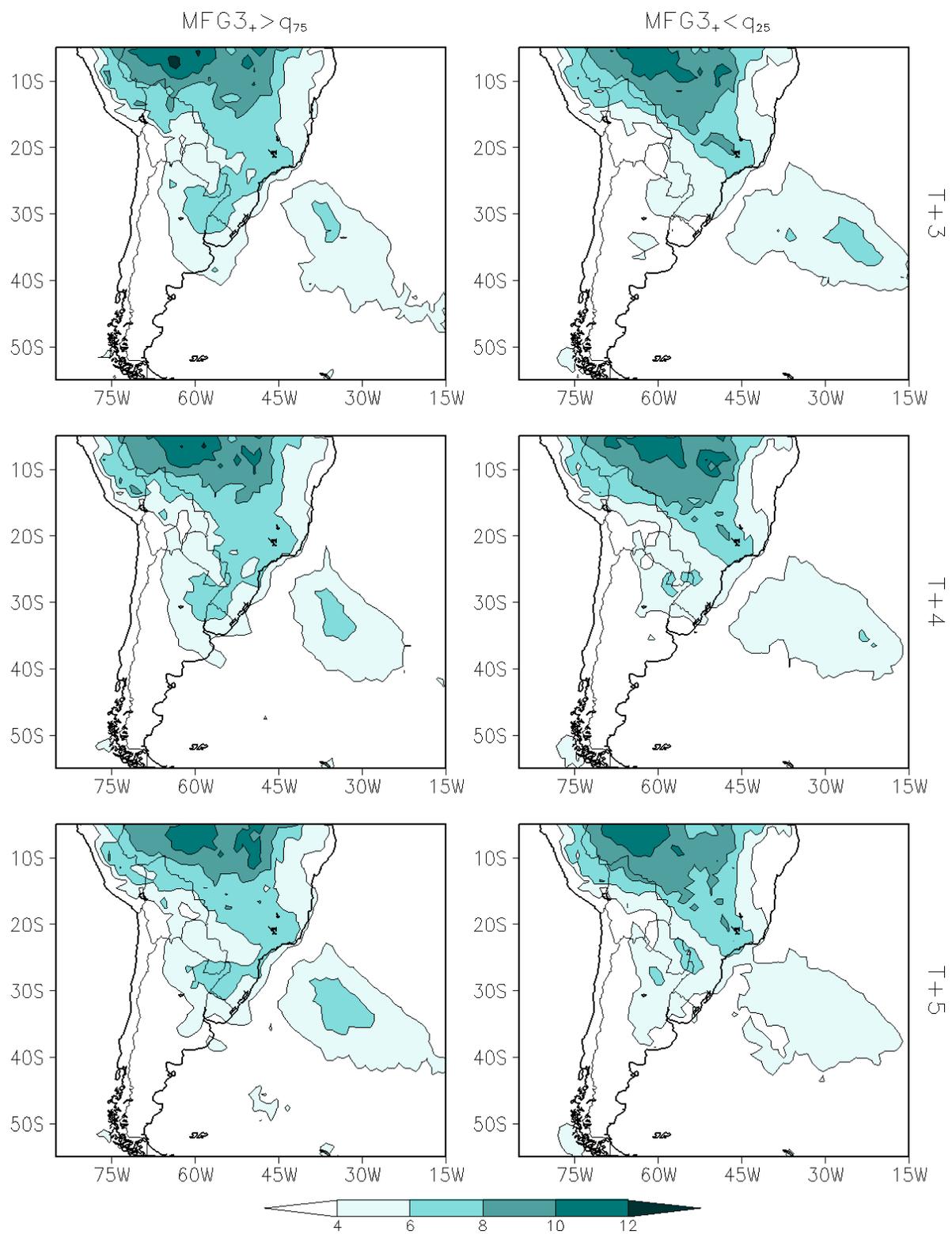


Figura 5.7 - Conclusão.

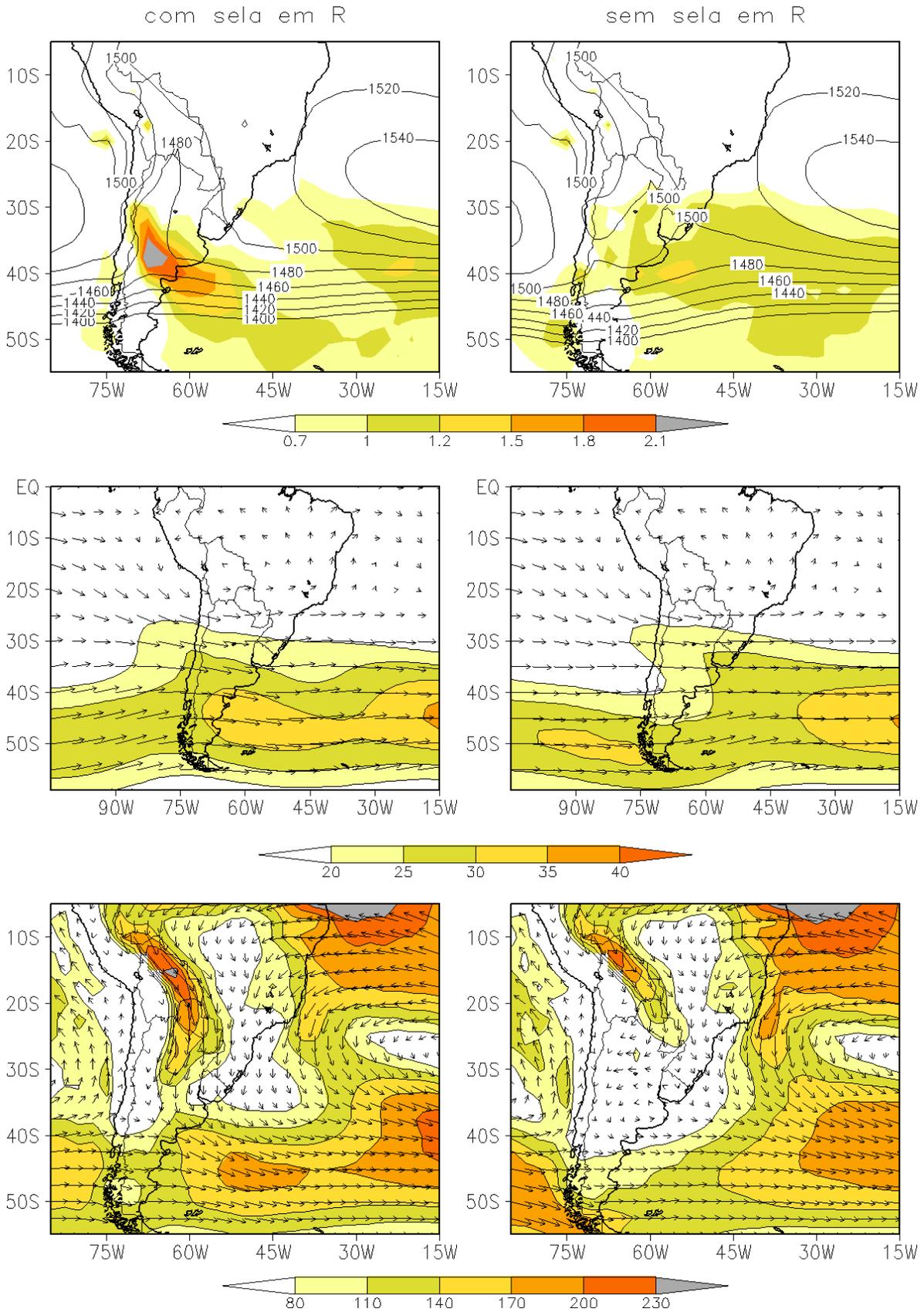


Figura 5.8 - Compostos como os da Figura 5.6, porém para os casos com sela em R (esquerda) e sem sela em R (direita)

maioria casos em que a Língua de Baixa Pressão e a BNOA são intensas. Os casos com sela representam 43% do total enquanto os casos com $MFG3_+ < q_{75}$ são, naturalmente, 25% do total. Fazendo contas simples a partir das informações neste parágrafo obtém-se que os casos com sela no composto $MFG3_+ < q_{75}$ representam 16% do número total de casos e 38% do número total de casos com sela. Mesmo misturados a casos sem sela estes 38% produzem um padrão mais forte do que aquele visto na Figura 5.6. De tudo isto se conclui que quando a frontogênese em R é intensa e está associada à presença de uma Língua de Baixa Pressão, esta também é intensa.

O composto de ventos nos altos níveis para os eventos com sela da Língua de Baixa Pressão em R mostra indícios da presença de um cavado transiente com eixo a oeste da costa do Chile e ventos mais intensos a leste dos Andes. Embora este padrão não seja tão forte aqui quanto no composto de casos de frontogênese elevada, pode-se observar aqui um contraste significativo com relação aos eventos sem a sela da Língua de Baixa Pressão em R. Neste segundo caso constata-se a ausência de ventos intensos sobre o sul da Argentina.

O contraste no escoamento de umidade também é importante. A presença da sela da Língua de Baixa Pressão em R está associada à intensificação do transporte meridional de umidade a leste dos Andes. Já a ausência desta sela em R está associada a uma significativa redução deste transporte de umidade com relação à climatologia.

Os compostos de precipitação mostram características importantes dos eventos com sela em R. Forma-se um intenso máximo de chuva próximo à foz do Rio da Prata em $t+0$, que nos dois dias que se seguem permanece intenso e exibe um ligeiro deslocamento para nordeste, chegando a ultrapassar a tríplice fronteira com o Uruguai e o Brasil. Nos compostos à direita, para a ausência de sela em R, este padrão está completamente ausente.

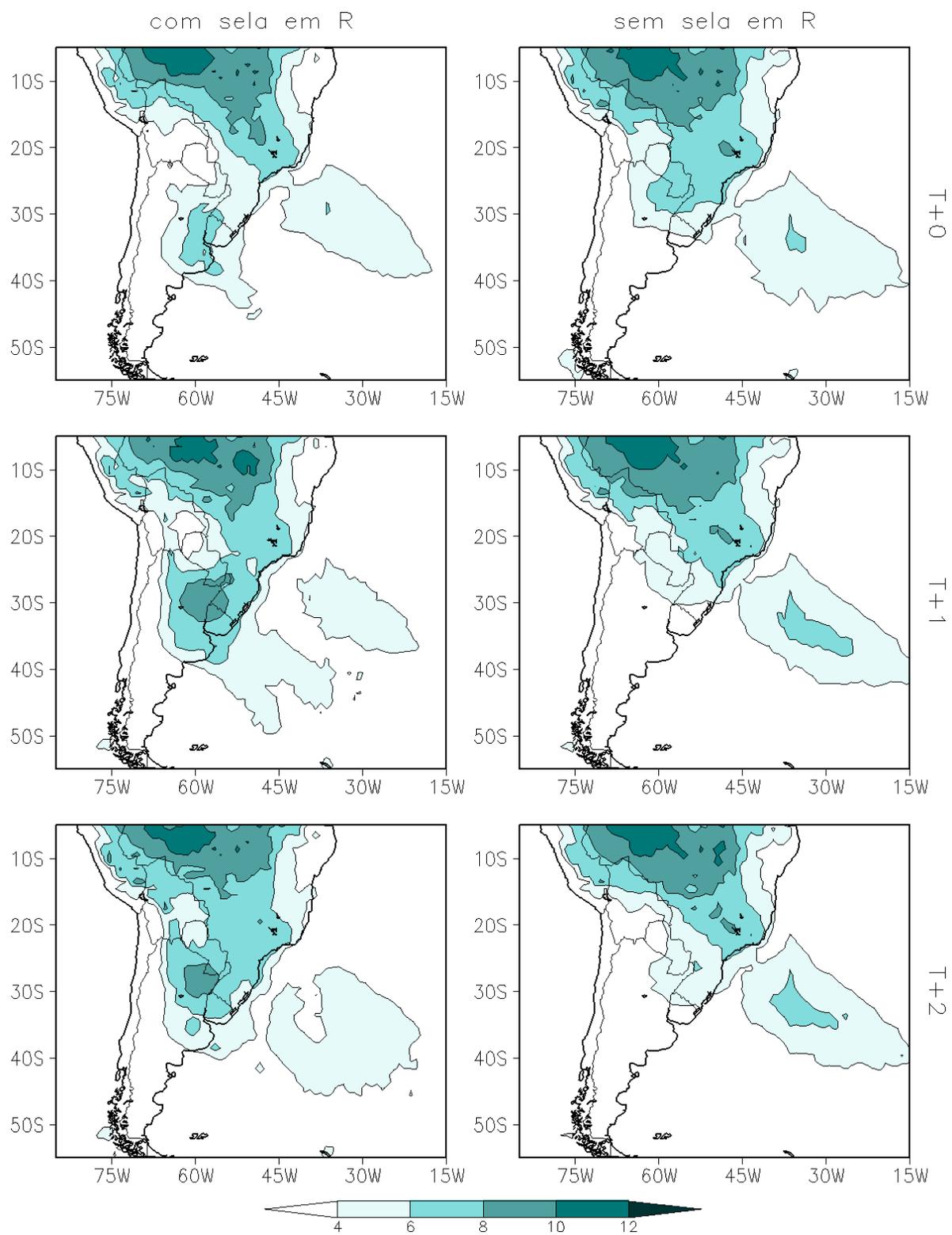


Figura 5.9 - Compostos como os da Figura 5.7, porém para os casos com sela em R (esquerda) e sem sela em R (direita). Continua

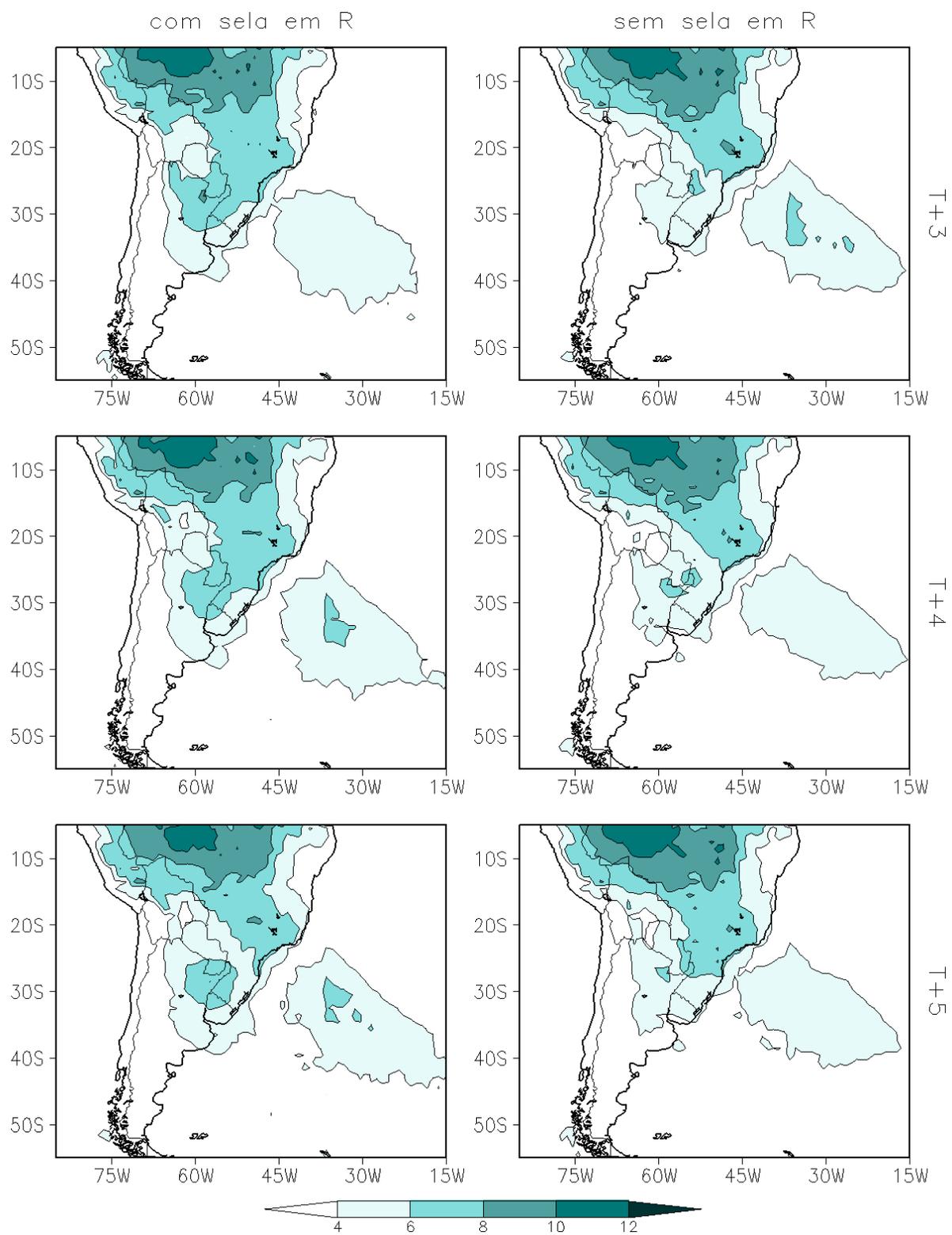


Figura 5.9 - Conclusão.

6 CONCLUSÕES

Neste trabalho apresentaram-se três estudos relacionados às chuvas nos subtrópicos da América do Sul e ao padrão continental de transporte de umidade, ambos no verão, que visaram investigar as suas características e causas.

No Capítulo 3 estas questões foram tratadas de um ponto de vista principalmente climatológico, mas a variabilidade dos padrões começou a ser considerada com a análise do desvio padrão diário climatológico do transporte de umidade. No Capítulo 4 estudaram-se as frentes frias de verão no continente, distúrbios sabidamente responsáveis por boa parte da precipitação nos subtrópicos e com grande influência sobre o padrão e a intensidade do escoamento de umidade. Este capítulo trouxe à discussão outra peculiaridade climatológica dos subtrópicos do América do Sul: exibem intensa frontogênese no verão. A investigação das frentes e da frontogênese também levou à definição de uma estrutura de formação recorrente na região, que resulta em geral da associação da BNOA com cavados transientes ao sul, que foi batizada neste trabalho de Língua de Baixa Pressão a Leste dos Andes. Mostrou-se que esta estrutura está fortemente associada ao desenvolvimento e à intensificação das frentes frias que ingressam no continente, e tem grandes impactos sobre a frontogênese e a formação de chuvas. O Capítulo 5 foi dedicado a uma investigação estatística da associação entre a Língua de Baixa Pressão, a frontogênese, o transporte de umidade e as chuvas sem que fosse feita uma seleção de eventos organizados.

6.1 Climatologias de Chuvas e de Transporte de Umidade

O clima dos subtrópicos da América do Sul foge à regra dos subtrópicos do hemisfério sul em vários aspectos importantes. Em primeiro lugar, a quantidade de chuvas que recebe é muito diferente. Enquanto os subtrópicos deste hemisfério tendem em geral a ser secos, sendo inclusive desérticos em extensas faixas longitudinais, os subtrópicos sul-americanos a leste dos Andes recebem chuva abundante no verão, como comprovou-se através das Figuras 1.1 e 3.3. A única exceção a esta regra é a região do Chaco, que é seca. Entre 30°S e 40°S, os subtrópicos são, na média zonal global, mais úmidos no inverno do que no verão, devido à atuação mais frequente de distúrbios transientes. Porém, na América do Sul ocorre o oposto, pois os distúrbios de verão produzem muito mais chuvas do que os de inverno.

A alta pluviosidade dos subtrópicos sul-americanos no verão deve-se ao peculiar padrão de escoamento de umidade de grande escala que caracteriza o continente nesta estação, apresentado nas Figuras 3.5 e 3.6. Grandes quantidades de umidade ingressam pelas costas norte e nordeste, trazidas pelos ventos alíseos. A maior parte da umidade que atravessa

a costa norte e dirige-se à Amazônia vem do Atlântico Norte. Também é verdade que a maior parte da umidade que sai do Atlântico Tropical Norte dirige-se à costa norte da América do Sul e escoar sobre a Amazônia, alimentando a precipitação que ali ocorre.

O efeito de barreira exercido pela cordilheira dos Andes impede que os alíseos, vindos dos dois hemisférios escoem para o Pacífico. Respondendo a este efeito dos Andes, estes ventos precisam girar anti-ciclonicamente e escoar para o sul, assim transportando umidade para os subtrópicos. Embora a presença dos Andes seja a principal causa deste padrão qualitativo do escoamento de umidade, ela não pode explicar a sua intensidade, a sua variabilidade temporal e nem mesmo algumas características da sua distribuição espacial. Dentre estas características destacam-se a existência de dois máximos locais intensos da componente meridional do escoamento de umidade: um situado próximo aos Andes, a leste, e outro na região da ZCAS, cuja existência foi confirmada aqui (Figuras 3.6 3.8). Mostrou-se neste estudo que estas regiões também são máximos do desvio padrão diário climatológico desta componente (Figura 3.8), um indício que aponta para a participação de sistemas transientes na formação destas esteiras transportadoras. Foi mostrado, neste trabalho, que a distribuição espacial do desvio padrão da componente meridional do transporte de umidade exhibe notável semelhança com o de precipitação climatológica (Figuras 3.8 e 1.1). Isto é um indício de que os distúrbios transientes contribuem para a formação de precipitação, assim como para a variabilidade do transporte de umidade.

Confrontando as climatologias de altura geopotencial e vento, ambos em 850mb (Figura 3.10), verificou-se a presença de um cavado alongado a leste dos Andes, com uma baixa fechada no seu interior, que exibem considerável associação geostrófica com o escoamento no local. Esta estrutura é a assinatura climatológica da Língua de Baixa Pressão a Leste dos Andes e a baixa é o efeito combinado das baixas do Chaco e do Noroeste da Argentina. É fato conhecido na literatura que ambas, especialmente a última, têm a sua intensificação associada à incursão de distúrbios transientes.

6.2 Frentes e Frontogênese

A literatura sobre frentes frias na América do Sul contempla principalmente os eventos de inverno. O principal estudo publicado sobre frentes de verão até o momento seleciona eventos por seus efeitos sobre a precipitação nos trópicos (GARREAUD; WALLACE, 1998). Neste trabalho, os eventos foram selecionados pela sua frontogênese nos subtrópicos e pela presença da Língua de Baixa Pressão a Leste dos Andes. Procurou-se uma forma de classificar estes eventos de acordo com a sua estrutura dinâmica. Impondo a duração mínima de 24hs para a frontogênese e para a presença da Língua de Baixa Pressão ou da BNOA, foram encontradas apenas duas categorias: eventos em que faixas de frontogênese

deslocam-se para o nordeste e eventos em que faixas de frontogênese deslocam-se/estiram-se para o leste. A estrutura destes dois tipos de evento foi descrita e analisada, e modelos conceituais foram apresentados nas subseções 4.8.6 e 4.9.6. Estes modelos são resumidos e comparados na seção 4.10.

Os eventos NE e LE iniciam-se de forma semelhante. Em ambos os casos, uma onda transiente amplifica-se sobre o Pacífico, com um cavado próximo à costa do Chile e uma crista a oeste. Nos eventos LE esta crista é menos intensa. No ramo leste do cavado um jato de noroeste forma-se sobre o sul da Argentina. A presença deste jato favorece a intensificação da BNOA e a formação da Língua de Baixa Pressão a Leste dos Andes. Esta intensificação tem uma grande contribuição do aquecimento radiativo pela superfície. A natureza térmica desta baixa (LICHTENSTEIN, 1980; SELUCHI et al., 2003; FERREIRA et al., 2004) é corroborada pela formação simultânea de uma língua quente sobre a região. O gradiente zonal de pressão eleva-se a leste da Língua de Baixa Pressão e, em uma resposta principalmente geostrófica, ventos de norte, com origem na Amazônia, intensificam-se e estendem-se para o sul, transportando abundante umidade para os subtrópicos. Parte deste escoamento começa a confluir e a convergir na vizinhança da sela, dando origem a frontogênese por deformação em θ_e e a convergência de umidade. A divergência nos altos níveis devida à presença do jato produz movimento vertical na troposfera média e provoca o início da formação de chuvas.

A diferença fundamental entre os eventos NE e LE é o comportamento da onda transiente. No primeiro caso, o distúrbio desloca-se para o leste durante o evento, tanto nos altos quanto nos baixos níveis. No segundo caso, a onda nos altos níveis e o jato permanecem quase estacionários sobre o Pacífico e sobre o norte da Argentina, respectivamente, durante todo o evento.

Com o deslocamento da onda para o leste, nos casos NE, a crista transiente penetra no continente, nos altos e baixos níveis, trazendo ventos de sudoeste originários de latitudes médias. Nos baixos níveis estes ventos avançam sobre os subtrópicos e sobre a língua quente, produzindo uma faixa de advecção fria e intensificando a frontogênese. A parte deste escoamento que se aproxima da sela diflui, separando-se em uma parte que gira ciclonicamente e acompanha o cavado, uma parte que converge na vizinhança da sela e outra parte que gira, anti-ciclonicamente, tornando-se de sudeste. Esta última sofre o efeito de barreira dos Andes e por isto não desenvolve-se muito, mas estende a faixa de frontogênese um pouco a noroeste da sela. A convergência de umidade, o movimento vertical ascendente, a divergência nos altos níveis e a precipitação também organizam-se em forma de faixas. Comparando as posições das três primeiras é possível perceber que o distúrbio inclina-se para o oeste com a altura, indicando instabilidade baroclínica.

O cavado transiente intensifica-se nos baixos níveis, enquanto desloca-se para o leste seguido pela crista. O escoamento de sudoeste entre os dois intensifica-se e avança para o nordeste, em uma resposta geostrófica, e leva consigo a faixa de advecção fria, a de frontogênese, assim como a de convergência de umidade. O jato nos altos níveis desloca-se junto com a frontogênese e leva consigo a divergência na alta e o movimento ascendente na média troposfera. Esta estrutura vertical produz intensa precipitação em forma de faixa, que também desloca-se para o nordeste. A advecção fria, a frontogênese e as chuvas são claramente mais intensas sobre o continente, próximo à sela, do que no restante da faixa a sudeste. Durante todo o evento a precipitação tem um núcleo intenso sobre o continente.

A sudoeste da divergência nos altos níveis, do movimento ascendente e da convergência de umidade formam-se faixas de convergência nos altos níveis, movimento descendente e divergência de umidade, cujos posicionamentos também mostram um deslocamento para oeste do distúrbio com a altitude, e revelam a organização de uma circulação vertical termalmente direta, transversal ao jato da alta troposfera. Todas estas grandezas, com exceção da convergência de umidade, mostram-se mais intensas sobre o continente, próximo à sela. A precipitação tem aí um grande núcleo intenso, que persiste durante todo o evento. Uma vez que a convergência de umidade não se mostra mais intensa sobre o continente, é possível que este padrão de chuvas seja devido à maior advecção fria que ocorre próximo à sela.

Uma vez sobre o Atlântico, o cavado transiente, nos altos e baixos níveis, e o jato nos altos níveis, começam a sentir o efeito do menor gradiente meridional de temperatura e a enfraquecer. Com o enfraquecimento do cavado nos baixos níveis diminuem os ventos de sudoeste originários de latitudes médias nos subtrópicos, o que leva à diminuição da advecção fria e da frontogênese e à interrupção do seu avanço para o nordeste. O efeito acumulado da advecção fria até então, somado à elevação da pressão por causa da incursão da crista, já foi suficiente para dissipar a BNOA e, conseqüentemente, reduzir o aporte de umidade para os subtrópicos. O enfraquecimento do jato nos altos níveis reduz também o movimento vertical e estes dois fatos levam à dissipação das chuvas.

Nos casos LE, cavado e crista nos altos níveis permanecem semi-estacionários sobre o Pacífico e não penetram no continente sul-americano. O jato de altos níveis permanece sobre o continente durante todo o evento. Nos baixos níveis o cavado chega a atravessar os Andes e a trazer ventos de sudoeste que produzem faixas de advecção fria e de frontogênese. Porém ao invés de intensificar-se fazendo com que estas faixas desloquem-se para o nordeste, o cavado enfraquece dentro de algumas horas e o escoamento nos extra-trópicos passa a ser predominantemente zonal. A advecção fria diminui e avança para o leste. Sem a advecção fria para nordeste e com a permanência do jato nos altos níveis, a língua

quente, a BNOA e a Língua de Baixa Pressão não se dissipam e, conseqüentemente, a umidade continua a fluir e a convergir nos subtropicais, embora não siga adiante para as latitudes médias. A permanência do jato sobre o sul da Argentina garante a manutenção da divergência nos altos níveis e do movimento ascendente nos níveis médios. Juntamente com a convergência de umidade isto garante a formação de chuva nos subtropicais, mesmo depois que a frontogênese diminui.

Tanto nos casos NE quanto LE, a presença de um jato nos altos níveis sobre o sul da Argentina é o suficiente para propiciar a formação de uma língua quente nos subtropicais, da BNOA, da Língua de Baixa Pressão a Leste dos Andes, convergência de umidade e chuvas. Já o deslocamento das faixas de precipitação para o nordeste é causada por ventos de sudoeste, originários de latitudes médias que produzem advecção fria. A ocorrência destes ventos depende da incursão de uma crista sobre o continente, o que não ocorre nos eventos LE. Os distúrbios LE são frentes frias com uma trajetória zonal, que não dão origem a incursões de ar frio no continente. A sua estrutura foi encontrada aqui e é resumida no parágrafo anterior, respondendo ao questionamento **A3**.

Através deste estudo, foi possível avançar em algumas questões de interesse a respeito das frentes frias de verão, expostas na introdução do Capítulo 4 e rotuladas **A1** a **A4**. As respostas a estas questões fazem parte da seção 4.10. Destacam-se aqui apenas alguns pontos daquelas conclusões, que ajudam a inserir este trabalho no contexto do conhecimento pré-existente.

Os eventos com deslocamento para nordeste selecionados neste trabalho não são os mesmos selecionados em [Garreaud e Wallace \(1998\)](#), pois aqueles deram origem a faixas de precipitação que provocaram chuvas intensas nos trópicos, enquanto estes dão origem a faixas de precipitação que chegam intensas apenas a 30°S aproximadamente, atingindo o Rio Grande do Sul. Isto também deixa claro que estes eventos não dão, de maneira geral, origem a episódios de ZCAS. Tanto os episódios de [Garreaud e Wallace \(1998\)](#) quanto os com propagação para nordeste descritos neste trabalho são disparados pela incursão de distúrbios transientes vindos do Pacífico, que atravessam os Andes chegando ao norte da Argentina. A Língua de Baixa Pressão a Leste dos Andes aparece no composto de pressão ao nível do mar daqueles autores (sua Figura 8d). Disto conclui-se que, ou a Língua de Baixa Pressão é uma característica mais efêmera naqueles eventos, ou a frontogênese é menos duradoura ou, o que parece mais provável, ambas afirmações são verdadeiras. Para esclarecer as diferenças entre os dois tipos de evento, planeja-se dar seqüência a este trabalho realizando um estudo comparativo.

Com relação à ZCAS, não é certo se os distúrbios transientes que evoluem para este tipo

de evento ingressam, de maneira geral, no continente sul-americano pela costa do Chile vindos do Pacífico, como o fazem os distúrbios estudados aqui. Constatou-se no entanto que apenas um número pequeno dos eventos do composto NE evoluiu para episódios de ZCAS. Outro plano para prosseguir esta pesquisa é realizar estudos específicos sobre estes casos.

6.3 Sela, Separatrizes e a Língua de Baixa Pressão

Neste trabalho, foram trazidos à tona aspectos importantes sobre a forma como a BNOA interage e associa-se a cavados transientes ao sul. Em primeiro lugar, foi destacado pela primeira vez o importante papel desempenhado pela sela entre estas duas estruturas em propiciar maior advecção fria e frontogênese, que levam à formação de precipitação muito intensa sobre o continente e possivelmente de CCMs. Em segundo lugar, foi esclarecido o motivo para a eficácia desta sela na produção de frontogênese, colocando em destaque a orientação e localização das suas separatrizes (ver apêndice A). Uma das separatrizes de contração aproxima-se da sela vinda dos trópicos, enquanto a outra vem das latitudes médias. Esta configuração favorece a aproximação de massas de ar muito contrastantes na sua temperatura e no seu conteúdo de umidade, para a vizinhança da sela e também das separatrizes de dilatação. Próximo à sela, a direção das separatrizes de dilatação influencia a orientação da faixa de frontogênese. A sela também favorece a convergência do vento e da umidade nos baixos níveis.

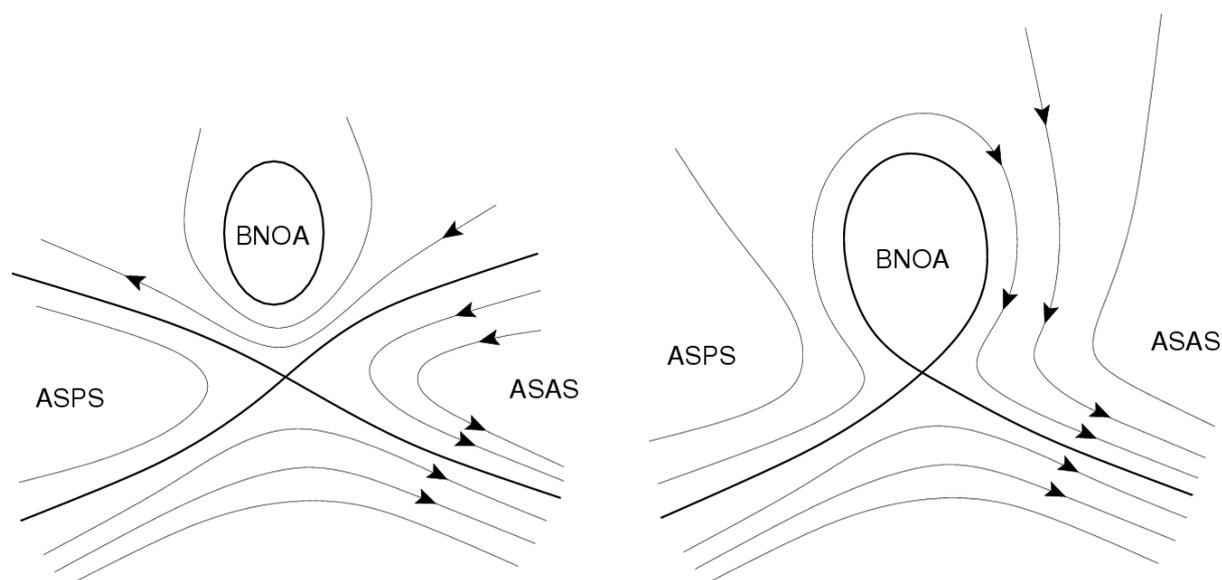


Figura 6.1 - Igual à Figura 4.16 Os esquemas mostram as situações em que as separatrizes da sela entre a BNOA e o cavado ao sul não formam (direita) e formam (esquerda) uma auto-ligação que a contém.

Porém, ainda não é o suficiente destacar a existência de uma sela com separatrizes de contração que vêm tanto dos trópicos quanto das latitudes médias, pois a situação na América do Sul tem ainda outra peculiaridade importante. Duas das separatrizes da sela formam uma auto-ligação que contém a BNOA no seu interior (ver apêndice A) e são envolvidas por contornos do cavado transiente que se estendem até os trópicos. Esta configuração foi destacada pela primeira vez neste trabalho, e foi batizada de Língua de Baixa Pressão a Leste dos Andes. Ela permite a formação de uma esteira transportadora de umidade desde os trópicos profundos até as latitudes médias, como ocorre no início dos eventos NE e LE (Figuras 4.7 e 4.7). A Figura 6.1 mostra do seu lado esquerdo, um esquema do geopotencial caso as separatrizes da sela não formassem a auto-ligação. Com esta configuração, a umidade da Amazônia permanece predominantemente ao norte da sela, e o distúrbio transiente ao sul é alimentado por umidade vinda diretamente do Atlântico Sul.

6.4 Relação Estatística entre a Sela e a Frontogênese

Durante a seleção dos eventos para a elaboração dos compostos foi possível perceber que a frontogênese em θ_e formou-se muitas vezes sobre sela da Língua de Baixa Pressão a Leste dos Andes de maneira efêmera demais para que a situação fosse incluída em um dos compostos. Embora estas situações não constituam sempre eventos organizados, é interessante considerar qual é a importância da sela para a frontogênese nos subtropicais da América do Sul, de uma maneira geral. Para avaliar isto se utilizou um algoritmo computacional capaz de localizar selas e determinar se correspondem à Língua de Baixa Pressão a Leste dos Andes (BARBOSA; ARRAUT, 2007). Este algoritmo é descrito no apêndice D. Utilizando este programa foi possível determinar que as ocorrências destas selas estão muito concentradas em torno da sua posição climatológica, na parte central da Argentina (ver Figura 5.1), que é portanto a região adequada para um estudo estatístico sobre a associação entre estas selas e a frontogênese. Duas afirmações puderam ser estatisticamente comprovadas. Em primeiro lugar, a presença da sela da Língua de Baixa Pressão a Leste dos Andes propicia a frontogênese. Em segundo lugar, quanto mais intensa a frontogênese mais freqüente é a presença da sela. Para valores muito altos de frontogênese a presença da sela aproxima-se de 100%.

Os compostos NE e LE mostraram de maneira marcante a presença de um jato nos altos níveis sobre a parte central sul da Argentina, a intensificação do transporte meridional de umidade para os subtropicais e as latitudes médias, e a produção de chuvas. Com o intuito de verificar se estes padrões estão estatisticamente relacionados à presença da sela da Língua de Baixa Pressão e à frontogênese, foram elaborados dois tipos de compostos destas grandezas meteorológicas: (1) para casos de frontogênese elevado sobre a parte

central da Argentina e (2) para os casos com e sem sela dentro da mesma região.

As características mencionadas acima estiveram presentes nos compostos (1). A chuva esteve bem intensa sobre uma região em torno da tríplice fronteira com o Uruguai e o Brasil e atingiu um máximo de intensidade no dia seguinte à frontogênese.

Os compostos (2) mostraram padrões qualitativamente semelhantes porém menos intensos. Até mesmo a Língua de Baixa Pressão e a BNOA mostraram-se mais fracas do que no composto (1). A primeira vista isto pode parecer surpreendente, pois estas estruturas estão presentes em 100% dos casos do composto (2) e apenas em 64% dos casos do composto (1). Porém significa apenas que as situações em que ocorre frontogênese elevada estão associadas a baixa e Língua particularmente intensas.

6.5 Sugestões para Trabalhos Futuros

Pode-se pensar em expandir a pesquisa apresentada aqui em alguns aspectos, sumarizados abaixo.

Neste trabalho foram estudadas incursões de ar frio no continente sul-americano que dão origem a faixas de precipitação que se deslocam para o nordeste e atingem os subtropicais. [Garreaud e Wallace \(1998\)](#) estudaram eventos semelhantes porém com faixas de precipitação chegando intensas aos trópicos. É interessante realizar um estudo comparativo dos dois tipos de evento que revele as causas dinâmicas desta diferença sistemática no alcance meridional das chuvas.

Durante a fase de observações preliminares deste trabalho foi percebida a formação de CCMs sobre a sela da Língua de Baixa Pressão a Leste dos Andes. É importante determinar que papel a geometria pode ter na formação destes eventos.

Simulações de alguns eventos em alta resolução espacial e possivelmente temporal podem elucidar os processos que ocorrem próximo à sela, às separatrizes de dilatação e ao eixo do cavado transiente.

É muito provável a existência de relações estatísticas entre a intensidade de diferentes características da Língua de Baixa Pressão, como por exemplo, a deformação do vento geostrófico próximo à sela, o laplaciano do geopotencial na sua parte subtropical, o gradiente do geopotencial perpendicular às separatrizes de contração, e a intensidade da frontogênese na vizinhança da sela.

Outra questão de interesse é a investigação dos casos em que frontogênese intensa não está associada à sela da Língua de Baixa Pressão a Leste dos Andes.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ACTON, F. S. **Numerical methods that work**. corrected edition. Washington: Mathematical Association of America, 1990. [167](#)
- ADLER, R.; HUFFMAN, G.; CHANG, A.; FERRARO, R.; XIE, P.; JANOWIAK, J.; RUDOLF, B.; SCHNEIDER, U.; CURTIS, S.; BOLVIN, D.; GRUBER, A.; SUSSKIND, J.; ARKIN, P. The version 2 Global Precipitation Climatology Project (GPCP) monthly precipitation analysis (1979-present). **J. Hydrometeor.**, v. 4, p. 1147–1167, 2003. [33](#)
- BARBOSA, H.; ARRAUT, J. M. **Algoritmo para detecção da selas e auto-ligações : uma aplicação à Língua de Baixa Pressão a Leste dos Andes**. São José dos Campos: No prelo, 2007. [121](#), [145](#)
- BLUESTEIN, H. B. **Synoptic-dynamic meteorology in midlatitudes**. New York: Oxford University Press, 1992. ISBN 0195062671. [58](#), [157](#), [158](#), [159](#), [160](#), [161](#)
- BOLTON, D. The computation of equivalent potential temperature. **Mon. Wea. Rev.**, v. 108, p. 1046–1053, 1980. [37](#)
- FERREIRA, L.; SELUCHI, M. E.; SAULO, C. Eta characterization of the 1997-1998 warm season Chaco Jet cases. In: INTERNATIONAL CONFERENCE ON SOUTHERN HEMISPHERE METEOROLOGY AND OCEANOGRAPHY, 6., 2000, Santiago. **Preprints...** Boston: American Met. Soc., 2000. [56](#)
- _____. Climatologia sinoptica de la Baja del Noroeste Argentino: campos medios de enero y julio. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 13., 2004, Fortaleza. **Anais...** Rio de Janeiro: SBMET, 2004. [53](#), [55](#), [116](#), [141](#)
- FIGUEROA, S.; SATYAMURTY, P.; Silva Dias, P. L. Simulations of the summer circulation over the South American region with an Eta coordinate. **J. Atmos. Sci.**, n. 52, p. 1573–1584, 1995. [50](#)
- GARREAUD, R. D. Cold air incursions over subtropical South America: Mean structure and dynamics. **Mon. Wea. Rev.**, v. 128, p. 2544–2559, 2000. [30](#), [31](#), [48](#)
- GARREAUD, R. D.; WALLACE, J. M. Summertime incursions of midlatitude air into subtropical and tropical South America. **Mon. Wea. Rev.**, v. 126, p. 2713–2733, 1998. [30](#), [31](#), [48](#), [51](#), [53](#), [54](#), [55](#), [56](#), [57](#), [89](#), [114](#), [115](#), [140](#), [143](#), [146](#)
- HUFFMAN, G. J.; ADLER, R.; MORRISSEY, M.; CURTIS, S.; JOYCE, R.; MCGAVOCK, B.; SUSSKIND, J. Global precipitation at one-degree daily resolution from multi-satellite observations. **J. Hydrometeor.**, v. 2, p. 36–50, 2001. [17](#), [29](#), [33](#)

- KLEEMAN, R. A modeling study of the effect of the Andes on the summertime circulation of tropical South America. **J. Atmos. Sci.**, v. 44, p. 3344–3362, 1989. [50](#)
- KODAMA, Y.-M. Large-scale common features of subtropical precipitation zones (the Baiu frontal zone, the SPCZ and the SACZ) Part I: Characteristics of subtropical frontal zones. **J. Met. Soc. Japan**, v. 70, n. 4, p. 813–835, 1992. [64](#)
- _____. Large-scale common features of subtropical precipitation zones (the Baiu frontal zone, the SPCZ and the SACZ) Part II: Conditions of the circulation for generating STCZs. **J. Met. Soc. Japan**, v. 71, n. 5, p. 581–610, 1993. [64](#)
- KOUSKY, V. E. Frontal influences on northeast Brazil. **Mon. Wea. Rev.**, v. 107, p. 1142–1153, 1979. [54](#)
- KOUSKY, V. E.; FERREIRA, N. J. Interdiurnal surface pressure variations in Brazil: Their spatial distributions, origins and effects. **Mon. Wea. Rev.**, v. 109, p. 1999–2008, 1981. [54](#)
- LI, Z. X.; Le Treut, H. Transient behavior of the meridional moisture transport across South America and its relation to atmospheric circulation patterns. **J. Geophys. Res.**, v. 26, n. 10, p. 1409–1412, 1999. [56](#)
- LICHTENSTEIN, E. R. **La depresion del noroeste argentino (The northwestern Argentinian low)**. Tese (Doutorado) — Departamento de Ciencias de la Atmosfera, Ciudad Universitaria (1428) Buenos Aires, Argentina, 1980. [51](#), [53](#), [55](#), [116](#), [141](#)
- LORENZ, E. N. **The nature and theory of the general circulation of the atmosphere**. Geneva: World Meteorological Organization, 1967. [29](#), [39](#)
- MARENGO, J.; CORNEJO, A.; SATYAMURTY, P.; NOBRE, C.; SEA, W. Cold surges in tropical and extratropical South America: the strong event in June 1994. **Mon. Wea. Rev.**, v. 125, p. 2759–2786, 1997. [31](#)
- MARENGO, J.; SOARES, W.; SAULO, C.; NICOLINI, M. Climatology of the Low Level Jet East of the Andes as derived from the NCEP-NCAR reanalysis: characteristics and temporal variability. **J. Climate**, v. 17, p. 2261–2280, 2004. [56](#)
- NINOMIYA, K. Characteristics of Baiu front as a predominant subtropical front in the summer northern hemisphere. **J. Met. Soc. Japan**, v. 62, n. 6, p. 880–894, 1984. [18](#), [32](#), [61](#), [64](#), [65](#)
- PALMEN, E.; NEWTON, C. W. **Atmospheric circulation systems: their structure and physical interpretation**. New York: Academic Press, 1969. 603 p. [58](#)

- PARMENTER, F. C. A southern hemisphere cold front passage at the equator. **Bulletin of the American Met. Soc.**, v. 57, n. 12, p. 1435–1440, 1976. [31](#)
- PEIXOTO, J.; OORT, A. **Physics of climate**. New York: Springer-Verlag, 1992. [29](#), [39](#)
- PETTERSSSEN, S. **Weather analysis and forecasting**. 2nd. ed. New York: McGraw-Hill, 1956. [58](#), [159](#)
- PRESS, W. H.; FLANNERY, B. P.; TEUKOLSKY, S. A.; VETTERLING, W. T. 2. ed. Cambridge: Cambridge University Press, 1992. ISBN 0-521-43064-X. [167](#)
- RICKENBACH, T. M.; FERREIRA, R. N.; HALVERSON, J. B.; HERDIES, D. L.; Silva Dias, M. A. Modulation of convection in the southwestern Amazon basin by extratropical stationary fronts. **J. Geophys. Res.**, v. 107, p. 7–1–7–13, 2002. [39](#)
- SALIO, P.; NICOLINI, M.; SAULO, C. Chaco Low-Level Jet events characterization during the austral summer season. **J. Geophys. Res.**, v. 107 D, n. 24, p. 32 1 – 17, 2002. [56](#)
- SALIO, P.; NICOLINI, M.; ZIPSER, E. Mesoscale convective systems over southeastern South America. and their relationship with the South American Low-Level Jet. **Mon. Wea. Rev.**, v. 135, p. 1290–1310, 2007. [57](#), [69](#)
- SATYAMURTY, P.; MATTOS, L. F. Climatological lower tropospheric frontogenesis in the midlatitudes due to horizontal deformation and divergence. **Mon. Wea. Rev.**, v. 117, p. 1355, 1989. [56](#), [66](#)
- SAULO, C.; SELUCHI, M. E.; NICOLINI, M. A case study of a Chaco Low-Level Jet event. **Mon. Wea. Rev.**, v. 132, p. 2669–2683, 2004. [57](#)
- SCHWERDTFEGGER, W. Climates of central and South America. In: _____. **World Survey of Climatology**. Amsterdam: Elsevier, 1976. v. 12, p. 1–145. [43](#), [53](#), [55](#)
- SELUCHI, M. E.; MARENGO, J. Tropical-midlatitude exchange of air masses during summer and winter in South America: Climatic aspects and examples of intense events. **Int. J. Climatol.**, v. 20, p. 1167–1190, 2000. [31](#), [43](#), [48](#)
- SELUCHI, M. E.; SAULO, C.; NICOLINI, M.; SATYAMURTY, P. The Northwestern Argentinean Low: A study of two typical events. **Mon. Wea. Rev.**, v. 132, p. 2361–2378, 2003. [51](#), [53](#), [55](#), [116](#), [141](#)
- VELASCO, I.; FRITSCH, J. M. Mesoscale convective complexes in the Americas. **J. Geophys. Res.**, v. 92 D, n. 8, p. 9591–9613, 1987. [57](#)

VIRJI, H. A preliminary study of summertime tropospheric circulation patterns over South America estimated from cloud winds. **Mon. Wea. Rev.**, v. 109, p. 599–610, 1981. [50](#), [56](#)

A FUNDAMENTOS MATEMÁTICOS

Neste apêndice são estabelecidos a terminologia e os conceitos matemáticos fundamentais utilizados neste trabalho. São conceitos simples, mas abrangem temas variados como geometria de funções escalares e de campos vetoriais além de álgebra de matrizes. A compreensão destes conceitos é importante para o melhor entendimento dos apêndices que se seguem, e de todo o trabalho nos Capítulos 4 e 5.

A.1 Pontos Críticos e Curvas de Nível

Denota-se por U um subconjunto aberto de R^2 e $F : U \rightarrow R$ uma função de classe C^2 , isto é, com derivadas parciais de primeira e segunda ordem contínuas. Denota-se por (x, y) as coordenadas de um ponto p em U com respeito a um sistema ortonormal de coordenadas.

Para escrever as derivadas de primeira e segunda ordem utiliza-se a seguinte notação:

$$\frac{\partial F}{\partial x}(x_i, y_i) = F_x(x_i, y_i) \quad (\text{A.1})$$

$$\frac{\partial F}{\partial y}(x_i, y_i) = F_y(x_i, y_i) \quad (\text{A.2})$$

$$\frac{\partial^2 F}{\partial x^2}(x_i, y_i) = F_{xx}(x_i, y_i) \quad (\text{A.3})$$

$$\frac{\partial^2 F}{\partial y^2}(x_i, y_i) = F_{yy}(x_i, y_i) \quad (\text{A.4})$$

$$\frac{\partial^2 F}{\partial y \partial x}(x_i, y_i) = F_{yx}(x_i, y_i) = \frac{\partial^2 F}{\partial x \partial y}(x_i, y_i) = F_{xy}(x_i, y_i) \quad (\text{A.5})$$

O gráfico de F é sempre mais interessante na vizinhança dos pontos $p_i = (x_i, y_i) \in U$ onde as derivadas parciais de F são ambas nulas. Estes pontos p_i são chamados de pontos críticos de F .

Exemplo 1. A Figura A.1a mostra o gráfico da função $F(x, y) = x^2 + y^2$. Neste caso $F_x = 2x$, $F_y = 2y$ e $F_x = 0 = F_y$ apenas para $(x, y) = (0, 0)$. O ponto $p_0 = (0, 0)$ é dito um ponto de mínimo local de F e é seu único ponto crítico. Para $F(x, y) = -(x^2 + y^2)$, p_0 seria um ponto crítico de máximo.

Exemplo 2. A Figura A.1b mostra o gráfico da função $F(x, y) = x^2 - y^2 + 2y - 1$. Neste caso $F_x = 2x$, $F_y = -2y + 2$ e $F_x = 0 = F_y$ apenas para $p_0 = (0, 1)$. O ponto p_0 é dito um ponto de sela de F devido a similitude do gráfico de F na vizinhança de $(0, 1)$ com uma sela de montar.

Os pontos críticos de mínimo, de máximo e de sela são os mais freqüentes nas funções de

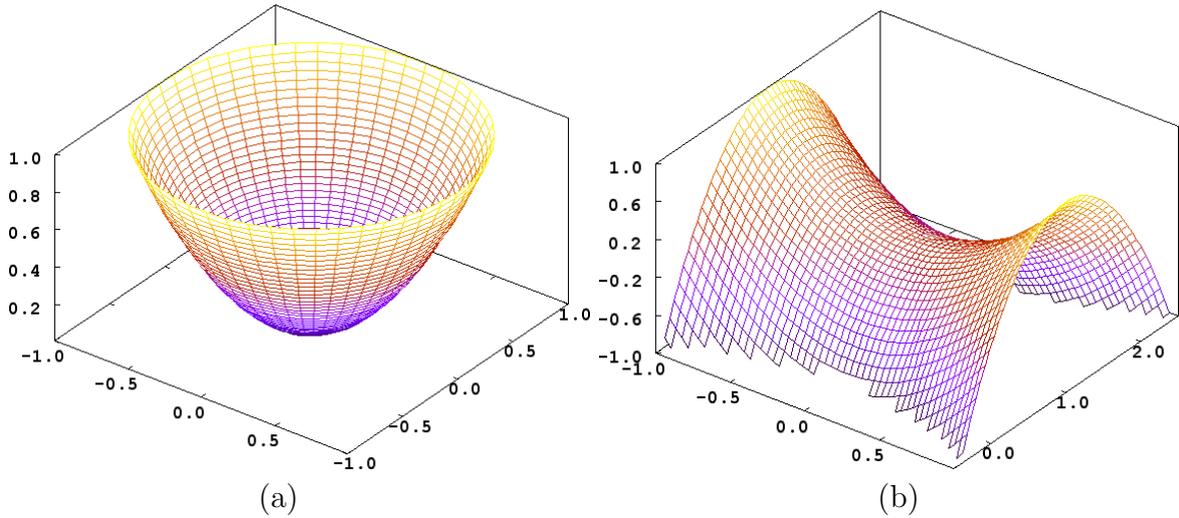


Figura A.1 - Gráficos das funções: (a) $F(x, y) = x^2 + y^2$, que apresenta um ponto de mínimo em $p_0 = (0, 0)$, e (b) $F(x, y) = x^2 - y^2 + 2y - 1$, que apresenta um ponto de sela em $p_0 = (0, 1)$.

classe C^2 e os gráficos destas funções apresentam em geral uma combinação destes tipos de pontos críticos. Além disto, é olhando na vizinhança dos pontos críticos de F que se consegue compreender a forma do gráfico de F .

Outra maneira de enxergar uma função é através das suas curvas de nível. Uma curva γ em U é dita curva de nível de F se $F(x, y) = C$ para todo $(x, y) \in \gamma$. As curvas de nível de $F(x, y) = x^2 + y^2$ (ex. 1) são a origem $(0, 0)$ e cada círculo $x^2 + y^2 = C$, como mostrado na Figura A.2a. As curvas de nível de $F(x, y) = x^2 - y^2 + 2y - 1$ (ex. 2) são o ponto $(0, 1)$ e as hipérbolas $x^2 - (y - 1)^2 = C^2$, mostradas na Figura A.2b.

Note que é em torno dos pontos críticos de F que as curvas de nível se organizam. Destaca-se aqui que o campo vetorial gradiente de F é dado por $\nabla F = (F_x, F_y)$ e que as órbitas (linhas de contorno) de ∇F são ortogonais às curvas de nível de F .

A cada função F pode-se associar um campo vetorial $T(x, y) = (F_y, -F_x)$ que se chama de campo tangente a F . Como o produto interno $\langle T(x, y), \nabla F(x, y) \rangle = 0$ em cada ponto (x, y) , isto é, o campo tangente a F é perpendicular ao campo gradiente de F em cada ponto, então as órbitas de T são precisamente as curvas de nível de F . Repare que os campos ∇F e T anulam-se nos pontos críticos de F . Os pontos aonde um campo de vetores se anula são chamados de singularidades deste campo. $(x_0, y_0) \in U$ é um ponto crítico de F , de mínimo ou de máximo, então (x_0, y_0) é uma singularidade centro de T e respectivamente fonte ou sumidouro de ∇F . Se (x_0, y_0) é um ponto crítico de sela de F então (x_0, y_0) é uma singularidade tipo sela de T e também de ∇F .

Nas Figuras A.2a e A.2b também estão representadas as singularidades de $T = (2y, -2x)$

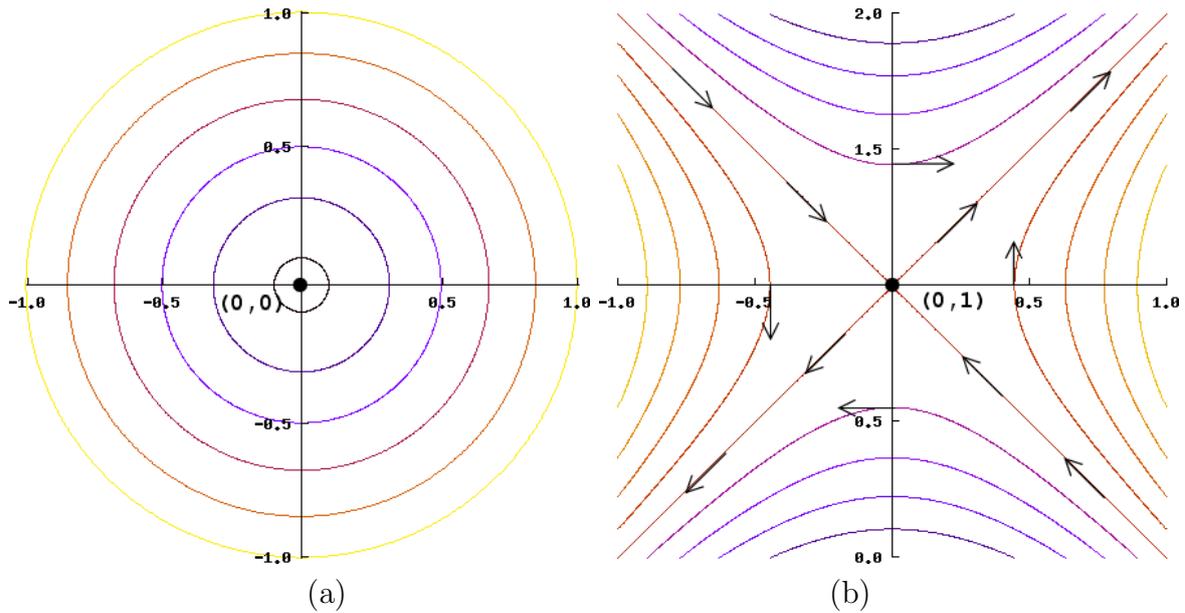


Figura A.2 - Curvas de nível das funções: (a) $F(x, y) = x^2 + y^2$, onde o ponto de mínimo em $p_0 = (0, 0)$ corresponde ao círculo de raio 0, e (b) $F(x, y) = x^2 - y^2 + 2y - 1$, onde o ponto de sela em $p_0 = (0, 1)$ corresponde à intersecção das separatrizes. Alguns vetores tangentes às curvas são desenhados.

(ex. 1) e de $T = (-2y + 2, -2x)$ (ex. 1) respectivamente. Em A.2b as órbitas que parecem cruzar-se no ponto de sela são chamadas de separatrizes. Na verdade não há cruzamento e sim quatro órbitas disjuntas que chegam arbitrariamente próximas da (acumulam-se na) sela. Esta por sua vez é uma órbita pontual. Assim, as curvas de nível de uma função escalar F que contém um ponto crítico de sela correspondem não a uma mas a cinco órbitas do campo tangente.

Das quatro separatrizes de uma sela sempre há duas que aproximam-se e duas que se afastam da sela, como pode ser visto na Figura A.2b. São denominadas respectivamente separatrizes de contração e de dilatação. Repare que o par de separatrizes de dilatação e mais a sela formam uma curva suave, assim como o par de separatrizes de contração. As retas tangentes a estas curvas no ponto de sela são chamadas de eixos de contração e de dilatação respectivamente.

As vezes acontece num ponto crítico de sela que uma separatriz que sai do ponto de sela coincide com uma das que chegam ali. Neste caso esta órbita, que é a identificação de duas separatrizes, é chamada de uma autoligação e um exemplo é dado na Figura A.3a. Estas são as curvas de nível da função $F(x, y) = x^3 - 2x^2 + y^2 - 2y + 1$ mostrada na Figura A.3b. Neste caso $F_x = 3x^2 - 4x$, $F_y = 2y - 2$ e $F_x = 0 = F_y$ para $p_0 = (0, 1)$ e $p_1 = (4/3, 1)$. O ponto p_0 é dito um ponto de sela enquanto p_1 é um mínimo local de F e ambos aparecem em destaque na A.3a.

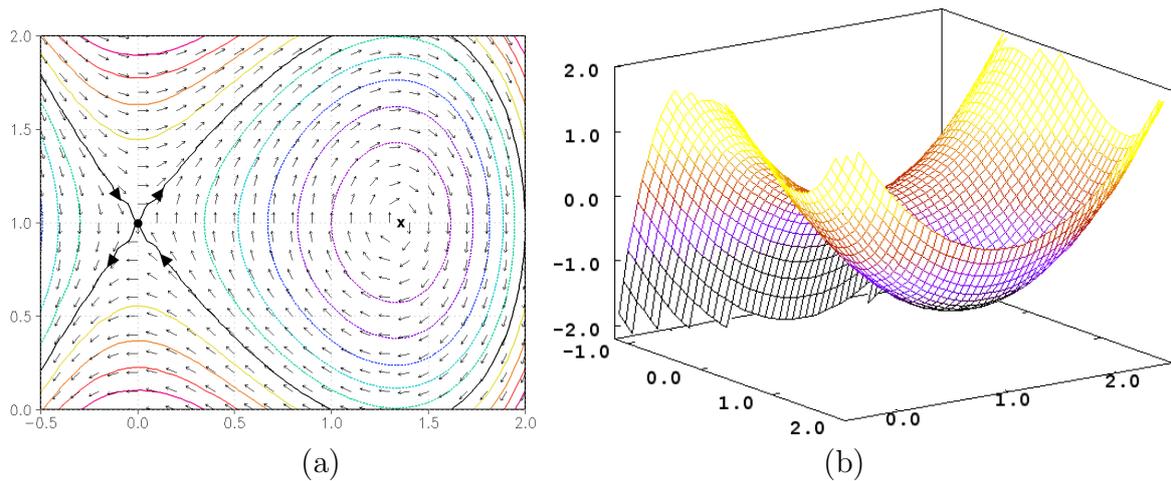


Figura A.3 - (a) Curvas de nível, campo tangente e (b) gráfico da função $F(x, y) = x^3 - 2x^2 + y^2 - 2y + 1$. O ponto $p_0 = (0, 1)$ é um ponto de sela enquanto $p_1 = (4/3, 1)$ é um ponto de mínimo.

A.2 Notação matricial

Em notação matricial, as coordenadas (x, y) do ponto $p \in U$ são escritas como

$$P = \begin{pmatrix} x \\ y \end{pmatrix} \quad (\text{A.6})$$

e os campos gradiente e tangente da função escalar $F : U \rightarrow \mathbb{R}$ são escrito de maneira análoga

$$\nabla F(x, y) = \begin{pmatrix} F_x \\ F_y \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} \frac{\partial F}{\partial x} \\ \frac{\partial F}{\partial y} \end{pmatrix} \quad (\text{A.7})$$

$$T_F(x, y) = \begin{pmatrix} F_y \\ -F_x \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} \frac{\partial F}{\partial y} \\ -\frac{\partial F}{\partial x} \end{pmatrix} \quad (\text{A.8})$$

Como a função F é de classe C^2 , suas derivadas de segunda ordem são contínuas e podem ser agrupadas em uma matriz

$$H = \begin{pmatrix} F_{xx} & F_{xy} \\ F_{yx} & F_{yy} \end{pmatrix} \quad (\text{A.9})$$

chamada de matriz Hessiana. Um propriedade importante da matriz Hessiana é o valor característico de seu determinante nos pontos críticos da função F . Em pontos de máximo ou de mínimo $\det(H) > 0$, enquanto que em pontos de sela $\det(H) < 0$.

A.3 Rotação do Sistema de coordenadas

Suponha que um sistema de coordenadas ortonormal seja girado de um ângulo θ no sentido anti-horário. Usando notação matricial da seção anterior e com o auxílio da Figura A.4, pode-se relacionar as coordenadas (x,y) do ponto P na sistema original e as coordenadas (x',y') no sistema girado por:

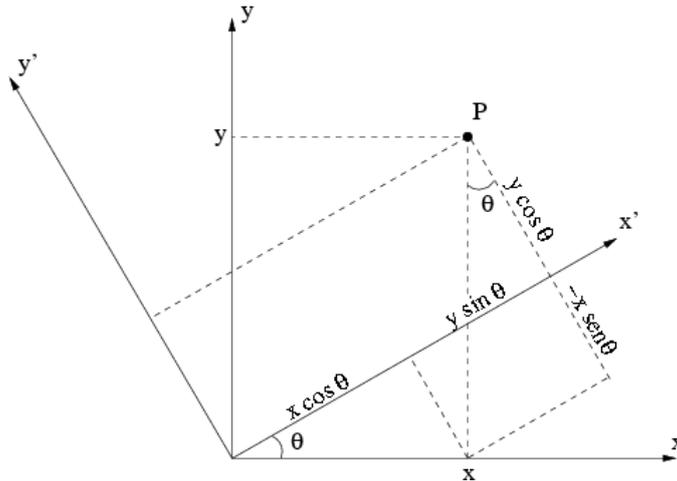


Figura A.4 - Relação geométrica entre as coordenadas do ponto P medidas no sistema de coordenadas x,y e no sistema rotacionado x',y'

$$\begin{pmatrix} x' \\ y' \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} \cos \theta & \sin \theta \\ -\sin \theta & \cos \theta \end{pmatrix} \begin{pmatrix} x \\ y \end{pmatrix} = M \begin{pmatrix} x \\ y \end{pmatrix} \quad (\text{A.10})$$

onde a matriz M que aparece na expressão é chamada de matriz de rotação. Analogamente, para mudar do sistema de coordenadas x',y' para x,y , tem-se que

$$\begin{pmatrix} x \\ y \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} \cos \theta & -\sin \theta \\ \sin \theta & \cos \theta \end{pmatrix} \begin{pmatrix} x' \\ y' \end{pmatrix} = M^{-1} \begin{pmatrix} x' \\ y' \end{pmatrix} \quad (\text{A.11})$$

onde a matriz M^{-1} é a inversa da matriz M . Uma propriedade importante da matriz de rotação é que ela ortogonal, i.e., sua inversa é igual à transposta, ou $M^{-1} = M^t$.

O gradiente de uma função escalar também é transformado segundo as equações A.10 e A.11, pois se trata de um vetor. Assim

$$\nabla' F = M \nabla F \quad (\text{A.12})$$

$$\nabla'^t F = \nabla^t M^t F \quad (\text{A.13})$$

onde $\nabla' = (F_{x'}, F_{y'})$ Já para as derivadas de segunda ordem, i.e., para a matriz Hessiana no sistema de coordenadas girado tem-se que

$$H' = \begin{pmatrix} F_{x'x'} & F_{x'y'} \\ F_{y'x'} & F_{y'y'} \end{pmatrix} = \nabla' \nabla'^t F \quad (\text{A.14})$$

e usando as equações [A.10](#) e [A.11](#)

$$H' = M \nabla \nabla^t M^t F \quad (\text{A.15})$$

$$= M H M^{-1} \quad (\text{A.16})$$

Ou seja, ao girar o sistema de coordenadas a matriz Hessiana é transformada da mesma maneira que uma matriz qualquer. Outra propriedade importante, facilmente verificada a partir da equação acima, é que o determinante de uma matriz é invariante por rotação, já que $\det(M) = 1/\det(M^{-1})$.

B FRONTOGÊNESE E VENTO

Neste apêndice são estudadas a divergência, a vorticidade e a deformação de um campo de vento horizontal com dois objetivos em vista. Primeiramente considera-se o papel de cada uma destas características do vento na frontogênese. Em segundo lugar estabelecem-se alguns conceitos sobre a deformação que são utilizados no algoritmo de detecção de selas descrito no apêndice D.

B.1 Cinemática do Campo de Ventos

Considera-se um campo de ventos em duas dimensões. A divergência (δ), a vorticidade (ζ) e a deformação resultante (Λ^2) são grandezas escalares definidas a partir das derivadas parciais das componentes do vento, pelas seguintes expressões:

$$\delta = \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \quad (\text{B.1})$$

$$\zeta = \frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y} \quad (\text{B.2})$$

$$\Lambda^2 = A^2 + B^2 \quad (\text{B.3})$$

onde A e B são os termos de deformação dados por:

$$A = \frac{\partial u}{\partial x} - \frac{\partial v}{\partial y} \quad (\text{B.4})$$

$$B = \frac{\partial v}{\partial x} + \frac{\partial u}{\partial y} \quad (\text{B.5})$$

Para elucidar o significado destas grandezas considera-se, seguindo [Bluestein \(1992\)](#), a parte linear de um campo de ventos. Em cada ponto esta é dada pelo polinômio de Taylor até primeira ordem calculado no ponto. Escolhe-se aqui, sem perda de generalidade, o campo linear calculado na origem do sistema de coordenadas.

$$\begin{pmatrix} u \\ v \end{pmatrix}_{x,y} = \begin{pmatrix} u \\ v \end{pmatrix}_{0,0} + \begin{pmatrix} \frac{\partial u}{\partial x} & \frac{\partial v}{\partial y} \\ \frac{\partial v}{\partial x} & \frac{\partial u}{\partial y} \end{pmatrix}_{0,0} \begin{pmatrix} x \\ y \end{pmatrix} \quad (\text{B.6})$$

onde u e v são respectivamente as componentes x e y do vento.

Destaca-se que as derivadas parciais na matriz (2×2) são avaliadas na origem e portanto são números, não funções, o que faz das componentes u e v do campo funções lineares de x e y . Um campo linear como este pode ser decomposto em quatro campos, de tal maneira que um deles tem $\delta \neq 0$, $\zeta = 0$ e $\Lambda^2 = 0$, o outro tem $\delta = 0$, $\zeta \neq 0$ e $\Lambda^2 = 0$,

o terceiro tem $\delta = 0$, $\zeta = 0$ e $\Lambda^2 \neq 0$ e o quarto é constante. Esta decomposição é dada pela equação (3.1.3) de [Bluestein \(1992\)](#), que é reproduzida abaixo na notação definida aqui. Ela é muito útil pois permite considerar isoladamente os efeitos de cada uma das grandezas definidas em [B.1](#), [B.2](#) e [B.3](#).

$$\begin{pmatrix} u \\ v \end{pmatrix} = \underbrace{\begin{pmatrix} u_0 \\ v_0 \end{pmatrix}}_I \frac{1}{2} \underbrace{\begin{pmatrix} \delta & 0 \\ 0 & \delta \end{pmatrix}}_{II} \begin{pmatrix} x \\ y \end{pmatrix} + \frac{1}{2} \underbrace{\begin{pmatrix} 0 & -\zeta \\ \zeta & 0 \end{pmatrix}}_{III} \begin{pmatrix} x \\ y \end{pmatrix} + \frac{1}{2} \underbrace{\begin{pmatrix} A & B \\ B & -A \end{pmatrix}}_{IV} \begin{pmatrix} x \\ y \end{pmatrix} \quad (\text{B.7})$$

A equivalência entre [B.6](#) e [B.7](#) é verificada na página 82 de [Bluestein \(1992\)](#).

Os campos produzidos pelos termos que contêm as matrizes I a IV são denominados de translação pura, de divergência pura, vorticidade pura e deformação pura respectivamente. Exemplos de campos como estes são mostrados nas Figuras [B.1](#) a [B.4](#), respectivamente.

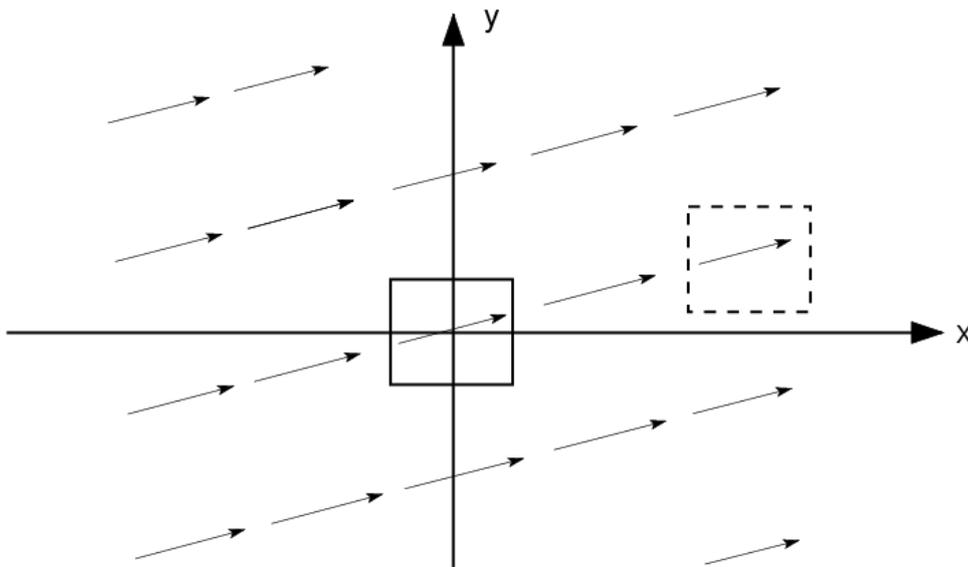


Figura B.1 - Efeito de uma translação uniforme em uma parcela. O vento mostrado é um de pura translação, dado por $u = u_0$, $v = v_0$. Inicialmente na origem, a parcela, representada por um retângulo, move-se com o escoamento sem mudança na sua área, orientação ou forma.

Fonte: Adaptada de [Bluestein \(1992\)](#).

Sujeito a campos de ventos de translação ou de rotação pura (Figuras [B.1](#) e [B.2](#)), o ar executa movimentos rígidos, isto é, que preservam a distância entre quaisquer duas parcelas. Por isto, estas componentes do vento não têm qualquer efeito frontogenético ou frontolítico. No entanto, o mesmo não ocorre com as componentes de divergência e de vorticidade.

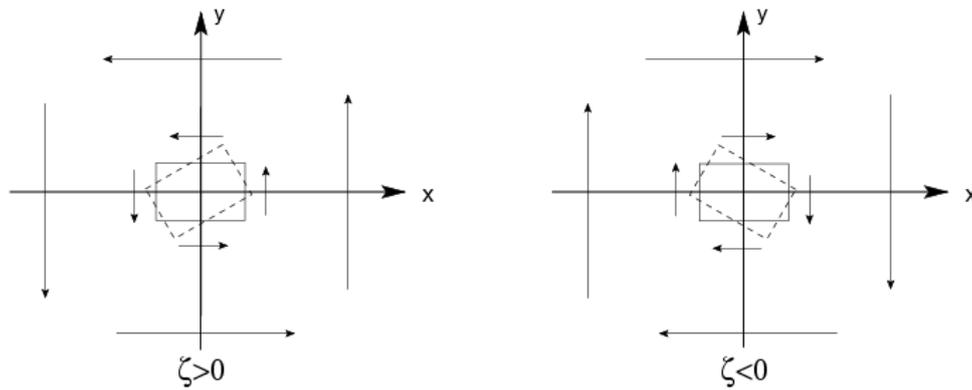


Figura B.2 - Efeito de vorticidade positiva (esquerda) e negativa (direita) em uma parcela. O vento mostrado é um de pura vorticidade, dado por $u = -(\zeta)y$, $v = (\zeta)x$. No primeiro caso a parcela gira em sentido anti-horário, enquanto no segundo caso gira em sentido horário. Em ambos os casos a forma e a área da parcela são mantidas.

Fonte: Adaptada de [Bluestein \(1992\)](#).

A divergência afasta quaisquer duas parcelas de ar, como revela uma inspeção da Figura B.3, e por isto é sempre frontolítica. Analogamente, um campo de ventos puramente convergente, pois diminui a distância entre duas parcelas quaisquer.

Diferentemente das outras três componentes, os efeitos da deformação sobre a distância entre duas parcelas de ar dependem da direção. Há duas direções principais, denominadas de eixos de contração e dilatação, as quais são mostradas na Figura B.4. Estes eixos são retas suporte de autovetores do operador representado pela matriz IV . Os autovalores correspondentes a cada uma destas retas têm sinais opostos. Ao longo do eixo de contração as parcelas aproximam-se, enquanto ao longo do eixo de dilatação afastam-se. Para campos de deformação pura estas direções são sempre perpendiculares entre si. Um quadrado centrado na origem, com lados paralelos aos eixos de contração e dilatação é transformado em um retângulo, como mostra a Figura B.4. Da mesma maneira, curvas de nível de temperatura perpendiculares aos eixos de contração ou de dilatação seriam aproximadas ou afastadas em um deslocamento adiabático do ar como foi suposto no início deste apêndice. O que ocorre nas direções entre os eixos depende da intensidade relativa da contração e da dilatação. Assim, um mesmo campo de deformação pode produzir frontogênese ou frontólise, dependendo da orientação relativa entre os eixos do campo e as curvas de nível da temperatura. Segundo [Petterssen \(1956\)](#), para as situações tipicamente encontradas na natureza, frontogênese ocorre quando o ângulo entre as isothermas e o eixo de contração está entre 90° e 45° .

O fato de que a deformação age de maneira diferente para direções diferentes, reflete-se na

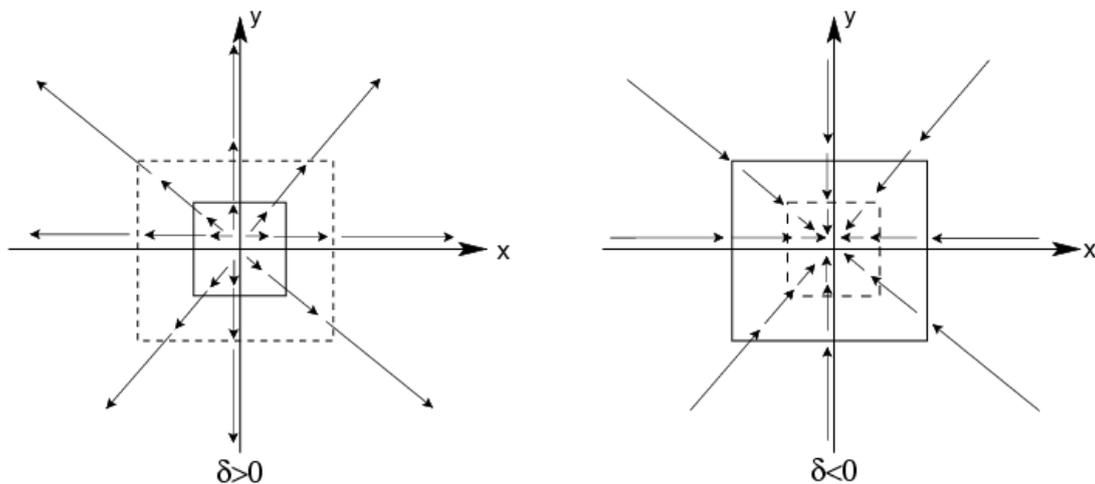


Figura B.3 - Efeito da divergência (esquerda) e convergência (direita) em uma parcela. O vento mostrado é um de pura divergência, dado por $u = (\delta)x$, $v = (\delta)y$. A parcela, inicialmente na origem, é representada por um retângulo cheio. À esquerda, a divergência é positiva e a parcela aumenta de área, enquanto que à direita, a divergência é negativa e a parcela diminui de área. A forma e a orientação da parcela permanecem a mesma nos dois casos.

Fonte: Adaptada de [Bluestein \(1992\)](#).

ausência de invariância por rotação da matriz IV . Invariância esta que é uma característica compartilhada pelas outras matrizes, I , II e III . Esta dependência da matriz com relação à escolha dos eixos coordenados é um reflexo do fato do operador de deformação ter dois auto vetores linearmente independentes (L.I.) com autovalores reais diferentes. Porém, é de se esperar que haja alguma medida da deformação que seja uma característica intrínseca do campo e não dependa de uma escolha arbitrária de eixos coordenados. Esta medida é Λ^2 , a deformação resultante, que é o negativo do determinante da matriz IV . O determinante é o produto dos autovalores de uma matriz e é invariante por mudanças de eixos.

B.2 Cinemática do Campo Tangente

Considera-se aqui o campo vetorial $T = (F_y, -F_x)$ tangente às curvas de nível de uma função escalar F , que pode ser por exemplo o geopotencial. Neste caso os termos de deformação são escritos da seguinte maneira:

$$D_1 = +\frac{\partial^2 F}{\partial xy} + \frac{\partial^2 F}{\partial yx} = +2\frac{\partial^2 F}{\partial xy} \quad (\text{B.8})$$

$$D_2 = -\frac{\partial^2 F}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 F}{\partial y^2} \quad (\text{B.9})$$

as deformações D_1 e D_2 são as mesmas que no caso dos campos de ventos na seção [B.1](#) foram chamados A e B. É definida aqui esta nova notação para reservar os símbolos A e

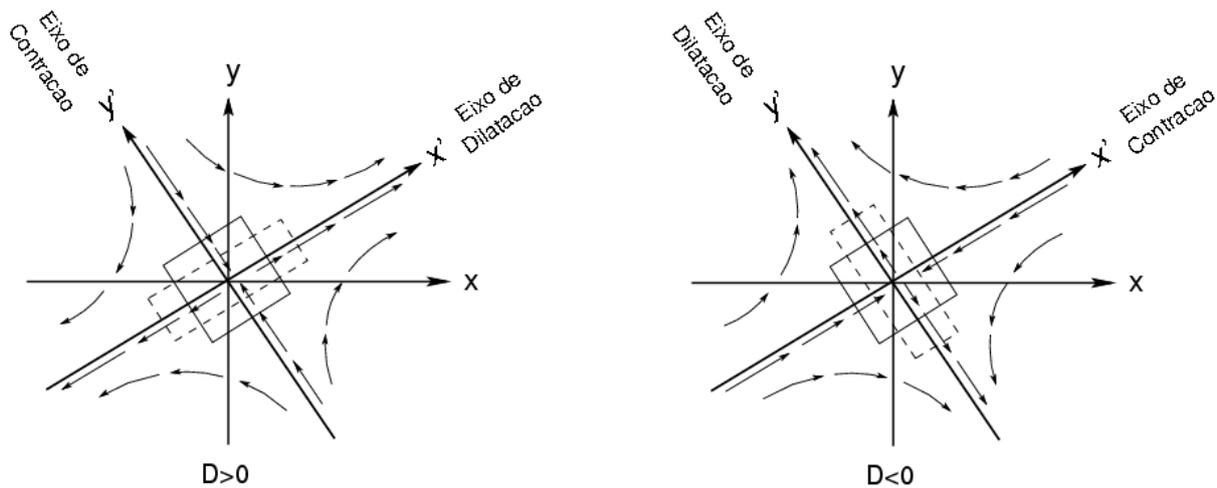


Figura B.4 - Efeito da deformação em uma parcela. O vento mostrado é um de pura deformação, dado por $u = (\Lambda)x'$, $v = (\Lambda)y'$. A parcela, inicialmente na origem, é representada por um quadrado. Um campo de deformação pura como mostrado à esquerda, age no sentido de esticar a parcela ao longo do eixo de dilatação x' e de comprimi-la ao longo de eixo de contração y' . No caso mostrado à direita, onde a deformação resultante é negativa, o mesmo acontece mas os papéis dos eixos x' e y' são invertidos.

Fonte: Adaptada de [Bluestein \(1992\)](#).

B para as deformações do vento.

Ao girar o sistema de coordenadas por um ângulo θ , os termos de deformação D_1 e D_2 , ficam dados por :

$$D'_1 = D_1 \cos(2\theta) + D_2 \sin(2\theta) \quad (\text{B.10})$$

$$D'_2 = -D_1 \sin(2\theta) + D_2 \cos(2\theta) \quad (\text{B.11})$$

A dependência com θ mostra que D_1 e D_2 dependem da escolha do sistema de coordenadas, como discutido na seção anterior. Porém, a deformação resultante, não depende pois:

$$D'^2 = D_1'^2 + D_2'^2 \quad (\text{B.12})$$

$$= (D_1 \cos(2\theta) + D_2 \sin(2\theta))^2 + (-D_1 \sin(2\theta) + D_2 \cos(2\theta))^2 \quad (\text{B.13})$$

$$= D_1^2 \cos^2(2\theta) + 2D_1D_2 \cos(2\theta) \sin(2\theta) + D_2^2 \sin^2(2\theta) + \quad (\text{B.14})$$

$$D_1^2 \sin^2(2\theta) - 2D_1D_2 \cos(2\theta) \sin(2\theta) + D_2^2 \cos^2(2\theta) \quad (\text{B.15})$$

$$= D_1^2 + D_2^2 \quad (\text{B.16})$$

$$= D^2 \quad (\text{B.17})$$

É possível escolher um ângulo θ tal que D'_1 se anule. Pela equação (B.8), percebe-se que

isto é o mesmo que encontrar um sistema de coordenada onde as derivadas cruzadas anulam-se. Assim,

$$D_1 \cos(2\theta) + D_2 \sin(2\theta) = 0 \quad (\text{B.18})$$

$$\tan(2\theta) = \frac{-D_1}{D_2} \quad (\text{B.19})$$

Calcula-se então o valor de D'_2 no sistema de coordenadas girado. Substituindo valor de D_1 , dado pela equação (B.19), na equação (B.11) tem-se:

$$D'_2 = -D_1 \sin(2\theta) + D_2 \cos(2\theta) \quad (\text{B.20})$$

$$= D_2 \frac{\sin(2\theta)}{\cos(2\theta)} \sin(2\theta) + D_2 \cos(2\theta) \quad (\text{B.21})$$

$$= \frac{D_2}{\cos(2\theta)} (\sin^2(2\theta) + \cos^2(2\theta)) \quad (\text{B.22})$$

$$= \frac{D_2}{\cos(2\theta)} \quad (\text{B.23})$$

Como $D'_1 = 0$, então $|D| = |D'_2|$ e, pela equação (B.23), tem-se:

$$|D'_2| = \left| \frac{D_2}{\cos(2\theta)} \right| = |D| \quad (\text{B.24})$$

Vale ressaltar que como o ângulo que aparece na equação (B.23) é 2θ , o ângulo $\theta + \pi$ dá exatamente o mesmo resultado, enquanto que $\theta + \pi/2$ muda apenas o sinal de D'_2 , isto é, mudam os sinais de F_{xx} e F_{yy} . O sinal de D'_2 dá a orientação da sela, i.e., diz se o eixo y' foi orientado na direção de contração ou de dilatação.

C DECOMPOSIÇÃO DA FRONTOGÊNESE

Define-se a frontogênese FG em temperatura potencial equivalente θ_e por

$$FG = \frac{d}{dt} |\nabla \theta_e| \quad (\text{C.1})$$

onde d/dt é a derivada total e $\nabla \theta_e$ é o gradiente horizontal de θ_e . A derivada total do módulo do gradiente pode ser calculada notando que

$$|\nabla \theta_e| = \sqrt{\nabla \theta_e \cdot \nabla \theta_e} \quad (\text{C.2})$$

e, que, portanto

$$\frac{d}{dt} |\nabla \theta_e| = \frac{1}{|\nabla \theta_e|} \nabla \theta_e \cdot \frac{d}{dt} \nabla \theta_e \quad (\text{C.3})$$

Fazendo-se a expansão da derivada do lado direito da equação, obtém-se

$$\frac{d}{dt} \nabla \theta_e = \left(\frac{\partial}{\partial t} + V \cdot \nabla + \omega \frac{\partial}{\partial p} \right) \nabla \theta_e \quad (\text{C.4})$$

$$= \frac{\partial}{\partial t} (\nabla \theta_e) + (V \cdot \nabla) \nabla \theta_e + \omega \frac{\partial}{\partial p} (\nabla \theta_e) \quad (\text{C.5})$$

$$= \nabla \left(\frac{\partial \theta_e}{\partial t} \right) + (V \cdot \nabla) \nabla \theta_e + \omega \nabla \left(\frac{\partial \theta_e}{\partial p} \right) \quad (\text{C.6})$$

onde se trocou a ordem das derivadas no primeiro e terceiro termos pois θ_e é uma função contínua com derivadas contínuas. Com isso, o operador ∇ aparece na frente do primeiro termo.

Manipulando o segundo termo, tem-se

$$(V \cdot \nabla) \nabla \theta_e = (u \partial_x + v \partial_y) \begin{pmatrix} \theta_x \\ \theta_y \end{pmatrix} \quad (\text{C.7})$$

$$= \begin{pmatrix} u \theta_{xx} + v \theta_{yx} \\ u \theta_{xy} + v \theta_{yy} \end{pmatrix} \quad (\text{C.8})$$

$$= \begin{pmatrix} [\partial_x(u \theta_x) - u_x \theta_x] + [\partial_x(v \theta_y) - v_x \theta_y] \\ [\partial_y(u \theta_x) - u_y \theta_x] + [\partial_y(v \theta_y) - v_y \theta_y] \end{pmatrix} \quad (\text{C.9})$$

$$= \begin{pmatrix} \partial_x(u \theta_x) \\ \partial_y(u \theta_x) \end{pmatrix} - \begin{pmatrix} u_x \theta_x \\ u_y \theta_x \end{pmatrix} + \begin{pmatrix} \partial_x(v \theta_y) \\ \partial_y(v \theta_y) \end{pmatrix} - \begin{pmatrix} v_x \theta_y \\ v_y \theta_y \end{pmatrix} \quad (\text{C.10})$$

$$= \nabla \left(u \frac{\partial \theta}{\partial x} \right) - \frac{\partial \theta}{\partial x} \nabla u + \nabla \left(v \frac{\partial \theta}{\partial y} \right) - \frac{\partial \theta}{\partial y} \nabla v \quad (\text{C.11})$$

$$= \nabla (V \cdot \nabla \theta_e) - \frac{\partial \theta}{\partial x} \nabla u - \frac{\partial \theta}{\partial y} \nabla v \quad (\text{C.12})$$

Para o terceiro termo,

$$\omega \nabla \left(\frac{\partial \theta_e}{\partial p} \right) = \begin{pmatrix} \omega \partial_x \theta_p \\ \omega \partial_y \theta_p \end{pmatrix} \quad (\text{C.13})$$

$$= \begin{pmatrix} \partial_x(\omega \theta_p) - \theta_p \omega_x \\ \partial_y(\omega \theta_p) - \theta_p \omega_y \end{pmatrix} \quad (\text{C.14})$$

$$= \nabla \left(\omega \frac{\partial \theta}{\partial p} \right) - \frac{\partial \theta}{\partial p} \nabla \omega \quad (\text{C.15})$$

Substituindo as equações (C.12) e (C.15) na equação (C.6) chega-se a

$$\frac{d}{dt} \nabla \theta_e = \nabla \left(\frac{\partial \theta_e}{\partial t} \right) + \nabla (V \cdot \nabla \theta_e) + \nabla \left(\omega \frac{\partial \theta_e}{\partial p} \right) \quad (\text{C.16})$$

$$- \frac{\partial \theta_e}{\partial x} \nabla u - \frac{\partial \theta_e}{\partial y} \nabla v - \frac{\partial \theta_e}{\partial p} \nabla \omega \quad (\text{C.17})$$

$$= \nabla \left(\frac{\partial}{\partial t} + V \cdot \nabla + \omega \frac{\partial}{\partial p} \right) \theta_e - \frac{\partial \theta_e}{\partial x} \nabla u - \frac{\partial \theta_e}{\partial y} \nabla v - \frac{\partial \theta_e}{\partial p} \nabla \omega \quad (\text{C.18})$$

$$= \nabla \left(\frac{d \theta_e}{dt} \right) - \frac{\partial \theta_e}{\partial x} \nabla u - \frac{\partial \theta_e}{\partial y} \nabla v - \frac{\partial \theta_e}{\partial p} \nabla \omega \quad (\text{C.19})$$

Substituindo este resultado de volta na equação (C.3), obtém-se

$$\frac{d}{dt} |\nabla \theta_e| = \frac{1}{|\nabla \theta_e|} \nabla \theta_e \cdot \left(\nabla \left(\frac{d \theta_e}{dt} \right) - \frac{\partial \theta_e}{\partial x} \nabla u - \frac{\partial \theta_e}{\partial y} \nabla v - \frac{\partial \theta_e}{\partial p} \nabla \omega \right) \quad (\text{C.20})$$

O primeiro e ultimo termos correspondem ao FG_1 e FG_4 respectivamente:

$$FG_1 = \frac{1}{|\nabla\theta_e|} (\nabla\theta_e \cdot \nabla) \left(\frac{d\theta_e}{dt} \right) \quad (C.21)$$

$$FG_4 = -\frac{1}{|\nabla\theta_e|} \frac{\partial\theta_e}{\partial p} \nabla\theta_e \cdot \nabla\omega \quad (C.22)$$

$$= -\frac{1}{|\nabla\theta_e|} \frac{\partial\theta_e}{\partial p} \left(\frac{\partial\theta_e}{\partial x} \frac{\partial\omega}{\partial x} + \frac{\partial\theta_e}{\partial y} \frac{\partial\omega}{\partial y} \right) \quad (C.23)$$

Os segundo e terceiro termos podem ser reagrupados para dar origem ao FG_2 e FG_3 :

$$FG_2 + FG_3 = \frac{-1}{|\nabla\theta_e|} \left\{ \frac{\partial\theta_e}{\partial x} \left(\frac{\partial\theta_e}{\partial x} \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial\theta_e}{\partial y} \frac{\partial u}{\partial y} \right) + \frac{\partial\theta_e}{\partial y} \left(\frac{\partial\theta_e}{\partial x} \frac{\partial v}{\partial x} + \frac{\partial\theta_e}{\partial y} \frac{\partial v}{\partial y} \right) \right\} \quad (C.24)$$

$$= -2 \left(\frac{\partial\theta_e}{\partial x} \right)^2 \frac{\partial u}{\partial x} - 2 \frac{\partial\theta_e}{\partial x} \frac{\partial\theta_e}{\partial y} \frac{\partial u}{\partial y} \quad (C.25)$$

$$- 2 \frac{\partial\theta_e}{\partial y} \frac{\partial\theta_e}{\partial x} \frac{\partial v}{\partial x} - 2 \left(\frac{\partial\theta_e}{\partial y} \right)^2 \frac{\partial v}{\partial y} \quad (C.26)$$

$$= - \left(\frac{\partial\theta_e}{\partial x} \right)^2 \frac{\partial u}{\partial x} - \left(\frac{\partial\theta_e}{\partial y} \right)^2 \frac{\partial v}{\partial y} \quad (C.27)$$

$$- \left(\frac{\partial\theta_e}{\partial x} \right)^2 \frac{\partial u}{\partial x} - \left(\frac{\partial\theta_e}{\partial y} \right)^2 \frac{\partial v}{\partial y} - 2 \frac{\partial\theta_e}{\partial x} \frac{\partial\theta_e}{\partial y} \left(\frac{\partial u}{\partial y} + \frac{\partial v}{\partial x} \right) \quad (C.28)$$

Somando e subtrahindo os termos que faltam para aparecer o termo da divergencia na equação C.27, temos:

$$\begin{aligned} & 2|\nabla\theta_e| \left(\frac{d}{dt} |\nabla\theta_e| \right. \\ & \left. - FG_1 - FG_4 \right) = - \left(\frac{\partial\theta_e}{\partial x} \right)^2 \frac{\partial u}{\partial x} - \left(\frac{\partial\theta_e}{\partial y} \right)^2 \frac{\partial v}{\partial y} \\ & \quad - \left(\frac{\partial\theta_e}{\partial y} \right)^2 \frac{\partial u}{\partial x} - \left(\frac{\partial\theta_e}{\partial x} \right)^2 \frac{\partial v}{\partial y} \\ & \quad - \left(\frac{\partial\theta_e}{\partial x} \right)^2 \frac{\partial u}{\partial x} - \left(\frac{\partial\theta_e}{\partial y} \right)^2 \frac{\partial v}{\partial y} - 2 \frac{\partial\theta_e}{\partial x} \frac{\partial\theta_e}{\partial y} \left(\frac{\partial u}{\partial y} + \frac{\partial v}{\partial x} \right) \\ & \quad + \left(\frac{\partial\theta_e}{\partial y} \right)^2 \frac{\partial u}{\partial x} + \left(\frac{\partial\theta_e}{\partial x} \right)^2 \frac{\partial v}{\partial y} \\ & = - \left(\left(\frac{\partial\theta_e}{\partial x} \right)^2 + \left(\frac{\partial\theta_e}{\partial y} \right)^2 \right) \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \right) \\ & \quad - \left[\left(\frac{\partial\theta_e}{\partial x} \right)^2 - \left(\frac{\partial\theta_e}{\partial y} \right)^2 \right] \left(\frac{\partial u}{\partial x} - \frac{\partial v}{\partial y} \right) - 2 \frac{\partial\theta_e}{\partial x} \frac{\partial\theta_e}{\partial y} \left(\frac{\partial u}{\partial y} + \frac{\partial v}{\partial x} \right) \end{aligned}$$

E estes dois termos assim agrupados são justamente FG2 e FG3:

$$\begin{aligned}
 FG_2 &= -\frac{1}{2|\nabla\theta_e|} \left(\left(\frac{\partial\theta_e}{\partial x} \right)^2 + \left(\frac{\partial\theta_e}{\partial y} \right)^2 \right) \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \right) \\
 FG_3 &= -\frac{1}{2|\nabla\theta_e|} \left\{ \left[\left(\frac{\partial\theta_e}{\partial x} \right)^2 - \left(\frac{\partial\theta_e}{\partial y} \right)^2 \right] \left(\frac{\partial u}{\partial x} - \frac{\partial v}{\partial y} \right) + 2 \frac{\partial\theta_e}{\partial x} \frac{\partial\theta_e}{\partial y} \left(\frac{\partial u}{\partial y} + \frac{\partial v}{\partial x} \right) \right\}
 \end{aligned}$$

D Programa

Neste apêndice é descrito o programa desenvolvido em colaboração com Dr. Henrique Barbosa para detectar a BNOA e a SELA. Para facilitar o entendimento do algoritmo, os resultados de cada etapa do programa são demonstrados com um exemplo concreto para o dia 24 de dezembro de 1991, às 12Z.

D.1 Descrição Geral do Algoritmo

O algoritmo para encontrar a língua de baixa pressão que associa a BNOA à sela pode ser dividido em duas etapas principais, como mostrado na Figura D.1.

Para localizar as baixas, busca-se por mínimos do geopotencial dentro da região onde se espera climatologicamente encontrar a BNOA. Já para encontrar os pontos de sela, busca-se por pontos críticos do gradiente do geopotencial nos quais o determinante da matriz hessiana é negativo. O último passo é determinar se a sela e a BNOA encontradas fazem parte de uma língua de baixa pressão. Isto é feito testando se a curva de nível que passa no ponto de sela tem uma auto-intersecção contendo a BNOA no seu interior.

D.2 Encontrando a BNOA

O primeiro passo é determinar se a Baixa do Noroeste de Argentina está formada e encontrar sua posição. Isto é feito procurando por um mínimo local no campo de altura geopotencial. A busca é restrita a região de 75°W a 45°W e de 45°S a 14.5°S , que é definida com bastante folga em torno da posição climatológica da BNOA. A Figura D.2 mostra esta região como uma linha vermelha pontilhada.

Para determinar a posição do mínimo optou-se por utilizar o método de Powell de minimização de funções multidimensionais (ACTON, 1990), seguindo o algoritmo do livro Numerical Recipes (PRESS et al., 1992). Como qualquer algoritmo de minimização de funções, este método precisa de um candidato inicial próximo ao ponto de mínimo, neste caso, de uma posição inicial (lon, lat). Isto garante a convergência para o mínimo local de interesse.

Como o programa não sabe a priori onde está o mínimo, uma saída seria inicializar o algoritmo de minimização uma vez para cada um dos pontos de grade da região de busca. Uma outra alternativa, muito mais eficiente computacionalmente, é procurar por “candidatos” em potencial e tentar a minimização partindo apenas destes candidatos. O programa seleciona os pontos “candidatos” buscando por pontos de grade cujo valor de altura geopotencial seja menor que aquele de cada um dos seus primeiros vizinhos. Isto pode ser

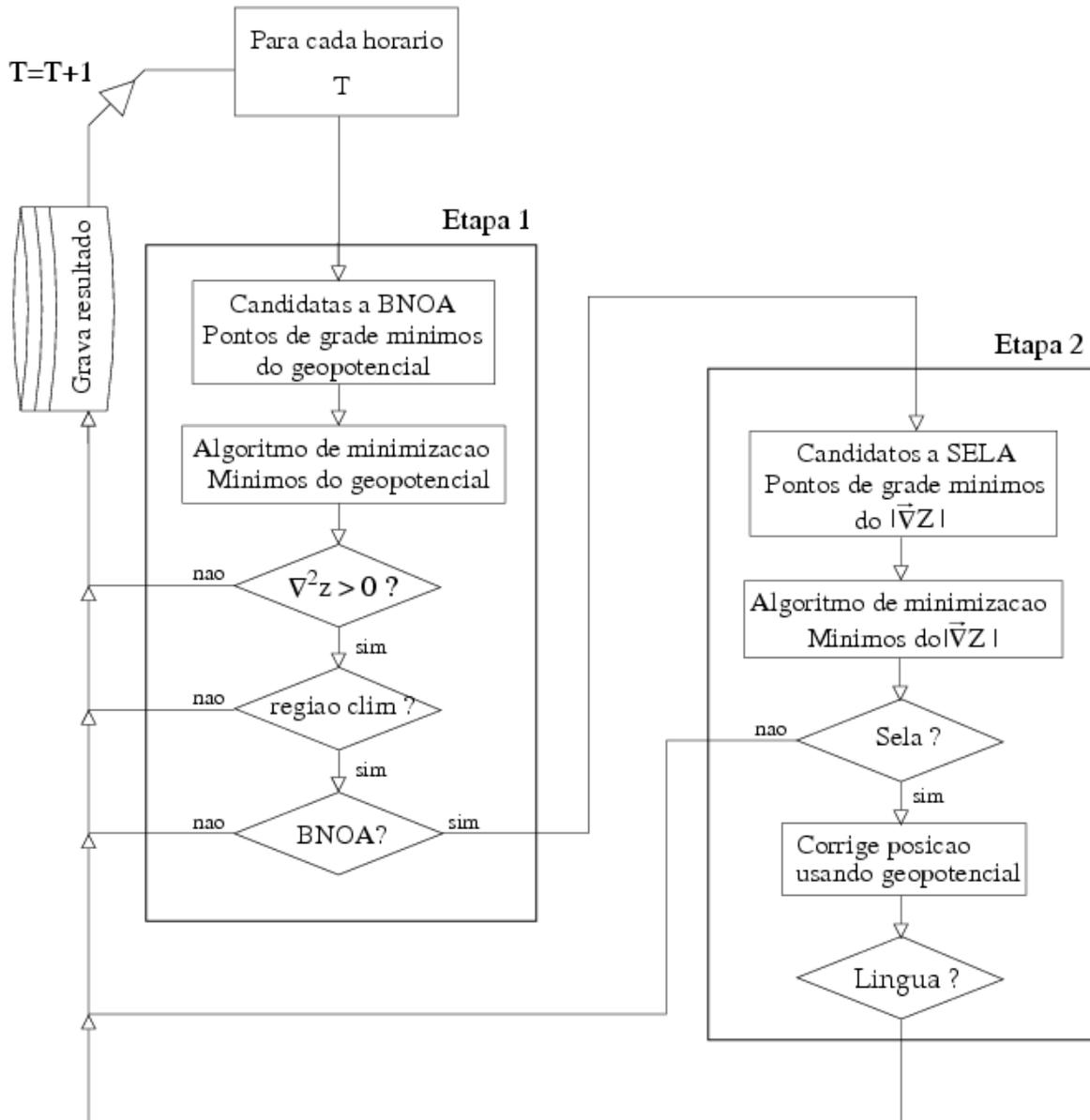


Figura D.1 - Diagrama esquemático mostrando a estrutura geral do programa desenvolvido para localizar a BNOA e a sela associada à Língua de Baixa Pressão.

expresso mais precisamente como:

$$\sum_{k=i-1}^{i+1} \sum_{l=j-1}^{j+1} H(\phi_{ij} - \phi_{kl}) = 1 \quad (\text{D.1})$$

onde $H : R \rightarrow R$ é a função de Heaviside, isto é, $H(x) = 0$ se $x < 0$ e $H(x) = 1$ se $x \geq 0$. O algoritmo de minimização é então executado usando como candidato inicial as coordenadas de cada ponto de grade que satisfaz esta condição.

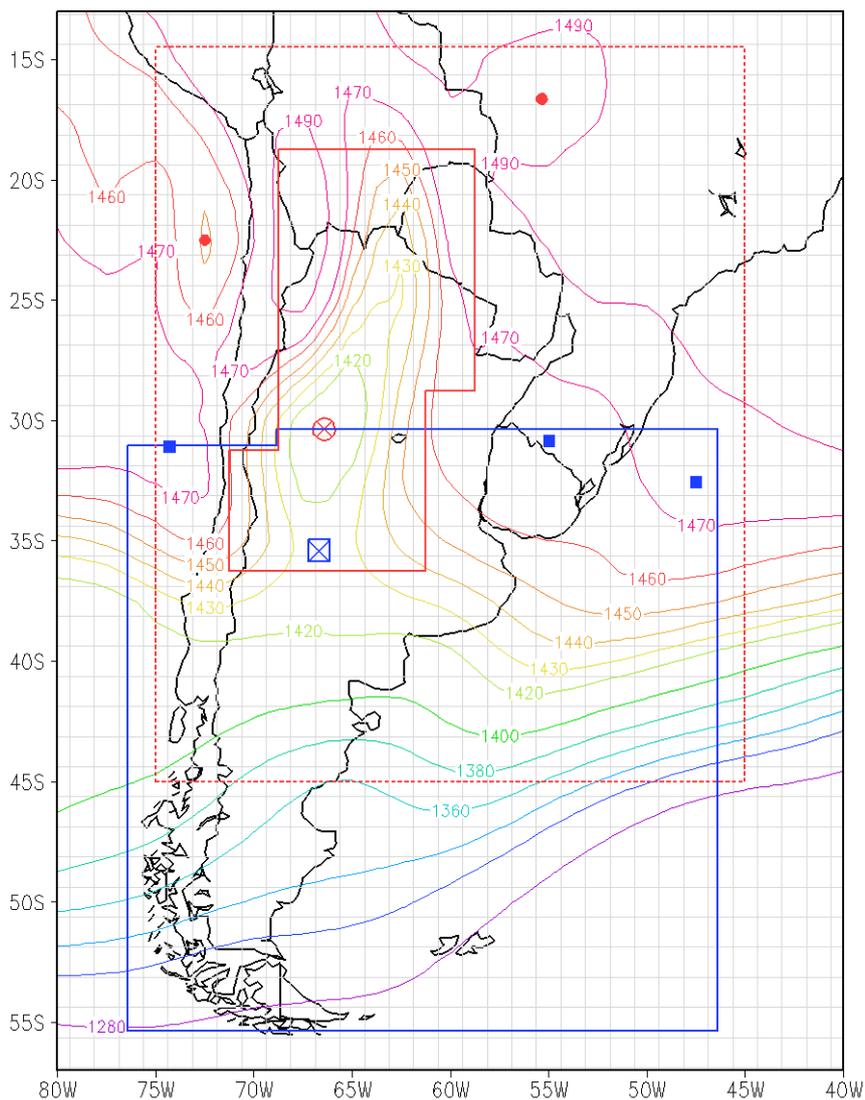


Figura D.2 - Os contornos mostram a altura geopotencial (m) em 850 hPa às 12Z 24dez1991. REGIÕES: A linha vermelha pontilhada delimita a região de busca por baixas do geopotencial, enquanto a linha cheia, a de busca pela BNOA; a linha azul mostra a região de busca pela sela. PONTOS: pontos vermelhos mostram as baixas, dentre as quais a BNOA está destacada; pontos azuis mostram as selas, dentre as quais aquela dentro da língua e associada a BNOA está destacada.

Os pontos de mínimo encontrados pelo método de Powell são então verificados para determinar se são realmente mínimos locais. Isto é feito calculando-se o laplaciano do geopotencial neste ponto, que para um mínimo local deve ser positivo. Tal verificação é necessária para evitar casos em que o algoritmo não converge.

Na Figura D.2, os três pontos de mínimo do geopotencial que foram encontrados pelo programa estão marcados de vermelho. Para determinar qual deles é a BNOA, o programa exige que a posição final esteja na região onde climatologicamente se espera encontrar a BNOA. A região é mostrada na Figura D.2 com uma linha cheia vermelha e corresponde

a área de 71.25°W a 58.75°W e de 36.25°S a 18.75°S , excluindo-se os Andes e o Uruguai. Em algumas raras exceções, mais de uma baixa satisfaz a todas as condições. Neste caso, considera-se a baixa mais ao Sul como a BNOA. Considerando todo o período de 21 anos, o programa localizou a BNOA em 8986 dos 10184 instantes, ou seja 88.2% dos horários.

D.3 Encontrando a SELA

Se a BNOA foi encontrada, procura-se então pela sela do campo tangente às curvas de nível do geopotencial. Isto é feito procurando por mínimos locais do módulo gradiente do geopotencial. A área de busca é definida em função da posição da BNOA (B_{lon}, B_{lat}), pois o interesse é encontrar o ponto de sela associado a mesma. A área vai de $B_{lon}-10^{\circ}$ a $B_{lon}+25^{\circ}$ e de $B_{lat}-25^{\circ}$ a B_{lat} . A Figura D.2 mostra esta região como uma linha azul cheia.

D.3.1 Encontrando os mínimos do gradiente

Para determinar a posição do mínimo do módulo gradiente, o programa usa o mesmo método de minimização de funções utilizado para determinar a posição da BNOA. Os chutes iniciais, neste caso, são feitos procurando por pontos cujos valores do módulo do gradiente do geopotencial sejam menores que aqueles de pelo menos 7 dos seus 8 primeiros vizinhos. Essa condição relaxada foi necessária pois algumas vezes o programa não conseguia encontrar um chute inicial, i.e., um ponto de grade suficientemente próximo do mínimo para garantir a convergência. Isto acontece no caso da sela pois a busca é por mínimos locais do campo módulo do gradiente, calculado por diferenças finitas, e portanto sujeito a imprecisões.

A Figura D.3 mostra o campo módulo do gradiente e os pontos “candidatos” encontrados com a condição relaxada. Para cada um destes pontos, o algoritmo de minimização é executado e encontra o mínimo local que existe nas proximidades. Observe na Figura D.3 que vários dos candidatos iniciais convergiram para a mesma posição.

D.3.2 Separando selas, mínimos e máximos

Os mínimos do módulo do gradiente do geopotencial podem ser pontos de máximo, de mínimo ou de sela do geopotencial, e é preciso separá-los. Por exemplo, a Figura D.3 mostra um mínimo do gradiente em 66°W 30°S que corresponde a posição da BNOA, como mostrado na Figura D.2. Além disso, a imprecisão no cálculo das derivadas mencionada há pouco provoca um problema: os pontos de mínimo do gradiente não coincidem necessariamente com os pontos críticos do geopotencial. Um exemplo disso pode ser visto na Figura D.4, onde claramente o mínimo do gradiente (círculo azul) não está na mesma posição do ponto de sela (quadrado azul). O programa resolve estes dois problemas de

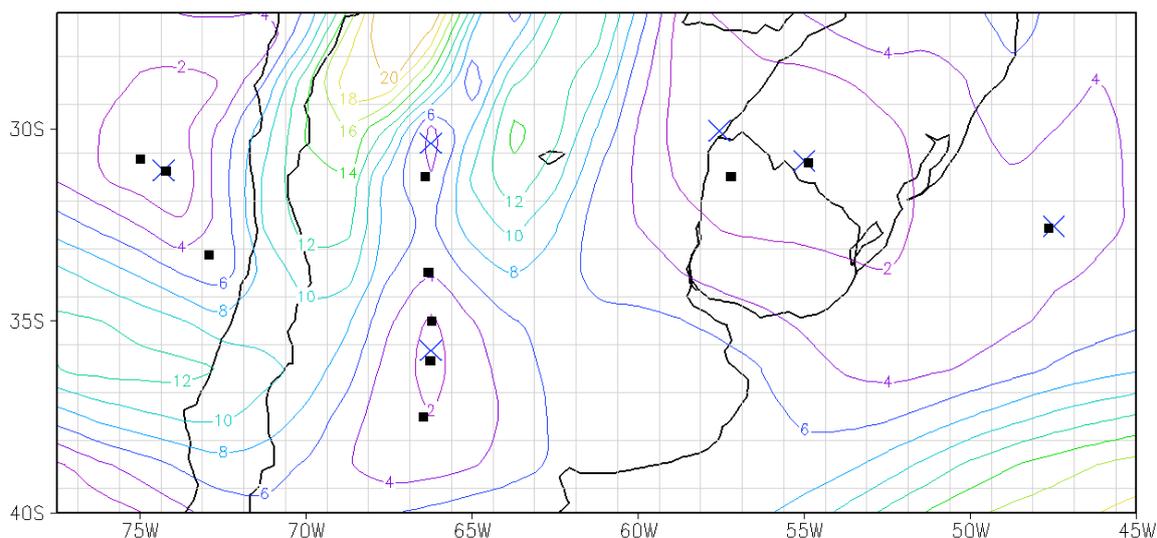


Figura D.3 - Os contornos mostram a magnitude do gradiente da altura geopotencial (m/grau) em 850 hPa às 12Z 24dez1991. Os pontos pretos marcam as posições “candidatas” a pontos de mínimo. As cruzes azuis marcam as posições finais após o algoritmo de minimização. Note que vários “candidatos” convergem para o mesmo ponto.

uma vez, isto é elimina os máximos e mínimos da lista de pontos candidatos e corrige a posição dos pontos de sela.

Inicialmente, para cada um dos pontos “candidatos”, o programa encontra o ângulo que é preciso girar o sistema de coordenadas para que a derivada cruzada se anule (ver seção B.2). Este ângulo faz com que sistema girado $x'y'$ coincida com os eixos da sela, isto é, a direção x' fica alinhada com a direção de maior crescimento, enquanto a direção y' fica alinhada com a direção de maior decrescimento do geopotencial. A Figura D.5a mostra o valor do geopotencial ao longo destas duas direções para o mínimo do gradiente do geopotencial mostrado na Figura D.4 (círculo azul).

Caso o ponto fosse um mínimo ou um máximo, esta figura mostraria duas parábolas voltadas para cima ou para baixo respectivamente. Neste caso, trata-se de um ponto de sela pois o determinante da Hessiana é negativo ou, de maneira mais simples, porque há uma parábola para cima e outra para baixo. A Figura D.5a mostra ainda o quanto o ponto de mínimo do gradiente não está na exata posição do ponto de sela do geopotencial. Isto é corrigido movendo-se o ponto de sela, ao longo das duas direções, para o ponto de mínimo das duas curvas. Todo o processo, desde o passo de girar o sistema de coordenadas até corrigir a posição é repetido até que o ponto de sela seja movido por uma distância menor do que 0.1° , quando se considera que o algoritmo convergiu.

O geopotencial nas vizinhanças da posição final da sela é mostrado na Figura D.5b e

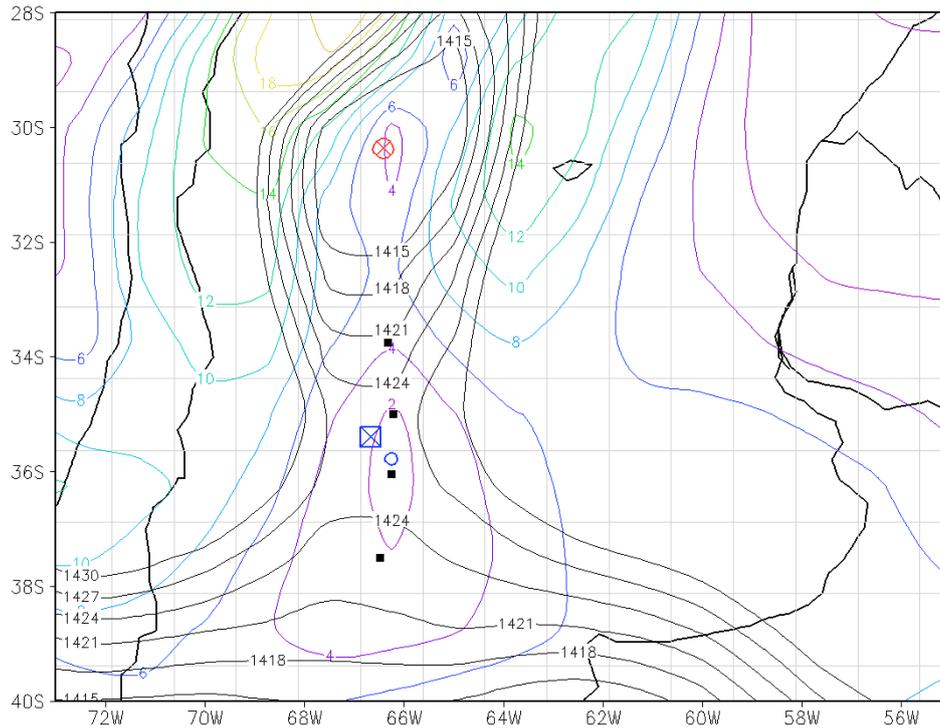


Figura D.4 - Contornos coloridos mostram a magnitude do gradiente da altura geopotencial (m/grau); contornos pretos mostram a altura geopotencial (m), ambos em 850 hPa às 12Z 24dez1991. PONTO: vermelho marca a posição da BNOA; círculo azul marca a posição do mínimo do gradiente; quadrado azul marca a posição da sela.

ve-se claramente que a posição correta da sela foi determinada, haja vista que o máximo e o mínimo das duas curvas estão se encontrando exatamente no ponto $x'=0$ e $y'=0$. A posição final da sela aparece na Figura D.4 (quadrado azul), bem como o geopotencial e a magnitude do gradiente. Vê-se também claramente que o programa conseguiu corrigir a posição inicialmente calculada.

D.3.3 Escolhendo a sela associada a Língua de Baixa Pressão

Até este ponto, o programa conseguiu determinar e localizar todos os pontos de sela dentro da região de busca. Falta ainda determinar qual deles está associado a BNOA e a língua. Para isso, é preciso verificar se a curva de nível que passa pelo ponto de sela se autointersecta tendo a BNOA em seu interior.

A Figura D.6 mostra um diagrama esquemático dos pontos de grade e de como o programa representa uma curva de nível. Perceba que cada ponto de grade possui um centro p_{ij} , quatro vértices e quatro lados entre estes vértices. Assim, dado um ponto inicial p_c e o valor do campo neste ponto ϕ_c , o programa determina por onde a curva passa, i.e., que lados do ponto de grade são cortados pela curva, comparando o valor ϕ_c com o valor do

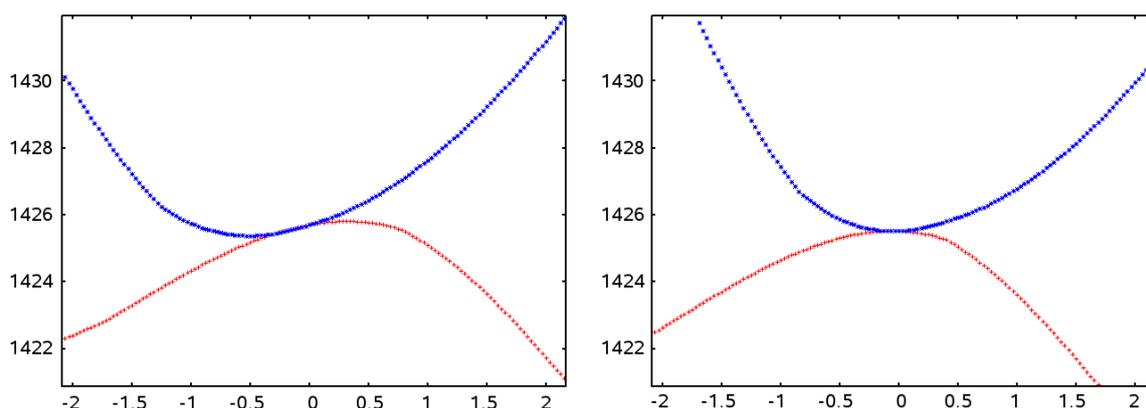


Figura D.5 - Altura geopotencial (m) em função da distância (graus) ao ponto de sela mostrado na Figura D.4. A curval azul mostra os valores do campo ao longo da direção x' , enquanto a curva vermelha mostra os valores ao longo da direção y' .

campo em cada um dos vértices. No exemplo mostrado na Figura D.6, tem-se que

$$\phi(V_{i,j+1}) < \phi_c < \phi(V_{i+1,j+1}) \quad (\text{D.2})$$

$$\phi(V_{i,j+1}) < \phi_c < \phi(V_{i,j}) \quad (\text{D.3})$$

e portanto a curva de nível cruza o lado superior $\overline{V_{i,j+1}V_{i+1,j+1}}$ e o lado esquerdo $\overline{V_{i,j+1}V_{i,j}}$, como mostrado na figura.

Dentre os dois pontos de grade para onde a curva de nível está indo, escolhe-se aquele mais próximo da BNOA e repete-se o processo anterior, i.e., determina-se por quais lados a curva de nível de valor ϕ_c pode passar. Neste segundo ponto de grade, um dos lados será exatamente aquele de onde a curva de nível veio e portanto, escolhe-se o outro. O processo é então repetido até que curva se autointersecte, i.e., até que a curva volte para o ponto de grade original. O resultado deste processo é mostrado na Figura D.7. Resta então apenas um teste simples que é verificar se a BNOA está no interior da curva fechada e assim o programa determina qual sela está associada a língua de baixa pressão.

D.4 Resultado do Programa

Um exemplo da saída do programa para os primeiros instantes de tempo do primeiro verão é mostrado na Figura D.8. Este período contém o primeiro evento dos 129 eventos que se propagam para nordeste (ver capítulo 4) e alguns pontos interessantes podem ser ressaltados. O horário zero deste evento é às 0Z do dia 5.

Note inicialmente que em geral há várias baixas na região de busca mas que nem sempre uma delas é identificada como a baixa do noroeste da Argentina. Por exemplo, o programa

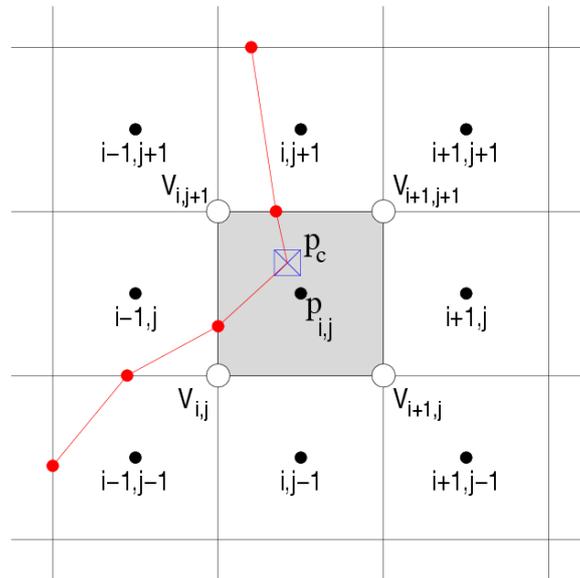


Figura D.6 - Diagrama esquemático mostrando o centro dos pontos de grade $p_{i,j}$ e seus vértices $V_{i,j}$. A curva de nível em vermelho pode ser traçada comparando o valor do campo ao longo da mesma com o valor do campo nos vértices.

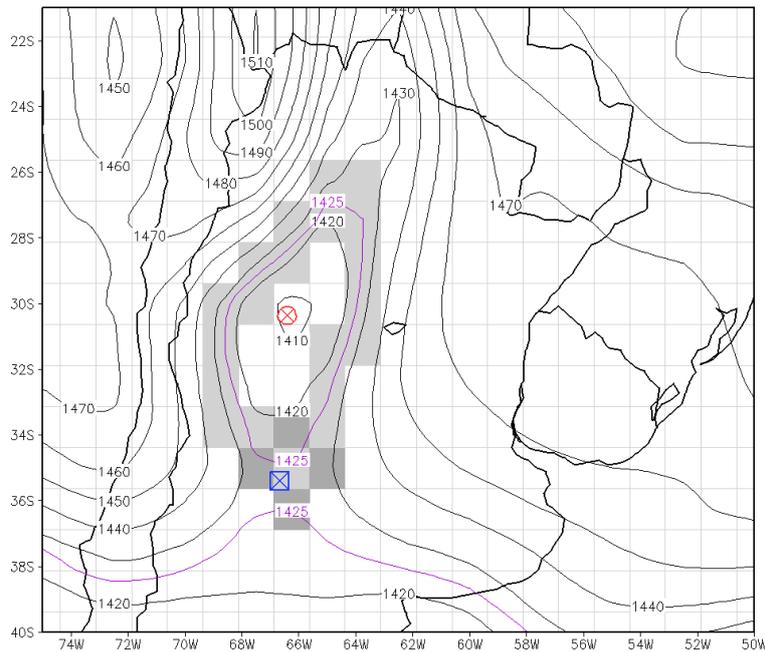


Figura D.7 - Resultado do teste para determinar se o ponto de sela está contido na Língua de Baixa Pressão. Os contornos mostram a altura geopotencial (m) em 850 hPa às 12Z 24dez1991. Aparecem em destaque a posição do ponto de sela (quadrado azul) e da BNOA (círculo vermelho) e a curva de nível usada no teste (em roxo). Os pontos de grade em cinza são aqueles que foram percorridos durante o teste.

localizou três baixas às 12Z do dia 2 e nenhuma delas era a BNOA. Além disso, nota-se que a sela associada a BNOA é detectada seguidamente a partir das 18Z do dia 3, quando o laplaciano do geopotencial na posição da BNOA intensifica-se atingindo valores significativamente maiores do que 100. É possível perceber também que as vezes o programa falha e não consegue detectar a sela, principalmente quando há um deslocamento para leste da BNOA, como às 18Z do dia 5.

Time	n_l	-----bnoa-----			n_s	----- sela -----			
		Blon	Blat	lap		Slon	Slat	pxx	pyy
1981120100	4 T	-67.16	-30.18	105.	2 F	*****	*****	*****	*****
1981120106	4 T	-66.07	-30.03	50.	1 T	-64.06	-31.72	5.72	-26.37
1981120112	4 T	-66.99	-30.34	61.	0 F	*****	*****	*****	*****
1981120118	4 T	-67.25	-27.10	119.	3 F	*****	*****	*****	*****
1981120200	5 T	-67.56	-29.44	104.	1 F	*****	*****	*****	*****
1981120206	3 T	-67.05	-29.80	86.	1 F	*****	*****	*****	*****
1981120212	3 F	*****	*****	*****	0 F	*****	*****	*****	*****
1981120218	2 T	-67.30	-20.00	128.	3 F	*****	*****	*****	*****
1981120300	5 T	-67.27	-20.04	53.	5 F	*****	*****	*****	*****
1981120306	2 F	*****	*****	*****	0 F	*****	*****	*****	*****
1981120312	3 F	*****	*****	*****	0 F	*****	*****	*****	*****
1981120318	3 T	-67.53	-30.94	144.	1 T	-67.43	-35.53	77.13	-9.24
1981120400	4 T	-67.27	-31.06	139.	1 T	-67.03	-35.46	76.16	-12.74
1981120406	6 T	-66.75	-31.66	104.	1 T	-66.52	-35.55	45.96	-20.86
1981120412	3 T	-66.64	-32.38	120.	1 T	-66.07	-35.88	35.71	-24.02
1981120418	1 T	-66.85	-30.20	183.	1 T	-66.48	-36.01	44.22	-30.04
1981120500	2 T	-64.76	-27.78	197.	1 T	-65.96	-35.17	40.16	-14.92
1981120506	3 T	-62.68	-23.79	181.	2 T	-60.74	-35.87	38.99	-23.04
1981120512	2 T	-62.51	-22.22	253.	1 F	*****	*****	*****	*****
1981120518	4 T	-67.50	-31.60	143.	2 T	-66.79	-34.96	57.54	-33.58
1981120600	5 T	-67.35	-31.13	159.	2 T	-66.42	-35.60	40.92	-23.26
1981120606	4 T	-65.46	-30.00	110.	1 F	*****	*****	*****	*****
1981120612	2 T	-65.00	-29.68	92.	0 F	*****	*****	*****	*****
1981120618	4 T	-67.50	-28.56	96.	2 F	*****	*****	*****	*****
1981120700	4 T	-68.57	-30.93	38.	1 F	*****	*****	*****	*****

Figura D.8 - Exemplo de saída do programa. Na primeira coluna aparece o instante de tempo e nas demais, as informações sobre a BNOA e sobre a sela. BNOA: número de baixas localizadas e, se uma delas é a correta, sua longitude e latitude e o laplaciano do geopotencial. SELA: número de selas encontradas e, se uma delas está associada a BNOA formando a língua, sua longitude e latitude e as derivadas de segunda ordem do geopotencial ao longo dos eixos da sela.

PUBLICAÇÕES TÉCNICO-CIENTÍFICAS EDITADAS PELO INPE

Teses e Dissertações (TDI)

Teses e Dissertações apresentadas nos Cursos de Pós-Graduação do INPE.

Manuais Técnicos (MAN)

São publicações de caráter técnico que incluem normas, procedimentos, instruções e orientações.

Notas Técnico-Científicas (NTC)

Incluem resultados preliminares de pesquisa, descrição de equipamentos, descrição e ou documentação de programa de computador, descrição de sistemas e experimentos, apresentação de testes, dados, atlas, e documentação de projetos de engenharia.

Relatórios de Pesquisa (RPQ)

Reportam resultados ou progressos de pesquisas tanto de natureza técnica quanto científica, cujo nível seja compatível com o de uma publicação em periódico nacional ou internacional.

Propostas e Relatórios de Projetos (PRP)

São propostas de projetos técnico-científicos e relatórios de acompanhamento de projetos, atividades e convênios.

Publicações Didáticas (PUD)

Incluem apostilas, notas de aula e manuais didáticos.

Publicações Seriadas

São os seriados técnico-científicos: boletins, periódicos, anuários e anais de eventos (simpósios e congressos). Constam destas publicações o Internacional Standard Serial Number (ISSN), que é um código único e definitivo para identificação de títulos de seriados.

Programas de Computador (PDC)

São a seqüência de instruções ou códigos, expressos em uma linguagem de programação compilada ou interpretada, a ser executada por um computador para alcançar um determinado objetivo. São aceitos tanto programas fonte quanto executáveis.

Pré-publicações (PRE)

Todos os artigos publicados em periódicos, anais e como capítulos de livros.

Livros Grátis

(<http://www.livrosgratis.com.br>)

Milhares de Livros para Download:

[Baixar livros de Administração](#)

[Baixar livros de Agronomia](#)

[Baixar livros de Arquitetura](#)

[Baixar livros de Artes](#)

[Baixar livros de Astronomia](#)

[Baixar livros de Biologia Geral](#)

[Baixar livros de Ciência da Computação](#)

[Baixar livros de Ciência da Informação](#)

[Baixar livros de Ciência Política](#)

[Baixar livros de Ciências da Saúde](#)

[Baixar livros de Comunicação](#)

[Baixar livros do Conselho Nacional de Educação - CNE](#)

[Baixar livros de Defesa civil](#)

[Baixar livros de Direito](#)

[Baixar livros de Direitos humanos](#)

[Baixar livros de Economia](#)

[Baixar livros de Economia Doméstica](#)

[Baixar livros de Educação](#)

[Baixar livros de Educação - Trânsito](#)

[Baixar livros de Educação Física](#)

[Baixar livros de Engenharia Aeroespacial](#)

[Baixar livros de Farmácia](#)

[Baixar livros de Filosofia](#)

[Baixar livros de Física](#)

[Baixar livros de Geociências](#)

[Baixar livros de Geografia](#)

[Baixar livros de História](#)

[Baixar livros de Línguas](#)

[Baixar livros de Literatura](#)
[Baixar livros de Literatura de Cordel](#)
[Baixar livros de Literatura Infantil](#)
[Baixar livros de Matemática](#)
[Baixar livros de Medicina](#)
[Baixar livros de Medicina Veterinária](#)
[Baixar livros de Meio Ambiente](#)
[Baixar livros de Meteorologia](#)
[Baixar Monografias e TCC](#)
[Baixar livros Multidisciplinar](#)
[Baixar livros de Música](#)
[Baixar livros de Psicologia](#)
[Baixar livros de Química](#)
[Baixar livros de Saúde Coletiva](#)
[Baixar livros de Serviço Social](#)
[Baixar livros de Sociologia](#)
[Baixar livros de Teologia](#)
[Baixar livros de Trabalho](#)
[Baixar livros de Turismo](#)