

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

JOÃO RAFAEL DIAS PINTO

TÍTULO:

**Estudo da Estrutura e Energética dos Distúrbios de Escala
Sinótica na Costa Leste da América do Sul**

São Paulo

2010

Livros Grátis

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

Milhares de livros grátis para download.

JOÃO RAFAEL DIAS PINTO

**Estudo da Estrutura e Energética dos Distúrbios de Escala
Sinótica na Costa Leste da América do Sul**

Dissertação apresentada ao Instituto de Astronomia,
Geofísica e Ciências Atmosféricas da Universidade
de São Paulo para obtenção do título de Mestre em
Ciências.

Área de concentração: Meteorologia
Orientador: Profa. Dra. Rosmeri Porfírio da Rocha

São Paulo

2010

AGRADECIMENTOS

À Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo (FAPESP) pelo apoio financeiro, sem o qual não seria possível o desenvolvimento deste projeto;

À Prof^a Dr^a Rosmeri Porfírio da Rocha pela orientação sempre presente, amizade e grande paciência desde o início;

Aos professores do Departamento de Ciências Atmosféricas pelo conhecimento compartilhado durante toda a formação;

À todos os amigos do IAG, em especial à Clara e Michelle, pelo apoio, companheirismo e por todos os momentos divertidos;

Aos funcionários do IAG, em especial às secretárias do DCA, por sempre serem solícitos e pelo eficiente trabalho.

RESUMO

A atmosfera é um complexo sistema termodinâmico na qual a geração, conversão e dissipação de energia desempenham um papel fundamental no desenvolvimento e manutenção dos diversos sistemas de movimento de escala sinótica e na circulação geral. Neste trabalho, o ciclo de energia de Lorenz em área limitada foi aplicado para três casos de ciclogêneses, onde cada um desses se formou em uma das três principais regiões ciclogênicas da costa leste da América do Sul. Além disso, foram analisadas as condições sinóticas, bem como a evolução da estrutura tridimensional de cada sistema desde o período prévio à formação até o seu decaimento. As análises mostraram que o ciclone que se formou na costa sul/sudeste do Brasil originou-se a partir de uma baixa desprendida nos níveis médios em uma região de fraca baroclinia. As conversões de energia mostraram que o sistema extraía energia cinética do escoamento zonal médio indicando, assim, que a instabilidade barotrópica foi dominante na sua formação. O sistema que se desenvolveu região da foz do Rio da Prata apresentou características de uma ciclogênese do tipo bomba, com rápida intensificação. Além disso, devido à esse rápido crescimento foi observado a seclusão das frentes quente e fria. O ciclo de energia mostrou uma natureza baroclínica com forte contribuição de geração de energia potencial disponível pela liberação de calor latente da convecção. Já o sistema da região da costa sul da Argentina apresentou um desenvolvimento baroclínico clássico (com conversão de energia potencial disponível para energia cinética da perturbação) de uma ciclogênese extratropical, desde a amplificação da onda até oclusão final das frentes associadas. Com base nessas análises observa-se que as ciclogêneses que se formam na América do Sul podem apresentar características variadas, tanto de desenvolvimento como de estrutura, que não são muitas vezes relacionadas à ciclogênese clássica.

ABSTRACT

The atmosphere is a complex thermodynamic system in which energy generation, conversion and dissipation play a key role in the development and maintenance of the synoptic scale movement systems. In this paper, the Lorenz energy cycle in a limited area was applied for three cases of cyclogenesis, where each one of them formed in an important cyclogenetic region in the east of South America. Furthermore, the synoptic conditions were analyzed, as well as the evolution of the tridimensional structure, from its early formation until its decay. The analysis showed that the cyclone, which formed on Brazil south/southeastern coast, originated through a cut off low in the mid levels on a weak baroclinic region. The energy conversions indicated the system extracted kinetic energy from the basic flow, showing that the barotropic instability was dominant in its development. The system that occurred in the Rio da Prata mouth had features of a bomb-type cyclogenesis with fast intensification. Moreover, due to this event, the fronts seclusion were observed. The baroclinic nature with a strong contribution from the available potential energy generation term, through the latent heat release of the convection, can be observed by the conversion terms. Meanwhile, the system of the Argentina south coast presented a classical baroclinic development (which has the conversion from eddy available potential energy to eddy kinetic energy) of an extratropical cyclogenesis, from the wave amplification until the final occlusion of the associated frontal system. Based in this analysis, it is worthy to note that both the development and structure of the cyclogenesis that occur in the South American eastern coast can present varied features, which are often not related to classical cyclogenesis.

SUMÁRIO

	pág
LISTA DE FIGURA	vii
LISTA DE SIGLAS	xiii
LISTA DE SIMBOLOS	xiv
CAPÍTULO 1 INTRODUÇÃO	1
1.1. Considerações iniciais.....	1
1.1.1 Sobre a importância dos ciclones como parte da circulação geral da atmosfera.....	1
1.1.2. Frequência e regiões preferenciais para a formação de ciclones na América do Sul.....	9
1.2. Objetivos gerais do trabalho.....	12
CAPÍTULO 2 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	13
2.1. O ciclo de energia de Lorenz.....	13
2.2. Energética dos sistemas atmosféricos.....	20
CAPÍTULO 3 DADOS E METODOLOGIA	23
3.1. Dados.....	23
3.2. Análise sinótica dos casos.....	24
3.3. O Diagrama de fase do ciclone – <i>Cyclone Phase Space</i> (CPS).....	25
3.4. Energética de área limitada.....	30
CAPÍTULO 4 ANÁLISE SINÓTICA DOS CASOS E CPS	36
4.1. Análise sinótica das ciclogêneses.....	36
4.1.1. Caso Reg1.....	36
4.1.2. Caso Reg2.....	40
4.1.3. Caso Reg3.....	44
4.2. Seções verticais de vortacidade e temperatura.....	48
4.3. Evolução da estrutura tridimensional dos sistemas através do CPS.....	53
4.3.1. Caso Reg1.....	53
4.3.2. Caso Reg1.....	55
4.3.3. Caso Reg1.....	57
CAPÍTULO 5 ANÁLISE DA ENERGÉTICA	59
5.1. Energética do Caso Reg1.....	59
5.1.1. Evolução temporal das variáveis integradas no volume.....	59

5.1.2. Análise do papel das instabilidades barotrópica e baroclínica.....	61
5.1.3. Análise do ciclo de energia de Lorenz do sistema.....	63
5.2. Energética do Caso Reg2.....	66
5.2.1. Evolução temporal das variáveis integradas no volume.....	66
5.2.2. Análise do papel das instabilidades barotrópica e baroclínica.....	68
5.2.3. Análise do ciclo de energia de Lorenz do sistema.....	70
5.3. Energética do Caso Reg3.....	73
5.3.1. Evolução temporal das variáveis integradas no volume.....	73
5.3.2. Análise do papel das instabilidades barotrópica e baroclínica.....	74
5.3.3. Análise do ciclo de energia de Lorenz do sistema.....	76
CAPÍTULO 6 DISCUSSÕES, CONCLUSÕES E SUGESTÕES.....	79
APÊNDICE.....	83
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	84

LISTA DE FIGURAS

- Figura 1.1. Distribuição global da radiação média anual no topo da atmosfera: radiação solar absorvida (topo à esquerda); radiação de onda longa re-emitida para o espaço (topo à direita) e o balanço entre a energia absorvida e emitida (inferior). (Adaptado de Wallace e Hobbs, 2006).....02
- Figura 1.2. Modelo de desenvolvimento dos ciclones extratropicais a partir da instabilidade de uma zona frontal (adaptado de Bjerkness, 1919; Bjerkness e Solberg, 1922).....03
- Figura 1.3. Figura esquemática dos mecanismos de transporte de momentum, calor e umidade associados ao padrão de circulação dos ventos: na alta troposfera, mostrando o transporte de momentum angular de oeste pelos distúrbios ondulatórios em médias latitudes (superior) e na baixa troposfera, mostrando o transporte de calor e umidade associados à ideia de formação do ciclone numa superfície frontal no Hemisfério Norte (inferior). (Adaptado de Peixoto e Oort, 1992).....06
- Figura 1.4. Seção vertical média zonal do fluxo meridional de momentum (em $\text{m}^2 \text{s}^{-2}$) para condições médias anuais: a) todos os movimentos, b) *eddies* transientes, c) *eddies* estacionários e d) circulação média meridional. (Adaptado de Peixoto e Oort, 1992).....07
- Figura 1.5. Seção vertical média zonal do fluxo meridional de calor (em $^{\circ}\text{C m s}^{-1}$) para condições médias anuais: a) *eddies* transientes, b) *eddies* estacionários e c) circulação média meridional. (Adaptado de Peixoto e Oort, 1992).....08
- Figura 1.6. Seção vertical média zonal do fluxo meridional de umidade (em $\text{g kg}^{-1} \text{m s}^{-1}$) para condições médias anuais: a) todos os movimentos, b) *eddies* transientes, c) *eddies* estacionários e d) circulação média meridional. (Adaptado de Peixoto e Oort, 1992).....09
- Figura 1.7. Distribuição dos centros ciclônicos no período de julho de 1957 a dezembro de 1958 no: verão (dez-mar)- esquerda, inverno (jun-set) - centro e estações intermediárias (out-nov e e abr-mai) - direita. (Adaptado de Taljaard, 1967).....10

Figura 1.8. Densidade de ciclones no período de: a) Dezembro-Janeiro-Fevereiro, e b) Junho-Julho-Agosto para 1980-86. Os ciclones foram contados como número de baixas por círculos de raio de 5° de latitude, com intervalos de contorno de 100. (Adaptado de Sinclair, 1994)...11

Figura 2.1. Diagrama esquemático do estado real (a) e o estado de referência (b) usados para calcular a energia potencial disponível na atmosfera. O estado de referência é obtido a partir de uma redistribuição isentrópica de massa até que as superfícies isentrópicas se tornem horizontais. Durante a redistribuição, a área entre duas (i.e., a massa) superfícies isentrópicas mantêm-se constante. Note que no estado estável a temperatura θ cresce com a altura. (Adaptado de Peixoto e Oort, 1992).....14

Figura 2.2. O ciclo de energia na Terra; desde a incidência de radiação solar até a dissipação de energia cinética. (Adaptado de Lugt, 1983).....16

Figura 2.3. Figura esquemática da circulação térmica direta no plano zonal em uma onda baroclínica em desenvolvimento. As linhas sólidas representam as superfícies isobáricas com as curvas exageradas por uma razão 5:1. As linhas pontilhadas mostram a inclinação vertical dos eixos das ondas no campo de geopotencial. As linhas mais grossas indicam a posição da tropopausa. Os vetores denotam a circulação vertical e o escoamento associado através das isóbaras. (Adaptado de Wallace e Hobbs, 1977).....17

Figura 2.4. Diagrama esquemático mostrando todo o ciclo de energia na atmosfera (geração, conversão e dissipação) como proposto por Lorenz (1955) (Carlson, 1991; pg. 120).....19

Figura 3.1. Localização geográfica das três regiões ciclogênicas de estudo (adaptado de: maps.google.com).....24

Figura 3.2. Exemplo de valores de espessura média na camada (sombreado) de 900 – 600 hPa ao longo de: a) ciclone tropical termicamente simétrico (não-frontal) (Furacão Floyd) e b) ciclone extratropical termicamente assimétrico (frontal) (Superbomba Cleveland) (Adaptado de Hart, 2003).....26

Figura 3.3. Determinação dos parâmetros do vento térmico na baixa e na alta troposfera para: a) Furacão Floyd (exibindo uma estrutura troposférica de núcleo quente) e b) Ciclone

superbomba Cleveland (exibindo uma estrutura de núcleo frio ao longo de toda troposfera). (À esquerda) Seção longitudinal de altura Z (linha cheia, intervalo a cada 2000 m) e anomalia em relação à média zonal (linha pontilhada). (À direita) Os valores de ΔZ dentro do raio de 500 km. (Adaptado de Hart, 2003).....27

Figura 3.4. Sumário da localização geral dos vários tipos de ciclones num CPS: a) B vs $-|v_T^L|$ e b) $-|v_T^U|$ e $-|v_T^L|$. Enquanto os ciclones podem se mover ao longo do diagrama, essas localizações são as mais representativas ou únicas para um determinado tipo de ciclone. (Adaptado de Hart, 2003).....29

Figura 3.5. Ciclo de energia de Lorenz modificado para os cálculos. As caixas representam as variações de energia e as setas os sentidos das conversões, dos termos entre as fronteiras e dissipação. (Adaptado de Wahab et al., 2002).....35

Figura 4.1. Dia 8/08/05 às 12 UTC: a) Imagens de Satélite do GOES-12 no infravermelho; b) Pressão ao nível do Mar (hPa) (isolinhas) e Vorticidade Relativa em 925 hPa (sombreado, intervalo de 10^{-5} s^{-1}); c) Altura Geopotencial (isolinhas, intervalo de 50 m) e Intensidade do vento (sombreado, intervalo de 4 m s^{-1}) em 500 hPa; d) Vetor vento e Temperatura do Ar (sombreado, intervalo de 3K) em 925 hPa.....37

Figura 4.2. Dia 9/08/05 às 12 UTC: idem ao anterior.....38

Figura 4.3. Dia 11/08/05 às 12 UTC: idem ao anterior.....39

Figura 4.4. Dia 13/08/05 às 12 UTC: idem ao anterior.....40

Figura 4.5. Dia 22/06/07 às 12 UTC: a) Imagens de Satélite do GOES-12 no infravermelho; b) Pressão ao nível do Mar (hPa) (isolinhas) e Vorticidade Relativa em 925 hPa (sombreado, intervalo de 10^{-5} s^{-1}); c) Altura Geopotencial (isolinhas, intervalo de 50 m) e Intensidade do vento (sombreado, intervalo de 4 m s^{-1}) em 500 hPa; d) Vetor vento e Temperatura do Ar (sombreado, intervalo de 3K) em 925 hPa.....41

Figura 4.6. Dia 23/06/07 às 12 UTC: idem ao anterior.....42

Figura 4.7. Dia 24/06/07 às 12 UTC: idem ao anterior.....	43
Figura 4.8. Dia 26/06/07 às 12 UTC: idem ao anterior.....	44
Figura 4.9. Dia 29/06/08 às 12 UTC: a) Imagens de Satélite do GOES-12 no infravermelho; b) Pressão ao nível do Mar (hPa) (isolinhas) e Vorticidade Relativa em 925 hPa (sombreado, intervalo de 10^{-5} s^{-1}); c) Altura Geopotencial (isolinhas, intervalo de 50 m) e Intensidade do vento (sombreado, intervalo de 4 m s^{-1}) em 500 hPa; d) Vetor vento e Temperatura do Ar (sombreado, intervalo de 3K) em 925 hPa.....	45
Figura 4.10. Dia 30/06/08 às 12 UTC: idem ao anterior.....	46
Figura 4.11. Dia 01/07/08 às 12 UTC: idem ao anterior.....	47
Figura 4.12. Dia 03/07/08 às 12 UTC: idem ao anterior.....	48
Figura 4.13. Seção vertical de vorticidade relativa (sombreado, intervalo de 10^{-5} s^{-1}) e temperatura (contorno, intervalo de 5 K) do caso da Reg1, para os dias (às 12 UTC): a) dia 08/08/05 (lon = 45° W), b) dia 09/08/05 (lon = 45° W) e c) dia 11/08/05 (lon = 45° W).....	49
Figura 4.14. Seção vertical de vorticidade relativa (sombreado, intervalo de 10^{-5} s^{-1}) e temperatura (contorno, intervalo de 5 K) do caso da Reg2, para os dias (às 12 UTC): a) dia 22/06/07 (lon = $57,5^\circ \text{ W}$), b) dia 23/06/07 (lon = 50° W) e c) dia 24/06/07 (lon = $42,5^\circ$ W).....	50
Figura 4.15. Seção vertical de vorticidade relativa (sombreado, intervalo de 10^{-5} s^{-1}) e temperatura (contorno, intervalo de 5 K) do caso da Reg3, para os dias (às 12 UTC): a) dia 29/06/08 (lon = $77,5^\circ \text{ W}$), b) dia 30/06/08 (lon = 60° W) e c) dia 01/07/08 (lon = 50° W).....	51
Figura 4.16. <i>Cyclone phase space</i> para o caso Reg1.....	54
Figura 4.17. <i>Cyclone phase space</i> para o caso Reg2.....	56

Figura 4.18. *Cyclone phase space* para o caso Reg3.....58

Figura 5.1. Série temporal para o caso Reg1 das quantidades integradas verticalmente de: a) energia (K_Z , K_E , A_Z e A_E), b) conversões (C_A , C_E , C_K e C_Z) e c) fluxos entre as fronteiras (BK_Z , BK_E , BA_Z e BA_E). O período de análise compreende entre às 00 z do dia 8 até às 00z do dia 14 de agosto de 2005. As unidades são $\times 10^5$ J/m² para as energias e W/m² para os demais termos.....61

Figura 5.2. Seção vertical das médias na área de: a) K_Z , b) K_E , c) C_K e d) C_E . O período de análise compreende entre às 00 z do dia 8 até às 00z do dia 14 de agosto de 2005. As unidades são $\times 10^5$ J/m² para as energias e W/m² para as conversões.....62

Figura 5.3. Diagrama do ciclo de energia de Lorenz em área limitada para o caso Reg1, nos períodos de: formação (00z 08 – 12z 09), maduro (00z 10 – 18z 11) e dissipação (00z 12 – 00z 14). (Unidades: W/m²).....64

Figura 5.4. Série temporal para o caso Reg2 das quantidades integradas verticalmente de: a) energia (K_Z , K_E , A_Z e A_E), b) conversões (C_A , C_E , C_K e C_Z) e c) fluxos entre as fronteiras (BK_Z , BK_E , BA_Z e BA_E). O período de análise compreende entre às 00 z do dia 22 até às 18z do dia 25 de junho de 2007. As unidades são $\times 10^5$ J/m² para as energias e W/m² para os demais termos.....67

Figura 5.5. Seção vertical das médias na área de: a) K_Z , b) K_E , c) C_K e d) C_E . O período de análise compreende entre às 00 z do dia 22 até às 18z do dia 25 de junho de 2007. As unidades são $\times 10^5$ J/m² para as energias e W/m² para as conversões.....69

Figura 5.6. Diagrama do ciclo de energia de Lorenz em área limitada para o caso Reg2, nos períodos de: formação (12z 22 – 18z 23), maduro (00z 24 – 18z 24) e dissipação (00z 25 – 18z 29). (Unidades: W/m²).....71

Figura 5.7. Série temporal para o caso Reg3 das quantidades integradas verticalmente de: a) energia (K_Z , K_E , A_Z e A_E), b) conversões (C_A , C_E , C_K e C_Z) e c) fluxos entre as fronteiras (BK_Z , BK_E , BA_Z e BA_E). O período de análise compreende entre às 12 z do dia 29 de junho

até às 12z do dia 3 de julho de 2008. As unidades são $\times 10^5 \text{ J/m}^2$ para as energias e W/m^2 para os demais termos.....74

Figura 5.8. Seção vertical das médias na área de: a) KZ, b) KE, c) CK e d) CE. O período de análise compreende entre às 12 z do dia 29 de junho até às 12z do dia 3 de julho de 2008. As unidades são $\times 10^5 \text{ J/m}^2$ para as energias e W/m^2 para as conversões.....75

Figura 5.9. Diagrama do ciclo de energia de Lorenz em área limitada para o caso Reg3, nos períodos de: formação (00z 30 – 06z 01), maduro (12z 01 – 12z 02) e dissipação (18z 02 – 12z 03). (Unidades: W/m^2).....77

Figura A1. Termo de geração de EPD da perturbação calculado através do resíduo da equação de energia potencial e da equação da termodinâmica. (Unidade: W/m^2).....83

LISTA DE SÍGLAS

CPTEC	Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos
INPE	Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais
NCAR	National Center for Atmospheric Research
NCEP	National Center for Environmental Prediction
Reg1	Costa sul/sudeste do Brasil
Reg2	Costa do Uruguai (foz do Rio da Prata)
Reg3	Costa sudeste da Argentina
EPD	Energia potencial disponível

LISTA DE SÍMBOLOS

A_Z	energia potencial disponível do estado básico zonal
A_E	energia potencial disponível da perturbação
K_Z	energia cinética do estado básico zonal
K_E	energia cinética da perturbação
G_Z, G_E	geração de energia potencial disponível do estado básico e da perturbação
D_Z, D_E	dissipação de energia disponível do estado básico e da perturbação
C_Z	termo de conversão entre A_Z e K_Z
C_E	termo de conversão entre A_E e K_E
C_A	termo de conversão entre A_Z e A_E
C_K	termo de conversão entre K_E e K_Z
BA_Z	termo de fronteira de A_Z
BA_E	termo de fronteira de A_E
BK_Z	termo de fronteira de K_Z
BK_E	termo de fronteira de K_E
$B\Phi_Z$	termo de geração de K_Z através de trabalho exercido nas fronteiras
$B\Phi_E$	termo de geração de K_E através de trabalho exercido nas fronteiras
ΔG_Z	termo de geração residual de A_Z
ΔG_E	termo de geração residual de A_E
RK_E	termo residual de K_E
RK_Z	termo residual de K_Z
u	componente zonal do vento
v	componente meridional do vento
w	velocidade vertical em coordenadas de pressão
g	aceleração da gravidade
$\bar{\sigma}$	parâmetro de estabilidade estática média $\left\{ = g \left(c_p^{-1} [\overline{T}] - p R^{-1} \partial [\overline{T}] / \partial p \right) \right\}$
c_p	calor específico à pressão constante
R	constante do gás para o ar seco
T	temperatura absoluta
t	tempo
α	volume específico
Q	taxa de aquecimento diabático

p_b, p_t	extremo inferior e superior de integração na vertical
Φ	geopotencial
ϕ	latitude
λ	longitude
F	força friccional
N, S, E, W	pontos cardeais

CAPÍTULO 1

INTRODUÇÃO

Nessa seção são discutidos alguns aspectos referentes aos ciclones, no que se refere à sua importância como parte da circulação geral da atmosfera atuando como importantes modos de transporte de calor, momento e umidade. Em seguida, uma análise sobre os principais estudos de climatologias de ciclones é feita mostrando as principais regiões ciclogênicas na América do Sul. Além disso, são apresentados também os objetivos centrais do trabalho.

1.1. Considerações iniciais.

1.1.1 Sobre a importância dos ciclones como parte da circulação geral da atmosfera.

O Sol é a maior e mais importante fonte de energia para a atmosfera da Terra. Entretanto a radiação incidente, majoritariamente no espectro de ondas curtas, não aquece diretamente a atmosfera; mas a penetra sendo pouco absorvida até atingir a superfície, onde parte é refletida de volta como radiação de onda curta e o restante é absorvido pelas superfícies de terra e de água (Asnani, 1993).

A parte absorvida pela superfície terrestre é em grande parte transferida como calor sensível para aquecer a atmosfera, já a parte da energia que é absorvida pela água é usada como calor latente para converter água líquida em vapor e injetá-la na atmosfera.

A Fig. 1.1 mostra a distribuição global média anual da radiação no topo da atmosfera e do balanço líquido entre as componentes da radiação absorvida e emitida para o espaço. Observa-se maior quantidade de energia absorvida na região tropical em comparação com as altas latitudes em ambos hemisférios. Isso se deve principalmente à dependência com a latitude da incidência da radiação solar e pelo aumento do albedo em direção aos pólos.

Analisando a figura do balanço de radiação há um ganho líquido de energia nas latitudes tropicais e subtropicais, enquanto que há um *déficit* nas altas latitudes. Quantitativamente, nas latitudes tropicais esse ganho é acima de 50 W/m^2 enquanto que próximo aos pólos o *déficit* é superior 100 W/m^2 .

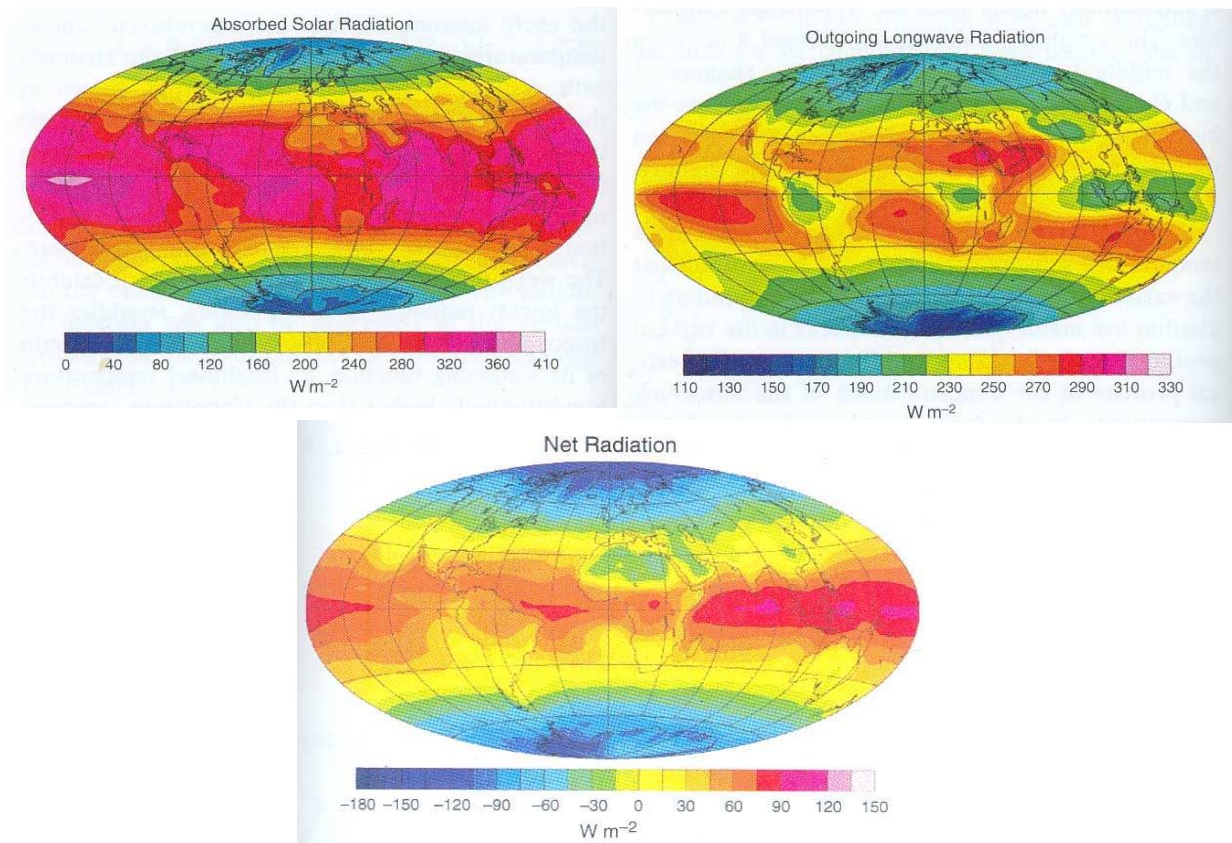


Figura 1.1. Distribuição global da radiação média anual no topo da atmosfera: radiação solar absorvida (topo à esquerda); radiação de onda longa re-emitada para o espaço (topo à direita) e o balanço entre a energia absorvida e emitida (inferior). (Adaptado de Wallace e Hobbs (2006)).

Com esse *déficit* de energia, a atmosfera tropical deveria ser muito mais quente que o observado ao passo que as altas latitudes deveriam ser mais frias. Isso não ocorre, de fato, na atmosfera, pois existem processos de troca de calor entre as diferentes latitudes. Os movimentos atmosféricos efetuam transportes inter-latitudinais de calor e então impedem que os gradientes meridionais de temperatura atinjam magnitudes elevadas (Asnani, 1993). A esse conjunto de movimentos de grande escala denomina-se de circulação geral da atmosfera.

Devido à esse aquecimento diferencial pelo Sol entre os pólos e o equador e também pelo efeito de rotação da Terra, a região dos extratrópicos apresenta um padrão de circulação geral em altos níveis com ventos predominantemente de oeste para leste. Sobreposto a este escoamento observa-se a presença de distúrbios ondulatórios que se amplificam a partir das instabilidades do fluido formando vórtices. Essas perturbações no escoamento zonal, denominadas de ciclones extratropicais, possuem um papel fundamental nas trocas de calor, momento e umidade (Peixoto e Oort, 1992; Lugt, 1983) no plano meridional entre os trópicos e os pólos.

A formação e o desenvolvimento dos ciclones vêm sendo amplamente estudados desde o século XIX (Palmén e Newton, 1969) uma vez que os padrões de tempo nas latitudes médias são fortemente influenciados pela passagem desses sistemas. Uma das primeiras idéias a respeito da existência e importância é devida à Helmholtz (1888). O autor publicou um trabalho no qual aponta que entre o equador e os ventos polares, áreas de discontinuidades devem ocorrer e que movimentos meridionais de vórtices horizontais devem desempenhar um importante papel no transporte de calor entre essas regiões. De acordo com Lugt (1983), o texto de Helmholtz não é claro em relação à magnitude desses vórtices e nem da ordem de grandeza dos sistemas de baixa pressão, mas que, no entanto exerceu influência nos trabalhos de V. Bjerkness, os quais foram a base da escola norueguesa de Bergen.

Do ponto de vista histórico, o primeiro modelo conceitual mais realístico dos ciclones extratropicais foi desenvolvido por Bjerkness (1919) e mais tarde aperfeiçoado por Bjerkness e Solberg (1922). A principal característica desse modelo, chamado de Teoria da Frente Polar (Fig. 1.2), é que os ciclones se desenvolvem a partir de uma instabilidade numa superfície frontal, região onde o maior contraste de temperatura entre o ar vizinho é concentrado dentro de uma estreita faixa de transição (Palmén e Newton, 1969). A Figura 1.2, que ilustra o modelo conceitual de formação de ciclogêneses a partir da teoria da frente polar, mostra que o ciclo de vida desses sistemas apresenta diferentes estágios desde a amplificação de uma perturbação na região frontal até a dissipação do vórtice ciclônico.

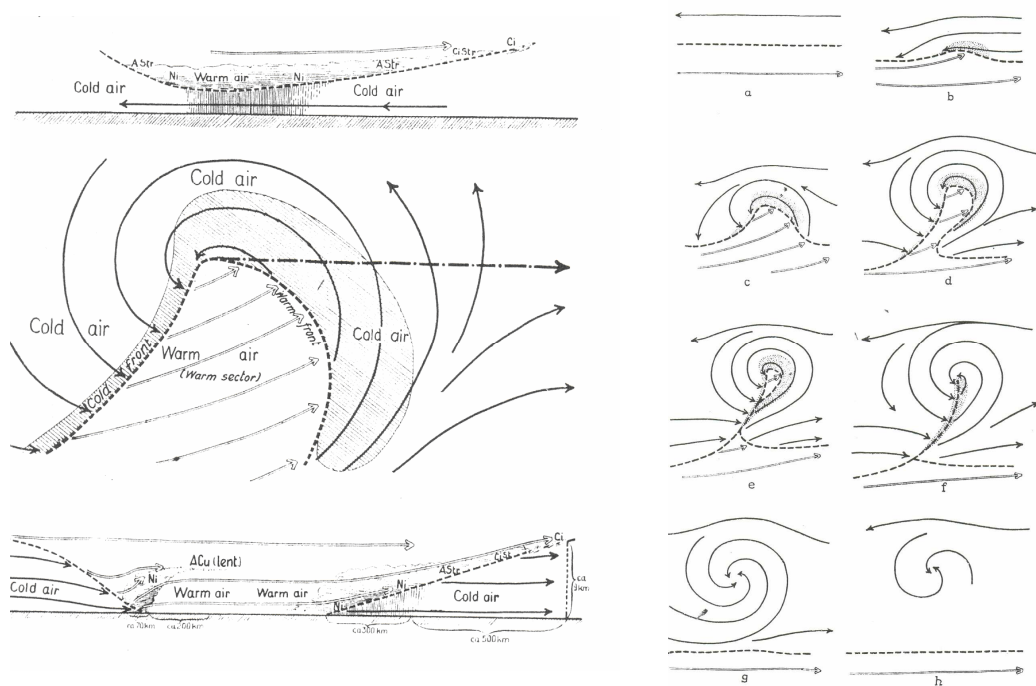


Figura 1.2. Modelo de desenvolvimento dos ciclones extratropicais a partir da instabilidade de uma zona frontal (adaptado de Bjerkness (1919) e Bjerkness e Solberg (1922)).

Apesar de ter atraído quase que de imediato a atenção dos meteorologistas da época (Petterssen, 1956) esse modelo não era completo, uma vez que não se dispunha de observações suficientes de ar superior para uma descrição adequada de toda a sua estrutura tridimensional e nem explicava a razão para o desenvolvimento desses sistemas.

A razão para a existência desses sistemas veio com Defant (1921), o qual introduziu a idéia de que movimentos em latitudes médias são simplesmente turbulência de grande escala no qual ciclones e anticiclones são grandes vórtices que efetuam o transporte de calor. Mais tarde Jeffreys (1926) considerou que esses ciclones, anticiclones e assimetrias zonais do vento são importantes tanto no balanço térmico como também no balanço de momento angular na atmosfera.

Desde o trabalho pioneiro de Bjerkness e colaboradores, a dinâmica segundo a qual os ciclones nascem e se dissipam sofreu enormes avanços através das teorias da instabilidade baroclínica e barotrópica (Charney, 1947; Eady, 1949; Kuo, 1949; Lorenz, 1972) e da teoria quase-geostrófica. Estas teorias mostraram de uma forma geral quais as condições necessárias para o crescimento e a propagação das perturbações no fluido atmosférico bem como, de uma forma simplificada, a estrutura tri-dimensional desses sistemas.

Para estender as idéias teóricas de transporte de calor e momento à parte observacional, é necessário introduzir as idéias de decomposição desses nos seus diferentes modos. Seguindo a mesma notação encontrada em Lorenz (1967) e outros, temos que qualquer propriedade χ da atmosfera pode ser decomposta tanto no espaço como no tempo em uma média mais o seu respectivo desvio, ou seja:

$$\chi = \bar{\chi} + \chi' \quad \chi = [\chi] + \chi^* \quad (1.1)$$

aqui a barra e as chaves denotam a média no tempo e no espaço respectivamente, e a linha e a estrela os respectivos desvios. Cabe destacar aqui que todos esses operadores são comutativos, que é o mesmo que dizer,

$$[\bar{\chi}] = \overline{[\chi]} \quad \bar{\chi}^* = \overline{\chi^*} \quad [\chi'] = [\chi]' \quad \chi'^* = \chi'^* \quad (1.2)$$

Aplicando esses conceitos ao transporte meridional de χ , χv , temos:

$$\begin{aligned} \chi v &= (\bar{\chi} + \chi')([\bar{v}] + v') = \bar{\chi}\bar{v} + \chi'\bar{v} + \bar{\chi}v' + \chi'v' \\ \therefore \overline{\chi v} &= \bar{\chi}\bar{v} + \chi'v' \end{aligned} \quad (1.3)$$

uma vez que $\overline{\chi'} = 0$ e $\overline{v'} = 0$.

Agora expandindo no domínio do espaço o primeiro termo da Eq. 1.3 tem-se que:

$$\bar{\chi}\bar{v} = ([\bar{\chi}] + \chi^*)([\bar{v}] + v') = [\bar{\chi}][\bar{v}] + \bar{\chi}^*[\bar{v}] + [\bar{\chi}]v' + \bar{\chi}^*v', \text{ então}$$

$$[\overline{\chi v}] = [\overline{\chi}][\overline{v}] + [\overline{\chi^* v^*}], \text{ uma vez que } [\overline{\chi^*}] = 0 \text{ e } [\overline{v^*}] = 0.$$

Dessa forma, aplicando a média zonal na Eq. 1.3, obtem-se:

$$[\overline{\chi v}] = [\overline{\chi}][\overline{v}] + [\overline{\chi^* v^*}] + [\overline{\chi' v'}] \quad (1.4)$$

A Eq. 1.4 mostra que o transporte meridional médio zonal-temporal da propriedade χ é dado pela soma de três modos:

- $[\overline{\chi}][\overline{v}]$ trata-se da parte média tanto zonalmente como temporalmente do transporte, que é devida à circulação média meridional;

- $[\overline{\chi^* v^*}]$ trata-se de ondas ou *eddies* estacionários e,

- $[\overline{\chi' v'}]$ refere-se aos *eddies* transientes, que de acordo com Lorenz (1967) reúnem a parte transiente da circulação zonal média meridional e ondas que se propagam na direção zonal. Estas últimas agrupam a parte transiente associada às ondas estacionárias, às ondas migratórias e às novas ondas que tanto se desenvolvem como se dissipam *in situ*.

Essa análise pode ser aplicada à idéia dos diversos modos transportes, ou seja, de momentum, calor e vapor d'água:

- $[\overline{u v}] = [\overline{u}][\overline{v}] + [\overline{u^* v^*}] + [\overline{u' v'}]$, transporte meridional de momentum zonal;

- $[\overline{T v}] = [\overline{T}][\overline{v}] + [\overline{T^* v^*}] + [\overline{T' v'}]$, transporte meridional de calor e,

- $[\overline{q v}] = [\overline{q}][\overline{v}] + [\overline{q^* v^*}] + [\overline{q' v'}]$, transporte meridional de vapor d'água.

A Fig. 1.3 mostra do ponto de vista esquemático, o padrão de circulação comumente associado aos ciclones tanto na alta como na baixa troposfera. Da Fig. 1.3a pode-se observar o mecanismo dominante associado ao transporte de momento através da inclinação do eixo dos cavados e cristas.

Star (1948) mostrou que tal orientação NE-SW no Hemisfério Norte, e NW-SE no Hemisfério Sul dos cavados e cristas presentes nas cartas meteorológicas indicam transporte de momentum angular em direção aos pólos. Nota-se que em ambos os hemisférios as componentes do vento são positivamente correlacionadas, no lado leste dos cavados, ao longo de um mesmo círculo de latitude. Já na baixa troposfera (Fig. 1.3b), o padrão de ventos relacionados ao ciclone em formação, com as frentes fria e quente associadas, possibilitam o transporte de ar mais quente (frio) e úmido (seco) para as altas latitudes (baixas).

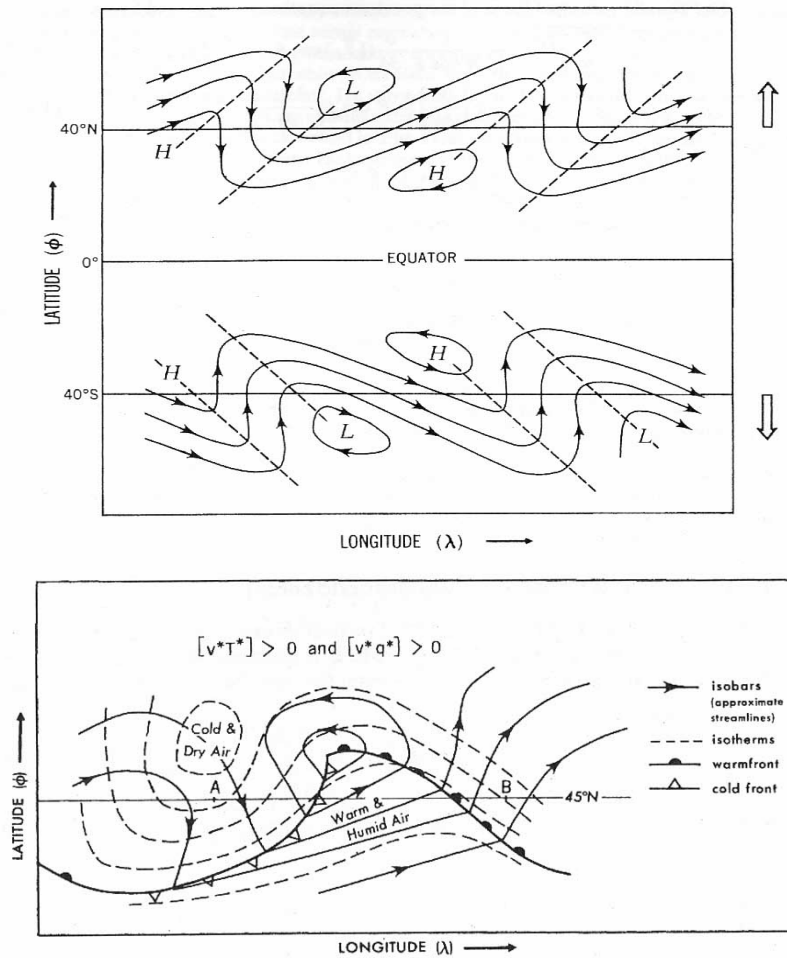


Figura 1.3. Figura esquemática dos mecanismos de transporte de momentum, calor e umidade associados ao padrão de circulação dos ventos: na alta troposfera, mostrando o transporte de momentum angular de oeste pelos distúrbios ondulatórios em médias latitudes (superior) e na baixa troposfera, mostrando o transporte de calor e umidade associados à idéia de formação do ciclone numa superfície frontal no Hemisfério Norte (inferior). (Adaptado de Peixoto e Oort (1992)).

Utilizando dados observados, Peixoto e Oort (1992) mostraram um conjunto de seções verticais de transportes médios zonais e as respectivas divisões dos modos. Para o de momentum (Fig. 1.4) observa-se simetria global em relação ao equador (exceto no caso dos *eddies* estacionários) onde se nota que os *eddies* transientes dominam o transporte total em altos níveis. Tal fato está muito relacionado à existência dos grandes distúrbios ondulatórios em altos níveis, cuja assinatura em superfície é dada pela presença dos ciclones, os quais pela Fig. 1.3a contribuem para o transporte de momento em direção aos pólos em ambos os hemisférios. A pequena simetria no caso do transporte dos *eddies* estacionários $[\bar{u}^* \bar{v}^*]$ reflete uma característica mais zonal do escoamento médio ao sul de 20 °S, onde os valores de $[\bar{u}^* \bar{v}^*]$ são incertos (Peixoto e Oort, 1992). O fluxo médio meridional $[\bar{u}][\bar{v}]$ mostra a

estrutura das três grandes células de circulação de escala global que são as de Hadley, Ferrel e Polar.

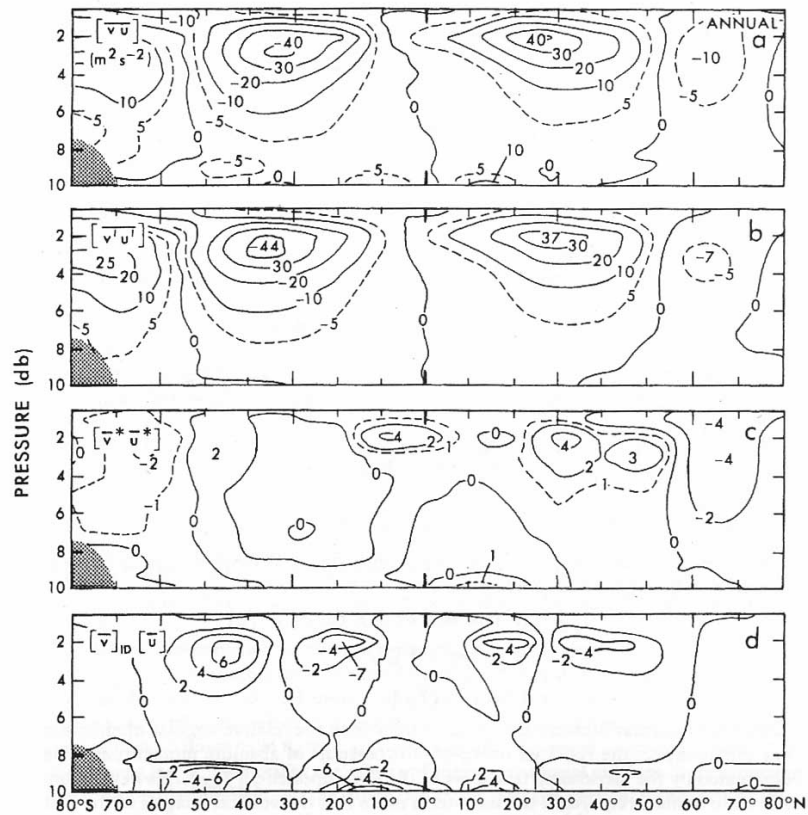


Figura 1.4. Seção vertical do fluxo meridional de momento (em $m^2 s^{-2}$) médio zonal para condições médias anuais: a) todos os movimentos, b) *eddies* transitentes, c) *eddies* estacionários e d) circulação média meridional. (Adaptado de Peixoto e Oort, 1992).

A figura 1.5 mostra a seção vertical dos valores médios zonais para o transporte de calor. Nota-se que em 50° de latitude o transporte pelos *eddies* possui dois máximos, sendo um em 850 e o outro em 200 hPa. De acordo com Peixoto e Oort (1992) tais máximos estão associados com as alterações entre as massas de ar nas frentes quentes e frias em baixos níveis e as flutuações na tropopausa, respectivamente. O padrão observado de $[\overline{T'v'}]$ mostra que os fluxos são predominantemente em direção aos pólos com máximo nas latitudes médias, exceto entre $20^\circ S$ e $20^\circ N$ onde existe transporte em direção ao equador. Nas latitudes médias o padrão de fluxos resulta da presença dos distúrbios baroclínicos (que inclui em grande parte os ciclones de latitudes médias) que efetuam esse transporte.

O padrão para os *eddies* estacionários tem uma estrutura diferente, usualmente mais fraca, com valores maiores no Hemisfério Norte a partir de $40^\circ N$. Já para a circulação média meridional, nota-se maior contribuição no transporte de calor nos baixos e altos níveis e que a presença da estrutura tri-celular nos dois hemisférios é bem marcante.

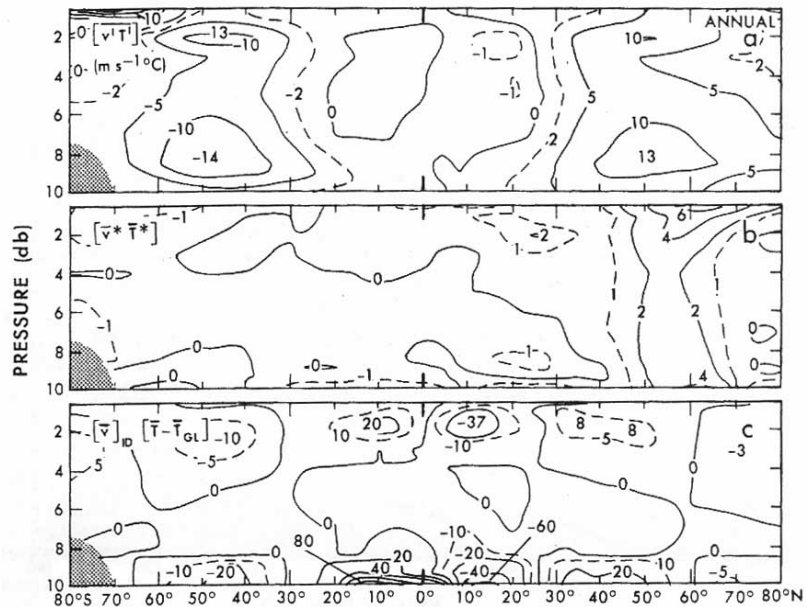


Figura 1.5. Seção vertical média zonal do fluxo meridional de calor (em $^{\circ}\text{C m s}^{-1}$) para condições médias anuais: a) *eddies* transientes, b) *eddies* estacionários e c) circulação média meridional. (Adaptado de Peixoto e Oort, 1992).

A seção vertical do transporte meridional de vapor d'água (Fig. 1.6) mostra maiores valores próximos à superfície, uma vez que é onde são encontradas maiores temperaturas e consequentemente com maior capacidade das parcelas de ar conter vapor d'água, via Lei de Clausius-Clapeyron. Para os *eddies* transientes o transporte é dirigido para os pólos em todas os níveis e latitudes, com máximo nas latitudes médias por volta de 850 hPa. A contribuição dos *eddies* estacionários é bem menor se comparada aos transientes. De acordo com Peixoto e Oort (1992), esses transportes são associados à características quase-estacionárias da circulação geral, em particular com os anticiclones subtropicais e as baixas semipermanentes em média e altas latitudes.

Novamente como nos outros transportes, o de vapor de água também mostra presença das três células de circulação. O ramo inferior da célula de Hadley fornece uma grande contribuição para o total do fluxo meridional de vapor d'água sobre os trópicos devido aos grandes valores de $[\bar{v}]$ combinados com grandes valores de $[\bar{q}]$. Por causa da baixa umidade em altos níveis, o ramo superior da célula não contribui para estes fluxos. Comparando a célula de Hadley com as demais, Ferrel e Polar, nota-se menor importância desses frente aos modos transientes e estacionários de transferência.

Dessa forma, tanto a teoria como a observação concordam entre si e com isso pode-se afirmar que os ciclones são um dos agentes principais na transferência meridional de propriedades importantes na atmosfera.

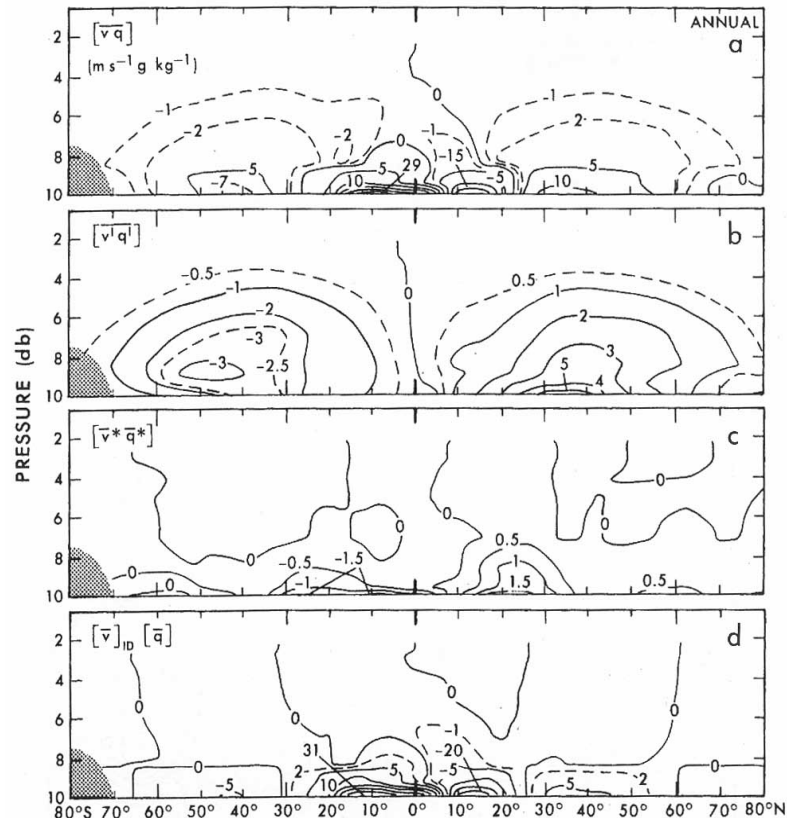


Figura 1.6. Seção vertical média zonal do fluxo meridional de umidade (em $\text{g kg}^{-1} \text{ m s}^{-1}$) para condições médias anuais: a) todos os movimentos, b) *eddies* transitentes, c) *eddies* estacionários e d) circulação média meridional. (Adaptado de Peixoto e Oort, 1992).

1.1.2. Frequência e regiões preferenciais para a formação de ciclones na América do Sul.

Ciclones são frequentes em todo o globo durante todo o ano, embora haja regiões geográficas particulares sobre as quais a quebra do escoamento zonal e subsequente ciclogêneses se originam (Carlson, 1994). Simmonds e Keay (2000) discutiram que a formação dos ciclones extratropicais no globo é determinada por diversos fatores, tais como a distribuição dos continentes e dos oceanos, gradientes de temperatura, localização e orientação das zonas baroclínicas. Dada a importância destes sistemas desde o ponto de vista dinâmico, climático e de impacto sobre o tempo, muitos esforços foram empregados na determinação da distribuição espacial e temporal dos mesmos.

Taljaard (1967) analisou mapas de pressão ao nível do mar entre o período de julho de 1957 a dezembro de 1958 para o Hemisfério Sul, encontrando um máximo de ciclogênese nas latitudes médias entre os paralelos de 35° e 55° S, mais especificamente em 45° S, próximo às porções oeste dos oceanos subtropicais (Fig. 1.7). Nos 2 anos estudados, autor observou

maior frequência de ciclogênese no inverno principalmente sobre a América do Sul subtropical, oceano Atlântico e noroeste do Pacífico Sul.

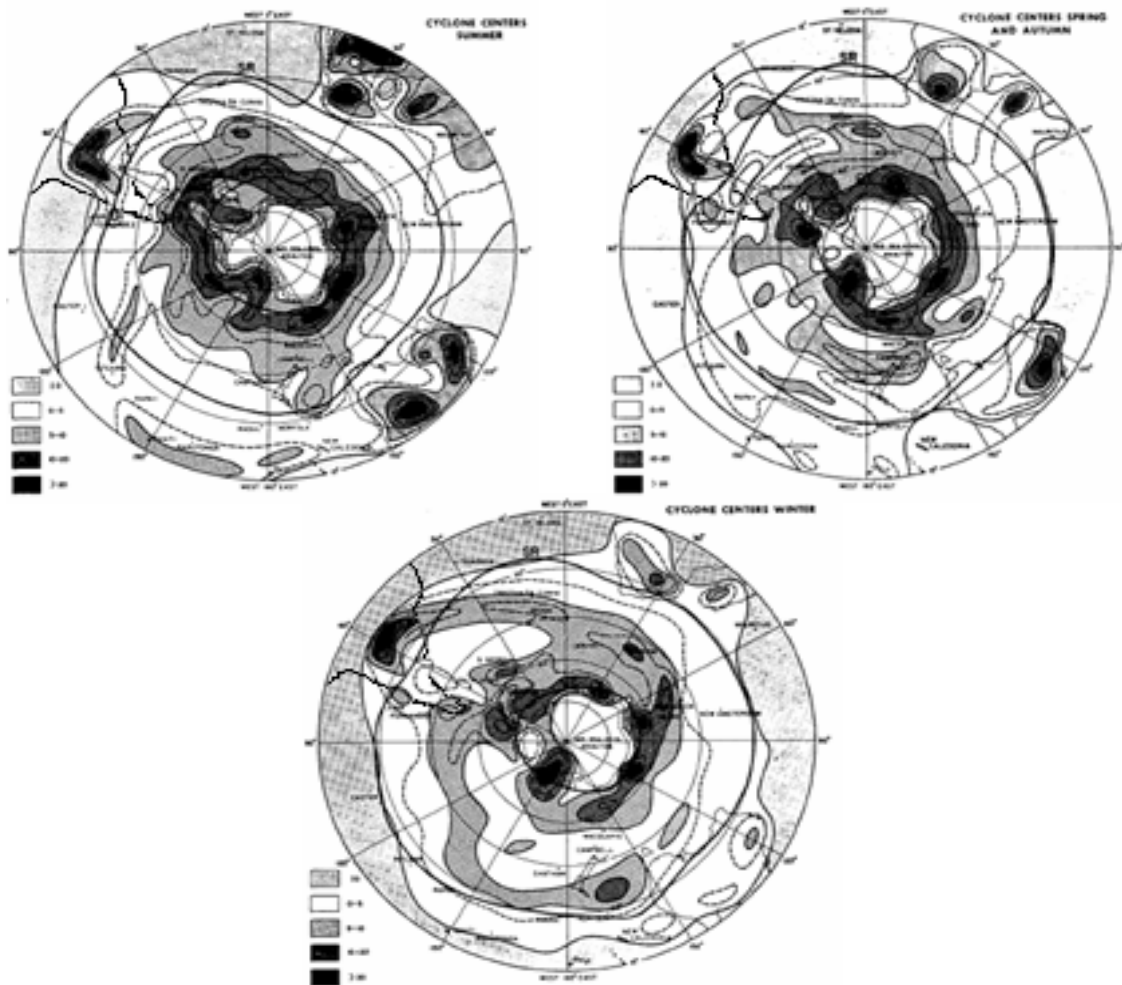


Figura 1.7. Distribuição dos centros ciclônicos no período de julho de 1957 a dezembro de 1958 no: verão (dez-mar)- esquerda superior, inverno (jun-set) – centro inferior e estações intermediárias (out-nov e e abr-mai) – direita superior. (Adaptado de Taljaard (1967)).

A partir de mapas de linhas de correntes na superfície, Necco (1982a) identificou perturbações ciclônicas entre os meridianos de 0° a 90° W e os paralelos de 10° e 55° S. Neste estudo o centro de baixa era identificado como um vórtice ciclônico nas linhas de corrente e deveria persistir por no mínimo 12 horas. Em outro estudo, Necco (1982b) observou que a área continental e atlântica ao norte do paralelo de 35° S e à oeste do meridiano de 30° W como preferencial à ciclogênese, enquanto entre 40° e 60° W essa característica é permanente ao longo do ano. Ele mostrou também que em regiões próximas à linha da costa notam-se ciclones mais intensos, sugerindo, então, a influência das correntes marítimas nesse processo.

Gan e Rao (1991) determinaram a climatologia de ciclogênese sobre a América do Sul (entre 0° - 60° S e 30° - 60° W), analisando 14600 cartas sinóticas entre o período de janeiro de 1979 a dezembro de 1988. Os resultados mostraram máximo de ciclogênese nos meses de

inverno e mínimo no verão, com maior número de eventos sobre o Golfo de São Matias (42,5° S e 62,5° W) e Uruguai (próximo de 31,5° S e 55° W). Do ponto de vista dinâmico, a instabilidade baroclínica, devido ao gradiente meridional de temperatura, em ambas as regiões favorecem o desenvolvimento de ciclones. Particularmente, no Uruguai, por situar-se a leste da elevada topografia dos Andes, o efeito orográfico soma-se à instabilidade baroclínica, propiciando ciclogênese.

Sinclair (1994), utilizando um método objetivo de rastreamento automático (*tracking*), determinou a distribuição temporal e espacial de centros de circulação ciclônica para o hemisfério Sul entre 1980-86. O autor analisou mínimos locais de vorticidade relativa geostrófica em 1000 hPa; obtendo maiores números de ciclogênese ao sul de 60° S e em zonas continentais de latitude médias (Fig. 1.8).

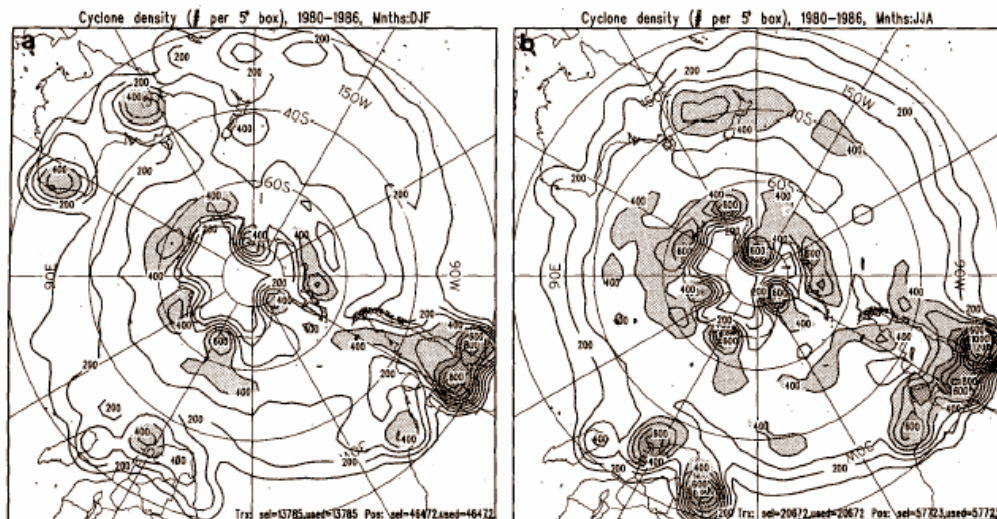


Figura 1.8. Densidade de ciclones no período de: a) Dezembro-Janeiro-Fevereiro, e b) Junho-Julho-Agosto para 1980-86. Os ciclones foram contados como número de baixas por círculos de raio de 5° de latitude, com intervalos de contorno de 100. Adaptado de Sinclair (1994).

Em outro estudo Sinclair (1995), utilizando-se da mesma metodologia de Sinclair (1994), discutiu as características do ciclo de vida dos ciclones do hemisfério sul e mostrou que os ciclones se desenvolvem próximo às latitudes médias e migram para o leste e para o pólo durante seu ciclo de vida. Verificou também que no inverno os ciclones tendem a se formar e intensificar próximos à zonas com intensos gradientes de temperatura da superfície do mar (TSM). Simmonds e Keay (2000) realizaram uma climatologia dos ciclones extratropicais para o Hemisfério Sul através dos dados de re-análise do NCEP (Kalnay et al, 1996) entre 1958-97. Os autores encontraram uma maior atividade ciclogênética ao sul da latitude de 45° S.

Pezza e Ambrizzi (2003) analisaram a formação de ciclones no inverno entre 1973 e 1996, entre 30° e 60° S, mostrando que nos anos de El Niño tem-se maior atividade ciclogénica no Pacífico Subtropical, oeste da América do Sul e sul da Argentina e nos anos de La Niña sobre o Atlântico Subtropical e o sudeste da Austrália.

Estudos mais recentes (Hoskins e Hodges, 2005; Reboita, 2008; Sinclair, 1994 e Sinclair, 1995), além de confirmarem trabalhos anteriores, indicam que a região leste do sul e sudeste, próximo à 30° S sobre o Oceano Atlântico como outra área ciclogénica na América do Sul. Especialmente Reboita (2008), através de metodologia de *tracking* pela vorticidade relativa, que permite identificar ciclones de menor intensidade, mostraram um máximo de ciclogênese também na costa sul/sudeste do Brasil, região onde a instabilidade baroclínica local normalmente é menos intensa (Palmén e Newton, 1969) do que mais ao sul.

1.2. Objetivos gerais do trabalho.

Mesmo que a teoria sobre a formação de ciclones tenha sofrido grandes avanços com a criação das teorias de instabilidade baroclínica e quase-geostrofica, muitos estudos têm mostrado (Guishard, 2006; Hart, 2003, por exemplo) que existem certos sistemas que se formam em diversas regiões subtropicais do Hemisfério Norte, que apresentam características híbridas, ou seja, não podem ser classificados como sendo ciclones extratropicais clássicos. Além disso, a literatura mostra que a baroclinia é um dos fatores mais importantes para a ciclogênese uma vez que existe grande quantidade de energia potencial disponível para ser convertida em energia cinética. Do ponto de vista energético essa seria a forma mais importante para a geração dos ciclones extratropicais.

Desta forma, o objetivo deste trabalho é estudar do ponto de vista energético o desenvolvimento de ciclones em cada uma das três regiões ciclogénicas da América do Sul (sul/sudeste do Brasil, Uruguai e leste da Argentina) procurando compreender os mecanismos de geração, conversão de energia e estabelecer possíveis diferenças na dinâmica destes ciclones. A análise proposta permitirá avaliar o papel das instabilidades barotrópica e baroclínica e o da convecção no fornecimento de energia durante todo o ciclo de vida desses distúrbios; e, além disso, entender se existem diferenças na fonte de energia para ciclones em cada uma das regiões.

CAPÍTULO 2

REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

Nesse capítulo são discutidos aspectos teóricos básicos do ciclo de energia de Lorenz, mostrando como que o aquecimento diabático diferencial na Terra promove a geração de energia potencial e como esta é transformada em energia cinética para os movimentos. Aqui a teoria da energia potencial disponível, formulada por Lorenz, será explorada bem como a descrição do ciclo completo da energia no diagrama da energética. A energética clássica de ciclogêneses, bem como de outros sistemas atmosféricos será também apresentada.

2.1. O ciclo de energia de Lorenz.

Os estudos sobre a energética envolvem o conhecimento, tanto teórico como observacional, a respeito da geração, conversão e dissipação (Wiin-Nielsen e Chen, 1993; Smith, 1980) das diferentes formas de energia e sua relação com a circulação geral da atmosfera (Michaelides, 1987).

Os primeiros estudos sobre a energia da atmosfera foram realizados por Margules (1903). Considerando um sistema fechado, no qual a energia total permanecia constante, Margules mostrou como o rearranjo de massas de ar de diferentes densidades, de uma situação instável gravitacionalmente para uma situação estável, produz uma quantidade de energia cinética comparável com àquela observada nas tempestades de latitude médias. Dessa forma, a teoria proposta Margules considerou que o crescimento de energia cinética das tempestades poderia ser devido ao decréscimo da energia potencial resultante desse rearranjo (Spar, 1950), se opondo, dessa forma, à teoria de condensação na qual se acreditava que a energia dos ciclones vinha da energia do calor latente liberada na condensação (Tamura, 1905).

Os fundamentos teóricos básicos da energética devem-se à Lorenz (1955,1967), que partindo das idéias de Margules estabeleceu o importante conceito de energia potencial disponível e derivou um conjunto de equações que mostram todo o ciclo de energia na atmosfera. Para Lorenz, a energia potencial total da coluna não era uma medida representativa da quantidade de energia disponível para a conversão em energia cinética. Com isso definiu a energia potencial disponível como sendo a diferença entre a energia potencial total e a energia

potencial mínima, a qual resultaria de qualquer redistribuição adiabática de massa (Lorenz, 1955).

Essa energia potencial mínima é o estado de referência, a partir do qual pode-se medir a energia potencial disponível. Lorenz visualizou esse estado de mínima energia, da mesma forma que Margules, como sendo um estado em que houvesse o rearranjo adiabático de massa de toda a atmosfera para uma condição estaticamente estável, ou seja:

- ar potencialmente frio e denso (baixo valor de θ) no fundo e ar menos frio acima; situação essa estável do ponto de vista da estabilidade estática, com ar potencialmente quente e leve sobre um potencialmente mais frio e denso;
- todas as superfícies de temperatura potencial e pressão são horizontais.

Como essa condição é de mínima energia qualquer valor de energia potencial acima deste é positivo e referido como sendo energia potencial disponível (EDP) (Fig. 2.1).

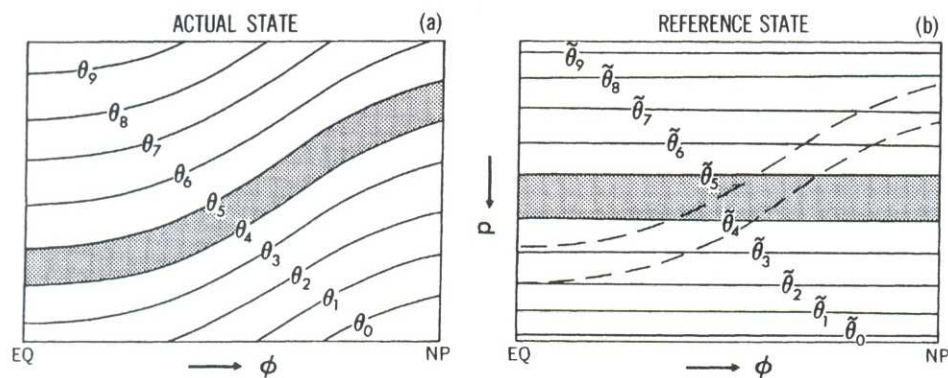


Figura 2.1. Diagrama esquemático do estado real (a) e o estado de referência (b) usados para calcular a energia potencial disponível na atmosfera. O estado de referência é obtido a partir de uma redistribuição adiabática de massa até que as superfícies isentrópicas se tornem horizontais. Durante a redistribuição, a área entre duas (i.e., a massa) superfícies isentrópicas mantêm-se constante. Note que no estado estável a temperatura potencial (θ) cresce com a altura. (Adaptado de Peixoto e Oort, 1992).

Segundo Lorenz (1955), a energia potencial disponível definida anteriormente possui as seguintes características:

- a soma da EPD e da energia cinética é conservada sobre um escoamento adiabático;
- a EPD é completamente determinada pela distribuição de massa na atmosfera;
- a EPD é zero se a estratificação é horizontal e estaticamente estável.

Baseado em observações, Lorenz considerou o campo de movimento na atmosfera como sendo um movimento médio zonal com perturbações sobrepostas à ele. Como consequência, foi possível particionar tanto a EPD como a energia cinética nas formas zonal e perturbada.

Essa divisão permitiu, de forma mais clara, separar os processos energéticos referentes às perturbações e ao escoamento médio zonal e as relações entre ambos. Partindo das equações do movimento, termodinâmica e continuidade, Lorenz obteve um conjunto de equações que expressam as relações de como a energia é gerada, convertida e dissipada na atmosfera (Eqs 2.1 – 2.4):

$$\begin{aligned}\frac{\partial A_Z}{\partial t} &= -C_Z - C_A + G_Z \\ \frac{\partial K_Z}{\partial t} &= C_Z + C_K - D_Z \\ \frac{\partial A_E}{\partial t} &= C_A - C_E + G_E \\ \frac{\partial K_E}{\partial t} &= C_E - C_K - D_E\end{aligned}\quad (2.1 - 2.4)$$

onde, A e K , referem-se às energias potencial disponível e cinética; C aos termos de conversão, G e D aos termos de geração e dissipação, respectivamente.

Explicitando as equações acima na sua forma matemática (vide Capítulo 3 para a descrição dos símbolos), obtém-se:

$$\frac{\partial A_Z}{\partial t} = \frac{1}{g} \int_{pt}^{pb} \frac{R}{p} \overline{\omega^* T^*} dp + \int_{pt}^{pb} \frac{1}{\bar{\sigma}} \left(\overline{v' T' \frac{\partial T^*}{\partial y}} + \overline{\omega' T' \frac{\partial T^*}{\partial p}} \right) dp + \int_{pt}^{pb} \frac{Q^* T^*}{c_p \bar{\sigma}} dp \quad (2.5)$$

$$\begin{aligned}\frac{\partial K_Z}{\partial t} &= -\frac{1}{g} \int_{pt}^{pb} \frac{R}{p} \overline{\omega^* T^*} dp + \frac{1}{g} \int_{pt}^{pb} \left(\overline{u' v' \frac{\partial [u]}{\partial y}} + \overline{v'^2 \frac{\partial [v]}{\partial y}} + \overline{\omega' u' \frac{\partial [u]}{\partial p}} + \overline{\omega' v' \frac{\partial [v]}{\partial p}} \right) dp \\ &\quad - \frac{1}{g} \int_{pt}^{pb} \overline{\vec{V}^* \cdot \vec{F}^*} dp\end{aligned}\quad (2.6)$$

$$\frac{\partial A_E}{\partial t} = -\int_{pt}^{pb} \frac{1}{\bar{\sigma}} \left(\overline{v' T' \frac{\partial T^*}{\partial y}} + \overline{\omega' T' \frac{\partial T^*}{\partial p}} \right) dp + \frac{1}{g} \int_{pt}^{pb} \frac{R}{p} \overline{\omega' T'} dp + \int_{pt}^{pb} \frac{Q' T'}{c_p \bar{\sigma}} dp \quad (2.7)$$

$$\begin{aligned}\frac{\partial K_E}{\partial t} &= -\frac{1}{g} \int_{pt}^{pb} \frac{R}{p} \overline{\omega' T'} dp - \frac{1}{g} \int_{pt}^{pb} \left(\overline{u' v' \frac{\partial [u]}{\partial y}} + \overline{v'^2 \frac{\partial [v]}{\partial y}} + \overline{\omega' u' \frac{\partial [u]}{\partial p}} + \overline{\omega' v' \frac{\partial [v]}{\partial p}} \right) dp \\ &\quad - \frac{1}{g} \int_{pt}^{pb} \overline{\vec{V}' \cdot \vec{F}'} dp\end{aligned}\quad (2.8)$$

As equações 2.5 – 2.8 mostram o ciclo completo de energia na atmosfera (Fig. 2.2), desde a geração de EPD através das fontes diabáticas de calor (radiação solar, calor sensível e latente), as conversões internas entre as formas de energia e a dissipação final de energia cinética pelo atrito.

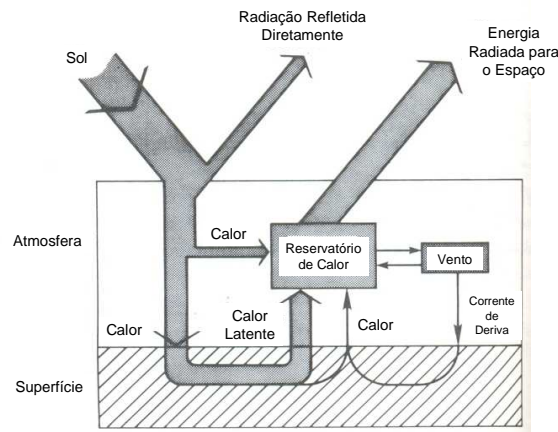


Figura 2.2. O ciclo de energia na Terra, desde a incidência de radiação solar até a dissipação de energia cinética. (Adaptado de Lugt, 1983).

Nas equações 2.1 – 2.8, os termos de conversão aparecem com sinais opostos dependendo de como estão atuando. Portanto, estes termos representam como uma forma de energia está aumentando ou diminuindo às custas da outra forma correspondente àquela conversão específica.

O termo G_Z (Eqs. 2.1 e 2.5) representa a geração de energia potencial disponível zonal (A_Z) através do aquecimento diferencial latitudinal a partir das fontes diabáticas de calor (Asnani, 1993). Como descrito no Capítulo 1, os processos radiativos e trocas entre a superfície-atmosfera fazem com que as temperaturas mais elevadas sejam encontradas nas latitudes tropicais ao passo que as menores nas polares. Dessa forma, correlações positivas entre Q^* e T^* indicam que as latitudes “quentes” tornam-se mais quentes e as “frias” mais frias, e com isso intensificando as diferenças de temperaturas nos diferentes círculos de latitudes.

Seguindo raciocínio análogo, G_E (Eqs. 2.3 e 2.7) representa geração de energia potencial disponível para a perturbação (A_E) se ao longo de um mesmo círculo de latitude, o aquecimento diabático tornar as regiões quentes mais quentes e as frias mais frias, ou seja, se forem gerados gradientes de temperaturas ao longo do mesmo círculo de latitude (Asnani, 1993). A liberação de calor latente devido à convecção cumulus pode ser uma fonte importante de aquecimento, e conseqüentemente de geração de EPD às perturbações. De

acordo com Carlson (1991), este processo só será eficiente na intensificação de um sistema se ocorrer nos setores quentes dos distúrbios (que é o mesmo que tornar as correlações entre Q' e T' positivas).

O termo C_Z (Eqs. 2.2 e 2.6) representa a conversão entre as energias potencial disponível zonal (A_Z) e a cinética zonal (K_Z) através de movimentos ascendentes de ar quente e subsidentes de ar frio em diferentes latitudes. Esse processo indica correlação negativa entre ω^* e T^* e conseqüente C_Z positivo, indicando ganho de energia cinética para o escoamento médio a partir da energia potencial disponível do estado básico através de uma circulação térmica direta. Asnani (1993) aponta que a célula de Hadley é um exemplo desta conversão entre latitudes tropicais e subtropicais, ao passo que a de Ferrel é uma célula indireta com movimento ascendente de ar frio e subsidente de ar quente (com A_Z sendo gerado através de K_Z).

Da mesma forma que C_Z , o termo C_E (Eqs. 2.3 e 2.8) representa conversão entre EPD e energia cinética, entretanto C_E está relacionado às formas perturbadas de energia, ou seja, A_E e K_E . Essa conversão é realizada através dos movimentos de ar quente ascendente e frio subsidente no plano vertical num mesmo círculo de latitude. De acordo com a teoria quase-geostrófica (por exemplo, Holton, 2004) numa onda baroclínica em desenvolvimento (Fig. 2.3) é possível observar regiões de movimentos verticais, onde essas são nada menos que a manifestação da conversão entre A_E e K_E . Além disso, esse termo é muitas vezes denominado na literatura de termo baroclínico, por estar fortemente relacionado a fenômenos que apresentam instabilidade baroclínica.

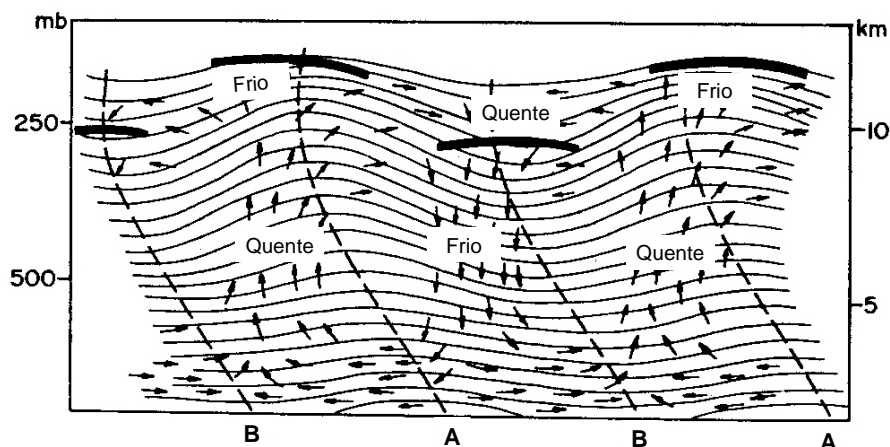


Figura 2.3. Figura esquemática da circulação térmica direta no plano zonal em uma onda baroclínica em desenvolvimento. As linhas sólidas representam as superfícies isobáricas com as curvas exageradas por uma razão 5:1. As linhas pontilhadas mostram a inclinação vertical dos eixos das ondas no campo de geopotencial. As linhas mais grossas indicam a posição da tropopausa. Os vetores denotam a circulação vertical e o escoamento associado através das isóbaras. (Adaptado de Wallace e Hobbs, 1977).

O outro termo relacionado à cadeia baroclínica é C_A (Eqs. 2.3 e 2.7), que representa a conversão entre EPD do estado básico A_Z para a forma perturbada A_E . Analisando a expressão C_A nota-se que é escrita em termos de transporte de calor sensível, tanto meridionalmente como verticalmente, associada à gradientes de temperatura. Do ponto de vista físico, na baixa troposfera, uma vez que a temperatura zonal média diminui em direção aos pólos, os distúrbios ondulatórios que se desenvolvem nos ventos de oeste transportam ar mais quente para latitudes frias e ar mais frio para latitudes quentes, reduzindo, portanto os gradientes meridionais e conseqüentemente reduzindo A_Z . Como conseqüência desse transporte, que não é zonalmente uniforme (Asnani, 1993), diferenças de temperatura ao longo de um mesmo círculo de latitudes serão criadas gerando com isso A_E . De acordo com Carlson (1991) os cavados e cristas são de fato manifestações dessa transferência meridional, com maiores valores normalmente encontrados na baixa e média troposfera.

Os processos barotrópicos são representados pelo termo C_K (Eqs. 2.4 e 2.8) que indica a conversão entre energia cinética perturbada K_E para a energia cinética do escoamento médio zonal K_Z . De acordo com Wiin-Nielsen e Chen (1993), em geral, não se pode definir o sinal dessa conversão. Entretanto, quando calculados num contexto global (vide Oort, 1964) são encontrados, mesmo que pequenos, valores positivos para essa conversão. Isso indica que o transporte de momento associado com os distúrbios transientes retorna energia cinética para o escoamento zonal contribuindo, então, para a manutenção dos jatos em latitudes médias (James, 1994) contrapondo-se às perdas internas devidas à dissipação turbulenta (Carlson, 1991). Como mostrado no Capítulo 1 (Fig. 1.3), a inclinação latitudinal das ondas nos ventos de oeste indica transporte para os pólos de momento, cuja convergência em altos níveis se dá próximo a 45° de latitude (vide Fig. 1.4 do Capítulo 1) promovendo manutenção dos jatos através da conversão de K_E para K_Z . Entretanto, valores negativos de C_K indicam conversão entre K_Z para K_E e, portanto, representam processos onde a perturbação extrai energia cinética do escoamento zonal. Em outras palavras, nessas condições, os transportes de momento associados a essas perturbações atuam no sentido de aumentar a sua própria energia cinética, diminuindo, conseqüentemente, os gradientes do vento zonal.

Finalmente, os termos D_Z e D_E representam os efeitos do atrito e dessa forma sorvedouros de energia cinética.

As equações 2.1 – 2.8, para o ciclo de energia na atmosfera, podem ser sumarizadas através do diagrama de Lorenz (Fig. 2.4) no qual cada caixa indica uma das formas de energia e as setas indicam o sentido da conversão, geração e dissipação.

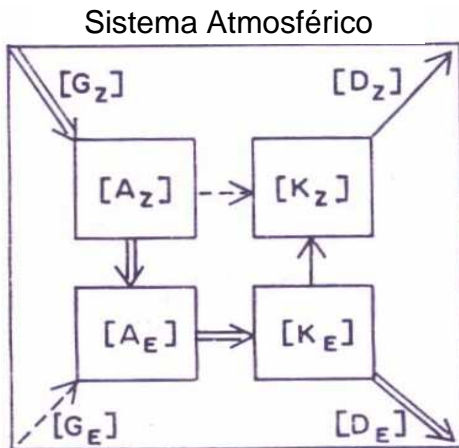


Figura 2.4. Diagrama esquemático mostrando o ciclo de energia na atmosfera (geração, conversão e dissipação) como proposto por Lorenz (1955). (Carlson, 1991; pg. 120).

As fontes diabáticas de calor G_Z (Fig. 2.4) promovem com o tempo o aquecimento diferencial entre as latitudes, fazendo com que a região tropical e subtropical tornem-se mais quentes e as regiões polares mais frias e conseqüentemente gerando A_Z (representado pela seta entrando em A_Z no diagrama). Este acúmulo de energia não permanece indefinidamente, pois a atmosfera torna-se instável, propiciando o surgimento dos distúrbios ondulatórios no escoamento médio zonal. Como visto anteriormente, os cavados e cristas que se desenvolvem nesse escoamento são a manifestação de C_A (seta entre A_Z e A_E), que representa conversão de energia potencial disponível zonal para a forma perturbada através dos transportes meridional e vertical de calor. Com a conseqüente amplificação da onda, os movimentos verticais induzidos, forçados para manter o balanço do vento térmico, também se intensificam gerando padrões de convergência e divergência horizontais. Com isso há um ganho de energia cinética pela perturbação através da conversão C_E (seta entre A_E e K_E). De acordo com diversos autores (Carlson, 1991; James, 1994) esse termo é o mais importante em ciclogêneses extratropicais. O padrão de ventos gerado pela circulação nesses distúrbios promove a transferência meridional de calor e momento na atmosfera. Uma parte da energia cinética da perturbação é transferida ao escoamento zonal (via conversão C_K , seta entre K_E e K_Z) buscando manter o mesmo em contraposição às perdas por atrito (seta saindo de K_Z). Conforme os sistemas atingem a maturidade, os gradientes horizontais de temperatura diminuem, desintensificando assim as conversões baroclínicas. Nessa fase, os vórtices entram em decaimento devido às perdas de energia por atrito D_E (seta saindo de K_E).

2.2. Energética dos sistemas atmosféricos.

Desde meados da década de 60 o estudo da energética da atmosfera tem recebido grande atenção, uma vez que as análises da geração, conversão e dissipação de energia são úteis para o entendimento da formação, desenvolvimento e manutenção de diversos sistemas atmosféricos de escala sinótica (Kung e Chan, 1981).

Michaelides (1987) divide os estudos acerca da energética dos sistemas sinóticos em dois grupos distintos. No primeiro basicamente são analisadas as variações da energia cinética do sistema, sua geração em função da energia potencial e dissipação ou se limitam a análises apenas da energia potencial (e.g., Sechrist e Dutton, 1970; Petterssen e Smebye, 1971; Smith, 1980). Nesse grupo cada forma de energia é tratada isoladamente através de equações de balanço. Já no segundo grupo, o balanço de energia dos sistemas é visto de uma forma mais geral: as variações da energia cinética e potencial são tratadas simultaneamente e em relação à energia potencial disponível (George e Mishra, 1993; Michaelides, 1987; Norquist et al., 1977). Os balanços de energia são tratados juntos e inter-relacionados e, então, as componentes do ciclo de Lorenz entram explicitamente.

Petterssen e Smebye (1971) a partir de estudos sinóticos dividiram as ciclogêneses em duas categorias: Tipo A e Tipo B e as estudaram a partir do balanço de energia cinética. Eles obtiveram que os ciclones do Tipo A se formam a partir da amplificação de uma onda frontal que produz energia cinética a partir da redução da baroclinia local. Os ciclones do Tipo B se formam a partir de um cavado pré-existente na alta troposfera, e sua intensificação deve-se à baroclinia e também a transferência de energia cinética na região do jato.

Balasubramanian e Yau (1996) simularam o ciclo de vida de um intenso ciclone marinho de duas maneiras: uma com dinâmica úmida e outra com dinâmica seca. Ao compararem o ciclo de energia eles notaram um padrão similar entre a energética nos dois casos, porém o ciclone úmido apresentou-se mais intenso. Neste, a contribuição da liberação de calor latente aumentou a energia cinética da perturbação (K_E) em mais do que 50% quando comparada com o ciclone seco.

Brennan e Vincent (1980) estudaram o ciclo de energia do Furacão Carmen e constataram que a geração tanto de AZ e AE aumentou muito entre o período inicial de formação e a fase de furacão devido principalmente ao aquecimento da média troposfera através do aquecimento via convecção. Os autores mostraram que havia conversão das EPD, tanto do estado básico quanto da perturbação para as correspondentes formas de energia, e

que tal processo foi devido às células de circulação termicamente forçadas nas vizinhanças do ciclone. Além disso, mesmo durante a intensificação, como mostrou o abaixamento da pressão no centro, houve decréscimo de K_Z e K_E indicando-os como fontes de energia para as feições de circulação não resolvidas pelos dados (em outras palavras processos subgrades).

Veiga et al. (2008) analisando a energética do furacão Catarina mostraram que no período de transição houve uma mudança brusca entre o estado baroclínico para o barotrópico. Mesmo com o sistema sendo mal resolvido pelos dados, os autores apontaram características da energética que mostram extração de energia cinética através do momento horizontal e transferências de calor através da componente de bloqueio.

George et al (1999) examinaram a energética do pré-desenvolvimento (2 a 4 de junho de 1994) e do desenvolvimento (5 a 8 de junho de 1994) de um ciclone no centro-leste do mar da Arábia. Com relação aos termos de conversão de energia, a conversão barotrópica CK apresentou um padrão tipo onda com um período de dois dias. A conversão CA foi positiva e aumentou durante o estágio de pré-desenvolvimento, mas começou a decrescer a partir do dia 5 de junho. Já CE apresentou-se positiva e cresceu durante os dois estágios do sistema. Os autores notaram uma maior contribuição do termo de conversão CE. Assim, inferiram que a geração de A_E foi mais intensa que a conversão a partir de A_Z . Concluíram, então, que durante os dois estágios do ciclone, tanto a conversão barotrópica quanto a instabilidade condicional de segundo tipo (CISK), contribuíram significativamente para a formação do mesmo.

Mishra e Rao (2001) analisaram a energética desde o pré-desenvolvimento até o desenvolvimento de um vórtice ciclônico de altos níveis no nordeste do Brasil no período de 1º a 10 de janeiro de 1993. A análise considerou a área entre $52,5^\circ$ - $22,5^\circ$ W e 20° S- $2,5^\circ$ N entre os níveis de 1000 a 50 hPa. Os autores observaram um grande crescimento de K_Z durante o período de pré-formação do vórtice (1 a 4 de janeiro) em níveis superiores (500 – 1000 hPa). Após este estágio, houve decréscimo de K_Z e aumento de K_E . Portanto, os autores concluíram que a formação do vórtice esteve fortemente associada com uma conversão barotrópica CK.

Veiga (2004) avaliou a energética da circulação de Walker no período de 1979 a 1999. O autor aplicou as equações da energética em duas áreas: uma entre a faixa zonal limitada pelas latitudes de 0° e 10° S e outra entre as regiões de 100° E – 90° W e 5° N – 15° S. Os resultados obtidos por Veiga (2004) mostraram que para ambas regiões e para as quatro estações do ano existe geração de A_E , devido ao aquecimento por liberação de calor latente na alta e média troposfera e ao aquecimento sensível na baixa troposfera, que é simultaneamente convertido em K_E , que se mantém ao longo do ano vencendo a fricção. Entretanto, foram

observadas variações de K_E ao longo do ano, com valores máximos durante o verão e mínimos nas estações de transição. A comparação entre os diversos termos do ciclo de energia revelou que os termos dominantes na circulação de Walker são: G_E , A_E , CE , K_E e K_Z . Os demais termos apresentam valores menores.

CAPÍTULO 3

DADOS E METODOLOGIA

Nesta seção serão discutidos os dados utilizados bem como a metodologia empregada nas análises subdividida em duas partes: num primeiro momento a evolução de um caso de ciclogênese de cada uma das três regiões ciclogênicas foi estudada através da análise sinótica e do diagrama do *cyclone phase space* (CPS, Hart (2003)). Já num segundo momento, para estas as ciclogêneses foi utilizado o equacionamento do ciclo de energia de Lorenz de área limitada, e a partir dele estudou-se os processos de geração, transformação e transporte de energia. A descrição do conjunto de equações e métodos computacionais, dos casos estudados e do CPS são apresentadas a seguir.

3.1. Dados.

Os dados utilizados neste trabalho consistem, basicamente, de duas fontes. A primeira delas é o conjunto de dados da reanálise do NCEP/NCAR (National Center for Environmental Prediction/ National Center for Atmospheric Research; Kalnay et al., 1996). Esta reanálise possui resolução horizontal de 2.5° de latitude por 2.5° de longitude com 144 x 73 pontos de grade global, em 17 níveis verticais padrão de pressão (1000, 925, 850, 700, 600, 500, 400, 300, 250, 200, 150, 100, 70, 50, 30, 20 e 10 hPa) e a cada seis horas (00:00, 06:00, 12:00 e 18:00 UTC). Esses dados foram empregados na geração dos campos sinóticos e nos cálculos dos termos do balanço energético. Basicamente, foram utilizados os componentes zonal (u) e meridional (v) do vento (m s^{-1}), pressão ao nível médio do mar (Pa), pseudo-velocidade vertical ω (Pa s^{-1}), altura geopotencial (m) e temperatura absoluta (K).

Para o cálculo dos parâmetros do CPS foram utilizados os dados das análises operacionais do GFS (Global Forecast System) denominados até o ano de 2002 como AVN (Kanamitsu, 1989). Esses dados possuem resolução de 1° de latitude e longitude, distribuídos por 181 x 360 pontos de grade global, em 26 níveis verticais (1000, 975, 950, 925, 900, 850, 800, 750, 700, 650, 600, 550, 500, 450, 400, 350, 300, 250, 200, 150, 100, 70, 50, 30, 20 e 10 hPa) a cada seis horas.

Além disso, informações qualitativas das áreas de nebulosidade durante a formação e evolução dos casos foram obtidas através de imagens do satélite GOES-12 no canal do

infravermelho do CPTEC/INPE (Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos/ Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais).

3.2. Análise sinótica dos casos.

Em relação à escolha dos casos, primeiramente foram definidas as regiões de estudo baseadas nos resultados dos trabalhos de climatologia de ciclogêneses na América do Sul descritos no Capítulo 1, mostradas na Fig. 3.1.: costa sul/sudeste do Brasil (Reg1), desembocadura do Rio da Prata (Reg2) e costa sul da Argentina (Reg3).

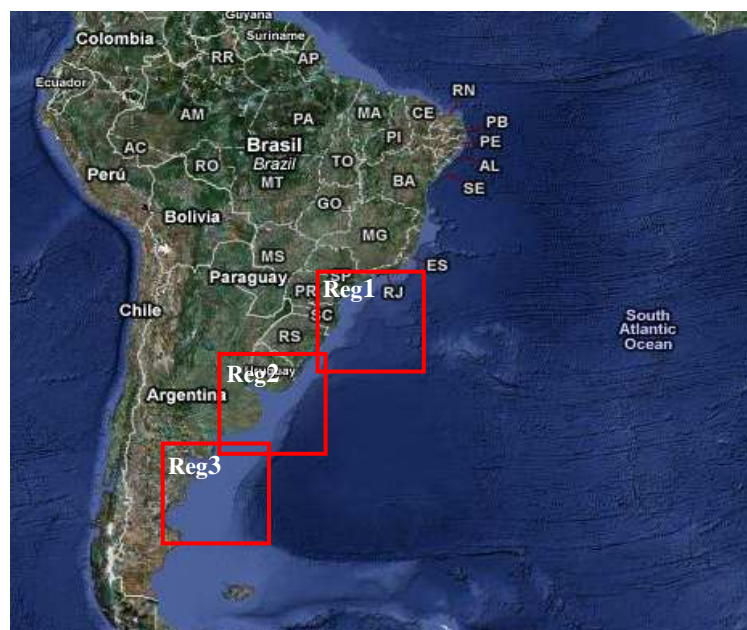


Figura 3.1. Localização geográfica das três regiões ciclogênicas de estudo (mapa adaptado de: maps.google.com).

Como passo seguinte, foram reunidos cerca de 40 casos de distúrbios ciclônicos recentes e separou-se de forma qualitativa todos esses casos, de acordo com a formação, entre as três regiões (Reg1, Reg2 e Reg3) e entre as estações do ano. Preferiu-se concentrar as análises nos sistemas de inverno (definido aqui como Junho-Julho-Agosto) onde após uma análise prévia foram escolhidos três casos, que são: 11/08/2005 (Reg1), 23/06/2007 (Reg2) e 01/07/2008 (Reg3)

Obviamente uma análise de apenas três casos não mostra de maneira universal as características do ciclo de energia dos distúrbios. Análises de *composites* foram consideradas, entretanto existiriam problemas para os cálculos dos termos do balanço energético uma vez que tais *composites* suavizariam muito os campos, pois estariam sendo combinados diversos

sistemas com as mais diversas características estruturais e dinâmicas. Com isso uma primeira análise utilizando 3 sistemas é uma metodologia adequada aos objetivos do trabalho.

Em função do número de campos optou-se pelas análises sinóticas no horário de 12 UTC. As datas foram escolhidas de forma que abrangesse desde o período anterior à formação até o estágio de decaimento e dissipação dos ciclones, afim de que se pudessem acompanhar todas as etapas do desenvolvimento. Essa evolução foi analisada através da inspeção de alguns campos: altura geopotencial e intensidade do vento em 500 hPa, pressão ao nível médio do mar e vorticidade em 925 hPa, e vento e temperatura do ar em 925 hPa. A fim de avaliar a extensão e intensidade do tubo de vórtice foram feitas seções verticais na longitude, centrada nas regiões de baixa pressão em superfície, de vorticidade ciclônica e temperatura.

3.3. O Diagrama de fase do ciclone – *Cyclone Phase Space (CPS)*.

O CPS (Hart, 2003; Hart e Evans, 2001) é um método cujo objetivo é o de descrever e caracterizar a estrutura tri-dimensional de ciclones a partir de um diagrama de fase. A partir do CPS é possível inferir sobre a evolução da estrutura vertical de um sistema como também classificar a natureza de um ciclone como extratropical, tropical ou híbrido. O diagrama de fase é baseado em três parâmetros, que são: assimetria térmica (parâmetro B), o vento térmico na baixa troposfera (parâmetro $-|V_T^L|$) e o vento térmico na alta troposfera (parâmetro $-|V_T^U|$). De acordo com Hart (2003) esses parâmetros foram escolhidos de forma que representassem de forma satisfatória a intensidade do núcleo quente num ciclone tropical bem como a estrutura de núcleo frio num ciclone extratropical e, além disso, descrever os estágios de desenvolvimento desses ciclones. Cabe destacar que os algoritmos para esses cálculos encontram-se disponíveis livremente na *home page* do pesquisador (<http://moe.met.fsu.edu/~rhart/software.php>).

Parâmetro B: Simetria Térmica.

A presença ou não de gradientes horizontais de temperatura, que caracterizam regiões frontais, bem como a sua intensidade são fortes indicativos da natureza dos ciclones e do seu ciclo de vida. Enquanto ciclones extratropicais se formam em regiões baroclínicas (regiões frontais), ciclones tropicais são não frontais. No CPS a natureza frontal é definida pelo

parâmetro B que mede a assimetria da espessura da camada entre 900 – 600 hPa relativa ao movimento da tempestade em um raio de 500 km, em outras palavras:

$$B = h(\overline{Z_{600\text{ hPa}} - Z_{900\text{ hPa}}}|_R - \overline{Z_{600\text{ hPa}} - Z_{900\text{ hPa}}}|_L) \quad (3.1)$$

onde, Z é a altura geopotencial, R e L indicam lado direito e esquerdo relativo ao movimento da tempestade, a barra na Eq. 3.1 indica média na área definida sobre o semicírculo de 500 km e finalmente h vale +1 no Hemisfério Norte e -1 no Hemisfério Sul.

Os valores típicos de B para um ciclone tropical maduro são próximos de zero (Fig. 3.2.a) ao passo que para um ciclone extratropical em pleno desenvolvimento B atinge valores grandes (Fig. 3.2.b). Ou seja, valores muito grandes de B indicam uma estrutura assimétrica ou frontal enquanto que valores muito pequenos mostram um sistema com uma estrutura vertical simétrica ou não-frontal.

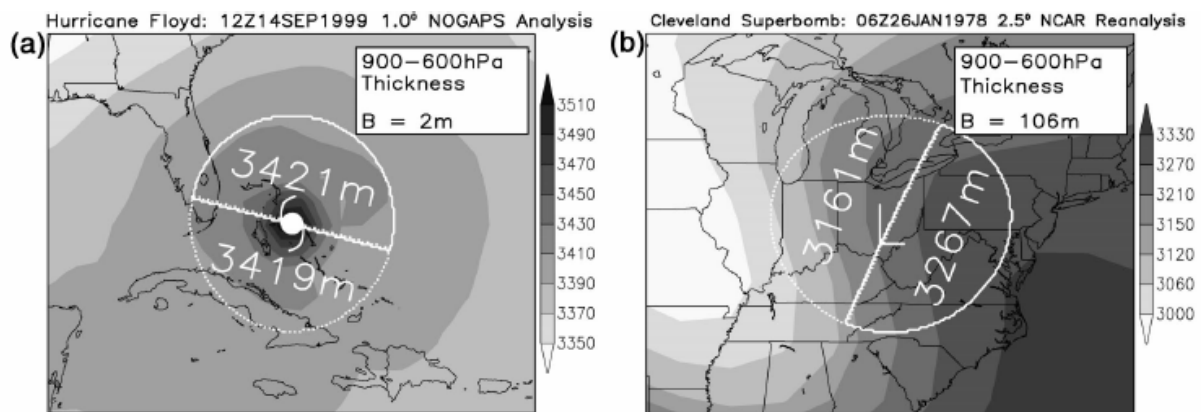


Figura 3.2. Exemplo de valores de espessura média na camada (sombreado) de 900 – 600 hPa ao longo de: a) ciclone tropical termicamente simétrico (não-frontal) (Furacão Floyd) e b) ciclone extratropical termicamente assimétrico (frontal) (Superbomba Cleveland) (adaptado de Hart (2003)).

Parâmetros $-|V_T^L|$ e $-|V_T^U|$: Vento Térmico.

A presença de núcleo quente ou núcleo frio no sistema é uma das diferenças mais importantes entre ciclones extratropicais e tropicais. Os parâmetros $-|V_T^L|$ e $-|V_T^U|$ determinam a estrutura vertical de núcleo quente ou frio a partir da variação vertical do gradiente de altura geopotencial no ciclone, que é análogo à relação do vento térmico; sendo assim:

$$-|V_T^L| = \frac{\partial(\Delta Z)}{\partial \ln p} \Big|_{900\text{ hPa}}^{600\text{ hPa}} \quad (3.2)$$

$$-|V_T^U| = \frac{\partial(\Delta Z)}{\partial \ln p} \Big|_{600\text{ hPa}}^{300\text{ hPa}} \quad (3.3)$$

onde, $\Delta Z = Z_{MÁX} - Z_{MÍN}$ é a medida da perturbação de altura dentro do raio R de 500 km.

A Figura 3.3 ilustra dois exemplos de ciclogêneses, uma tropical (Fig. 3.3a) e outra extratropical (Fig. 3.3b), onde foram calculados os valores ΔZ . Dessa forma, é possível identificar as regiões onde os núcleos dos sistemas são quentes ou frios basicamente a partir da variação vertical de ΔZ . Além disso, é possível observar na figura a clara diferença entre a estrutura inclinada de um ciclone extratropical típico com a alinhada verticalmente de um tropical (natureza frontal e não-frontal).

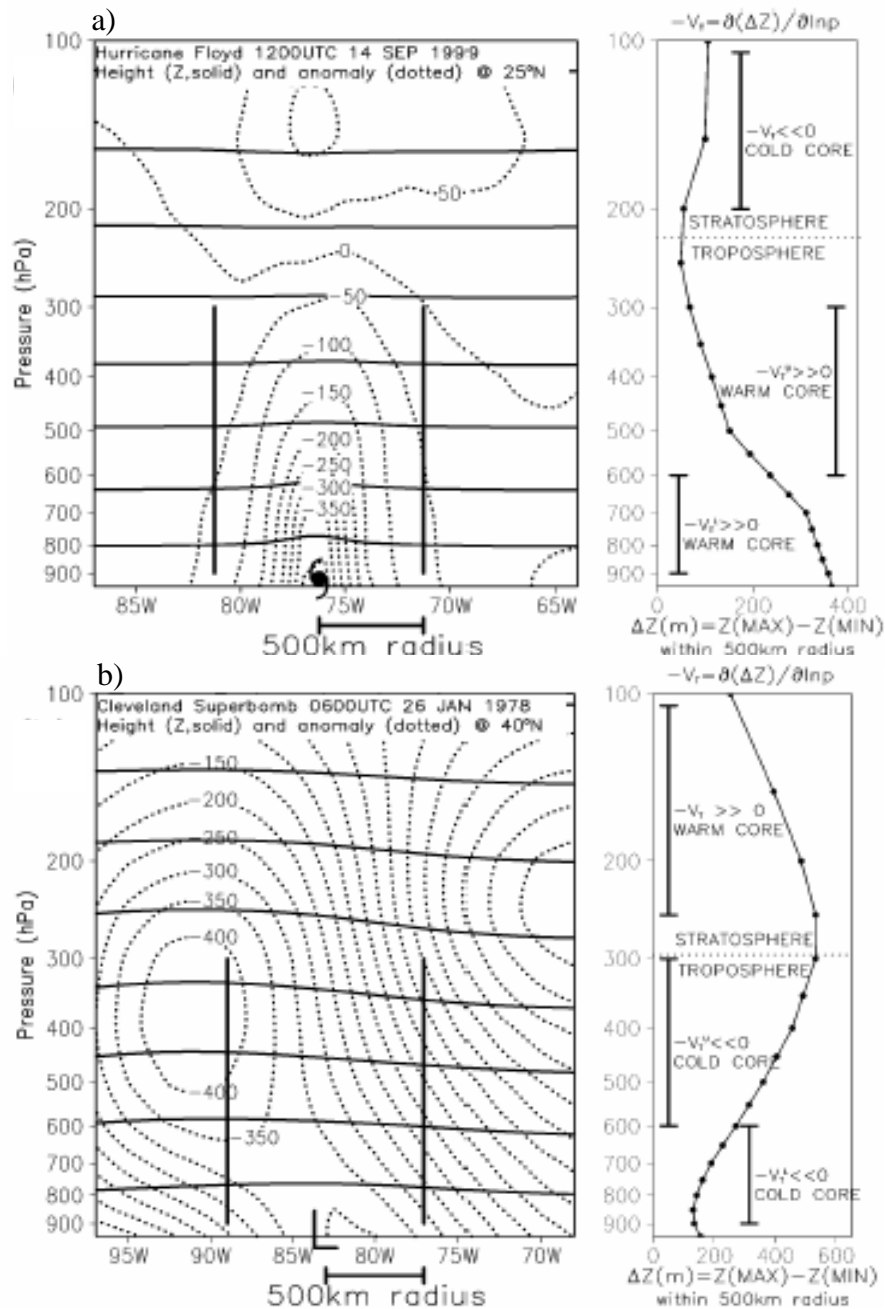


Figura 3.3. Determinação dos parâmetros do vento térmico na baixa e na alta troposfera para: a) Furacão Floyd (exibindo uma estrutura troposférica de núcleo quente) e b) Ciclone superbomba Cleveland (exibindo uma estrutura de núcleo frio ao longo de toda troposfera). (À esquerda) Seção longitudinal de altura Z (linha cheia, intervalo a cada 2000 m) e anomalia em relação à média zonal (linha pontilhada). (À direita) Os valores de ΔZ em um raio de 500 km. (Adaptado de Hart (2003)).

Valores negativos de $-V_T$ indicam um núcleo frio na camada em questão; já valores positivos mostram um núcleo quente. Dessa forma num ciclone extratropical de núcleo frio, $-|V_T^L|$ e $-|V_T^U|$ são necessariamente negativos; com $-|V_T^U|$ sendo maior, por causa da presença do cavado de ar frio nos níveis médios e altos (Fig. 3.3b). Num ciclone tropical, em contrapartida, ambos $-|V_T^L|$ e $-|V_T^U|$ são positivos, com $-|V_T^L|$ apresentando os maiores valores devido ao efeito liberação de calor latente pela convecção sustentada ao redor do centro do ciclone (Fig. 3.3a).

Os três parâmetros descritos anteriormente (Eqs. 3.1, 3.2 e 3.3) podem ser representados graficamente no diagrama conhecido como CPS. Esse é apresentado através de dois gráficos: B versus $-|V_T^L|$ e $-|V_T^U|$ versus $-|V_T^L|$. O ciclo de vida do sistema é então descrito através das trajetórias das linhas ao longo do diagrama desde o começo, dado pelo ponto A, até o final dado pelo ponto Z. As cores dos círculos correspondem à intensidade do centro de baixa pressão (medido pela pressão ao nível médio do mar), desde o mais fraco ($p > 1010$ hPa) até o mais intenso ($p < 970$ hPa). Já o tamanho do círculo refere-se à área na qual possui os ventos sustentados excedem 17 ms^{-1} (*gale force winds*).

Hart (2003) analisando uma série de casos de ciclones determinou os valores típicos dos parâmetros do CPS e com isso sumarizou as regiões do diagrama pertinentes aos diferentes tipos de ciclones e estágios de desenvolvimento (Fig. 3.4). Nele é possível representar o ciclo de vida de um ciclone tropical, desde a sua fase de tempestade tropical (no diagrama mostrado como TS) até as diversas categorias de intensidade (Cat – 3 e Cat – 5, por exemplo), como também o de um extratropical desde o início até a fase de oclusão. Além desses ciclos convencionais, o CPS pode também representar as transições extratropicais, quando furacões vão perdendo seu núcleo quente e tornam-se ciclones extratropicais de núcleo frio, e tropicais quando o processo ocorre no sentido oposto. O furacão Catarina que se formou na costa brasileira é um exemplo clássico de transição tropical. Esse sistema originou-se a partir de um ciclone de natureza frontal, o qual foi desenvolvendo uma estrutura de baixa despreendida de núcleo quente em altos níveis e ganhando status de furacão (Pezza e Simmonds, 2005; McTaggart-Cowan et al., 2006, por exemplo)

O desenvolvimento de estruturas híbridas e seclusões quentes em intensos ciclones extratropicais também podem ser exploradas no CPS. Cabe destacar, que cada sistema possui uma região preferencial de ocorrência no CPS como mostrado na Fig. 3.4, dados os diversos valores de assimetria térmica e vento térmico inerentes em cada estrutura.

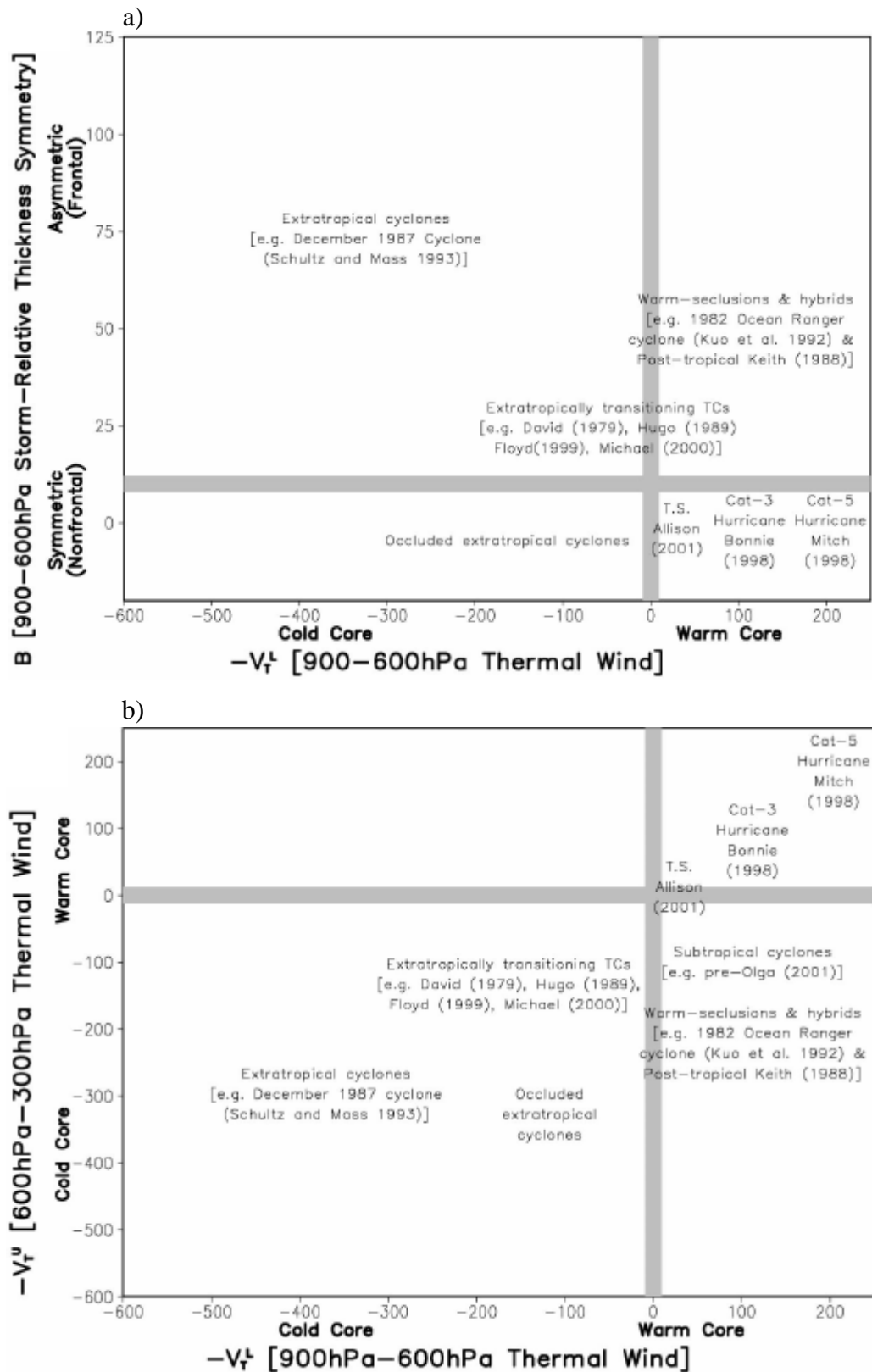


Figura 3.4. Sumário da localização geral dos vários tipos de ciclones num CPS: a) B vs $-|V_r^L|$ e b) $-|V_r^U|$ e $-|V_r^L|$. Enquanto os ciclones podem se mover ao longo do diagrama, essas localizações são as mais representativas ou únicas para um determinado tipo de ciclone. (Adaptado de Hart (2003)).

3.4. Energética de área limitada.

As equações apropriadas para estudar a energética de sistemas na atmosfera foram derivadas primeiramente por Lorenz (1955, 1967) e são utilizadas neste trabalho na forma encontrada em Muench (1965) e Brennan e Vincent (1980). Uma vez que os ciclones possuem área limitada faz-se necessário incluir os efeitos de fronteira no ciclo de energia de Lorenz já que há transporte de energia diferente de zero através delas (Michaelides, 1987), sendo assim:

$$\begin{aligned}
 \frac{\partial A_Z}{\partial t} &= -C_Z - C_A + G_Z + BA_Z \\
 \frac{\partial K_Z}{\partial t} &= C_Z + C_K - D_Z + BK_Z + B\Phi_Z \\
 \frac{\partial A_E}{\partial t} &= C_A - C_E + G_E + BA_E \\
 \frac{\partial K_E}{\partial t} &= C_E - C_K - D_E + BK_E + B\Phi_E
 \end{aligned}
 \tag{3.4 - 3.7}$$

Essas equações representam o ciclo completo de energia num domínio limitado da atmosfera, onde: A_Z , K_Z , A_E e K_E referem-se às energias potencial disponível e cinética, zonal e disponível à perturbação, respectivamente. De acordo com Lorenz (1967) A_Z está relacionado à quantidade total de energia associada a um campo de massa médio zonal ao passo que A_E corresponde ao excesso de energia sobre esse campo. Já K_Z é à energia cinética referente a um escoamento zonal sem a presença de distúrbios, e K_E ao excesso de energia em relação à K_Z . Os termos iniciados por C denotam as conversões entre as formas de energia, sendo os que os índices Z, E, A, K referem-se, respectivamente, às conversões entre as formas de energia zonais (A_Z para K_Z), entre as formas perturbadas (A_E para K_E), entre as energias potencial disponíveis (A_Z para A_E) e, finalmente, entre as energias cinéticas (K_E para K_Z) (vide Capítulo 2 para maiores detalhes). Já os termos iniciados por G , D e B mostram respectivamente a geração, dissipação e o fluxo de energias através das fronteiras do domínio.

Essas equações foram obtidas por Lorenz através da manipulação matemática das equações básicas: momento, termodinâmica e continuidade. Para descrever os termos que envolvem o escoamento básico zonal e as perturbações é necessário introduzir no equacionamento os conceitos estatísticos de média zonal, média na área e os seus respectivos desvios. A média zonal e a média na área são definidas como:

$$[(\quad)] = \frac{1}{\lambda_E - \lambda_W} \int_{\lambda_W}^{\lambda_E} (\quad) d\lambda \quad (3.8) \quad \overline{(\quad)} = \frac{1}{\sin \phi_N - \sin \phi_S} \int_{\phi_S}^{\phi_N} [(\quad)] \cos \phi d\phi \quad (3.9)$$

onde, ϕ e λ referem-se aos limites horizontais de latitude (norte-sul) e longitude (leste-oeste), respectivamente, do domínio computacional.

Os desvios da média zonal e o da média na área em relação à média zonal são dados por:

$$(\quad)' = (\quad) - [(\quad)] \quad (3.10) \quad (\quad)^* = [(\quad)] - \overline{(\quad)} \quad (3.11)$$

Apoiado em fatos observacionais que mostram como os distúrbios se desenvolviam sobrepostos ao escoamento zonal, Lorenz (1955, 1967) particionou a energia, tanto a cinética como a potencial, nas formas zonal e da perturbação e obteve as seguintes relações:

$$A_Z = \int_{pt}^{pb} \frac{\overline{T'^2}}{2\bar{\sigma}} dp \quad (3.12) \quad A_E = \int_{pt}^{pb} \frac{\overline{T'^2}}{2\bar{\sigma}} dp \quad (3.13)$$

$$K_Z = \frac{1}{2g} \int_{pt}^{pb} \overline{([u]^2 + [v]^2)} dp \quad (3.14) \quad K_E = \frac{1}{2g} \int_{pt}^{pb} \overline{(u'^2 + v'^2)} dp \quad (3.15)$$

O parâmetro de estabilidade estática médio ($\bar{\sigma}$), necessário para o cálculo de diversos termos do ciclo de energia, é dado por:

$$\bar{\sigma} = \left(\frac{g\bar{T}}{c_p} - \frac{pg}{R} \frac{\partial \bar{T}}{\partial p} \right) \quad (3.16)$$

no qual, g é a gravidade, c_p calor específico à pressão constante, T a temperatura, p a pressão e R a constante universal dos gases.

Os termos de conversão de energia são dados pelas seguintes expressões (para a explicação física dos termos, vide Capítulo 2):

$$C_Z = -\frac{1}{g} \int_{pt}^{pb} \frac{R}{p} \overline{\omega^* T^*} dp \quad (3.17) \quad C_E = -\frac{1}{g} \int_{pt}^{pb} \frac{R}{p} \overline{\omega' T'} dp \quad (3.18)$$

$$C_A = -\int_{pt}^{pb} \frac{1}{\bar{\sigma}} \left(\frac{1}{a} \overline{v' T' \frac{\partial T^*}{\partial \phi}} + \overline{\omega' T' \frac{\partial T^*}{\partial p}} \right) dp \quad (3.19)$$

$$C_K = \frac{1}{g} \int_{pt}^{pb} \left(\frac{\cos \phi}{a} \overline{u' v' \frac{\partial}{\partial \phi} \left(\frac{[u]}{\cos \phi} \right)} + \frac{v'^2}{a} \frac{\partial [v]}{\partial \phi} + \frac{\tan \phi}{a} \overline{u'^2 [v]} + \overline{\omega' u' \frac{\partial [u]}{\partial p}} + \overline{\omega' v' \frac{\partial [v]}{\partial p}} \right) dp \quad (3.20)$$

Já os termos relacionados à geração e dissipação são determinadas a partir de:

$$G_Z = \int_{pt}^{pb} \frac{\overline{Q^* T^*}}{c_P \overline{\sigma}} dp \quad (3.21)$$

$$G_E = \int_{pt}^{pb} \frac{\overline{Q' T'}}{c_P \overline{\sigma}} dp \quad (3.22)$$

$$D_Z = -\frac{1}{g} \int_{pt}^{pb} \overline{([u][F_\lambda] + [v][F_\phi])} dp \quad (3.23) \quad D_E = -\frac{1}{g} \int_{pt}^{pb} \overline{(u'F_\lambda + v'F_\phi)} dp \quad (3.24)$$

onde, nas equações acima u , v e ω referem-se às componentes do vento.

De acordo com o proposto por Muench (1965), por causa das análises se darem num domínio limitado da atmosfera, é necessário incluir os termos de fronteira laterais o que implica que a transferência de energia através das bordas da área de integração deve ser considerada. Sendo assim as transferências de A_Z , A_E , K_Z e K_E , que são dadas pela integração da divergência, tanto horizontal como vertical, do fluxo dessas energias:

$$\begin{aligned} BA_Z = & -\frac{1}{a(\lambda_E - \lambda_W)(\sin \phi_N - \sin \phi_S)} \int_{pt}^{pb} \int_{\phi_S}^{\phi_N} \frac{1}{2\overline{\sigma}} (2T^* T' u + T^{*2} u)_{\lambda_W}^{\lambda_E} d\phi dp \\ & -\frac{1}{a(\sin \phi_N - \sin \phi_S)} \int_{pt}^{pb} \frac{1}{2\overline{\sigma}} \{ (2[v' T'] T^* + T^{*2} [v]) \cos \phi \}_{\phi_S}^{\phi_N} dp \\ & -\frac{1}{2\overline{\sigma}} \overline{(2[\omega' T'] T^* + T^{*2} [\omega])}_{pt}^{pb} \end{aligned} \quad (3.25)$$

$$\begin{aligned} BA_E = & -\frac{1}{a(\lambda_E - \lambda_W)(\sin \phi_N - \sin \phi_S)} \int_{pt}^{pb} \int_{\phi_S}^{\phi_N} \frac{1}{2\overline{\sigma}} (u T'^2)_{\lambda_W}^{\lambda_E} d\phi dp \\ & -\frac{1}{a(\sin \phi_N - \sin \phi_S)} \int_{pt}^{pb} \frac{1}{2\overline{\sigma}} \{ [v T'^2] \cos \phi \}_{\phi_S}^{\phi_N} dp \\ & -\frac{1}{2\overline{\sigma}} \overline{(\omega T'^2)}_{pt}^{pb} \end{aligned} \quad (3.26)$$

$$\begin{aligned} BK_Z = & -\frac{1}{a(\lambda_E - \lambda_W)(\sin \phi_N - \sin \phi_S)} \int_{pt}^{pb} \int_{\phi_S}^{\phi_N} \frac{1}{2g} (u[u^2 + v^2 - u'^2 - v'^2])_{\lambda_W}^{\lambda_E} d\phi dp \\ & -\frac{1}{a(\sin \phi_N - \sin \phi_S)} \int_{pt}^{pb} \frac{1}{2g} \{ [v(u^2 + v^2 - u'^2 - v'^2)] \cos \phi \}_{\phi_S}^{\phi_N} dp \\ & -\frac{1}{2g} \overline{\omega(u^2 + v^2 - u'^2 - v'^2)}_{pt}^{pb} \end{aligned} \quad (3.27)$$

$$\begin{aligned}
BK_E = & -\frac{1}{a(\lambda_E - \lambda_W)(\sin \phi_N - \sin \phi_S)} \int_{p_t}^{p_b} \int_{\phi_S}^{\phi_N} \frac{1}{2g} (u[u'^2 + v'^2])_{\lambda_W}^{\lambda_E} d\phi dp \\
& -\frac{1}{a(\sin \phi_N - \sin \phi_S)} \int_{p_t}^{p_b} \frac{1}{2g} \{[v(u'^2 + v'^2)] \cos \phi\}_{\phi_S}^{\phi_N} dp \\
& -\frac{1}{2g} \overline{\omega(u'^2 + v'^2)}_{p_t}^{p_b}
\end{aligned} \tag{3.28}$$

onde, λ_N , λ_S , ϕ_E , ϕ_W referem-se as limites norte, sul, leste e oeste do domínio; p_b e p_t os limites inferior e superior da integração vertical, e a o raio da Terra.

Além dos termos de fluxo de energia entre as fronteiras propriamente ditos, Muench (1965) considera ainda para o ciclo de energia mais dois termos que seriam devidos ao trabalho da pressão exercido nas fronteiras:

$$\begin{aligned}
B\Phi_Z = & -\frac{1}{a(\lambda_E - \lambda_W)(\sin \phi_N - \sin \phi_S)} \int_{p_t}^{p_b} \int_{\phi_S}^{\phi_N} \frac{1}{g} (u\Phi - u'\Phi')_{\lambda_W}^{\lambda_E} d\phi dp \\
& -\frac{1}{a(\sin \phi_N - \sin \phi_S)} \int_{p_t}^{p_b} \frac{1}{g} \{([v][\Phi]) \cos \phi\}_{\phi_S}^{\phi_N} dp \\
& -\frac{1}{g} (\overline{\omega\Phi} + \overline{\omega^*\Phi^*})_{p_t}^{p_b}
\end{aligned} \tag{3.29}$$

$$\begin{aligned}
B\Phi_E = & -\frac{1}{a(\lambda_E - \lambda_W)(\sin \phi_N - \sin \phi_S)} \int_{p_t}^{p_b} \int_{\phi_S}^{\phi_N} \frac{1}{g} (u'\Phi')_{\lambda_W}^{\lambda_E} d\phi dp \\
& -\frac{1}{a(\sin \phi_N - \sin \phi_S)} \int_{p_t}^{p_b} \frac{1}{g} \{([v'\Phi']) \cos \phi\}_{\phi_S}^{\phi_N} dp \\
& -\frac{1}{g} (\overline{\omega'\Phi'})_{p_t}^{p_b}
\end{aligned} \tag{3.30}$$

Em relação aos métodos numéricos para efetuar os cálculos do balanço de energia (Eqs. 3.12 – 3.30) foi utilizado o esquema de diferenças finitas centradas para os termos que envolvem derivadas no espaço (x , y e p) e no tempo. No processo de integração na vertical foi utilizado o esquema simples de integração numérica a partir do ponto médio entre dois níveis de pressão consecutivos conhecidos. Para os termos que possuem derivadas verticais, as derivadas no primeiro nível (1000 hPa) foram calculadas adotando o valor no ponto médio situado entre os níveis de 925 e 1000 hPa.

Uma vez que os cálculos da energética envolvem integrações verticais e médias espaciais numa área bem definida, fez-se necessário determinar a dimensão do domínio

computacional. Existem duas formas possíveis para tal escolha, que é o esquema euleriano e o quase-lagrangeano (Starr, 1946; Johnson e Downey, 1975 e Michaelides, 1999). No primeiro, é definido um domínio fixo no qual é contabilizado todas as mudanças de posição e tamanho do sistema, ou seja, a área deve ser grande o suficiente para que o sistema esteja dentro dela em cada instante de tempo. Já no segundo, é definida uma área de tamanho fixo, centrada no sistema, que se move junto com as mudanças de posição do centro do ciclone.

De acordo com Michaelides (1999) o esquema euleriano (cálculo num volume fixo no espaço) possui desvantagens inerentes à energética de sistemas sinóticos individuais, que são caracterizados por evolução no tempo e mobilidade; já o esquema quase-lagrangeano é uma aproximação mais prática no estudo de sistemas com alta mobilidade uma vez que se foca no cálculo do sistema em si. As desvantagens do esquema euleriano seriam devidas à inclusão da presença de outros sistemas sinóticos no domínio no momento do cálculo, o que influenciaria nos valores encontrados tanto de energia como nos das conversões. Entretanto, a adoção do esquema quase-lagrangeano leva à algumas inconsistências teóricas; que é a definição da derivada local para os cálculos das variações com o tempo das quantidades de energia e à própria formulação das equações, que como citado anteriormente, vêm das equações do momento e termodinâmica na forma euleriana. Além disso, na formulação proposta não há explicitamente em nenhum termo a contabilização da velocidade de translação do domínio, sendo que dessa forma as equações do ciclo de energia usadas em diversos trabalhos não são totalmente adequadas à uma descrição quase-lagrangeana. Em outros trabalhos como, por exemplo, no balanço de vorticidade e calor (Sinclair, 1992; Sinclair e Revell, 2000) em que os autores fazem o uso do esquema quase-lagrangeano, existe a subtração da velocidade de translação do domínio na velocidade total nos termos advectivos das equações.

Dessa forma, a princípio, optou-se pelo esquema euleriano na definição do domínio computacional. Obviamente, a área não foi igual para todos os casos, mas sim foi baseada na posição inicial e final de cada sistema e considerando um domínio em que o sistema em estudo fosse a feição sinótica principal ou única na maior parte do tempo. Com isso obtiveram-se os seguintes domínios (todos integrados entre 1000 e 100 hPa):

- Reg1: 42,5° - 17,5° S de latitude por 60° - 30° W de longitude;
- Reg2: 65° - 20° S de latitude por 65° - 20° W de longitude e,
- Reg3: 60° - 30° S de latitude por 82,5° - 15° W de longitude.

Em relação aos termos de geração, dissipação e trabalho exercido nas fronteiras (Eqs. 3.21 – 3.24, 3.29 e 3.30), tradicionalmente na literatura (Michaelides, 1987; Wahab et al, 2002, por exemplo) são determinados como resíduos das equações 3.4 – 3.7, ou seja

$$\Delta G_Z = G_Z + \varepsilon_{Az} \quad (3.31)$$

$$\Delta G_E = G_E + \varepsilon_{Ae} \quad (3.32)$$

$$RK_Z = B\Phi_Z - D_Z + \varepsilon_{Kz} \quad (3.33)$$

$$RK_E = B\Phi_E - D_E + \varepsilon_{Ke} \quad (3.34)$$

A geração de energia potencial disponível é estimada através das relações Eqs. 3.31 e 3.32, onde além das gerações propriamente ditas existe a contabilização dos erros acumulados nos cálculos dos diversos termos das Eqs. 3.4 e 3.6, denominados pela letra ε . Como forma de comparação (vide Apêndice A), calculou-se através da equação da termodinâmica o termo diabático Q/c_p , que de acordo com Sinclair (1992) representa principalmente os efeitos de liberação de calor latente.

$$\frac{\partial T}{\partial t} + \left(\frac{u}{a \cos \phi} \frac{\partial T}{\partial \lambda} + \frac{v}{a} \frac{\partial T}{\partial \phi} \right) + \omega \left(\frac{\partial T}{\partial p} - \frac{\alpha}{c_p} \right) = \frac{\dot{Q}}{c_p} = F_T \quad (3.25)$$

onde os símbolos α representa o volume específico e Q as fontes diabáticas de calor.

Dessa forma com o auxílio das Eqs. 3.21, 3.22 e 3.25, teve-se uma outra estimativa da geração de energia potencial disponível nos ciclones.

Diversos trabalhos não determinam diretamente $B\Phi_Z$ e $B\Phi_E$, pois como notado esses termos apresentam valores muito grandes ou muito pequenos, distantes da realidade (por exemplo, Michaelides, 1987; Brennan e Vincent, 1982). De acordo com Muench (1965) isto pode ser atribuído à magnificação de erros iniciais no campo de geopotencial. Dessa forma, esses termos juntos da dissipação e de possíveis erros numéricos acumulados são representados pelas Eqs. 3.33 e 3.34. Com todas essas considerações tem-se o ciclo de energia modificado para o domínio limitado apresentado na Fig. 3.5:

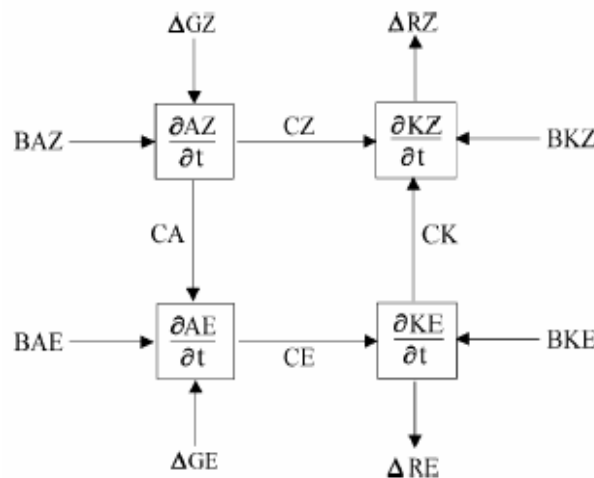


Figura 3.5. Ciclo de energia de Lorenz modificado para os cálculos. As caixas representam as variações de energia e as setas os sentidos das conversões, dos termos entre as fronteiras e dissipação. (Adaptado de Wahab et al, 2002).

CAPÍTULO 4

ANÁLISE SINÓTICA DOS CASOS E CPS.

Nessa seção serão apresentados os aspectos sinóticos referentes à formação e evolução, bem como o *cyclone phase space* para os três casos de ciclone (Reg1, Reg2 e Reg3). Toda a análise considerou o horário das 12 UTC e abrangeu o período prévio à formação até o decaimento desses. Para se ter idéia da estrutura de cavados e cristas na média troposfera bem como da presença e intensidade de jatos em médios níveis usou-se campos de altura geopotencial e velocidade do vento em 500 hPa. Em relação à intensidade do centro de pressão em superfície e da circulação ciclônica, além da presença de zonas baroclínicas e padrões de ventos em baixos níveis, foram utilizados os campos de pressão ao nível médio do mar, vorticidade, temperatura do ar e vento em 925 hPa. Para três períodos mais importantes do ciclo de vida de cada caso foram feitas seções verticais ao longo de uma longitude, centrada na baixa, de vorticidade e temperatura para avaliar a extensão vertical da circulação ciclônica. Baseados nos parâmetros de assimetria e vento térmico, descritos no Capítulo 3, construiu-se o diagrama de fase de cada sistema, o que permitiu acompanhar todas as etapas de desenvolvimento mudanças na estrutura vertical dos mesmos.

4.1. Análise sinótica das ciclogêneses.

4.1.1. Caso Reg1.

O campo de pressão ao nível do mar, que será referido daqui por diante como pressão apenas (Fig. 4.1b), mostra no dia 08/08 às 12 UTC um intenso sistema de alta pressão, de 1038 hPa, sobre a Argentina. Já nos níveis médios da atmosfera, havia a presença de um sistema de cavado/crista com uma forte inclinação NW-SE, muito similar à forma encontrada na Fig. 1.3 (vide Capítulo 1). Desde o dia 7 (figura não mostrada) esse cavado foi ganhando inclinação e amplitude conforme se deslocava para norte. Cabe destacar aqui que esse cavado encontrava-se sobreposto à um sistema mais antigo à sudeste, associado à um ciclone em estágio de franca dissipação. As máximas velocidades do vento caracterizando um jato são encontradas à leste desse cavado (Fig. 4.1c). Na parte sul/sudeste do país e oceano adjacente, os ventos foram de sul como mostra a Fig. 4.1d. Ainda pela Fig. 4.1d, do campo de temperatura nota-se uma fraca região frontal sobre o Atlântico entre 25° e 30° S. A imagem

de satélite no infravermelho mostra nebulosidade desde Santa Catarina seguindo pelo Oceano Atlântico associada ao ciclone em decaimento e a própria zona frontal (Fig. 4.1a e 4.1d).

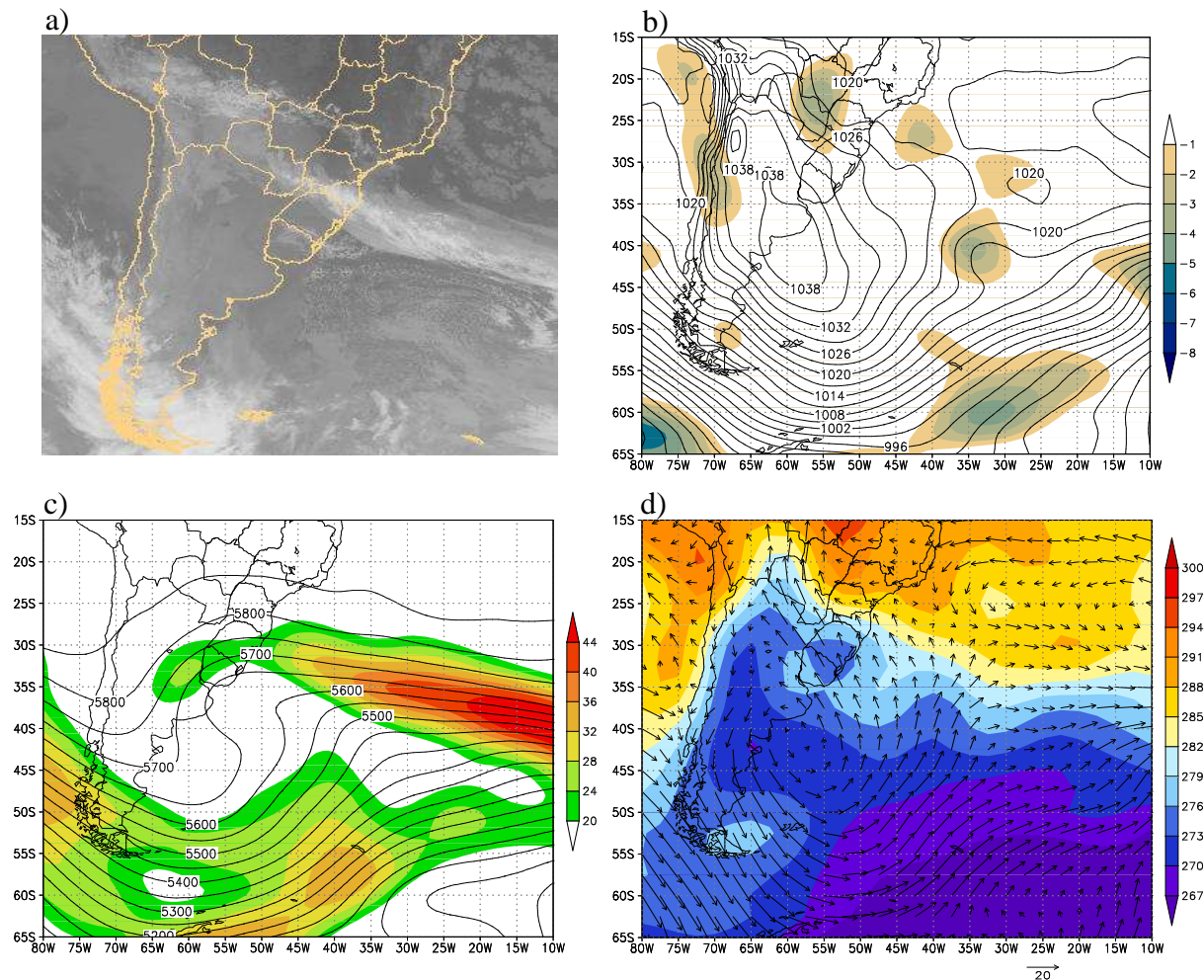


Figura 4.1. Dia 8/08/05 às 12 UTC: a) Imagens de Satélite do GOES-12 no infravermelho; b) Pressão ao nível do Mar (hPa) (isolinhas) e Vorticidade Relativa em 925 hPa (sombreado, intervalo de 10^{-5} s^{-1}); c) Altura Geopotencial (isolinhas, intervalo de 50 m) e Intensidade do vento (sombreado, intervalo de 4 m s^{-1}) em 500 hPa; d) Vetor vento e Temperatura do Ar (sombreado, intervalo de 3K) em 925 hPa.

Às 12 UTC do dia 09 nota-se que o anticiclone que estava sobre a Argentina deslocou-se para sudeste rumo ao oceano (Fig. 4.2b). Conforme esse anticiclone se deslocava observou-se a formação e o aprofundamento de uma região de baixa pressão relativa, denominada aqui de cavado invertido em superfície, ao norte dessa alta formando um padrão de dipolo. O campo de vorticidade relativa, ainda da Fig. 4.2b, em conjunto com o vento em 925 hPa já mostrava uma pronunciada circulação ciclônica, com vorticidade no centro da região de baixa pressão de aproximadamente $-5 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$. O padrão de circulação associado a alta e baixa pressão promoveram incursão de ar frio para dentro do continente como mostra a Fig. 4.2d.

Em 500 hPa, seguindo a amplificação do cavado nota-se o desprendimento de um sistema de baixa com circulação fechada, denominado na literatura *cut-off low*, em aproximadamente 50° W e 30° S; situando-se a oeste do eixo do cavado invertido em superfície (Fig. 4.2b e 4.2c). Com essa configuração existia suporte dinâmico para um aprofundamento da baixa em superfície, uma vez que a leste do cavado existe divergência de massa na média troposfera e por continuidade de massa convergência em baixos níveis, gerando movimentos ascendentes; o que pôde ser evidenciado pelo aumento da nebulosidade sobre a região de gênese (Fig. 4.2a). Nota-se que nesta região a intensidade do vento relacionados ao jato não era intensa; com jato polar sendo claramente visível na porção sul do domínio (Fig. 4.2c).

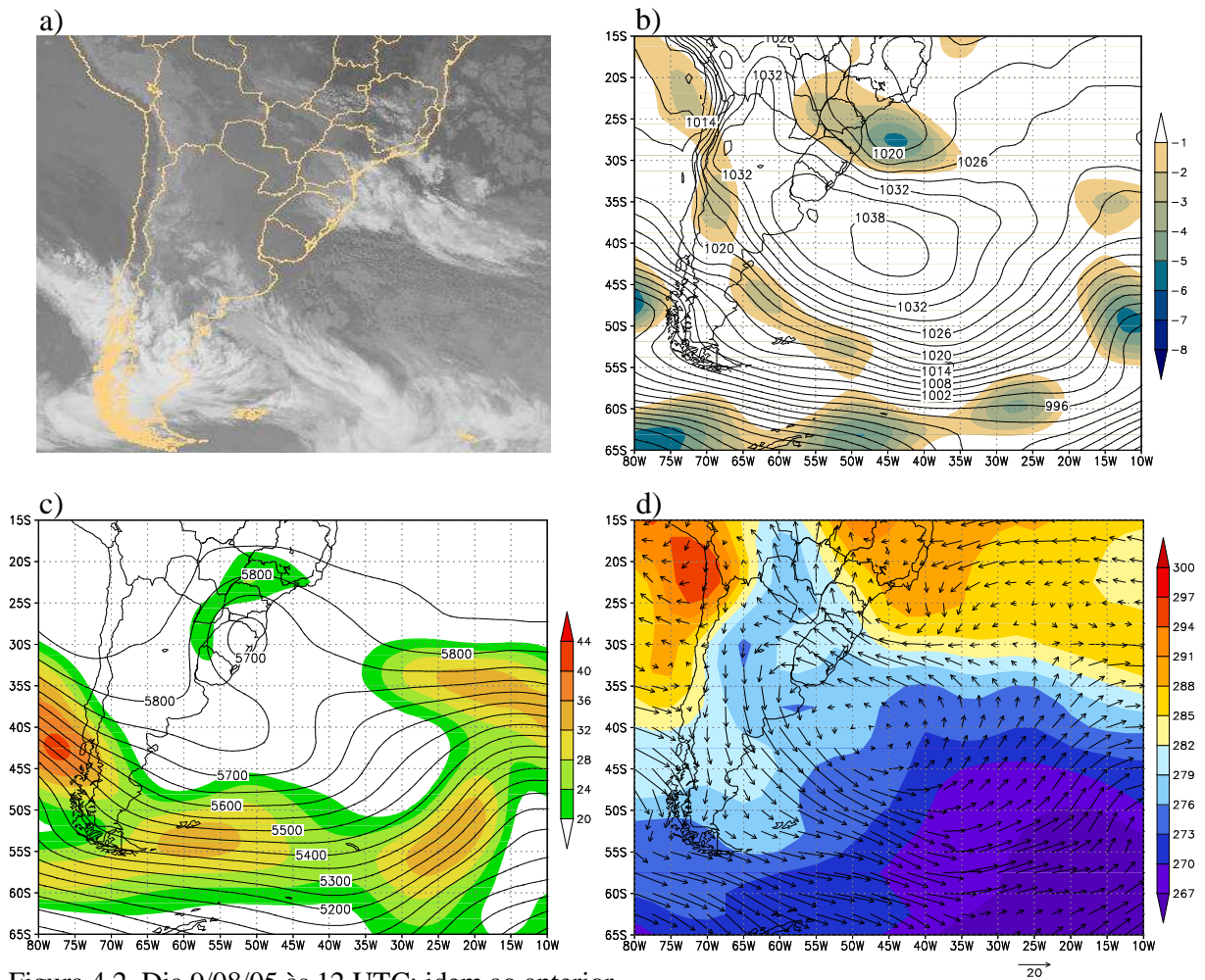


Figura 4.2. Dia 9/08/05 às 12 UTC: idem ao anterior.

No dia 10 conforme o anticiclone se propagava para leste, tanto nos baixos níveis quanto nos médios níveis, notou-se a intensificação da circulação ciclônica, culminando no fechamento das isóbaras em superfície (apresentando um centro de 1014 hPa) e a formação de bandas de nebulosidade na forma espiralada. Além disso, o cavado em 500 hPa ganhou

inclinação mais meridional e dessa forma as estruturas de baixa pressão na coluna se alinharam na vertical; indicando assim que o sistema logo tornou-se barotrópico equivalente.

No dia 11 o ciclone, já no estágio maduro, permaneceu ao longo da costa brasileira, devido à presença ainda do anticiclone à sudeste (Fig. 4.3b). A vorticidade relativa no centro do ciclone atingiu os valores mais intensos ($\sim 7 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$) e a nebulosidade adquiriu claramente a forma clássica espiralada com nuvens de topos mais altos no setor leste do que no centro (Fig. 4.3a). O campo de temperatura e vento em 925 hPa mostra que o centro da circulação ciclônica estava numa região de ar relativamente mais homogêneo do que nas vizinhanças indicando assim que não houve, desde os estágios iniciais, uma participação efetiva da baroclinia na formação do ciclone.

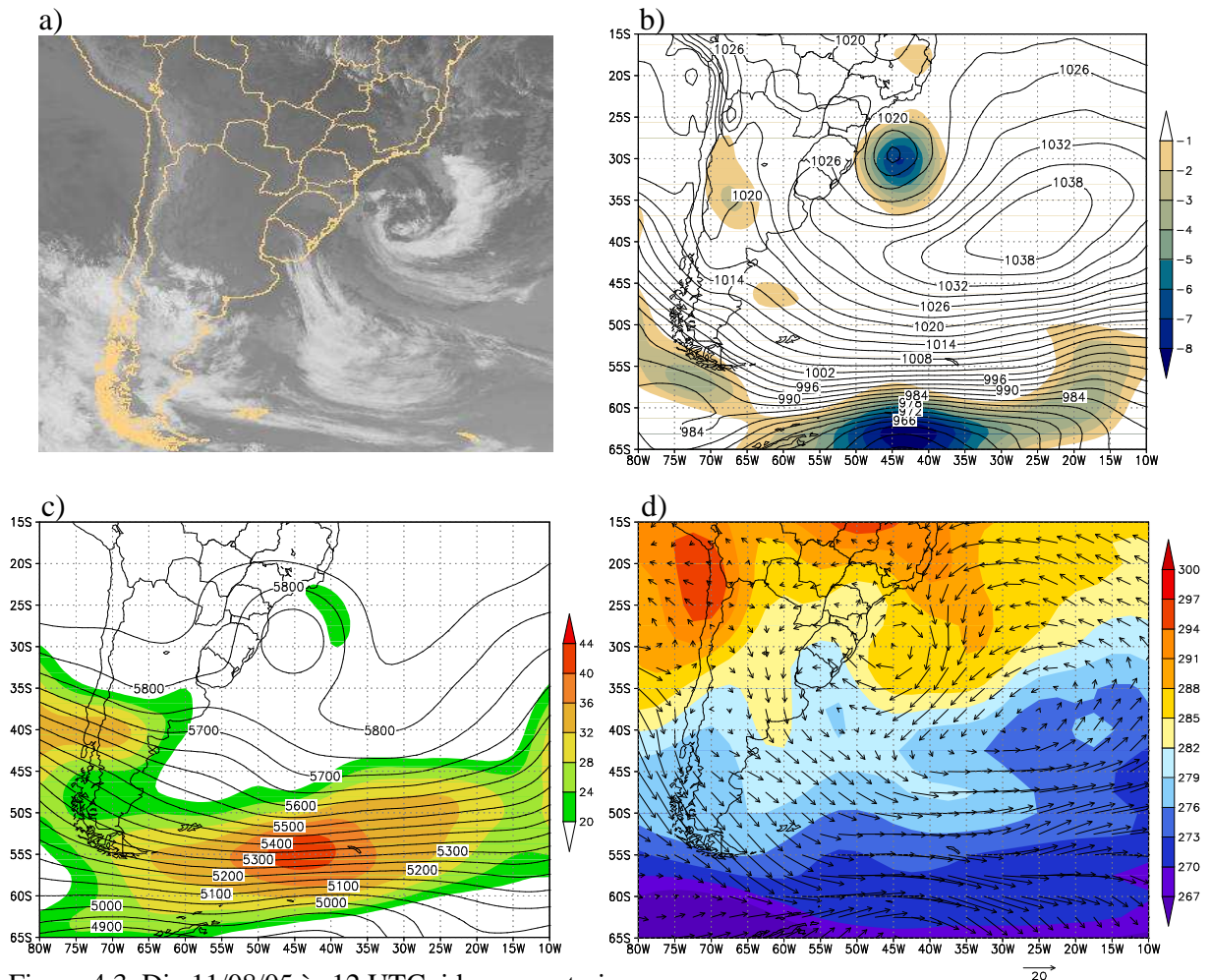


Figura 4.3. Dia 11/08/05 às 12 UTC: idem ao anterior.

Passadas 48 horas, no dia 13, houve uma desintensificação da amplitude do cavado nos níveis médios bem como o enfraquecimento da baixa pressão em superfície (Figs. 4.4b e 4.4c), marcando dessa forma o decaimento do sistema. Devido à posição relativa entre o

ciclone e o anticiclone que se encontrava sobre o Atlântico, o ciclone manteve-se praticamente semi-estacionário ao longo da costa sul do país (Figs. 4.3b e 13b).

Na média troposfera nota-se uma desamplificação do cavado e a presença de um máximo de intensidade do vento ao sul do mesmo associado com outro sistema próximo à Antártica (Figs 4.4c e 4.4b). Os ventos mantiveram-se intensos no lado leste do ciclone sobre o oceano, mas houve uma perceptível diminuição da circulação ciclônica em baixos níveis (Fig. 4.4d). As nuvens que compunham o vórtice ciclônico deslocaram-se para leste e começaram a dissipar formando apenas uma banda de nebulosidade com orientação norte-sul (Fig. 4.4a).

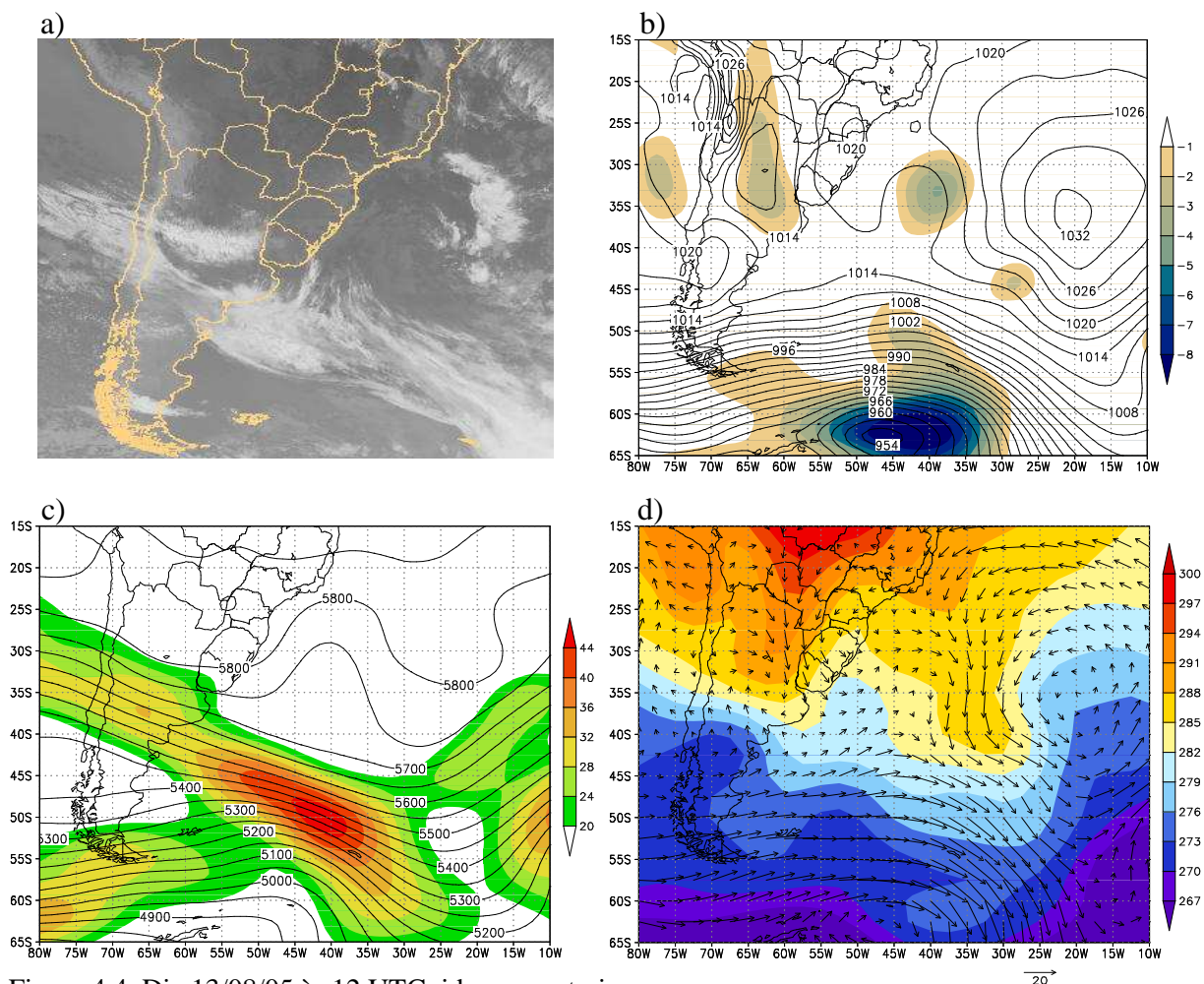


Figura 4.4. Dia 13/08/05 às 12 UTC: idem ao anterior.

4.1.2. Caso Reg2.

Os campos de pressão e vorticidade relativa mostram no dia 22 às 12 UTC sobre a Argentina e Uruguai uma região de baixa pressão de 1008 hPa com valores intensos de vorticidade relativa ($\sim -4 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$) e muita nebulosidade sobre o Uruguai (Fig. 4.5b e 4.5a).

Analisando o escoamento em 925 hPa (pela Fig. 4.5d) nota-se que na região em questão ventos de norte intensos, advectando ar mais quente dos subtropicais.

Em conjunto à estrutura em desenvolvimento em baixos níveis, em 500 hPa existia um cavado de grande amplitude sobre Chile e o oeste da Argentina e a formação de uma zona frontal em 925 hPa na região (Fig. 4.5c e 4.5d). Dessa forma, o ambiente precursor favoreceu a formação do sistema em questão através da combinação de uma baixa térmica pré-existente e a forçante dinâmica do cavado de ar superior.

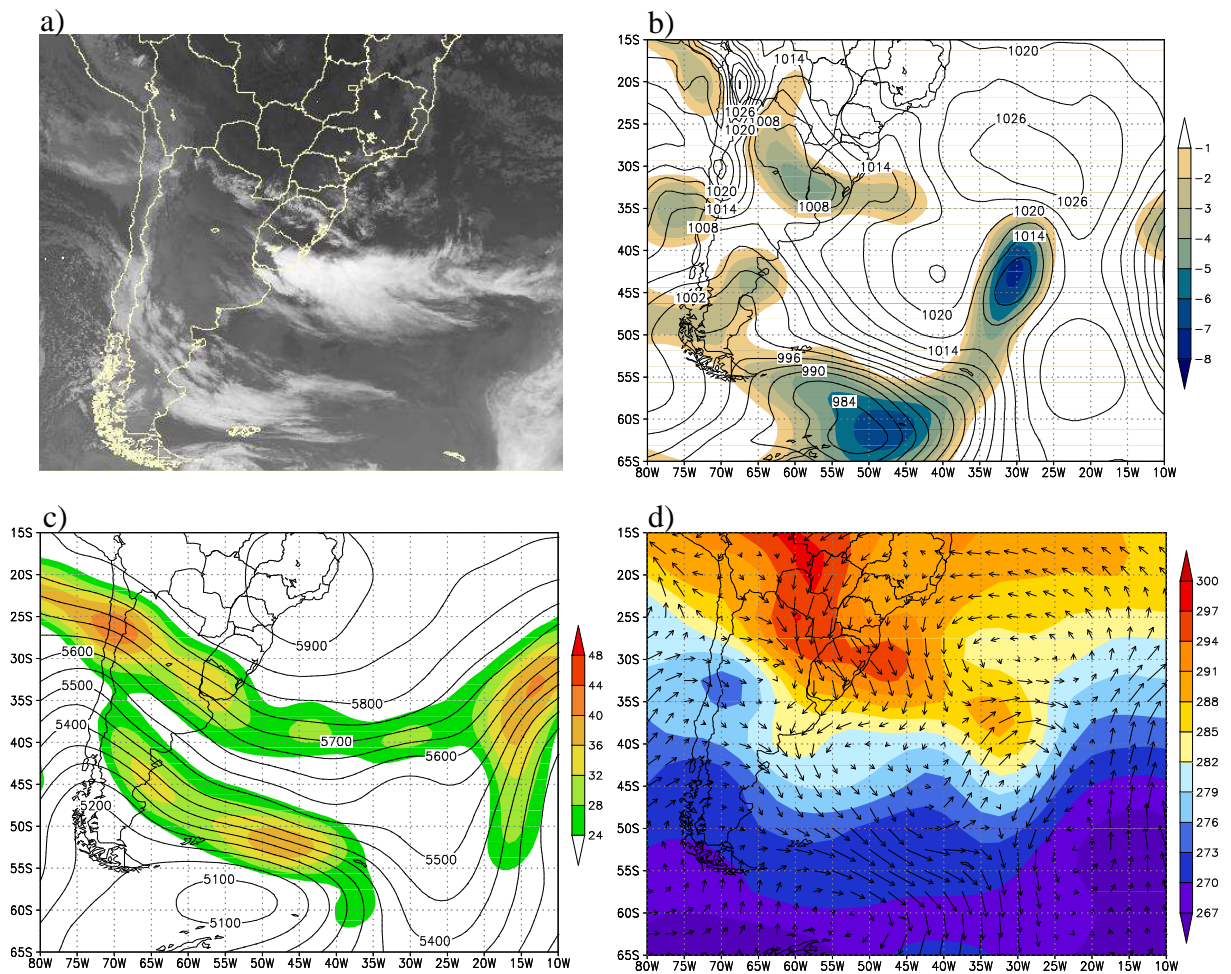


Figura 4.5. Dia 22/06/07 às 12 UTC: a) Imagens de Satélite do GOES-12 no infravermelho; b) Pressão ao nível do Mar (hPa) (isolinhas) e Vorticidade Relativa em 925 hPa (sombreado, intervalo de 10^{-5} s^{-1}); c) Altura Geopotencial (isolinhas, intervalo de 50 m) e Intensidade do vento (sombreado, intervalo de 4 m s^{-1}) em 500 hPa; d) Vetor vento e Temperatura do Ar (sombreado, intervalo de 3K) em 925 hPa.

Nas próximas horas, a baixa pressão no norte da Argentina deu origem a um forte centro de baixa pressão, na região da foz do Rio da Prata (figura não mostrada), com rápido deslocamento para sudeste. Às 12 UTC do dia 23, o ciclone estava sobre o oceano ($\sim 50^\circ \text{ W} - 45^\circ \text{ S}$) na fase de desenvolvimento, apresentando pressão central inferior a 984 hPa e vorticidade ciclônica menor que $-8 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ (Fig. 4.6b). Toda região de nebulosidade assumiu

a forma de uma grande vírgula invertida, com intensa atividade convectiva a sudeste e extensa área de cirrus a noroeste do ciclone em superfície (Fig. 4.6a).

Quantitativamente, a diferença entre a pressão no centro da baixa térmica e do ciclone já formado, indica um aprofundamento de aproximadamente 24 hPa num período de 24 horas; tratando-se dessa forma de um ciclone com características de uma ciclogênese explosiva, ou seja, com forte aprofundamento num intervalo de tempo relativamente curto (vide Sanders e Gyakum (1980) por exemplo). Os campos de temperatura e vento mostram claramente uma extensa região entre Argentina, sul do Brasil e oceano (com gradiente médio de temperatura de $\sim 0,011$ K/km) e fortes ventos associados ao ciclone (Fig. 4.6d). Em 500 hPa, acompanhando o desenvolvimento, em médios níveis, tem-se a presença de um núcleo de máxima velocidade, caracterizando um jato, e o cavado ainda mais profundo com eixo mais meridional (Fig. 4.6c). A posição relativa entre os sistemas de baixa pressão em superfície e nos níveis médios, com o ciclone em superfície à leste do eixo do cavado, forneceu suporte dinâmico para o sistema se intensificar e continuar seu deslocamento para sudeste.

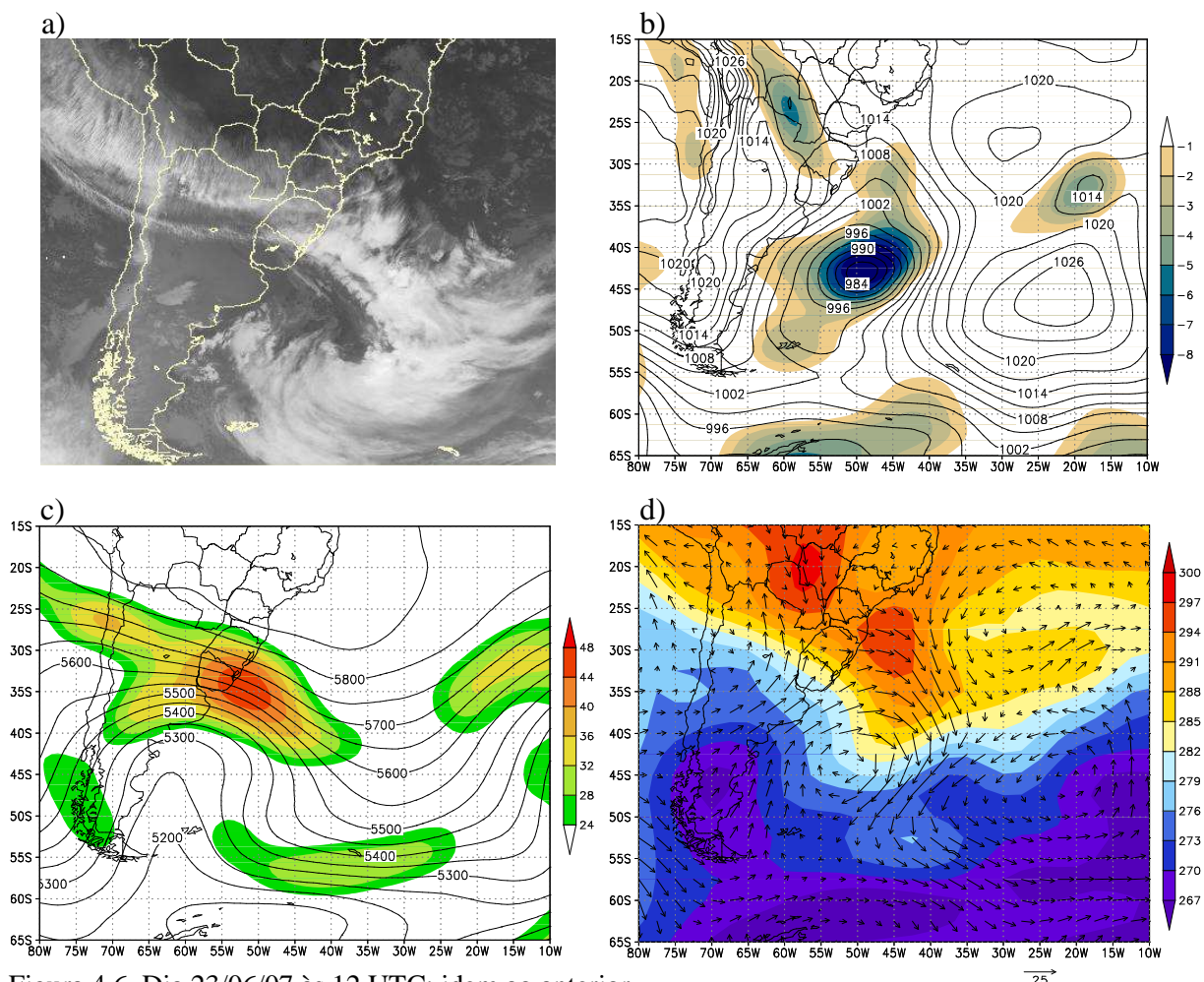


Figura 4.6. Dia 23/06/07 às 12 UTC: idem ao anterior.

Passadas 24 horas, no dia 24, o sistema atingiu o estágio maduro como mostram as bandas de nebulosidade, de topo mais baixo, em dissipação no centro do vórtice (Fig. 4.7a). O sistema adquiriu grandes dimensões espaciais (com diâmetro médio de cerca de 2250 km) e com vorticidade ciclônica intensa no centro (inferiores à $-8 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$) como mostra a Fig. 4.7b.

O campo de temperatura mostra o sistema frontal associado ao ciclone desde o norte da Argentina, passando pelo sul do Brasil e oceano adjacente (Fig. 4.7a e 4.7d), além de uma grande área de ar mais homogêneo próxima ao centro do ciclone. Tanto em superfície como em 500 hPa, os centros de circulação ciclônica estavam alinhados, indicando assim que o ciclone atingiu a fase barotrópica equivalente. Além disso, cabe destacar que os ventos em ambos os níveis (superfície e em 500 hPa) são muito intensos, com velocidade no núcleo do jato, à norte do cavado, excedendo 48 ms^{-1} (Fig. 4.7c).

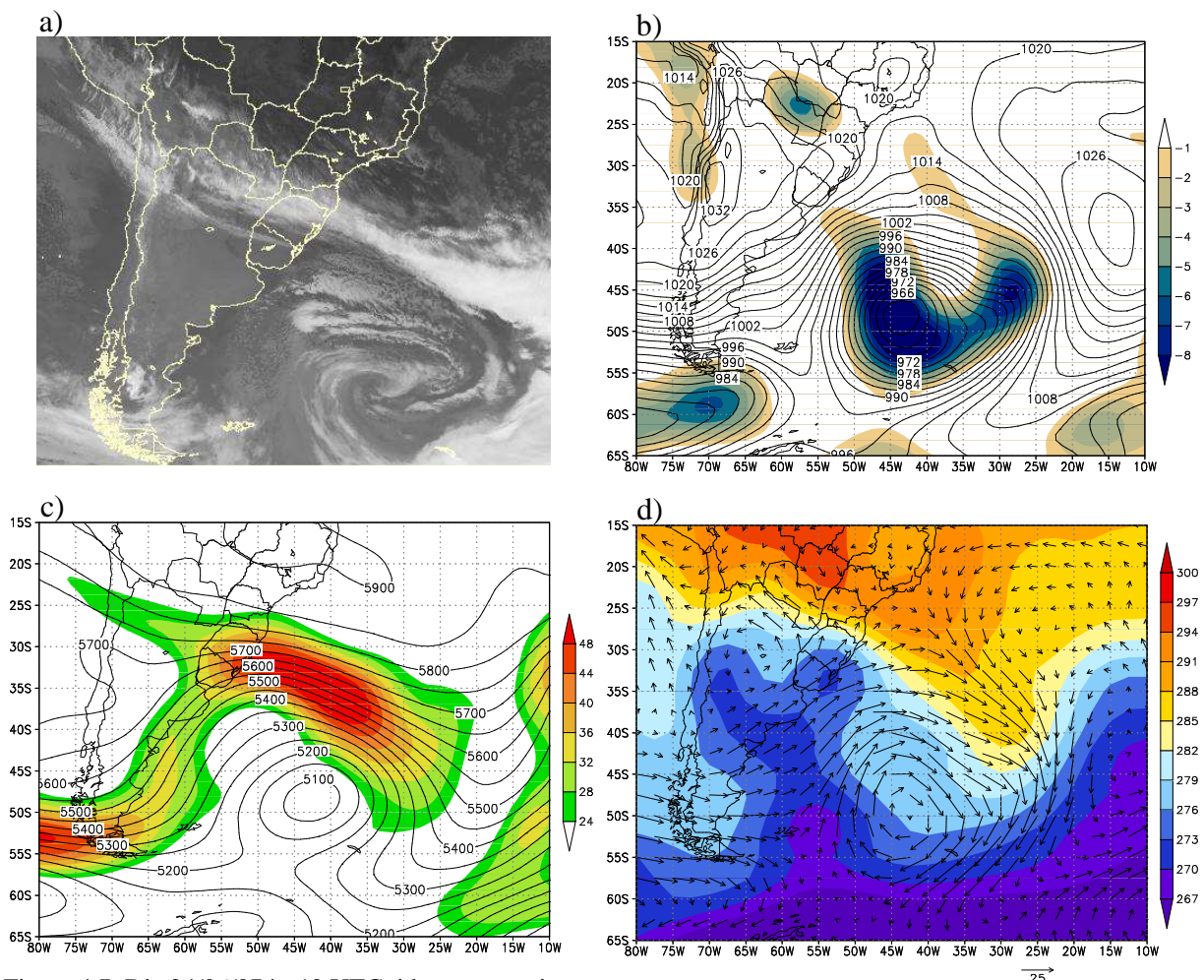


Figura 4.7. Dia 24/06/07 às 12 UTC: idem ao anterior.

Nos horários seguintes, o ciclone continuou a se propagar para fronteira leste, entretanto notou-se uma descaracterização do vórtice como um todo nos campos de pressão. No dia 26, ou seja, 48 horas depois, tem-se uma extensa área alongada de baixa pressão na

latitude de $\sim 55^\circ$ S sobre o oceano associada ao ciclone em decaimento (Fig. 4.8b). O escoamento, tanto nos níveis médios como em superfície tornou-se mais zonal e os gradientes de temperatura mais meridionais (Fig. 4.8c e d). A nebulosidade associada ao sistema em decaimento sobre o oceano, visualizada dentro do domínio da imagem de satélite, é basicamente de nuvens com topos mais baixos e em dissipação (Fig. 4.8a). Na região em estudo, após a passagem do sistema, havia a formação/propagação de outros distúrbios como observado nas regiões no noroeste do Uruguai e oeste do sul da Argentina (Fig. 4.8a e c).

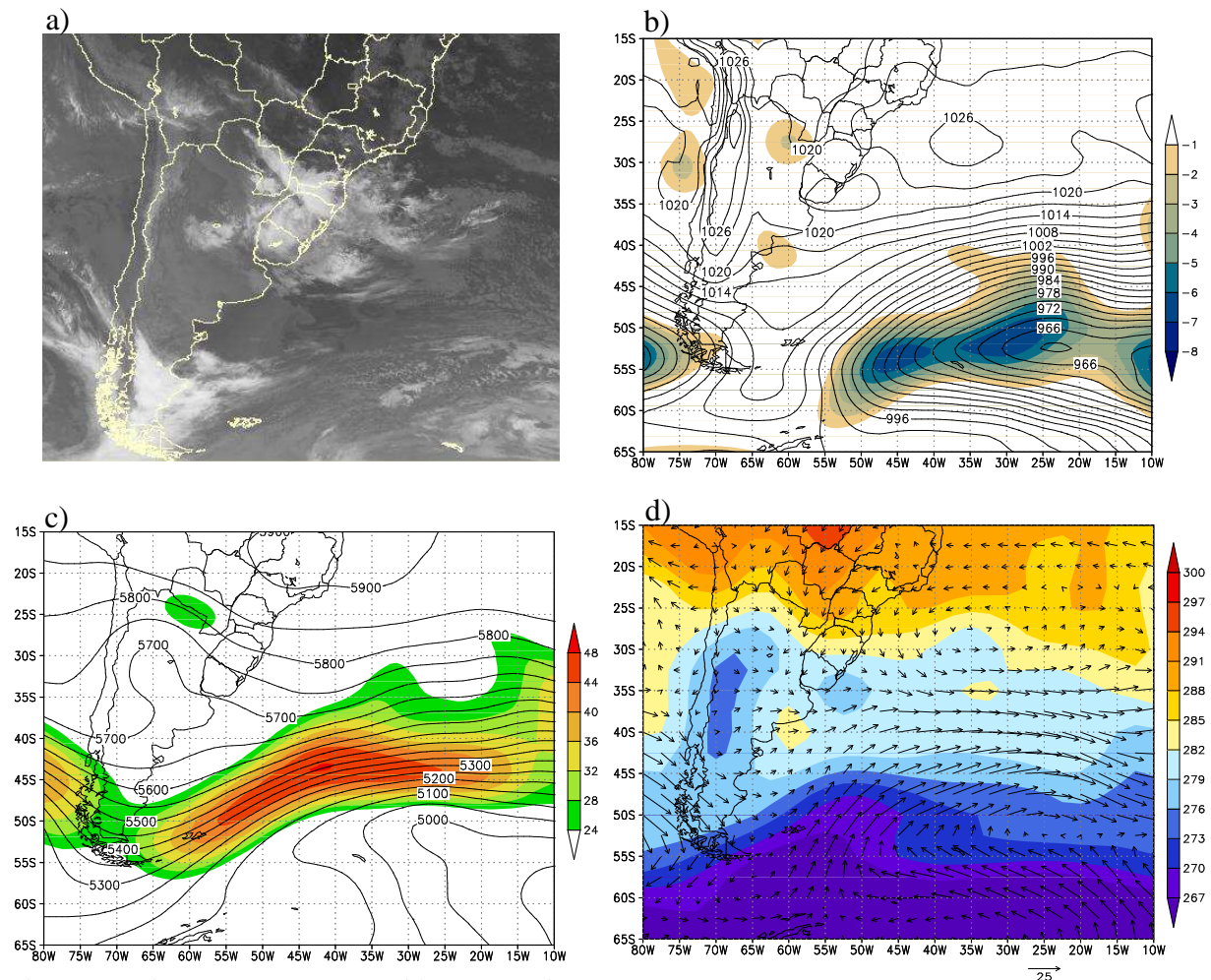


Figura 4.8. Dia 26/06/07 às 12 UTC: idem ao anterior.

4.1.3. Caso Reg3.

No dia 29 de junho de 2008 às 12 UTC, havia um sistema de baixa pressão em decaimento propagando-se no Oceano Pacífico em direção à costa do Chile como mostra o campo de pressão e vorticidade (Fig. 4.9b). Sobre essa região, em 500 hPa, o escoamento era bastante zonal com os dois jatos confluindo em aproximadamente 40° W sobre o Oceano Atlântico (Fig. 4.9c).

O campo de temperatura em 925 hPa mostra uma zona baroclínica intensa, em aproximadamente 45° S, com um gradiente meridional de temperatura da ordem de $0,022$ K/km (Fig. 4.9d). Esse valor é quase que o dobro do gradiente de temperatura médio encontrado na região de formação do caso Reg2 ($0,011$ K/km).

A imagem de satélite mostra uma região de nebulosidade, centrada em 75° W e 50° S, associada ao cavado de níveis médios e ao ciclone em superfície (Fig. 4.9a).

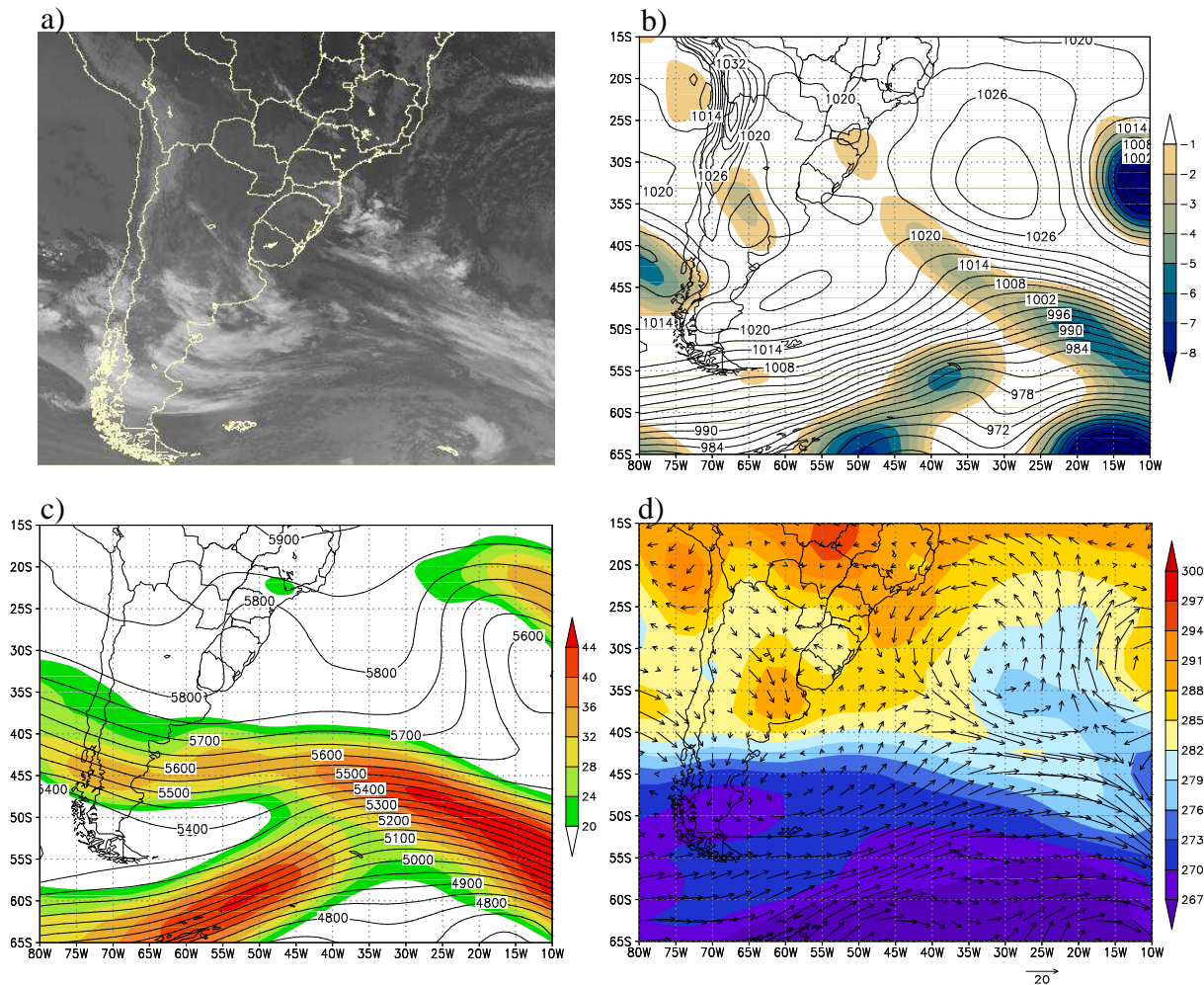


Figura 4.9. Dia 29/06/08 às 12 UTC: a) Imagens de Satélite do GOES-12 no infravermelho; b) Pressão ao nível do Mar (hPa) (isolinhas) e Vorticidade Relativa em 925 hPa (sombreado, intervalo de 10^{-5} s^{-1}); c) Altura Geopotencial (isolinhas, intervalo de 50 m) e Intensidade do vento (sombreado, intervalo de 4 m s^{-1}) em 500 hPa; d) Vetor vento e Temperatura do Ar (sombreado, intervalo de 3K) em 925 hPa.

O sistema em decaimento no Pacífico deslocou-se para o continente. Nos horários seguintes observou-se a formação de uma nova baixa pressão fechada em 45° S e 60° W. No dia 30, o ciclone estava intenso, tanto em relação à pressão no centro (996 hPa) como em relação a vorticidade relativa (inferior à $-7 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$), na costa sul Argentina (Fig. 4.10b).

Os gradientes meridionais de temperatura permaneceram intensos e o padrão de circulação ciclônica era visível nos ventos em 925 hPa (Fig. 4.10d). O desenvolvimento de

uma onda no campo de temperatura em baixos níveis acompanhou o desenvolvimento do ciclone em superfície, o qual teve suporte dinâmico de intensificação do cavado em 500 hPa (Fig. 4.10c e 4.10d). Da mesma forma que o observado no caso Reg2 é visível a presença de um jato, com velocidade superior à 36 ms^{-1} na parte norte do cavado. A área coberta de nuvens aumentou nas últimas 24 horas, acompanhando o desenvolvimento do ciclone em superfície (Fig. 4.10a).

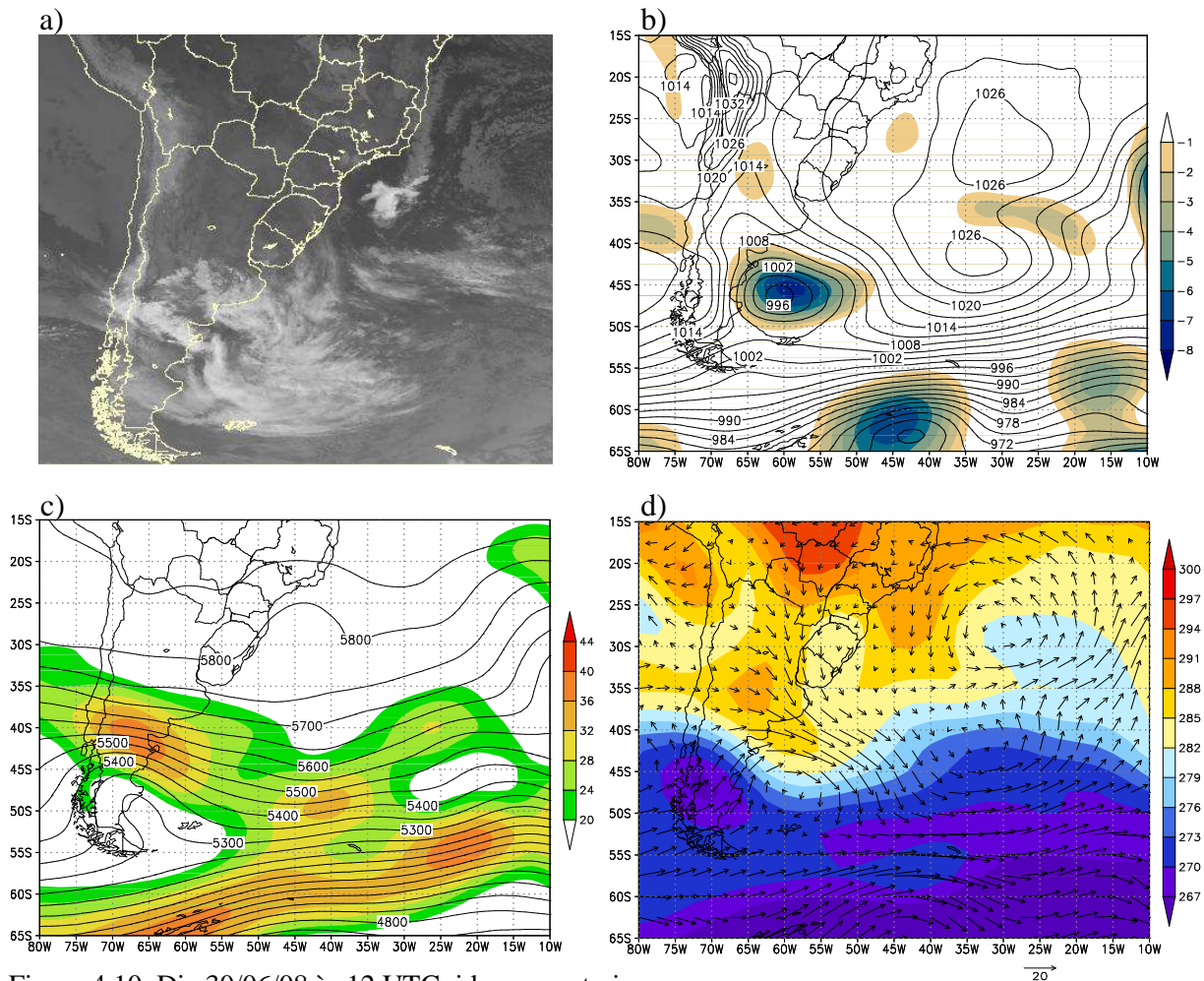


Figura 4.10. Dia 30/06/08 às 12 UTC: idem ao anterior.

Passadas 24 horas, no dia 01 às 12 UTC, o sistema atingiu o estágio maduro com a nebulosidade assumindo a configuração em espiral característica dos ciclones extratropicais (Fig. 4.11a). Os campos de pressão e vorticidade mostram que o sistema se deslocou para leste acompanhando o escoamento nos níveis médio, com forte componente zonal. Nota-se que houve aprofundamento do centro de baixa pressão em superfície (987 hPa) e intensificação da circulação ciclônica como medida pela vorticidade inferior à $-8 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ (Fig. 4.11b).

As Figs. 4.11b e 4.11c mostram que os centros de baixa em 500 hPa e em superfície estavam praticamente alinhados na vertical indicando, assim, a fase barotrópica equivalente do ciclone. Em 500 hPa o eixo cavado adquiriu orientação mais meridional, situando entre duas regiões de jato com um escoamento zonal bem intenso. Com o padrão de circulação ciclônica nos níveis baixos induzido pela onda nos níveis médios, nota-se uma maior amplificação da onda no campo de temperatura sobre todo o sul do continente e do Oceano Atlântico (Fig. 4.11d).

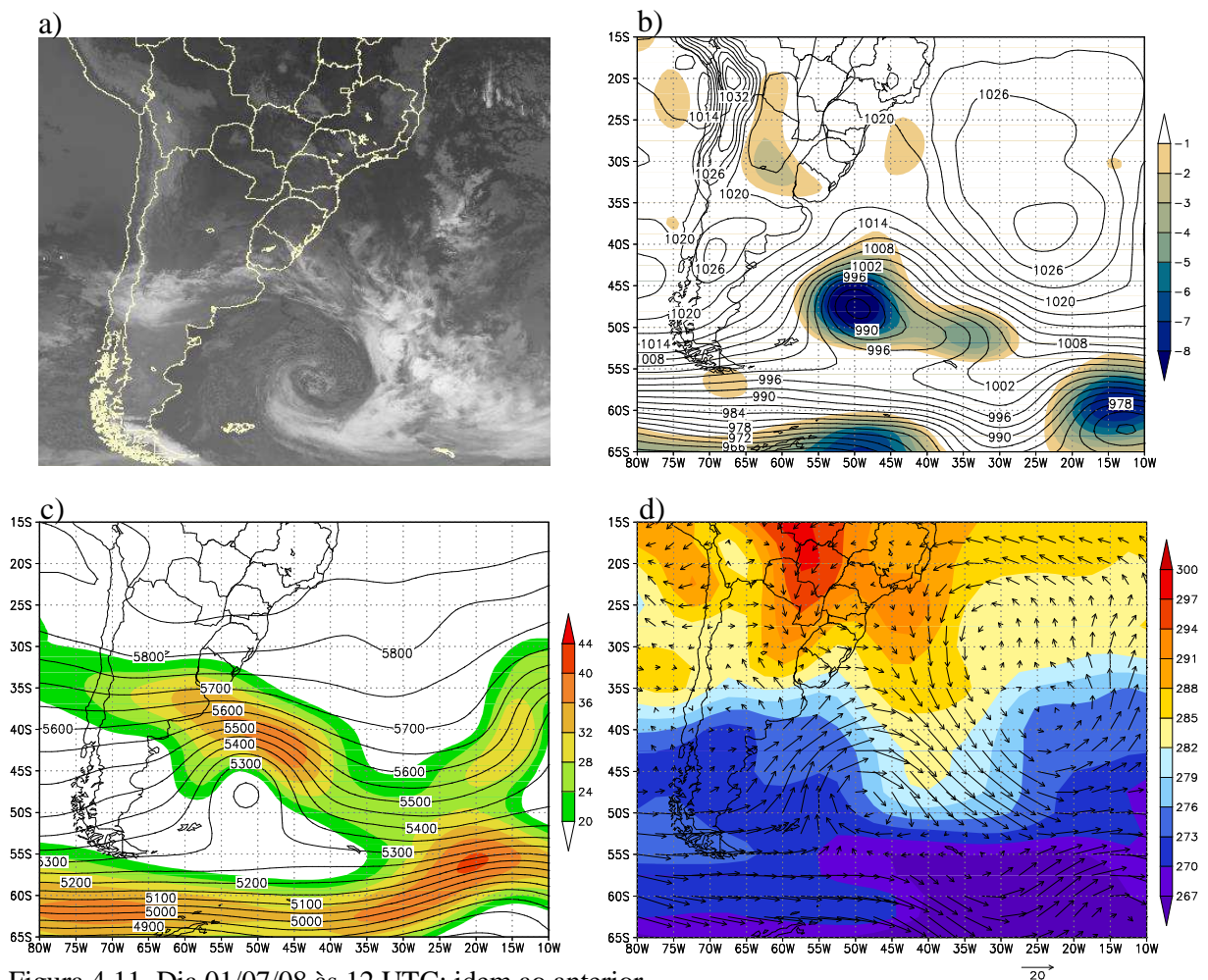


Figura 4.11. Dia 01/07/08 às 12 UTC: idem ao anterior.

No dia 3, ou seja, 48 horas depois, nos níveis médios o cavado avançou para leste (centrado em $\sim 20^\circ$ W) e se desintensificou, indicando dessa forma, o decaimento do ciclone (Fig. 4.12c). A circulação ciclônica em 925 hPa ainda persiste no sudeste do domínio centrada em 60° S e 15° W. Do dia 1 ao dia 3 o campo de pressão começou a mostrar sinais de descaracterização da baixa em relação à simetria (Fig. 4.12b), da mesma forma que no caso da Reg2. A partir então, o sistema de baixa pressão se alonga espacialmente e as outras variáveis, sejam de níveis médios como de baixos não permitem identificar as características de ciclone.

A nebulosidade remanescente do ciclone ainda estava presente no sul/sudeste do país e oceano adjacente (Fig. 4.12a) associada à frente fria orientada NW-SE sobre o Atlântico (Fig. 4.12d)

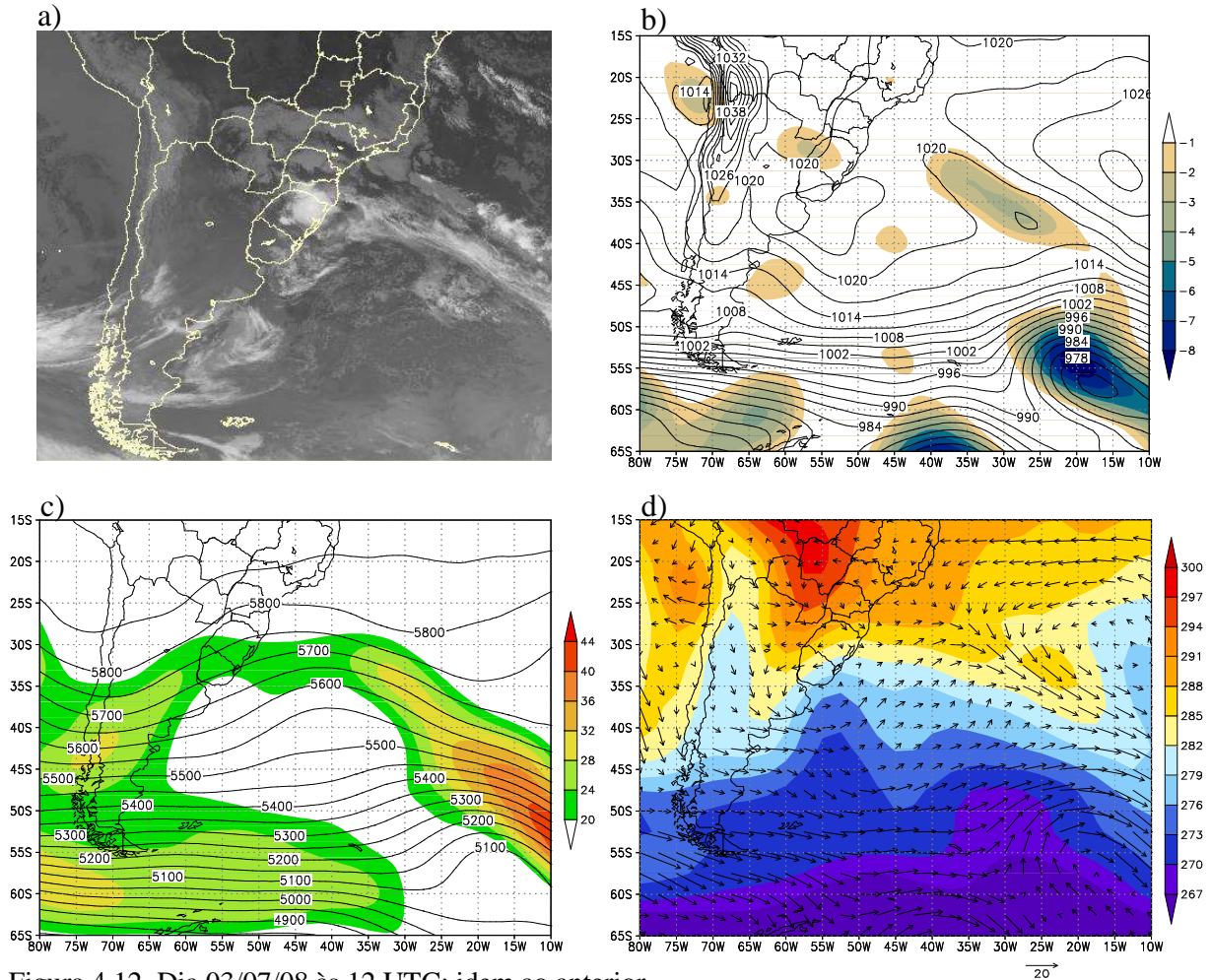


Figura 4.12. Dia 03/07/08 às 12 UTC: idem ao anterior.

4.2. Seções verticais de vorticidade e temperatura.

Analisando as seções verticais para o caso da Reg1 (com todos os cortes em 45° W) tem-se na fase anterior a formação do ciclone, no dia 8 (Fig. 4.13a), um tubo de vorticidade intenso (com máximo de $-8 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ em 300 hPa) entre 30 e 40° S. Tal região ciclônica estava relacionada ao cavado em níveis médios na mesma região (vide Fig. 4.1c). As isotermas mostram um grande contraste térmico desde 700 a 400 hPa caracterizando, dessa forma, uma região frontal mais intensa nos níveis médios e altos da troposfera do que em superfície.

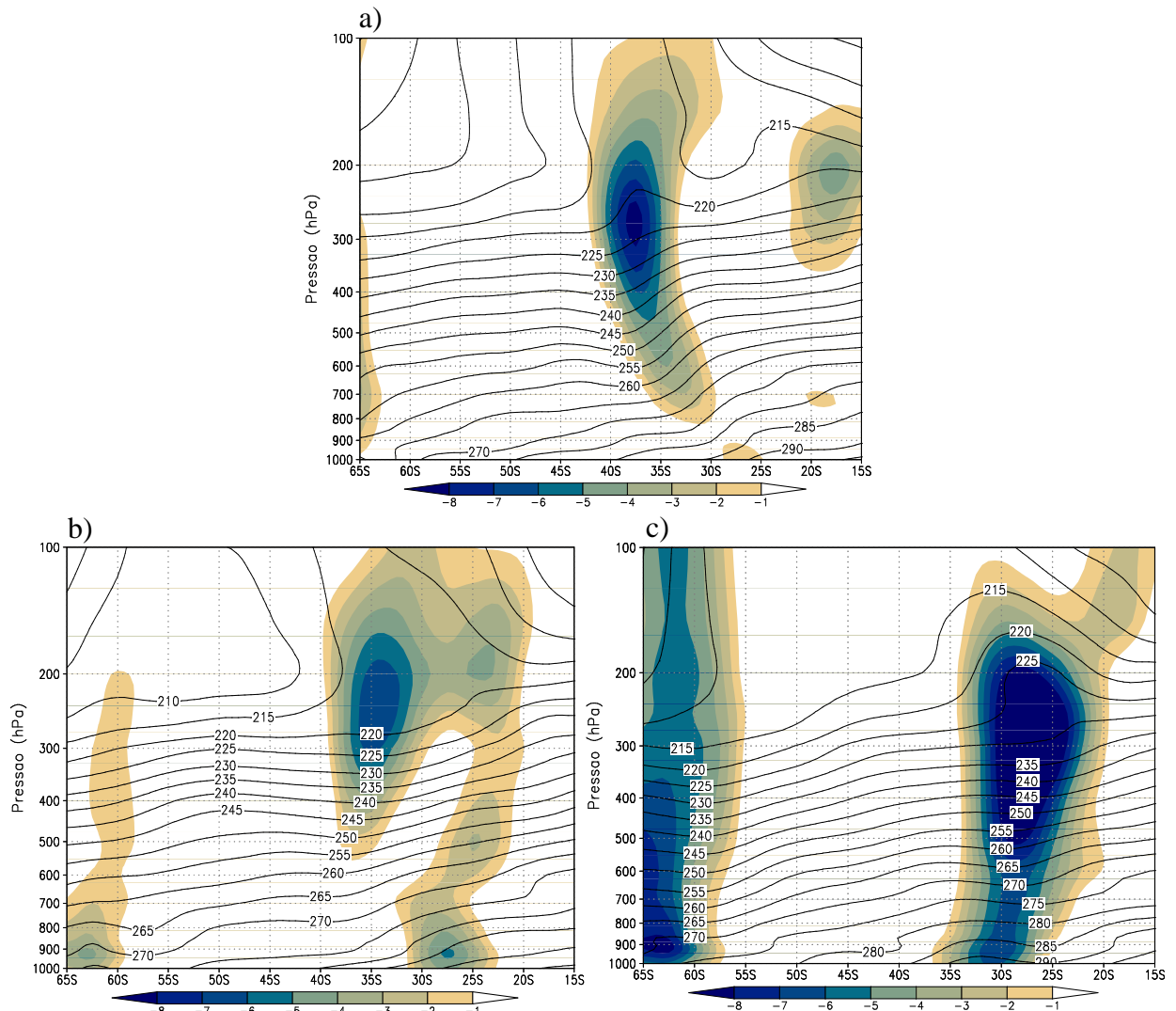


Figura 4.13. Seção vertical de vorticidade relativa (sombreado, intervalo de 10^{-5} s^{-1}) e temperatura (contorno, intervalo de 5 K) do caso da Reg1, para os dias (às 12 UTC): a) dia 08/08/05 (lon = 45° W), b) dia 09/08/05 (lon = 45° W) e c) dia 11/08/05 (lon = 45° W).

A amplificação do cavado e o surgimento da *cut-off low* em 500hPa marca a fase de desenvolvimento do ciclone. Em superfície havia, em aprofundamento, um cavado invertido no setor norte do anticiclone polar (vide Fig. 4.2b e 4.2c). O corte para o dia 9 (Fig. 4.13b) revela o desenvolvimento e a propagação na vertical da circulação ciclônica associada à baixa em superfície. Observam-se dois centros de vorticidade intensos, um em altos níveis e outro mais fraco em baixos níveis. Entre 25° S e 30° S a coluna começou a ganhar vorticidade ciclônica induzida pela forçante dinâmica do cavado de médio/altos níveis. Passadas 48 horas, no dia 11, já com o ciclone no estágio maduro, o tubo de vórtice se intensificou e se estende desde 1000 hPa até 100 hPa (Fig. 4.a3). Nessa fase, as estruturas de baixa pressão nos diversos níveis já estavam alinhadas verticalmente (vide Fig. 4.3b e 4.3c) com os contornos de

temperatura desde os baixos níveis até 300 hPa praticamente paralelos aos níveis de pressão, indicando assim, a barotropia do ciclone.

Para o caso da Reg2, a seção vertical do dia 22 (Fig. 4.14a) em $57,5^\circ$ W mostra dois núcleos de vorticidade ciclônica: sendo um em baixos níveis, entre 35° S e 30° S, e outro mais intenso, em 300 hPa próximo à 55° S. Esses centros de circulação ciclônica referem-se, respectivamente, à baixa no norte da Argentina e ao ciclone sobre o extremo sul da América do Sul (vide Fig. 4.13b e 4.13c). Nota-se que a circulação ciclônica sobre a Argentina é mais intensa em baixos níveis, mas nesse período já começava a atingir níveis mais elevados, inclinando-se em direção ao ar mais frio, em grande parte devido à forçante do cavado na média troposfera. A temperatura mostra um região de contraste térmico mais intenso desde 600 hPa até a superfície entre 40° e 30° S.

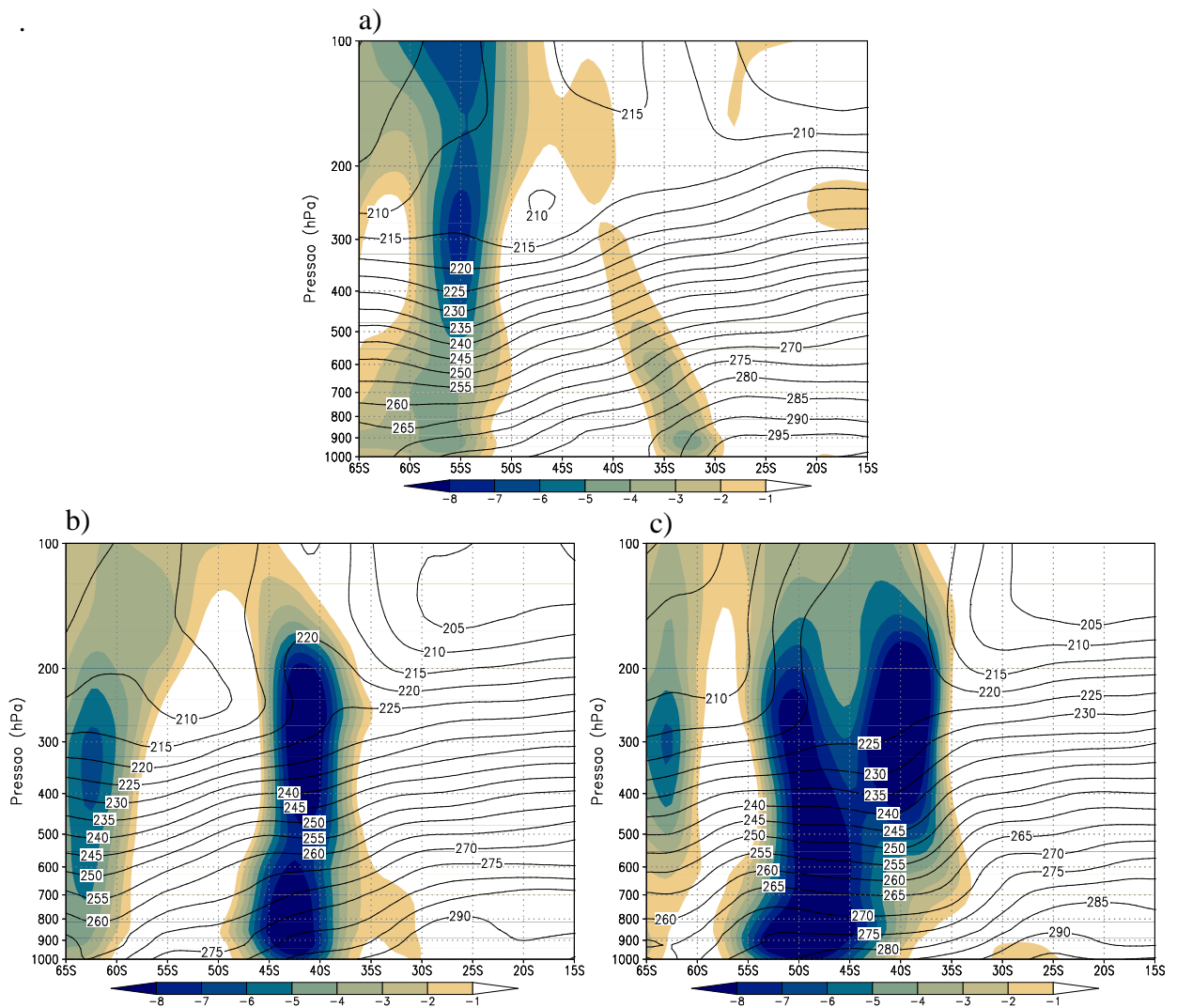


Figura 4.14. Seção vertical de vorticidade relativa (sombreado, intervalo de 10^{-5} s^{-1}) e temperatura (contorno, intervalo de 5 K) do caso da Reg2, para os dias (às 12 UTC): a) dia 22/06/07 ($\text{lon} = 57,5^\circ$ W), b) dia 23/06/07 ($\text{lon} = 50^\circ$ W) e c) dia 24/06/07 ($\text{lon} = 42,5^\circ$ W).

Com o sistema já desenvolvido no dia 23, o intenso tubo de vórtice alinha-se em toda a troposfera, em aproximadamente $42,5^\circ$ W (Fig. 4.14b). Ainda se observa no centro do sistema fortes gradientes de temperatura, mas que em relação ao dia 22 se desintensificaram com a altura. No estágio maduro no dia 24, observa-se uma grande área de vorticidade negativa na coluna (com valores inferiores á $-8 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$) desde os altos níveis até a superfície (Fig. 4.14c). O sistema adquiriu maior extensão horizontal e os gradientes horizontais de temperatura estavam fracos em praticamente todos os níveis até 300 hPa (Fig. 4.14c).

Os cortes verticais para o caso da Reg3 mostram que para o dia 29 o ciclone anterior ao o do estudo, em $77,5^\circ$ W (Fig. 4.9a e 4.9b) apresentava fraca circulação ciclônica entre 1000 e 700 hPa, mas que ainda era forte em altos níveis (Fig. 4.15a) Em quase toda a sua extensão vertical é possível notar que havia gradientes horizontais de temperatura, inclinando o sistema para sul, ou seja, para o ar frio.

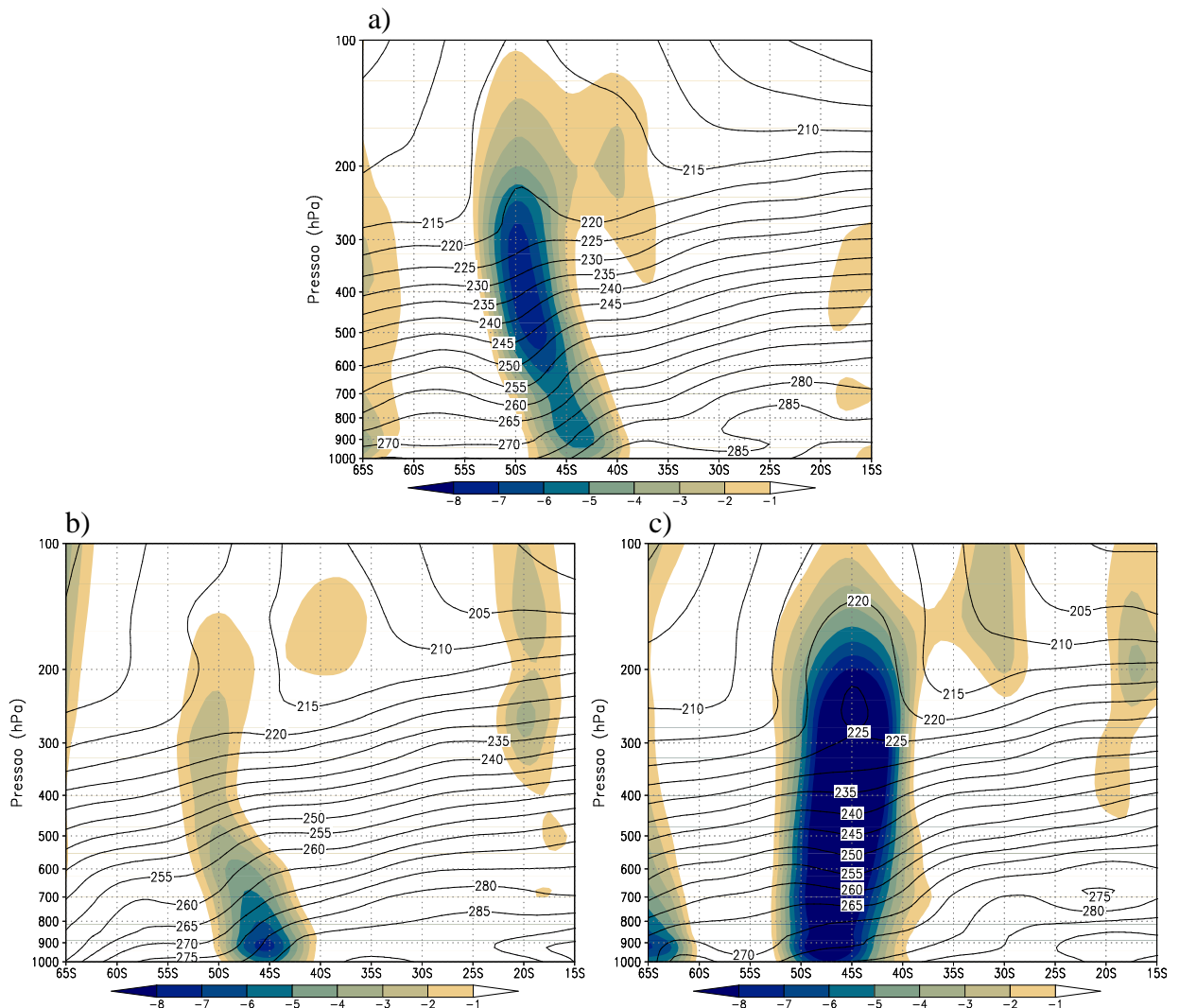


Figura 4.15. Seção vertical de vorticidade relativa (sombreado, intervalo de 10^{-5} s^{-1}) e temperatura (contorno, intervalo de 5 K) do caso da Reg3, para os dias (às 12 UTC): a) dia 29/06/08 (lon = $77,5^\circ$ W), b) dia 30/06/08 (lon = 60° W) e c) dia 01/07/08 (lon = 50° W).

No dia 30 (Fig. 4.15b) o sistema sofreu novo desenvolvimento (após ter se desintensificado e se descaracterizado ao atravessar os Andes) e a vortividade ciclônica estava mais intensa em baixos e médios níveis, enquanto os gradientes horizontais de temperatura continuaram intensos como 24 antes. No dia 01 (Fig. 4.15c) o intenso tubo de vórtice ocupava toda a coluna atmosférica mostrando, dessa forma, o sistema no estágio maduro.

4.3. Evolução da estrutura tridimensional dos sistemas através do CPS.

4.3.1. Caso Reg1.

O ciclone da Reg1 começa às 12 z do dia 08 com a aproximação e amplificação de um cavado em 500 hPa, com inclinação para oeste, em uma região fracamente baroclínica (Fig. 4.1c). O CPS para esse instante (Fig. 4.16) mostra um sistema com fraca assimetria térmica bem como com núcleo frio moderado em ambos baixos e altos níveis. O desenvolvimento continua com a aproximação desse cavado e o desprendimento de um sistema de circulação ciclônica fechada em 500 hPa; e em baixos níveis com a formação de um cavado invertido no setor norte do anticiclone (Fig. 4.2c). Dessa forma, com a aproximação da onda de ar superior na região houve um pequeno aumento da assimetria térmica na região, indicando assim um aumento da inclinação com altura das superfícies de altura geopotencial associadas ao sistema; o qual se manteve frio em toda a vertical.

Entre o dia 9 e dia 10, observou-se uma evolução marcada no diagrama de fase, com o sistema perdendo gradativamente a assimetria térmica até atingir o limiar entre os dois regimes (Fig. 4.16). O núcleo frio em baixos níveis também perdeu intensidade atingindo uma região próxima à neutralidade, o que pode estar associado ao efeito da convecção no sistema aquecendo a coluna de ar. Nessa fase o sistema estava se formando com estrutura vertical barotrópica equivalente nos campos de altura. O núcleo frio em altos níveis, relacionado ao cavado de ar frio, manteve-se praticamente os mesmos valores do vento térmico.

Analisando o diagrama de fase nos períodos seguintes, desde o dia 10 até o fim do *tracking*, observa-se que não houve uma evolução considerável na estrutura vertical do ciclone (Fig. 4.16). O sistema se tornou simétrico em relação ao campo de altura e manteve-se assim até o período de decaimento. O núcleo frio em altos níveis também foi se enfraquecendo ao passo que em baixos níveis o sistema manteve-se praticamente neutro. A desintensificação do vento térmico em ambas camadas indica que os gradientes de altura, tanto em baixos como nos níveis médios e altos atingiram valores próximos, indicando assim o alinhamento vertical dos centros de baixa. Esse, juntamente com a redução da assimetria mostra que o sistema atingiu um estágio em que não havia formas de se intensificar. Dessa forma a partir do dia 11 o sistema entrou em lento decaimento até o final do período de estudo. As Fig. 3.4 e Fig. 4.16 mostram que o sistema durante o dia 9 manteve-se em uma região propícia no CPS à transição para sistema de núcleo quente com características subtropicais. Logo, se existissem alguns adicionais como uma atividade convectiva mais

intensa bem como fluxos na interface oceano-atmosfera (Hart (2003)), o sistema poderia ter evoluído para um ciclone com características mais híbridas.

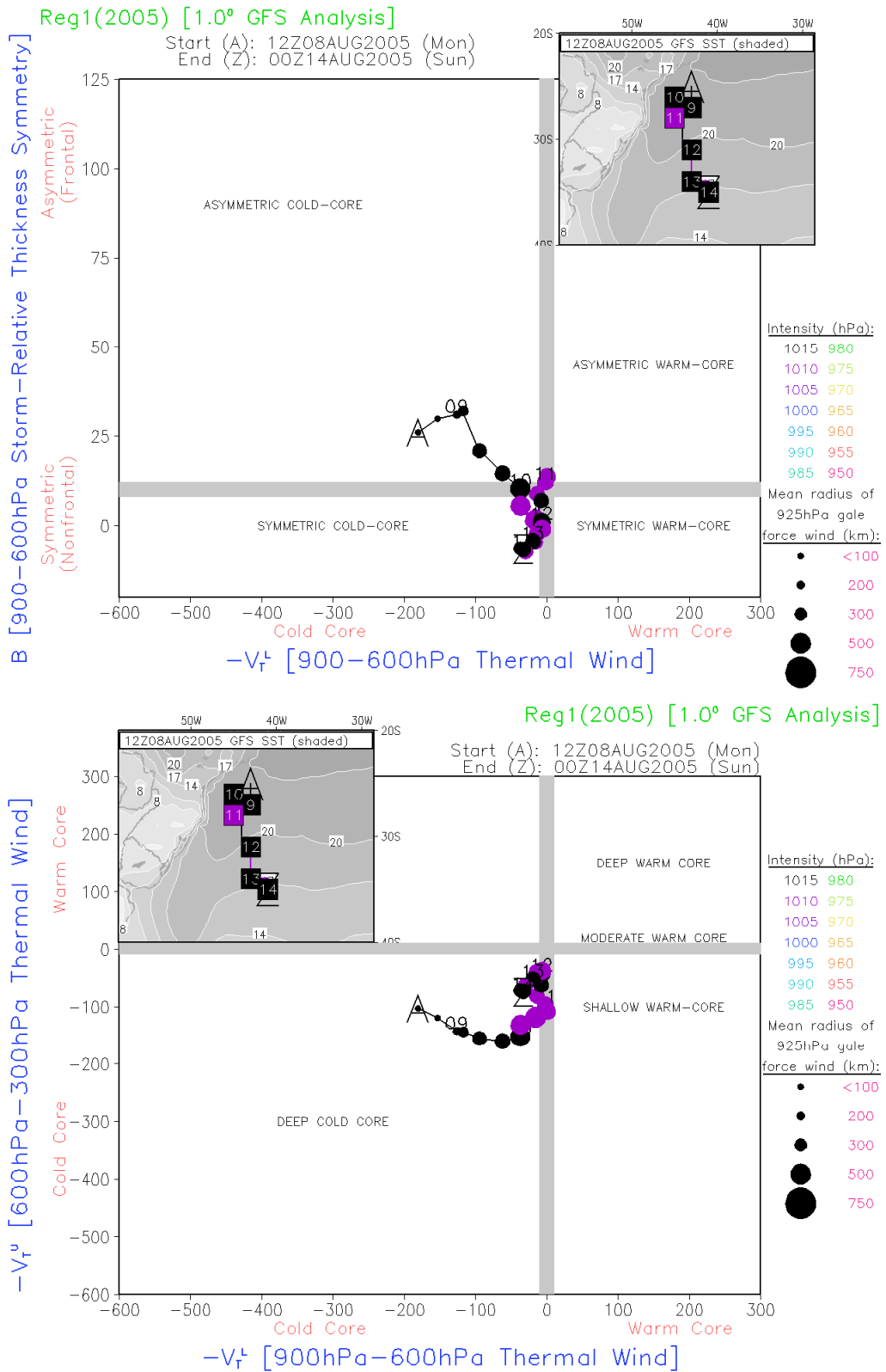


Figura 4.16. Cyclone phase space para o caso Reg1.

4.3.2. Caso Reg2.

Para o dia 22 às 12 UTC havia um cavado sobre o sul da Argentina e uma região de baixa pressão mais ao norte (Fig. 4.15). O CPS (Fig. 4.17) entre o dia 22 e 23 mostra um aumento progressivo da assimetria térmica, bem como um sistema de núcleo frio tanto nos baixos como nos altos níveis. Da mesma forma que no caso da Reg1 existia a aproximação e o aprofundamento, para a região do ciclone em superfície, de um cavado nos altos e médios níveis da troposfera.

Entre o dia 22 e 23 às 12 UTC ocorreu um grande aprofundamento da pressão do centro do ciclone. No diagrama de fase, esse desenvolvimento é acompanhado por rápido deslocamento para a direita em ambos gráficos (Fig. 4.17). O sistema manteve-se assimétrico, ou seja, ainda com características frontais, mas tanto em baixos como nos altos níveis houve rápida desintensificação dos núcleos frios. Às 18 UTC do dia 23 o sistema atravessa a região limiar em ambos gráficos, tornando um ciclone ainda com características assimétricas, mas com um núcleo quente e raso em baixos níveis e frio, mas numa intensidade menor, nos altos. O sistema continuou a evoluir em termos da sua estrutura para um regime em que é observado também em altos níveis um núcleo moderadamente quente e uma estrutura simétrica e, manteve-se dessa forma atingindo o estágio de decaimento. Além disso, cabe destacar que o sistema adquiriu grandes dimensões nesse período com fortes ventos como mostra o CPS.

Este sistema possuiu características indicativas de um ciclogênese oceânica explosiva, com um rápido desenvolvimento e aprofundamento da pressão central. A trajetória no CPS, por onde a estrutura do sistema evoluiu, indica fortemente um fenômeno conhecido como seclusão quente (do inglês *warm seclusion*) no estágio maduro do ciclone. Proposto por Shapiro e Keyser (1990) como uma extensão do modelo de Bjerkness (vide Capítulo 1), a seclusão quente ocorre devido à rápida intensificação, geralmente associado aos ciclones oceânicos intensos (Gyakum 1983a,b; por exemplo), onde o ar frio cerca o centro do ciclone de uma forma tão rápida que o ar quente à frente da frente fria é aprisionado na região do centro do ciclone (Hart, 2003), levando à uma coluna na baixa troposfera de ar relativamente mais quente e o abaixamento da pressão no centro do ciclone. Esse efeito pode sofrer intensificação na presença de intensa convecção ou até mesmo de fluxos turbulentos de calor e umidade na superfície. De acordo com Hart (2003), esse fenômeno é confinado abaixo de 600 hPa e o aquecimento nos altos níveis deve-se possivelmente ao abaixamento da tropopausa abaixo de 300 hPa, associado a tais sistemas intensos.

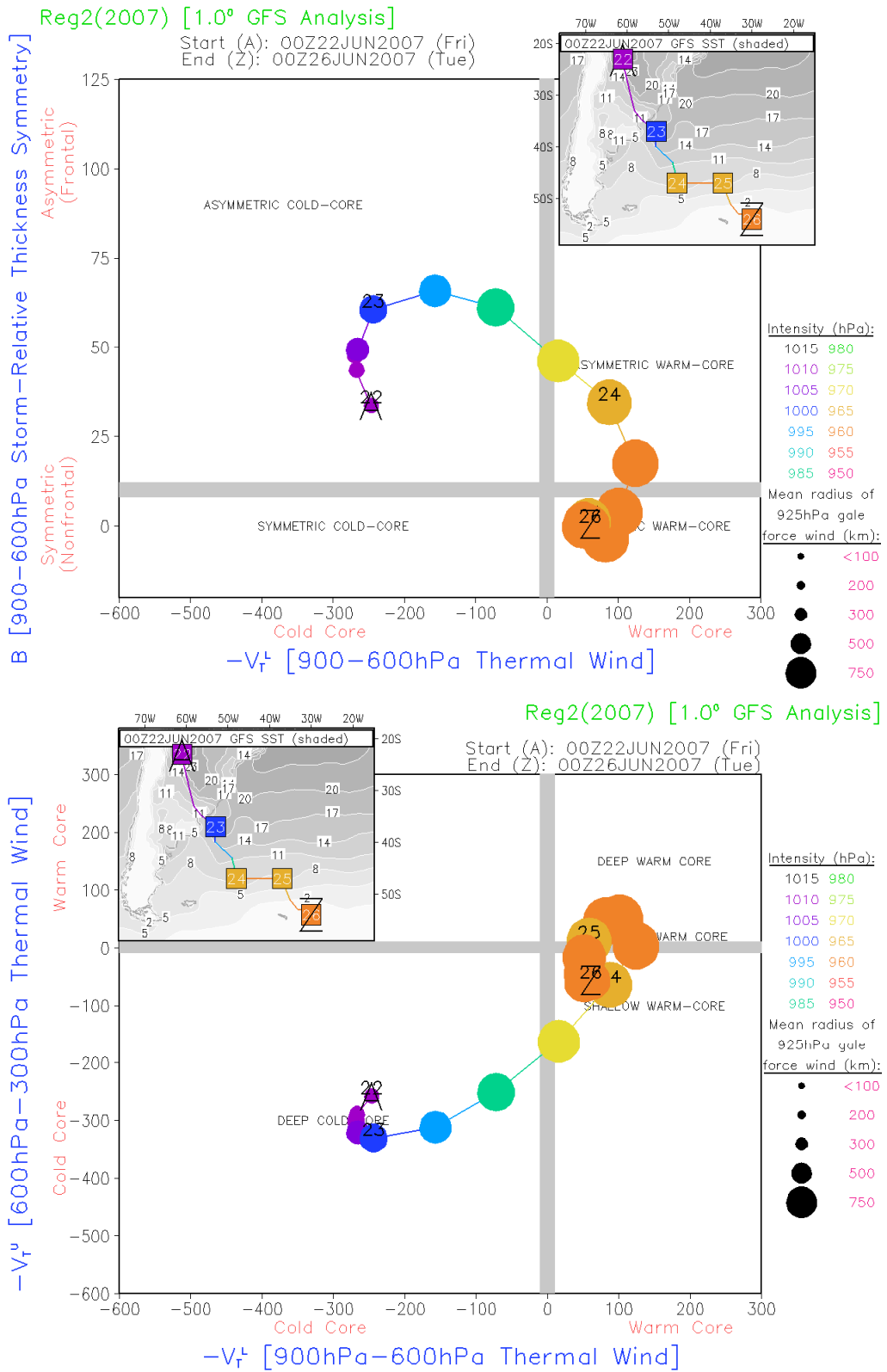


Figura 4.17. Cyclone phase space para o caso Reg2.

4.3.3. Caso Reg3.

O período de estudo começa no dia 29 às 12 UTC, com a aproximação de um sistema em decaimento na costa do Chile (Fig. 4.9). O diagrama de fase na Fig. 4.18 mostra uma grande assimetria térmica no ciclone, e, além disso, um núcleo frio bem definido tanto nos altos como nos baixos níveis, onde era bem mais intenso. Conforme o sistema começou a se reintensificar, em termos da pressão no centro e ventos (Fig. 4.10), vai perdendo a assimetria e diminui a intensidade do núcleo frio em baixos níveis. Isto é mostrado pelo rápido deslocamento para baixo e para a direita nas trajetórias do CPS.

No dia 30 às 12 UTC, o sistema ainda se manteve assimétrico e frio em ambos os níveis, mas conforme o padrão de advecção de temperatura foi crescendo os gradientes de temperatura, que caracterizavam a forte baroclinia da região de formação, foram diminuindo e conseqüentemente reduzindo a assimetria (Fig. 4.18). Acompanhando essa evolução tem-se a diminuição da instabilidade do escoamento e conseqüentemente o sistema atingiu o estágio maduro. Esse desenvolvimento foi acompanhado pelo deslocamento do cavado sobre a região da baixa em superfície e o conseqüentemente alinhamento vertical, indicando assim o estágio de barotropia equivalente do ciclone.

No dia 1 às 12 UTC, a trajetória do diagrama de fase do ciclone (Fig. 4.18) passa do regime assimétrico, que ainda era observado 24 antes, para um regime simétrico com núcleo moderadamente frio em altos níveis. Em baixos níveis o vento térmico indica que os gradientes de altura geopotencial atingiram valores próximos entre a baixa e média troposfera, mostrando assim o alinhamento dos centros de baixa pressão; em altos níveis ainda era observado um núcleo frio, devido ao cavado de ar superior, mas enfraquecido. A partir do dia 1 até o final do estudo, o sistema se manteve praticamente na mesma região do diagrama, terminando seu ciclo de vida ainda frio em altos, mas neutro em baixos níveis e com uma estrutura pouco simétrica. A análise do CPS mostra uma evolução clássica de um sistema extratropical culminando na fase madura com a oclusão do sistema, onde ar uniformemente frio ocupa todo o centro do ciclone. De acordo com Hart (2003), num ciclo de vida extratropical convencional o ciclone ocluso irá enfraquecer para uma forma de onda aberta, ser absorvido por outra ciclogênese corrente acima ou prover forçante para outras ciclogêneses.

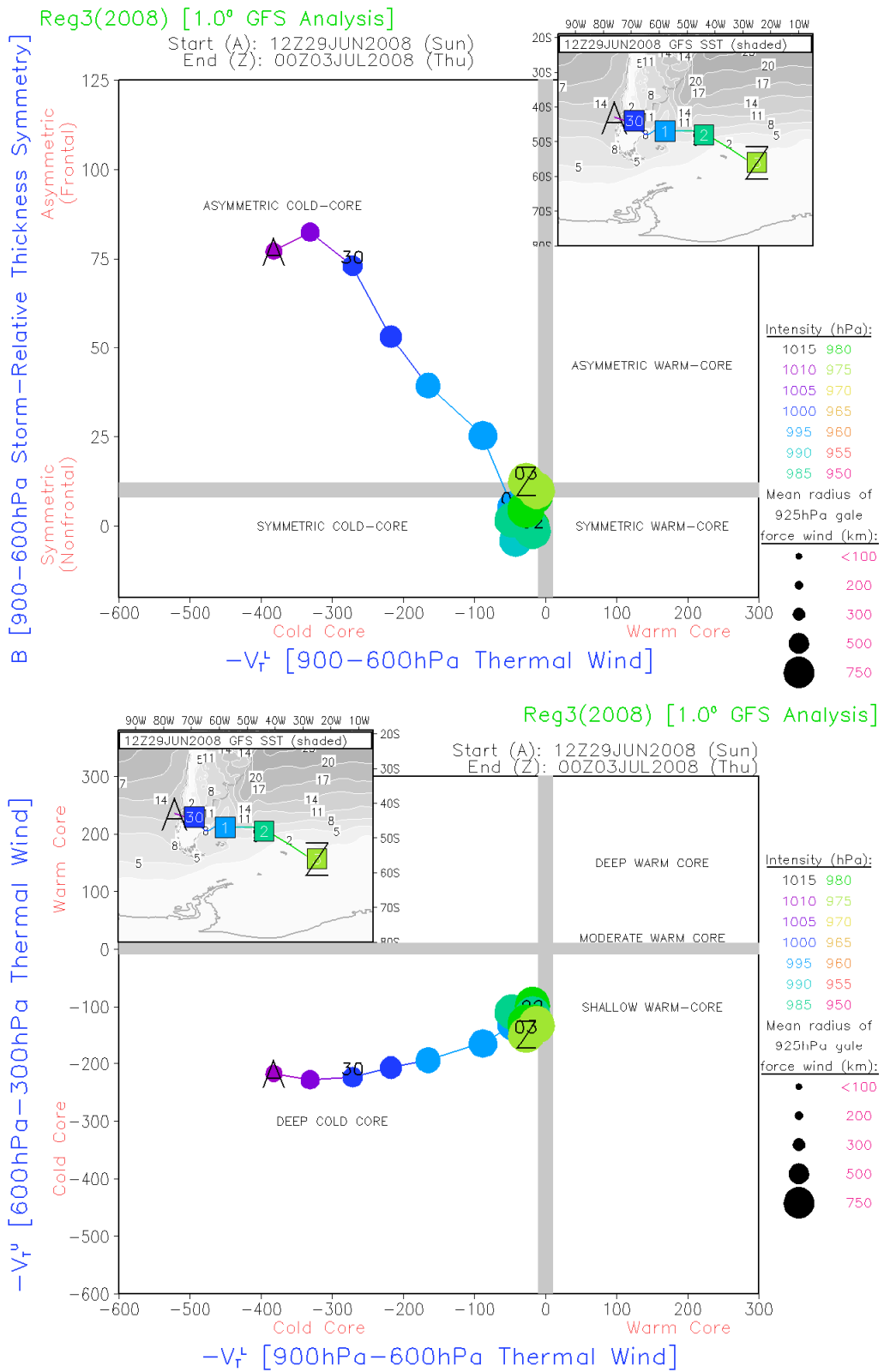


Figura 4.18. Cyclone phase space para o caso Reg3.

CAPÍTULO 5

ANÁLISE DA ENERGÉTICA

Neste capítulo, a energética de área limitada dos três sistemas (Reg1, Reg2 e Reg3) será analisada, procurando compreender de forma geral os processos energéticos desde a geração da EPD e o início da formação até o decaimento dos ciclones. Essas análises se deram através da evolução temporal das quantidades (energias, fluxos entre as fronteiras, conversões etc) integradas no volume computacional (Capítulo 3, seção 3.4). Os papéis das conversões barotrópicas e baroclínicas no fornecimento de energia cinética e, na conseqüente intensificação desses sistemas, serão explorados a partir de perfis verticais desses termos. Baseado na curva de crescimento com o tempo da energia cinética da perturbação K_E , foram definidos os períodos de formação, maduro e dissipação para cada ciclone. Com isso, construiu-se o diagrama de energia de Lorenz, que combinando aos valores médios de todos os termos das equações da energética, resumiu o ciclo de vida de cada sistema.

5.1. Energética do Caso Reg1.

5.1.1. Evolução temporal das variáveis integradas no volume.

Analisando a evolução temporal das energias na Fig 5.1a observa-se que no período de formação do ciclone houve um decréscimo acentuado nas formas zonais de energia cinética como da energia potencial disponível (K_Z e A_Z). Entre os dias 8 e 10 o decréscimo atingiu até 3 vezes o valor inicial de ambos K_Z e A_Z . A partir do dia 10, K_Z manteve-se em torno de $6 \times 10^5 \text{ J/m}^2$ e permaneceu com essa ordem de grandeza até a dissipação, salvo um leve aumento no final do período. Já o termo A_Z continuou decrescendo, de valores iniciais entre $10\text{-}12 \times 10^5 \text{ J/m}^2$, até atingir cerca de $2 \times 10^5 \text{ J/m}^2$, valor que é quase 5 vezes menor que o inicial.

Acompanhando o decréscimo de A_Z e K_Z (Fig. 5.1a), observou-se contínuo aumento de K_E , caracterizando, dessa forma, a formação do ciclone. Entre às 00 z do dia 8 até o pico máximo de K_E (de $\sim 7 \times 10^5 \text{ J/m}^2$) às 18z do dia 9 notou-se um aumento de mais de 3 vezes na energia cinética da perturbação. A partir desse instante, que caracteriza o sistema maduro, houve um contínuo decréscimo de K_E até o decaimento do ciclone. Entre todas as formas de energia, a forma perturbada de EPD, A_E , foi quem apresentou a menor variação temporal;

sendo observado apenas um pequeno aumento entre os dias 8 e 9, e no restante do período manteve-se praticamente constante.

A evolução dos termos de conversão de energia mostra duas fases distintas no ciclo de vida do ciclone (Fig 5.1b). Até o dia 10 notam-se valores maiores ao passo que após o dia 11, com o ciclone maduro, esses valores diminuíram consideravelmente e adquiriram um caráter mais errático. Na primeira fase, os termos predominantes foram C_Z e C_K , enquanto que C_E teve um papel de menor importância. Analisando a variação temporal, nota-se que C_Z aumentou entre o dia 8 e 9, quando atingiu o máximo, e a partir deste dia decresceu continuamente até o dia 11 (Fig 5.1b). Essa conversão manteve-se positiva e mais ativa na fase de desenvolvimento do ciclone, indicando conversão de A_Z para K_Z através dos movimentos ascendentes de ar quente e subsidentes de ar frio no plano longitudinal, e com isso garantiu suprimento de energia para K_Z .

O termo barotrópico C_K apresentou o mesmo comportamento de C_Z , com máximo excedendo -6 W/m^2 no dia 9 e a partir daí perdeu intensidade até o dia 11 (Fig 5.1b). Esses valores negativos indicavam transferência de energia cinética do escoamento médio K_Z para a perturbação através do transporte de momento. Já o termo baroclínico C_A apresentou um pico de 4 W/m^2 próximo do dia 9, decrescendo a seguir. Mesmo menos intenso do que a conversão barotrópica C_K , C_A indicava também fornecimento de energia para a perturbação a partir dos movimentos verticais na estrutura de cavado e crista, na mesma latitude. Os valores intensos de ambos, C_Z e C_K , concordam com a fase de crescimento da energia cinética da perturbação, e, além disso, indicam que a conversão barotrópica foi dominante para o desenvolvimento do sistema no fornecimento de energia cinética.

Os termos dos fluxos de energia através das fronteiras na Fig 5.1c mostram claramente que até próximo do dia 11 havia transporte positivo para dentro do domínio tanto de K_Z como de A_Z , com BA_Z mais intenso. Esse termo inicialmente intenso ($\sim 25 \text{ W/m}^2$), com a evolução do ciclone diminuiu gradualmente até o dia 11 quando inverteu de sinal. A partir desse instante, o domínio passa a transferir A_Z para fora, mas esta transferência não ultrapassou -5 W/m^2 . BK_Z apresenta o comportamento geral similar, com importação de energia cinética K_Z para dentro do domínio na fase de desenvolvimento, e transferência para o ambiente ao redor no decaimento do sistema. Entretanto, este termo apresentou picos em períodos bem determinados do ciclo de vida, merecendo destaque entre os dias 9 e 10 quando o sistema atingiu o máximo de K_E e, 13 e 14 quando o sistema já estava em dissipação. Observando os outros dois termos, BA_E e BK_E , tem-se que eles foram pequenos durante o período, com BK_E mantendo-se negativo durante quase todo o período.

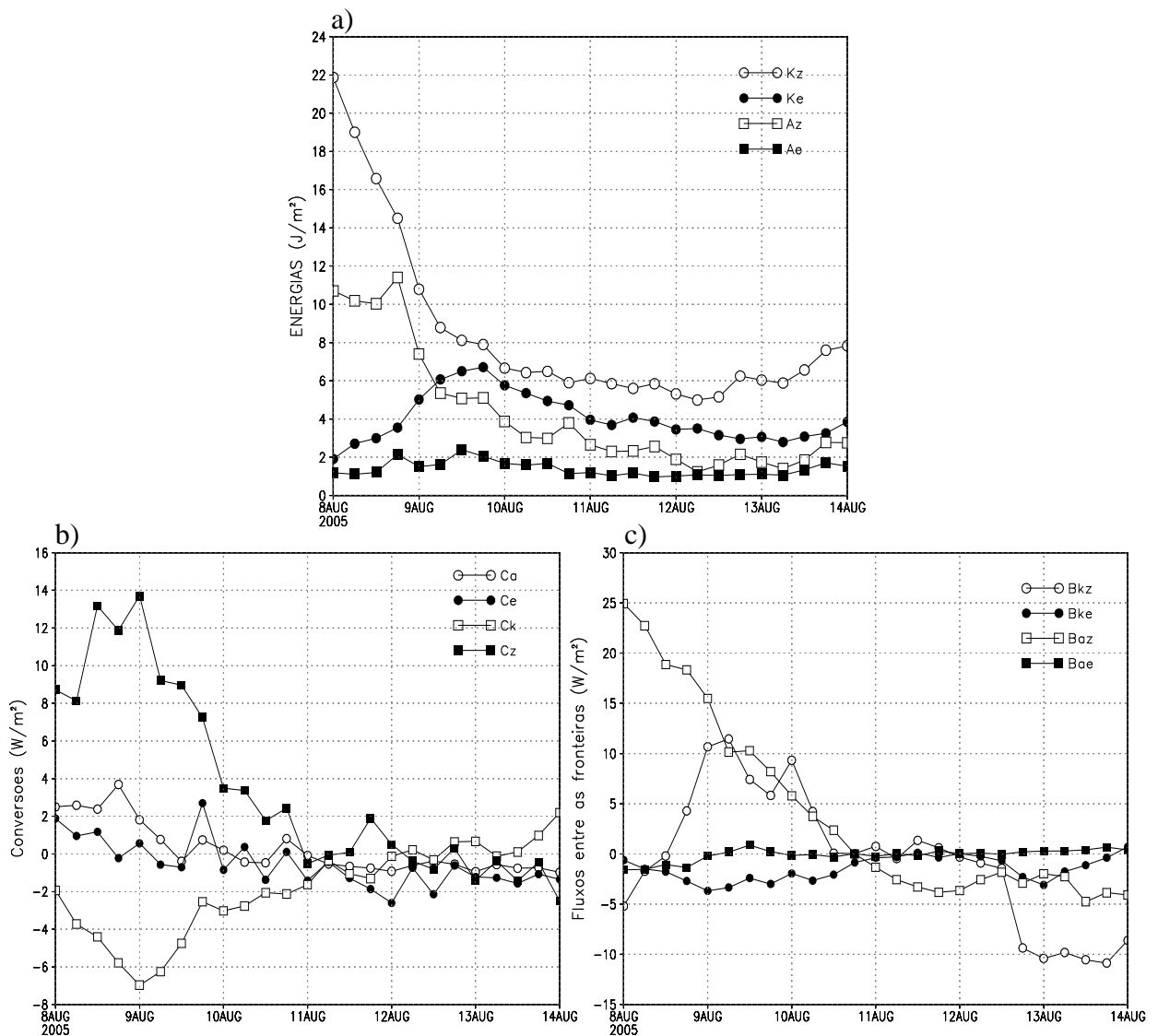


Figura 5.1. Série temporal para o caso Reg1 das quantidades integradas verticalmente de: a) energia (K_Z , K_E , A_Z e A_E), b) conversões (C_A , C_E , C_K e C_Z) e c) fluxos entre as fronteiras (B_{K_Z} , B_{K_E} , B_{A_Z} e B_{A_E}). O período de análise compreende entre às 00 z do dia 8 até às 00z do dia 14 de agosto de 2005. As unidades são $\times 10^5 \text{ J/m}^2$ para as energias e W/m^2 para os demais termos.

5.1.2. Análise do papel das instabilidades barotrópica e baroclínica.

Da mesma forma como observado na evolução temporal das quantidades integradas no volume, os perfis verticais das energias cinéticas na Fig. 5.2 mostram o decréscimo acentuado de K_Z bem como o crescimento (e a posterior desintensificação) de K_E acompanhando e evolução do ciclone. No perfil de K_Z (Fig. 5.2a) os valores mais intensos estavam situados na alta troposfera, condizente com a posição do jato, mas com a evolução do tempo houve uma drástica redução. A partir do dia 9, K_Z diminuiu de intensidade e, após isso, apresentou pouca variação na alta troposfera. Já K_E (Fig. 5.2b) apresentou claramente um período de

crescimento, com o máximo próximo ao nível de 300 hPa no dia 9 às 18 z. Cabe ressaltar que a camada entre 400 – 200 hPa apresentou as maiores variações temporais de energia cinética.

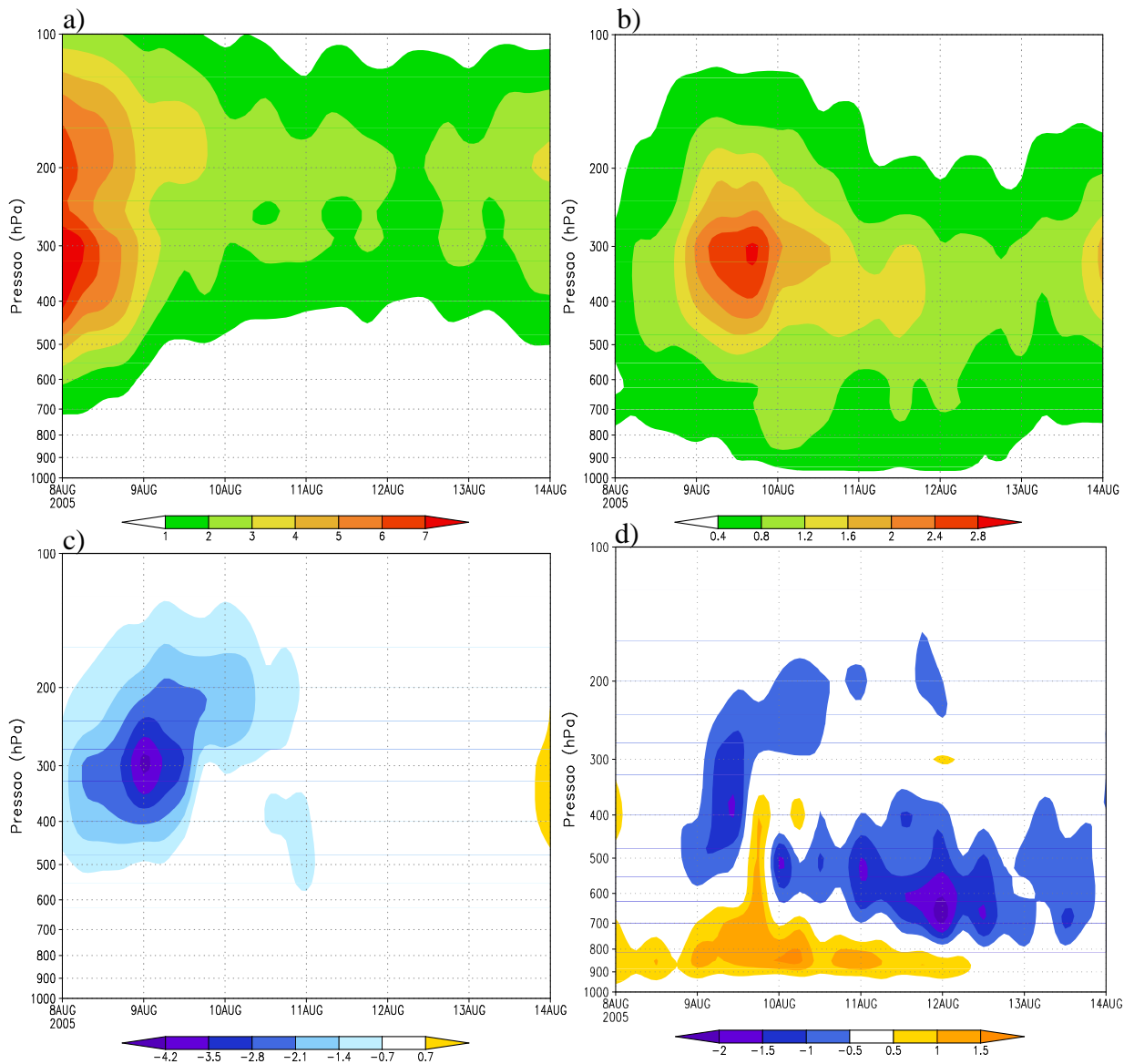


Figura 5.2. Seção vertical das médias na área de: a) K_Z , b) K_E , c) C_K e d) C_E . O período de análise compreende entre às 00 z do dia 8 até às 00z do dia 14 de agosto de 2005. As unidades são $\times 10^5 \text{ J/m}^2$ para as energias e W/m^2 para as conversões.

Analisando na Figs. 5.2c-d os termos de conversão barotrópico (C_K) e baroclínico (C_E), observam-se maiores valores de C_K , como já notado na Fig. 5.1b. É possível notar que este termo atuou fortemente na alta troposfera, região na qual a influência das transferências de momento pelos distúrbios é mais intensa (Capítulo 1, Fig 1.5 e Capítulo 2, pg 18; por exemplo). Além disso, sua atuação na conversão de K_Z para K_E mostrou-se importante somente no período inicial de formação (até o dia 9), quando K_E estava aumentando (Fig. 5.2b). O termo baroclínico, por sua vez, apresentou valores positivos somente na baixa troposfera (abaixo de 700 hPa), enquanto acima foram observados valores negativos (Fig.

5.2d). Esse comportamento mostra que havia geração de K_E através de A_E nos baixos níveis e destruição de K_E nas camadas mais acima. O efeito total desse termo, com a integração no volume analisado anteriormente, mostrou uma pequena geração de K_E (Fig. 5.1.a).

Essas análises indicam que o mecanismo preponderante na geração de K_E durante a formação do ciclone ocorreu através da transferência de energia cinética do escoamento zonal médio. Esse tipo de comportamento do ciclo de energia é fortemente relacionado com um crescimento via instabilidade barotrópica, onde a perturbação cresce à custa do escoamento médio. Já os processos baroclínicos, mais intimamente ligados às ciclogêneses extratropicais, pareceram atuar secundariamente nessa ciclogênese.

5.1.3. Análise do ciclo de energia de Lorenz do sistema.

Como indica o diagrama de energia de Lorenz na Fig. 5.3, o período de formação do ciclone é marcado por variação negativa de A_Z ($-3,76 \text{ W/m}^2$), devido ao efeito combinado dos termos C_Z , G_Z e C_A . Mesmo existindo forte transferência de EPD do estado básico para dentro do domínio, como mostra o valor positivo de BA_Z ($16,1 \text{ W/m}^2$), A_Z sofreu forte redução devido às perdas por ΔG_Z e à conversão C_Z (Fig. 5.3). Nesse período a maior parte de A_Z estava sendo convertida para a energia cinética do escoamento médio zonal K_Z , mas mesmo assim essa apresentou forte decréscimo. Basicamente dois processos ocorreram simultaneamente e podem explicar tal redução: o termo RK_Z atuou como um forte sorvedouro de energia ao passo que a conversão barotrópica agiu convertendo parte de K_Z para energia cinética da perturbação K_E . O termo de fronteira BK_Z , com valores relativamente altos, atuou como fonte de K_Z .

A conversão C_Z indica a atuação de uma célula de circulação direta entre as latitudes, que com o levantamento de ar quente e subsidência de ar frio converteu A_Z para K_Z . Seguindo o processo, parte da energia cinética K_Z estava sendo convertida para K_E à uma taxa de $4,55 \text{ W/m}^2$. Com isto, o transporte de momento pelo distúrbio estava retirando energia cinética do escoamento médio para o seu próprio crescimento. Nessa fase inicial do sistema, ocorreu a amplificação do cavado e o desprendimento de uma *cut-off low*, como mostraram os campos de geopotencial (Fig. 4.1 e 4.2). A cadeia baroclínica de desenvolvimento, descrita pelos termos C_A e C_E , foi em geral de fraca intensidade ($1,76$ e $0,72 \text{ W/m}^2$, respectivamente), indicando pequena transferência de energia cinética para a perturbação através da energia potencial disponível (o CPS mostrou uma natureza frontal muito fraca desde o dia 8 até o dia

9, com fracos gradientes horizontais de temperatura na região de formação). Com isso os processos de instabilidade barotrópica dominaram no fornecimento de energia cinética para o ciclone quando comparados com o clássico processo de crescimento baroclínico. Mesmo havendo transferência de K_E para fora do domínio (com taxa de $2,37 \text{ W/m}^2$), K_E apresentou variação positiva no tempo, indicando assim o desenvolvimento do ciclone. Os outros termos foram pequenos e, portanto pouco contribuíram para o balanço de energia.

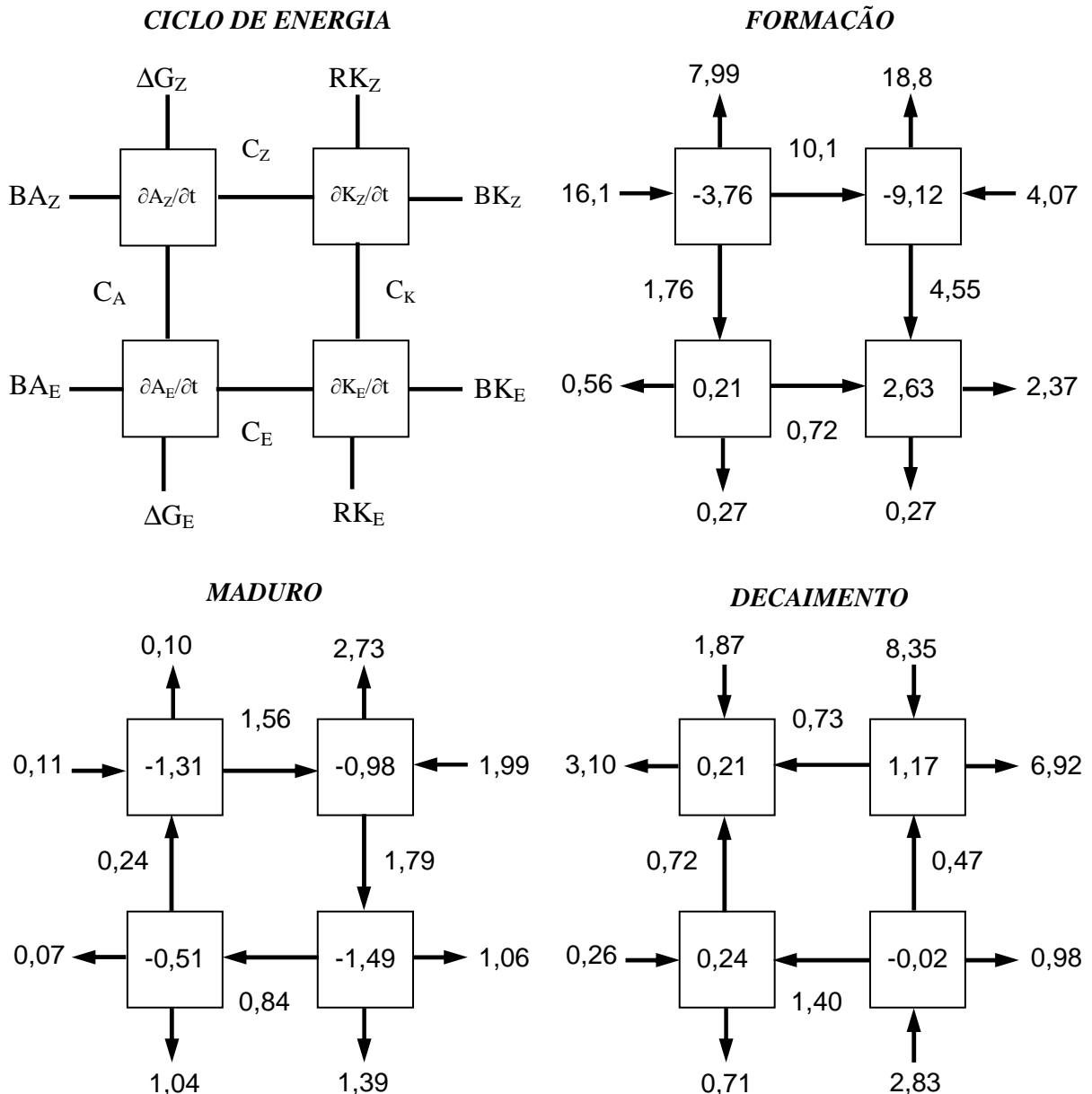


Figura 5.3. Diagrama do ciclo de energia de Lorenz em área limitada para o caso Reg1, nos períodos de: formação (00z 08 – 12z 09), maduro (00z 10 – 18z 11) e decaimento (00z 12 – 00z 14). (Unidades: W/m^2).

Seguindo o ciclo de vida, tem-se na fase madura do ciclone decréscimo no valor de todos os termos (Fig. 5.3). A_Z continuou com tendência de queda ($-1,31 \text{ W/m}^2$), principalmente devido à conversão C_Z , que ainda se manteve ativa embora quase 10 vezes menor. Os processos barotrópicos também estavam presentes nessa fase, mas K_E já apresentou decréscimo de $-1,49 \text{ W/m}^2$, principalmente devido à RK_E e BK_E , que atuaram como sorvedouro de energia cinética. As outras formas de energia apresentaram também pequena queda, mas de uma forma geral os termos de fronteira e de conversão diminuíram comparados à fase de formação. A geração A_E , desde formação era negativa, de modo que a convecção no sistema não contribuiu para a geração de EPD. A manutenção do sistema frente aos efeitos dissipativos (incluídos nos termos RK_Z e RK_E) deveu-se basicamente ao termo barotrópico. Além de RK_E atuar como sorvedouro, o termo entre as fronteiras, BK_E , e C_E atuaram diminuindo K_E (Fig. 5.3).

Na fase de decaimento, o sistema exportou as energias A_Z e K_Z para o meio externo através das transferências entre as fronteiras BA_Z e BK_Z (Fig. 5.3). Mesmo assim, tanto A_Z como K_Z apresentaram tendência positiva, principalmente devido aos termos ΔG_Z e RK_Z . Nota-se uma reversão dos processos barotrópicos, que mesmo com fraca intensidade, indicavam suprimento de energia para o escoamento zonal através da própria energia do ciclone. O conteúdo de K_E nesse período apresentou pequena variação, o que demonstra um lento processo de dissipação do ciclone, pois mesmo os termos C_E , C_K e BK_E atuando como sorvedouros, RK_E continuou suprindo energia e entrando em praticamente balanço com os outros termos.

5.2. Energética do Caso Reg2.

5.2.1. Evolução temporal das variáveis integradas no volume.

A evolução temporal do conteúdo de energia para o ciclone Reg2 mostra valores intensos de A_Z e K_Z durante todo o período de análise (Fig. 5.4a). A energia potencial disponível zonal A_Z apresentou crescimento entre os dias 22 e 23 de junho atingindo valor máximo ($\sim 35 \times 10^5 \text{ J/m}^2$) às 00 z do dia 23. A partir desse horário, A_Z decresce continuamente até 12 z do dia 24, quando atingiu o menor valor. O comportamento de K_Z mostra um leve aumento durante o desenvolvimento do ciclone, e após as 12 z do dia 23 K_Z cresce em aproximadamente $5 \times 10^5 \text{ J/m}^2$, mantendo-se então próximo dos $25 \times 10^5 \text{ J/m}^2$ até o decaimento do ciclone.

A partir das 18 z do dia 22 tem-se o contínuo crescimento de K_E , marcando assim o desenvolvimento do ciclone até atingir o máximo (fase madura) próximo das 12 z do dia 24 (Fig. 5.4a). Em seguida, saindo da fase madura e entrando em decaimento, observa-se decréscimo até o final do período de quase 3 vezes do valor na fase de máximo do ciclone. Conforme A_Z foi decrescendo A_E foi aumentando, tal que, A_E atingiu o seu pico às 00 z do dia 24, quando o sistema tinha atingido a fase madura. Após esse período, A_E diminuiu continuamente até o final.

Os termos de conversão de energia na Fig. 5.4b mostram que C_E , C_A foram termos mais importantes na fase de desenvolvimento e madura do ciclone, e C_Z mais no final do ciclo de vida. Durante praticamente todo o período o termo C_A manteve-se positivo atingindo o máximo de 9 W/m^2 no dia 24 às 00 z. Esse comportamento indica que havia conversão de A_Z para A_E . Esse processo ocorre através da formação da onda no campo de temperatura, devido à advecção de temperatura pelo ciclone, que promove as trocas latitudinais de calor, e com isso gerando gradiente longitudinal de temperatura (e conseqüentemente de massa) numa mesma latitude. A medida que a circulação no ciclone se intensificou esse processo cresceu, decaindo na fase seguinte. Da mesma forma que C_A , o termo baroclínico C_E apresentou comportamento semelhante. Esse termo manteve-se positivo e, conforme o sistema atingiu a maturidade C_E atingiu o pico. Isso indica que havia suprimento de energia cinética para o ciclone via circulação térmica direta associada à onda baroclínica em desenvolvimento. Dessa forma, observou-se uma defasagem, de até 18 horas, entre os picos de A_E e K_E , com A_E sendo gerado para fornecer K_E para o sistema.

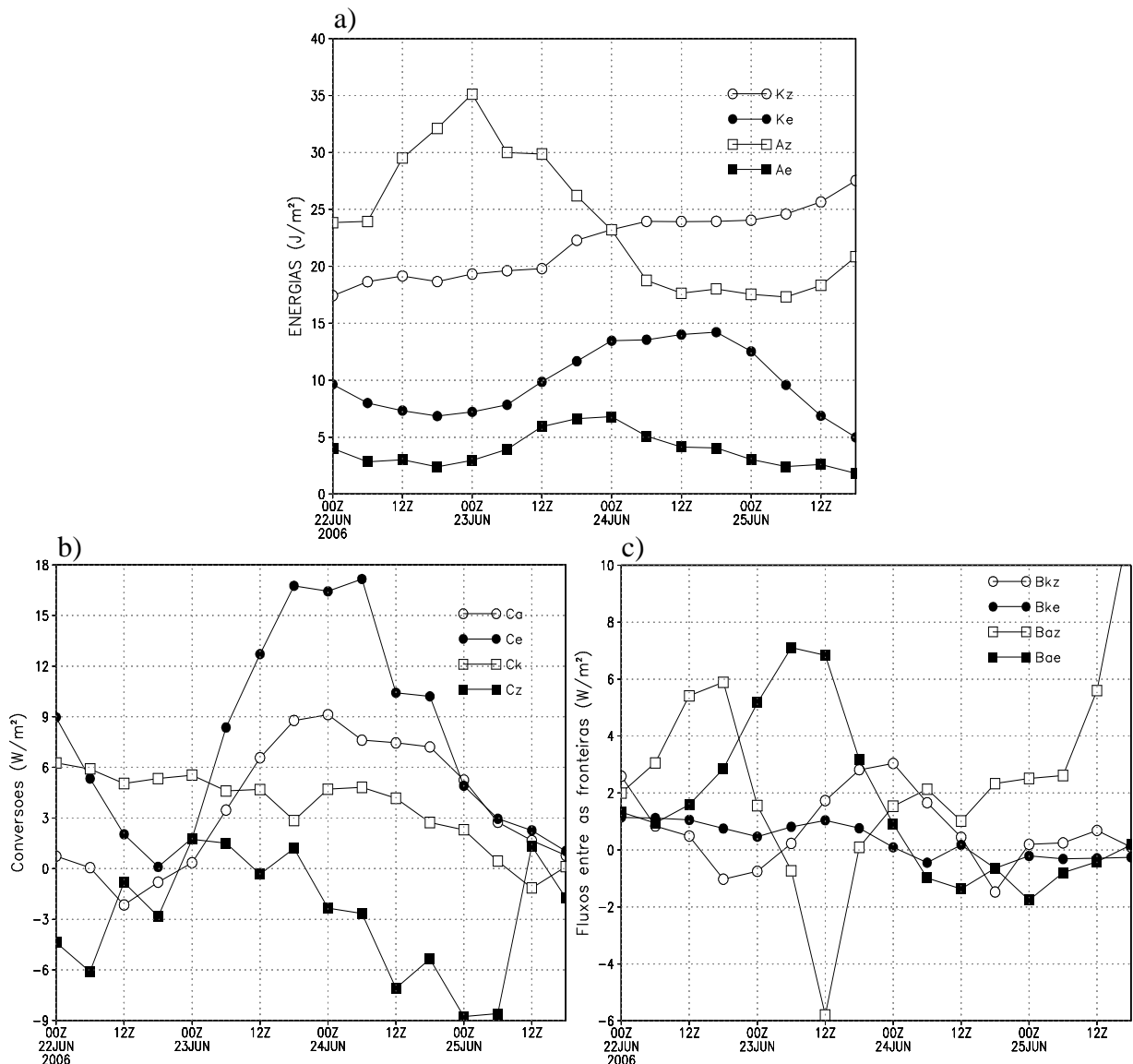


Figura 5.4. Série temporal para o caso Reg2 das quantidades integradas verticalmente de: a) energia (K_Z , K_E , A_Z e A_E), b) conversões (C_A , C_E , C_K e C_Z) e c) fluxos entre as fronteiras (B_{K_Z} , B_{K_E} , B_{A_Z} e B_{A_E}). O período de análise compreende entre às 00 z do dia 22 até às 18z do dia 25 de junho de 2007. As unidades são $\times 10^5 \text{ J}/\text{m}^2$ para as energias e W/m^2 para os demais termos.

O termo barotrópico C_K permaneceu positivo desde o começo indicando transferência de K_Z para o escoamento médio a partir da própria energia cinética da perturbação (Fig. 5.4b). Isso, de certa forma, garantiu a manutenção de K_Z neste período. O termo C_Z , por sua vez, foi mais importante na fase final da vida do ciclone, onde atingiu o valor mínimo de $-9 \text{ W}/\text{m}^2$ às 00 z do dia 25. Essa evolução no tempo sugere extração de energia cinética K_Z para a reintensificação de A_Z via circulação termicamente indireta. Cabe destacar aqui que mesmo com esse termo e os de fronteira (Fig. 5.4c), fornecendo energia para A_Z observou-se um decréscimo sistemático de A_Z após a formação do ciclone. Essa análise parcial será complementada com a análise do ciclo completo de energia na próxima seção.

Os termos de fluxo entre as fronteiras mostram na fase de formação/intensificação do ciclone indicam transferência para dentro do domínio de praticamente todas as formas de energia, merecendo destaque BA_E e BA_Z , com BA_E maior (Fig. 5.4c). Exceto às 12 z do dia 23, praticamente todos os outros horários ocorreu transferência de A_Z para o domínio. O termo BA_E apresentou crescimento entre os dias 22 e 23, atingindo o pico às 06 z do dia 23, decrescendo a seguir. O termo BK_E apresentou valores pequenos em relação aos outros termos, mas indicou transporte de energia cinética perturbada do ambiente externo para o domínio.

5.2.2. Análise do papel das instabilidades barotrópica e baroclínica.

Analisando os perfis verticais de energia cinética na Fig. 5.5a, observa-se para K_Z que as variações mais importantes se deram acima de 400 hPa e a partir das 12 z do dia 23. Abaixo desse nível, as camadas apresentaram K_Z praticamente constante. O padrão de evolução temporal de K_Z mostrou aumento durante a fase madura, permanecendo intenso até a dissipação. Já K_E , representando a evolução do sistema, apresentou maiores variações na alta troposfera, próximo ao nível de 300 hPa, mas diferentemente do caso Reg1 essas variações se estenderam até os baixos níveis (Fig. 5.5b). A evolução temporal foi semelhante à de K_E integrada no volume, com aumento após as 00 z do dia 23 e atingindo o máximo dia 24, diminuindo rapidamente depois.

O comportamento de C_K , diferentemente do obtido no caso Reg1, mostra valores relativamente altos e positivos nos níveis superiores, com pico às 06 z do dia 24 (Fig. 5.5c). Após este horário, têm-se valores negativos alternando com positivos de C_K nas camadas mais baixas. Essa evolução mostra contínua transferência de energia cinética da perturbação para o escoamento médio zonal, indicando assim manutenção de K_Z através de K_E . Esse processo de natureza barotrópica mostra o comportamento clássico de manutenção do escoamento médio através dos transientes. O pico de conversão coincide relativamente bem com a fase de crescimento de K_Z como mostra a Fig. 5.5a.

Mesmo C_K atingindo grandes valores na alta troposfera, o termo baroclínico C_E representou a maior fonte de energia cinética para o ciclone durante todo o período (Fig. 5.5d). Tal evolução indica conversão de EPD da perturbação em energia cinética. Como descrito anteriormente, o padrão de movimentos verticais associados à onda em desenvolvimento no campo de geopotencial realiza essa conversão. Cabe destacar que os

maiores valores dessa conversão (ultrapassando 8 W/m^2 na fase mais intensa) atuaram praticamente em toda a média troposfera, região na qual os movimentos verticais são normalmente mais intensos. Conforme o sistema começou a dissipar essa conversão deixou de ser importante. Dessa forma, o desenvolvimento desse ciclone esteve associado à processos baroclínicos, mecanismos que são mais importantes em ciclogêneses extratropicais.

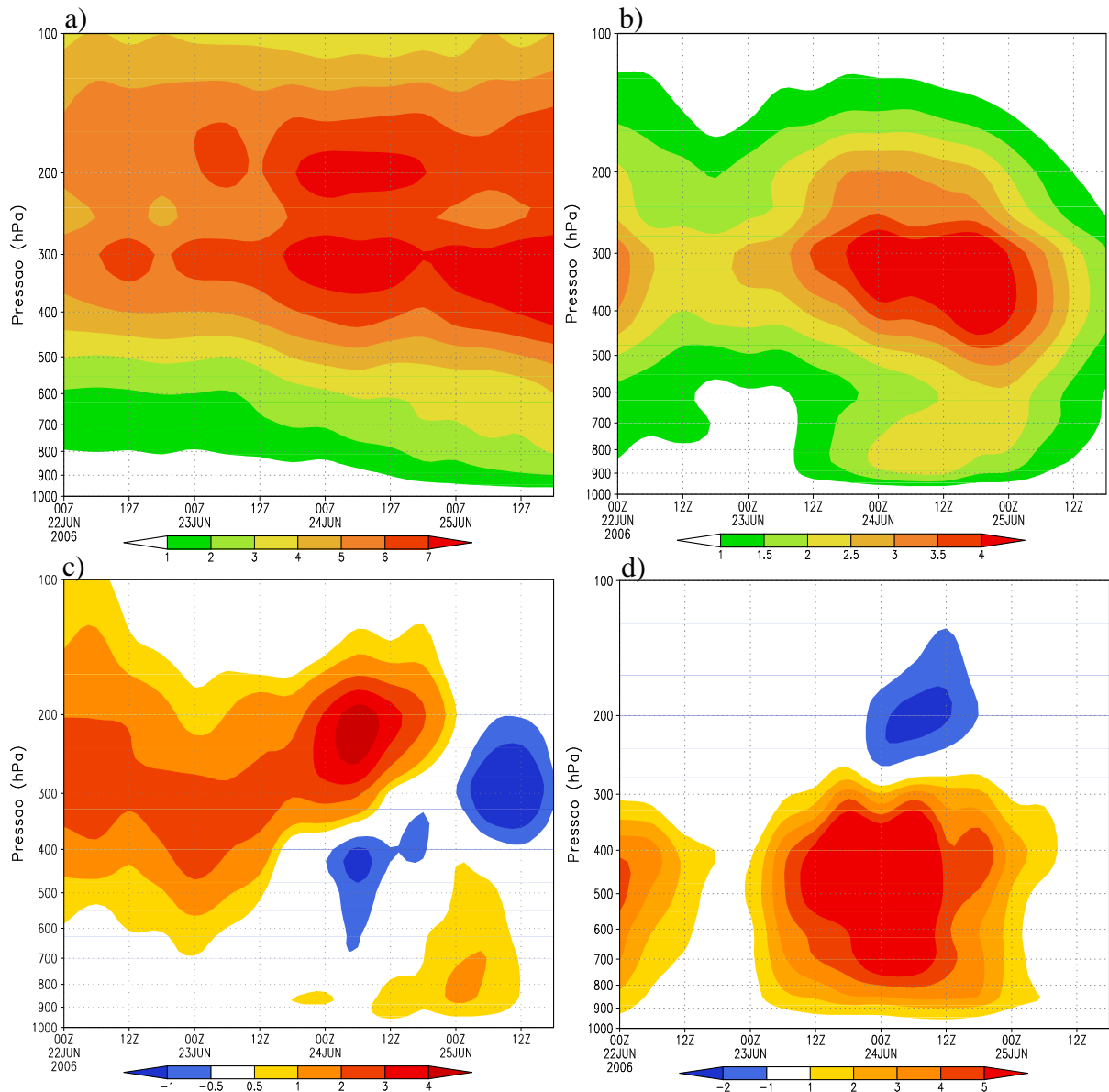


Figura 5.5. Seção vertical das médias na área de: a) K_Z , b) K_E , c) C_K e d) C_E . O período de análise compreende entre às 00z do dia 22 até às 18z do dia 25 de junho de 2007. As unidades são $\times 10^5 \text{ J/m}^2$ para as energias e W/m^2 para as conversões.

5.2.3. Análise do ciclo de energia de Lorenz do sistema.

Na fase de desenvolvimento do ciclone (Fig. 5.6), o conteúdo de A_Z apresentou diminuição média de $-1,56 \text{ W/m}^2$ devida majoritariamente ao termo C_A . O termo de fronteira BA_Z atuou como fonte de EPD, ao passo que ΔG_Z e C_Z apresentaram valores pouco expressivos. O termo C_A ($2,70 \text{ W/m}^2$) já indicava, nessa fase, o mecanismo de transporte de calor associado à amplificação da onda nos altos níveis e a conseqüente geração de A_E . A taxa de variação de A_E positiva indica um forte aumento do conteúdo de A_E no domínio pelo efeito combinado de C_A , ΔG_E e BA_E . Nesse período, a atuação de ΔG_E na geração de energia potencial disponível já era intensa mostrando que a atividade convectiva no ciclone como um todo estava promovendo aumento de A_E . Cabe destacar que no fim do período considerado, o ciclone já tinha apresentado a transição no CPS (Fig. 4.17) para sistema de núcleo quente em baixos níveis e também o forte aprofundamento observado no campo de pressão (Fig. 4.6). O termo de fronteira atuou como a maior fonte de A_E (com taxa de $4,45 \text{ W/m}^2$), indicando assim a entrada de energia para dentro do domínio.

O desenvolvimento e amplificação da onda em altos níveis promoveram a circulação térmica forçada como mostra o alto valor de C_E na Fig. 5.6. Dessa forma, as correntes ascendentes e descendentes no sistema de cavado/crista realizaram a conversão (com taxa de $6,97 \text{ W/m}^2$) de A_E para K_E . K_E apresentou grande crescimento ($3,78 \text{ W/m}^2$) devido principalmente à conversão baroclínica, mesmo C_K retirando parte dessa energia para manter K_Z . O fluxo de momento no transiente atuou na transferência de energia cinética na forma perturbada para a forma zonal, aumentando assim K_Z , mesmo com RK_Z atuando como sorvedouro de energia (Fig. 5.6). Os termos de fronteira, tanto de BK_Z como de BK_E , indicaram pequena importação de energia através dos limites do domínio.

No período maduro (Fig. 5.6), a diminuição no tempo de A_Z aumentou, pois além de C_A atuar na conversão para A_E , o termo ΔG_Z atuou na destruição de A_Z a uma taxa de $6,28 \text{ W/m}^2$. Uma explicação plausível seria que os processos radiativos de perda de energia estariam contribuindo para diminuir A_Z uma vez que no domínio como um todo havia grandes áreas de nebulosidade associadas ao ciclone. Acompanhando a forte circulação ciclônica do sistema, notou-se maior advecção de temperatura o que intensificou as áreas de ar frio e quente em baixos níveis (Fig. 4.7), gerando A_E .

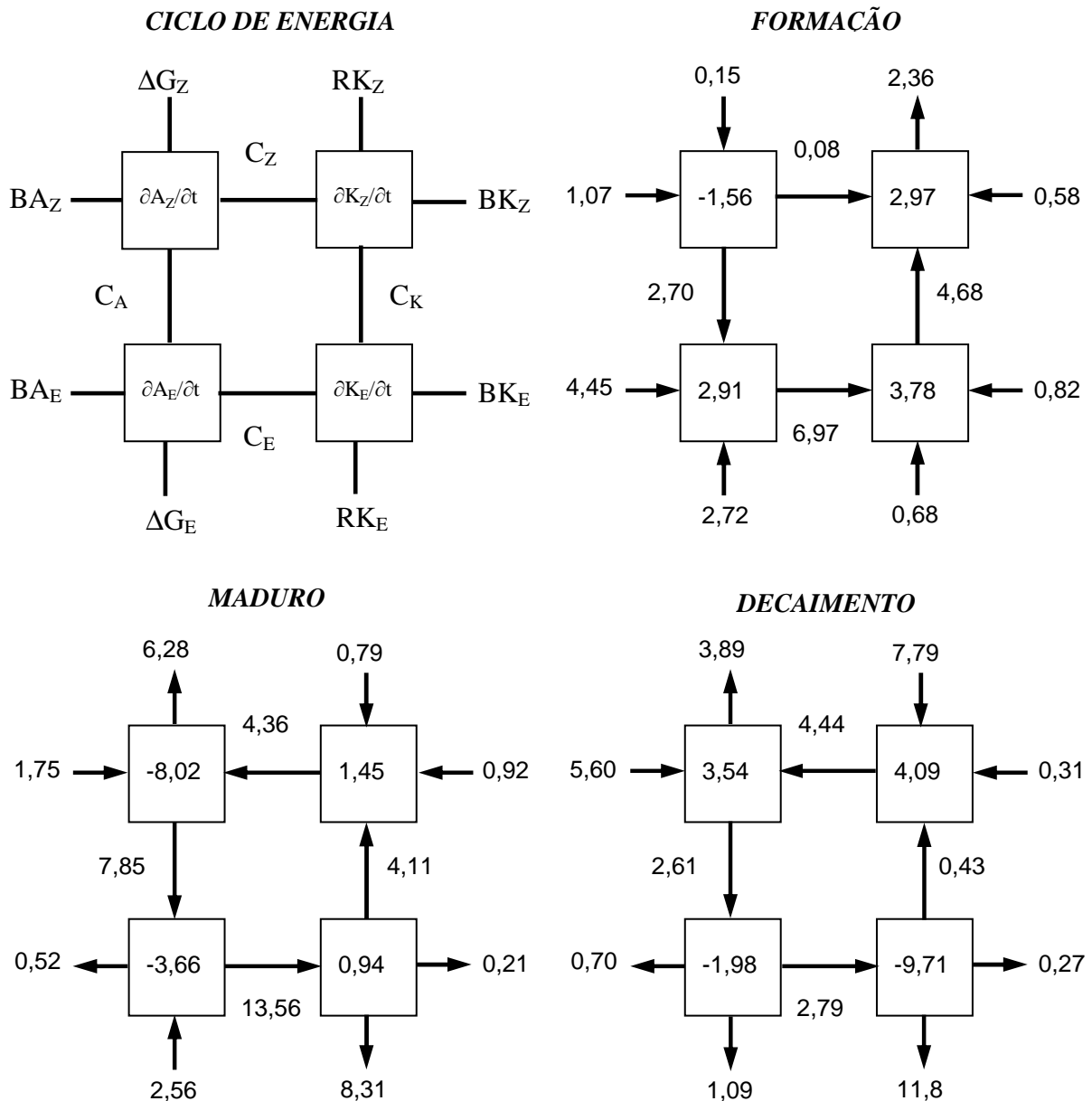


Figura 5.6. Diagrama do ciclo de energia de Lorenz em área limitada para o caso Reg2, nos períodos de: formação (12z 22 – 18z 23), maduro (00z 24 – 18z 24) e decaimento (00z 25 – 18z 29). (Unidades: W/m^2).

Mesmo A_Z sendo convertida em A_E e a atividade convectiva no ciclone promovendo a geração de EPD (com praticamente a mesma ordem de grandeza do período de formação), a intensa conversão C_E implicou em forte decréscimo de A_E na fase madura (Fig. 5.6). Os processos baroclínicos, cuja conversão dobrou para $13,56 W/m^2$, quando comparados com a fase de formação, atuaram na manutenção de K_E . Tanto RK_E como C_K atuaram diminuindo a energia cinética do ciclone, com RK_E agindo como sorvedouro e C_K transferindo parte de K_E para K_Z (Fig. 5.6). As trocas barotrópicas de energia na fase madura forneceram energia cinética para o escoamento médio zonal, como mostra o aumento K_Z . Fechando o ciclo tem-se

o termo C_Z gerando A_Z através do K_Z à uma taxa de $4,36 \text{ W/m}^2$, o que poderia ser explicado através de uma circulação térmica indireta no domínio com subsidência de ar quente e levantamento de ar frio.

Na fase de dissipação do sistema (Fig. 5.6), o termo ΔG_Z continuou reduzindo A_Z , mas numa intensidade quase duas vezes menor. O termo de fronteira BA_Z passou a ser a maior fonte de A_Z (em conjunto com a conversão C_Z) o que explica o grande aumento dessa energia no período. Com a dissipação da nebulosidade no sistema, o termo ΔG_E passou a atuar como sorvedouro de A_E , que mantém ainda taxa de variação negativa. A cadeia baroclínica $A_Z \rightarrow A_E \rightarrow K_E$ continuou fornecendo energia cinética para o ciclone, mas a uma taxa quase 5 vezes menor que na fase madura. Marcando o decaimento do ciclone, nota-se uma forte diminuição de K_E , a uma taxa de $9,71 \text{ W/m}^2$. Como C_K diminuiu em quase 10 vezes sua intensidade em relação a fase madura, o maior sorvedouro de K_E continua sendo RK_E (com comportamento dissipativo próprio dos processos de fricção). Com comportamento oposto, RK_Z passou a atuar como fonte de K_Z , como mostra o grande aumento de K_Z .

5.3. Energética do Caso Reg3.

5.3.1. Evolução temporal das variáveis integradas no volume.

Analisando as variações das energias na Fig. 5.7 observa-se que dentre as 4 formas, K_Z foi a que apresentou os maiores valores. K_Z era intenso no dia 29 às 12 z ($\sim 27 \times 10^5 \text{ J/m}^2$), mas conforme o sistema foi evoluindo K_Z diminuiu de intensidade até atingir o mínimo próximo às 00 z do dia 3, voltando a crescer a seguir e atingindo valores em torno de $21 \times 10^5 \text{ J/m}^2$. A energia potencial disponível do estado básico A_Z apresentou o mesmo comportamento que K_Z : com altos valores no início e decrescendo a seguir, acompanhando o desenvolvimento do ciclone.

A evolução temporal de K_E na Fig. 5.7 mostra crescimento a partir das 06 z do dia 30, indicando a intensificação da circulação ciclônica. Conforme o sistema atingiu a fase madura, o crescimento diminuiu e a partir das 12 z do dia 3 o decréscimo K_E indica o decaimento do ciclone. Já A_E , salvo um crescimento inicial, não apresentou variações importantes, mantendo-se praticamente constante.

Observando os termos de conversão de energia (Fig. 5.7b), desde o início até o final do período de estudo, os termos da cadeia baroclínica C_A e C_E apresentaram valores positivos e altos quando comparados às outras conversões, mas inferiores quando comparados com C_A e C_E do caso Reg2 (Fig. 5.4b). Esta evolução mostra permanente conversão de EPD do estado básico para a forma perturbada A_E e, de A_E para a energia cinética K_E referente ao ciclone. Esse processo como um todo se deu através dos deslocamentos das massas de ar quente e frio, associadas à zona frontal, com a conseqüente geração de A_E (à custa de A_Z) e criação de K_E a partir de A_E através dos movimentos verticais na onda, como mostra o contínuo crescimento de K_E (Fig. 5.7b). Na fase inicial do sistema, é possível observar comportamento de C_Z e C_K similar ao caso Reg1, mas com menor intensidade. Nesse período, havia conversão de A_Z para K_Z e de K_Z para K_E , indicando uma componente barotrópica na geração de energia cinética, mas de importância secundária.

Desde o início até próximo 00 z do dia 3 nota-se transporte entre as fronteiras de K_Z para dentro do domínio, com valor médio de 4 W/m^2 (Fig. 5.7c). Já o transporte de A_Z , também positivo, atuou mais intensamente a partir das 12 z do dia 1. Os transportes BA_E e BK_E apresentaram valores pouco expressivos, salvo pelo pico de fluxo para fora do domínio de 4 W/m^2 no final do ciclo de vida do ciclone.

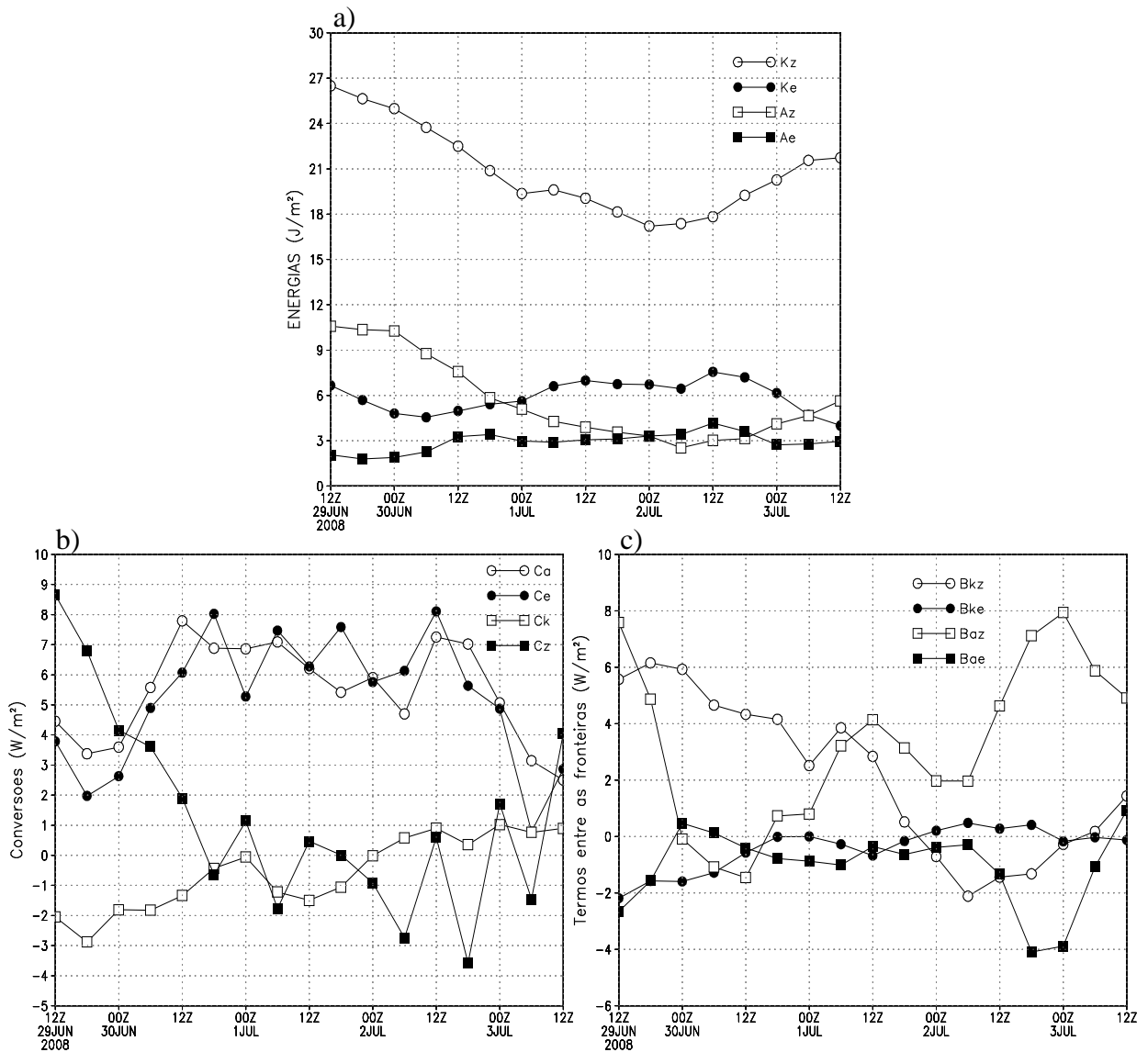


Figura 5.7. Série temporal para o caso Reg3 das quantidades integradas verticalmente de: a) energia (K_Z , K_E , A_Z e A_E), b) conversões (C_A , C_E , C_K e C_Z) e c) fluxos entre as fronteiras (B_{K_Z} , B_{K_E} , B_{A_Z} e B_{A_E}). O período de análise compreende entre às 12z do dia 29 de junho até às 12z do dia 3 de julho de 2008. As unidades são $\times 10^5 \text{ J}/\text{m}^2$ para as energias e W/m^2 para os demais termos.

5.3.2. Análise do papel das instabilidades barotrópica e baroclínica.

Analisando a evolução do perfil vertical das energias cinética K_Z e K_E na Fig. 5.8a, como nos outros casos, as maiores variações de K_Z ocorrem na alta troposfera. Entre 12z do dia 30 até próximo das 18z do dia 2, período que inclui as fases de desenvolvimento e madura do ciclone, nota-se decréscimo de K_E em toda a coluna vertical. Padrão de variação oposto é observado para K_E (Fig. 5.8b) neste mesmo período refletindo, portanto, o desenvolvimento do distúrbio através do aumento de K_E , desde os baixos níveis até próximo

de 250 hPa. Comparativamente as maiores mudanças e os maiores valores de K_E ainda são os obtidos no caso Reg2; mas diferentemente do caso Reg1, no qual toda a energia cinética ficou concentrada na alta troposfera, é possível observar crescimento de K_E em praticamente toda a coluna vertical.

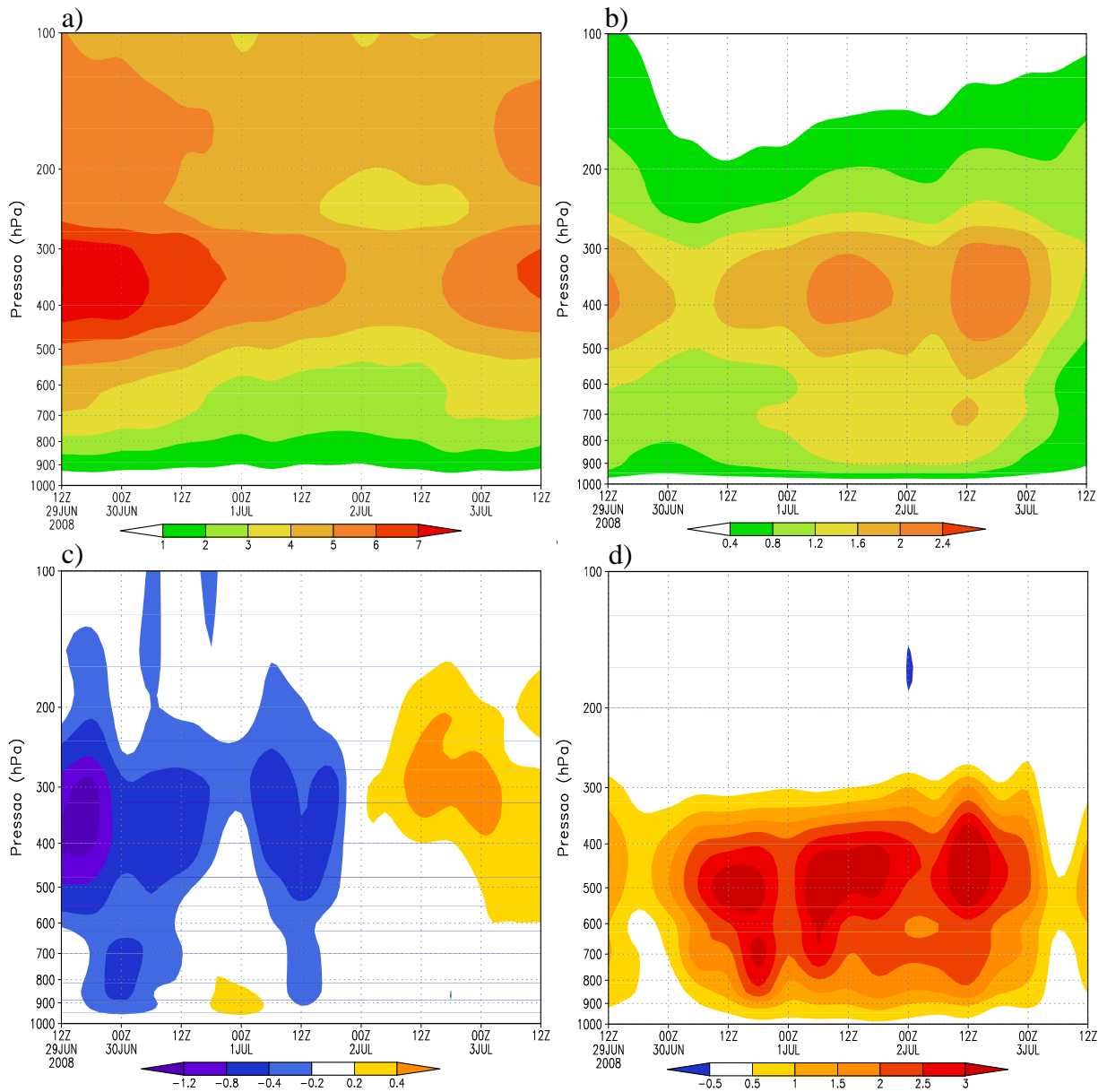


Figura. 5.8. Seção vertical das médias na área de: a) K_Z , b) K_E , c) C_K e d) C_E . O período de análise compreende entre às 12 z do dia 29 de junho até às 12z do dia 3 de julho de 2008. As unidades são $\times 10^5$ J/m² para as energias e W/m² para as conversões.

O termo de conversão barotrópica C_K (Fig. 5.7c) indica no início do desenvolvimento do ciclone, mesmo não sendo intenso, conversão negativa próximo do horário de máximo de energia cinética K_Z , indicando assim transferência de K_Z para K_E . Essa transferência continuou até 12 z do dia 01, mas muito mais fraca. Após esse período, C_K passa a ser

positivo indicando suprimento de energia cinética para K_Z através de K_E . Mesmo existindo essas conversões entre as energias cinéticas, o termo dominante no fornecimento de energia cinética para o ciclone foi o de conversão baroclínica C_E (Fig. 5.8d). Este termo, conforme mostrado pela evolução temporal, indicou constante conversão (com valores superiores à 3 W/m^2 em 500 hPa) de energia desde a fase de formação até próximo do período de decaimento do ciclone.

Dessa forma, como no caso Reg2, a instabilidade baroclínica foi o mecanismo mais importante no fornecimento de energia cinética para o ciclone; ao passo que os processos barotrópicos foram secundários, atuando apenas no começo do desenvolvimento e no final do ciclo de vida.

5.3.3. Análise do ciclo de energia de Lorenz do sistema.

No período de formação do ciclone (Fig. 5.9) ΔG_Z atuou na geração de EPD do estado básico A_Z à uma taxa de $2,54 \text{ W/m}^2$ através do mecanismo de aquecimento diabático zonal. Em contrapartida, ocorreu intenso decréscimo de A_Z na atmosfera, devido principalmente à conversão C_A . A conversão C_Z atuou na transferência de A_Z para K_Z , mas de uma forma menor que C_A . Nesse período, a análise sinótica mostrou (Fig. 4.10) a amplificação da onda nos campos de temperatura em baixos níveis devido a advecção de temperatura promovida pela circulação do sistema. De fato, como já mencionado, essa amplificação no cavado é a manifestação da conversão C_A , onde o transporte de calor entre as diferentes latitudes promove a geração de A_E através de A_Z . Os termos entre as fronteiras para as duas formas de EPD foram pequenos ($0,35 \text{ W/m}^2$ para BA_Z e $-0,41 \text{ W/m}^2$ para BA_E). A geração de A_E nessa fase do sistema atuava como fonte, indicando assim uma possível influência da atividade convectiva na geração de EPD. Nesse período observa-se uma pequena variação positiva no conteúdo de A_E em função dos termos C_A e ΔG_E .

A conversão C_E atuou fortemente nas trocas de A_E para K_E , indicando assim que a energia cinética do ciclone deveu-se majoritariamente a A_E , via processos baroclínicos de desenvolvimento (Fig. 5.9). Associado ao desenvolvimento dessa onda, os movimentos verticais se intensificaram havendo, portanto, levantamento de ar quente e subsidência de ar frio através da circulação térmica forçada pelo cavado. Nesta fase inicial, o crescimento de K_E , marcando a formação do sistema, foi positivo mesmo com RK_E e BK_E atuando como sorvedouros de energia cinética, onde RK_E foi bastante intenso.

Ainda na fase inicial, as variações negativas do conteúdo de K_Z foram basicamente devidas à RK_Z atuando como forte sorvedouro de energia. BK_Z agiu como fonte de K_Z através dos fluxos dessa energia através das fronteiras. O termo C_K , mesmo pequeno, converteu à uma taxa de $1,11 \text{ W/m}^2$ parte de K_Z para K_E via processo barotrópico de crescimento. Quantitativamente esta conversão foi pequena quando comparada com a transferência baroclínica ($C_E/C_K \sim 5$).

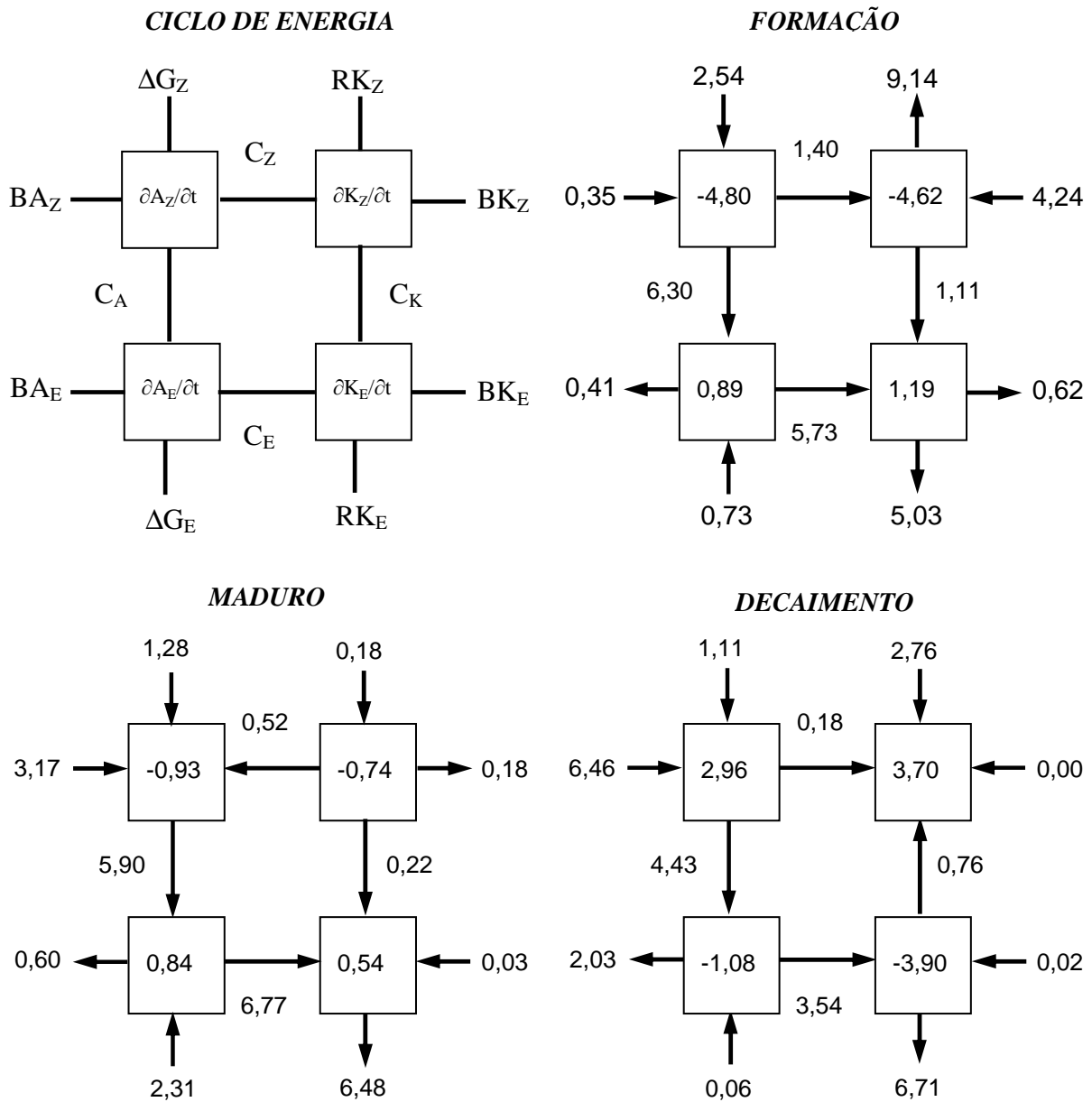


Figura 5.9. Diagrama do ciclo de energia de Lorenz em área limitada para o caso Reg3, nos períodos de: formação (00z 30 – 06z 01), maduro (12z 01 – 12z 02) e decaimento (18z 02 – 12z 03). (Unidades: W/m^2).

Na fase madura do sistema, o termo ΔG_Z diminuiu de intensidade ao passo que os fluxos de A_Z entre as fronteiras cresceram mais de 9 vezes em relação a fase de formação (Fig. 5.9). Com isso, mesmo o termo de conversão C_A mantendo uma taxa de $5,90 \text{ W/m}^2$ houve menor variação de A_Z no volume. Nesse período, a cadeia baroclínica de geração de energia ainda era intensa, com A_E sendo gerado através de A_E , e então A_E gerando K_E através dos processos descritos anteriormente. Mesmo com o crescimento de BA_E ($-0,60 \text{ W/m}^2$) e C_E ($6,77 \text{ W/m}^2$) as variações de A_E mantiveram-se positivas com a mesma ordem de grandeza da fase de formação. Isso pode ser explicado através do processo de geração de A_E (ΔG_E), que nessa fase triplicou de valor, atuando como fonte de A_E .

O crescimento de K_E na fase madura passou a ser muito pequeno, com RK_E atuando como um grande sorvedouro e C_E como fonte (Fig. 5.9). Como essas duas conversões possuíam valores próximos pode-se dizer que os processos baroclínicos atuaram na manutenção do sistema frente ao termo RK_E , que dentre outros processos, representa dissipação de energia. Para K_Z , como um todo, ocorreu decréscimo de todas as fontes e sumidouros desta forma de energia.

Com o ciclone em dissipação (Fig. 5.9), o padrão de fornecimento de A_Z via intensificou-se, com BA_Z dobrando de valor. O termo ΔG_Z manteve a mesma ordem de grandeza ($1,11 \text{ W/m}^2$), ao passo que C_A diminuiu comparativamente com a fase madura (de $5,90$ para $4,43 \text{ W/m}^2$). Já a geração de A_E , ΔG_E , deixou de ser importante com a diminuição da liberação de calor latente, com a redução da atividade convectiva no ciclone (Fig. 4.12). Essa fase de decaimento mostrou crescimento de A_Z e diminuição de A_E , com A_E sendo ainda convertido em energia cinética K_E e sendo, também, transportado para fora do domínio via BA_E . A conversão mesmo tendo caído para metade do valor da fase madura, ainda indica atuação de processo baroclínicos, mas com menor intensidade, devido ao enfraquecimento dos movimentos verticais nesta fase de decaimento do ciclone. K_E decresceu acentuadamente (Fig. 5.9), indicando a desintensificação da circulação no ciclone. O termo RK_E continuou atuando como o grande sorvedouro dessa energia, embora C_K contribuísse também para diminuição, fornecendo energia cinética para o escoamento zonal. K_Z passa a crescer nesse período principalmente devido à RK_Z e C_Z .

CAPÍTULO 6

DISCUSSÕES, CONCLUSÕES E SUGESTÕES

Foram analisados os aspectos dinâmicos referentes à formação de ciclones sobre a América do Sul através do ciclo de energia de Lorenz. A energética de área limitada foi aplicada para três casos de ciclogêneses, onde cada um desses se formou em uma das três principais regiões ciclogênicas da costa leste da América do Sul. Com isso, foi possível estudar todo o ciclo de energia no que se referem aos mecanismos de geração, conversão e dissipação. Além disso, foram analisadas as condições sinóticas, desde o período prévio à formação até o decaimento, para melhor entendimento dos fatores meteorológicos que propiciaram a formação desses ciclones. Uma análise da evolução da estrutura tridimensional através do diagrama de fase do ciclone (*cyclone phase space*, CPS) também foi realizada para cada caso.

A análise sinótica para o ciclone da Reg1 (gênese na costa sul/sudeste do Brasil) mostrou que a sua formação esteve associada à uma *cut-off low* em 500 hPa. O desprendimento desse vórtice ciclônico, que ocorreu antes do fechamento das isóbaras em superfície, esteve associado à amplificação do cavado nos níveis médios. Nos baixos níveis, a o sistema começou a ficar visível com o aprofundamento de uma área de baixa pressão, denominada aqui de cavado invertido de superfície, no setor norte de um intenso anticiclone centrado sobre o oceano. A estrutura de dipolo formada com o anticiclone e o lento deslocamento desse mantiveram o ciclone semi-estacionário ao longo da costa por cerca de 2 dias. A região de formação do ciclone em superfície caracterizou-se por fraca baroclinia desde o início, sendo que o ciclone logo adquire características barotrópicas e as mantém até sua dissipação. O sistema apresentou pouca evolução no CPS, sendo que na fase madura adquiriu uma estrutura simétrica com núcleo neutro em baixos níveis e moderadamente frio nos altos níveis. Na fase de desenvolvimento, o sistema se manteve no diagrama de fase numa região propícia à transição para ciclone subtropical, que são ciclones que apresentam características mais híbridas.

O ciclo de energia de Lorenz mostrou uma fase mais ativa dos termos de conversão no período de formação do ciclone, onde havia a importação de energia potencial e energia cinética do estado básico para dentro do domínio. Essa transferência interna de energia atuou apenas nos estágios iniciais e assim que o sistema entrou em decaimento, o processo se

inverteu com energia sendo exportada para o ambiente externo. A atividade convectiva nesse sistema não foi intensa o suficiente pra gerar energia EPD da perturbação, como mostraram os baixos valores do termo ΔG_E . O termo de fronteira RK_E atuou na fase final do sistema fornecendo energia cinética para a perturbação, o que combinado aos outros termos possibilitou uma variação muito pequena no conteúdo de KE (indicando um lento processo de dissipação). O termo barotrópico de conversão C_K mostrou-se o mais importante no desenvolvimento do ciclone, indicando a transferência de energia cinética do escoamento médio para a energia cinética da perturbação. Dessa forma, o transporte de momento associado à perturbação extraía energia cinética do jato para a sua própria intensificação, indicando assim a instabilidade barotrópica como mecanismo principal de desenvolvimento desse ciclone. O termo baroclínico, de intensidade menor, atuou apenas num curto período, mostrando que os processos baroclinicos de crescimento foram de importância secundária.

A formação do ciclone da Reg2 (gênese na foz do Rio da Prata) esteve ligada à combinação de uma baixa térmica em baixos níveis com a forçante dinâmica de um cavado de ar superior. A região de desenvolvimento apresentava uma zona baroclínica bem desenvolvida, e conforme o sistema evoluiu formou-se uma grande área de nebulosidade. O rápido aprofundamento do centro de baixa pressão mostrou que se tratava de uma ciclogênese bomba, onde a influência da liberação de calor latente devido à atividade convectiva foi intensa. Nessa fase, o CPS mostrou um rápido deslocamento na trajetória do ciclone indicando um sistema com núcleo quente e raso em baixos níveis e moderadamente quente nos altos. Essa rápida intensificação levou à seclusão quente das frentes como observada pela região do CPS no estágio maduro.

A energética desse sistema mostrou que havia geração de EPD através dos transportes de calor associados à onda em desenvolvimento, mas, além disso, tanto a transferência de energia para dentro do domínio como a convecção, já nesse período intensificando a baroclinia do ambiente, contribuíram de forma importante para a geração de A_E . O termo RK_E atuou na maior parte do tempo como um sorvedouro de energia cinética do ciclone. Já a conversão baroclínica foi bastante intensa durante quase todo o ciclo de vida do ciclone, indicando a conversão de EPD para a perturbação em energia cinética da perturbação. Os movimentos verticais associados à onda em desenvolvimento promoveram a extração de energia cinética para o ciclone, indicando assim o papel fundamental da instabilidade baroclínica no desenvolvimento. Valores positivos do termo barotrópico praticamente durante todo o período de análise indicam, assim, extração de parte da energia cinética da perturbação para manter o escoamento zonal.

O caso da Reg3 (gênese na costa sul da Argentina) originou-se da reintensificação de um ciclone mais antigo que em decaimento se propagava pelo Oceano Pacífico, penetrando tempos depois na parte sul da Argentina e dando origem ao ciclone do estudo. O campo de temperatura em baixos níveis mostrou uma intensa baroclinia durante quase todo o ciclo de vida do sistema. As análises do CPS mostraram, juntamente com a descrição sinótica do sistema, um desenvolvimento extratropical clássico, desde a amplificação do cavado de ar superior e da onda no campo de temperatura em baixos níveis, até o decaimento do sistema com a conseqüente oclusão das frentes fria e quente.

O ciclo de energia no sistema mostrou a cadeia baroclínica ativa e intensa durante todo o desenvolvimento, indicando a conversão de EDP do estado básico para EPD da perturbação e dessa para a energia cinética da perturbação. Com isso a instabilidade baroclínica foi o mecanismo mais importante na formação e manutenção do sistema. A instabilidade barotrópica, manifestada pela conversão negativa de C_K , indicava suprimento de energia cinética para o ciclone na fase de desenvolvimento, através da energia cinética do escoamento médio, mas apresentou valores muito pequenos. Já a contribuição da convecção na geração de A_E foi apenas sentida na fase de madura do sistema.

Com base nessas análises observa-se que as ciclogêneses que se formam na América do Sul podem apresentar características variadas, tanto de desenvolvimento como de estrutura. O ciclone que da Reg3 foi o que apresentou mais as características clássicas de ciclogênese extratropical, ao passo que o da Reg2 tornou-se um ciclone bomba com rápida intensificação. Já o que se formou na Reg1 apresentou características distintas dos demais, uma vez que se formou, através de uma *cut-off low* nos níveis médios, num ambiente fracamente frontal. O ciclo de energia mostrou que a instabilidade baroclínica, mecanismo dito mais importante em ciclogêneses extratropicais, mostrou-sei mais importante apenas para os casos da Reg2 e Reg3, ao passo que o da Reg1 formou-se devido ao mecanismo da instabilidade barotrópica de crescimento.

Dessa forma, mesmo terem sido consolidadas as teorias clássicas de desenvolvimento, a formação desses sistemas ainda pode apresentar certas peculiaridades. Com base nesse estudo o termo ciclogênese extratropical não poderia ser aplicado, em *strictu senso*, ao caso da Reg1, indicando assim necessidade de maior estudos sobre o desenvolvimento de ciclones que apresentam características semelhantes. A região do Atlântico subtropical carece de trabalhos sobre a formação de sistemas híbridos, ou de possíveis transições para estes (o caso Catarina, por exemplo, foi o primeiro caso documentado de transição tropical no Atlântico

Sul). Com isso, como possíveis trabalhos futuros poderiam ser feitas climatologias, análises de casos e estudos observacionais de eventos ciclônicos, semelhantes ao da Reg1.

APÊNDICE

A1. Comparação entre ΔG_E e G_E através da Eq. Da termodinâmica.

Foram calculados os termos de geração de energia potencial disponível da perturbação e do estado básico A_E e A_Z através do resíduo das respectivas equações de energia potencial (Eqs 3.4 e 3.6), e da termodinâmica (Eq. 3.25). Como citado anteriormente, o termo diabático da equação da termodinâmica representa principalmente os efeitos de liberação de calor latente pela atividade convectiva. Dessa forma, analisando a evolução temporal desses termos na Fig. A1 nota-se uma boa concordância para a geração de AE via ambos métodos de cálculo, indicando assim que o termo ΔG_E pode representar bem esses efeitos de aquecimento.

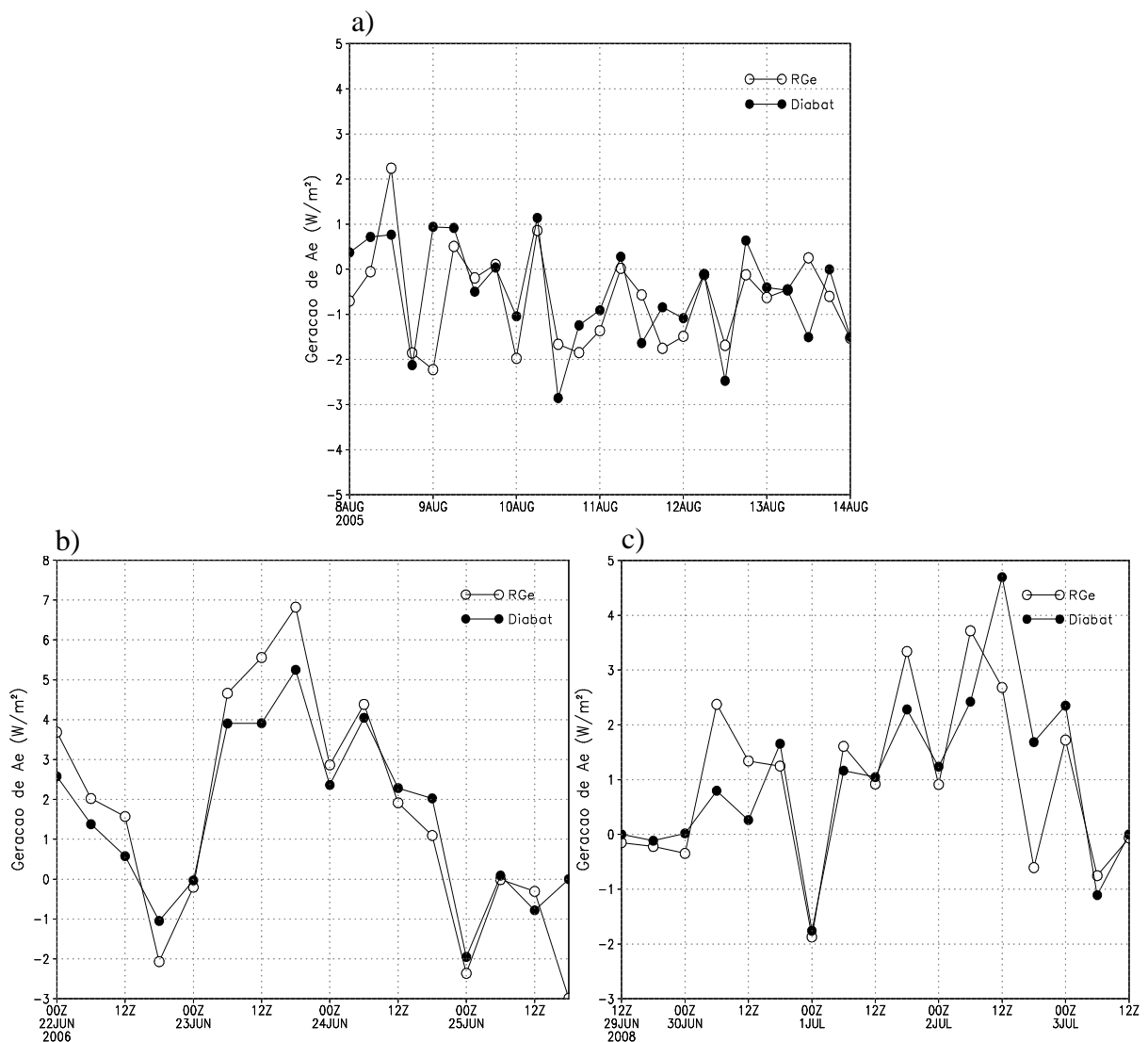


Figura A1. Termo de geração de EPD da perturbação calculado através do resíduo da equação de energia potencial e da equação da termodinâmica. (Unidade: W/m^2)

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ASNANI, G. C., 1993: *Tropical Meteorology*. Indian Institute of Tropical Meteorology. v. 1, 603 pp.

BALASUBRAMANIAN, G and M. K. YAU, 1996: The Life Cycle of a Simulated Marine Cyclone: Energetics and PV Diagnostics. *J. Atmos. Sci.*, **53** (4), 639-653.

BJERKNES, J., 1919: On the Structure of Moving Cyclones. *Geof. Publ.*, **1**(2), 1-8.

_____, and H. SOLBERG, 1922: Life Cycles of Cyclones and Polar Front Theory of Atmospheric Circulation. *Geof. Publ.* **3**(1), 3-18.

BRENNAN, F. E. and D. G. VINCENT, 1980: Zonal and Eddy Components of the Synoptic-Scale Energy Budget during Intensification of Hurricane Carmen (1974). *Mon. Wea. Rev.*, **108**(7), 954-965.

CARLSON, T. N. 1991: *Mid-latitude weather systems*. American Meteorological Society.

CHARNEY, J. G., 1947: The Dynamics of Long Waves in a Baroclinic Westerly Currents, *J. Meteor.*, **4**(5), 135-162.

DEFANT, A., 1921: Die Zirkulation der Atmosphäre in den gemässigten Breiten der Erde. *Geograf. Ann.*, 209.

EADY, E. T., 1949: Long Waves and Cyclones Waves, *Tellus*, **1**(3), 35-52.

GAN, M. A. and B. V., RAO, 1991: Surface cyclogenesis over South America. *Mon. Wea. Rev.*, **119**, 293-302.

GEORGE, L., P. S. SALVEKAR E P. SINGH, 1999: A Diagnostic Study of the Cyclonic Storm over the Arabian Sea during June 1994. *Pure Appl. Geophys.*, **154**, 163-182.

GUISHARD, M. P., 2006: Atlantic Subtropical Storm: Climatology and Characteristics. Thesis in meteorology. The Pennsylvania State University. 158 pp.

_____, and S. K. MISHRA, 1993: An observational study on the energetics of the onset monsoon vortex. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **119**, 755-778.

GYAKUM, J. R., 1983a: On the evolution of the *QE II* storm. Part I: Synoptic aspects. *Mon. Wea. Rev.*, **111**, 1137-1155.

_____, 1983b: On the evolution of the *QE II* storm. Part II: Dynamic and thermodynamic structure. *Mon. Wea. Rev.*, **111**, 1156-1173.

HART, R. E., 2003: A Cyclone Phase Space Derived from Thermal Wind and Thermal Asymmetry. *Mon. Wea. Rev.*, **131**, 585-616.

_____, and J. L. EVANS, 2001: A climatology of the extratropical transition of Atlantic tropical cyclones. *J. Climate*, **14**, 546-564.

HELMHOLTZ, H. von, 1888: Über atmosphärische Bewegungen Sitzungsber. *Akad. Wiss. Berlin*, 647.

HOLTON, J. R., 2004: *An Introduction to Dynamic Meteorology*. 4th Edition, Elsevier Academic Press, New York, 535 pp.

HOSKINS, B. J. and K. I. HODGES, 2005: A New Perspective on Southern Hemisphere Storm Tracks. *Journal of Climate*, **18**, 4108-4129.

JAMES, I. N., 1994: *Introduction to circulating atmospheres*. Cambridge University Press, 444 pp.

JEFFREYS, H., 1926: On the Dynamics of Geostrophic Winds. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 85.

JOHNSON, D. R., and W. K. Downey, 1975: Azimuthally Averaged Transport and Budget Equations for Storms: Quasi-Lagrangian Diagnostics. *Mon. Wea. Rev.* **103**(11), 967-979.

KALNAY, E. e co-autores. NCEP/NCAR 40-year Reanalysis project. *Bulletin of the American Meteorological Society*, v.77, p. 437-471, 1996.

KANAMITSU, M., 1989: Description of the NMC global data assimilation and forecast system. *Wea. Forecasting*, **4**, 335–342.

KUNG, E. C., and P. H. CHAN, 1981: Energetics Characteristics of the Asian Winter Monsoon in the Source Region. . *Mon. Wea. Rev.*, **109**(4), 854-870.

KUO, H. L., 1949: Dynamic Instability of Two-Dimensional Nondivergent Flow in a Barotropic Atmosphere. *J. Meteor.*, **6**(2), 105-122.

LORENZ, E. N., 1955: Avaliable potential energy and the maintenance of the general circulation, *Tellus*, **7**, 157-167.

_____, 1967: *The Nature and Theory of the General Circulation of the Atmosphere*. WMO, 161 pp.

_____, 1972: Barotropic Instability of Rossby Wave Motion. *J. Atmos. Scien.*, **39**(3), 258-264.

LUGT, H. J., 1983: *Vortex Flow in Nature and Technology*. John Wiley & Sons, Inc, 297 pp.

MARGULES, M., 1903: Über die Energie der Stürme. *Jahrb. Zentralanst. Meteor.*, Vienna, 1-26. [English translation, C. Abbe, 1910: *The Mecanics of Earth's Atmosphere*. 3rd coll., Smithsonian Institute, 533-595.]

MCTAGGART-COWAN, R., L. BOSART, C. A. DAVIS, E. H. ATALLAH, J. R. GYAKUM, and K. E. EMANUEL, 2006: Analysis of Hurricane Catarina (2004), *Mon. Weather Rev.*, **134**, 3029– 3053.

MICHAELIDES, S. C., 1987: Limited Area Energetics of Genoa Cyclogenesis. *Mon. Wea. Rev.*, **115**, 13-26.

_____, 1999: Quasi-lagrangian energetics of an intense Mediterranean cyclone. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **125**, 139-168.

MISHRA, S. K., V. B. RAO and M. A. GAN, 2001: Structure and Evolution of the Large-Scale Flow and an Embedded Upper-Tropospheric Cyclonic Vortex over Northeast Brazil. *Mon. Wea. Rev.*, **129**(7), 1673-1688.

MUENCH, H. S., 1965: On the dynamics of the wintertime stratosphere circulation. *J. Atmos. Scien.*, **22**, 349-360.

NECCO, G. V., 1982 a: Comportamiento de Vortices Ciclonicos En El Area Sudamerica Durante EL FGGE: Ciclogenesis. *Meteorologica*, **13** (1), 7-19.

_____, 1982 b: Comportamiento de Vortices Ciclonicos En El Area Sudamerica Durante EL FGGE: Trayectorias y Dessarollos. *Meteorologica*, **13** (1), 21-34.

NORQUIST, D. C., E. E. RECKER and R. J. REED, 1977: The energetics of African wave disturbance as observed during Phase III of GATE. *Mon. Wea. Rev.*, **105**, 334-342.

OORT, A. H. 1964: On estimates of atmospheric energy cycle. *Mon. Wea. Rev.*, **92**(11), 483-493.

PALMÉN, E., and C. W. NEWTON, 1969: *Atmospheric Circulation Systems Their Structure and Physical Interpretation*. New York, Academic Press, 603 pp.

PEIXOTO, J. P. and A. H. OORT, 1992: *Physics of Climate*. American Institute of Physics, 520 pp.

PETTERSSSEN, S., 1956: *Weather Analysis and Forecasting*. Vol. 1, 2nd Edition. McGraw-Hill, New York, 428 pp.

_____, and S. J. SMEBYE, 1971: On the development of extratropical cyclones. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **97**, 457-482

PEZZA, A. B., and T. AMBRIZZI, 2003: Variability of Southern Hemisphere Cyclone and Anticyclone Behavior: Further Analysis. *J. Climate*, **16**(7), 1075-1083.

_____, and I. SIMMONDS, 2005: The first South Atlantic hurricane: Unprecedented blocking, low shear and climate change. *Geophys. Res. Lett.* **32**, L15712, doi:10.1029/2005GL023390.

REBOITA, M. S., 2008: Ciclones Extratropicais sobre o Atlântico Sul: Simulação Climática e Experimentos de Sensibilidade. Tese de Doutorado em Meteorologia, Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas. IAG-USP, 359 pg.

SANDERS, F. and J. R. GYAKUM, 1980: Synoptic-Dynamic Climatology of the Bomb. *Mon. Wea. Rev.*, **180**(10), 1589-1606.

SECHRIST, F. S., and J. A. DUTTON, 1970: Energy conversions in a developing cyclone. *Mon. Wea. Rev.*, **98**, 254-362.

SIMMONDS, I. and K. KEAY, 2000: Mean Southern Hemisphere Extratropical Cyclone Behavior in the 40-Year NCEP-NCAR Reanalysis. *J. Climate*, **13**, 873-885.

SINCLAIR, M. R., 1994: An Objective Cyclone Climatology for the Southern Hemisphere. *Mon. Wea. Rev.*, **122**, 2239-2256.

_____, 1995: A climatology of cyclogenesis for the Southern Hemisphere. *Mon. Wea. Rev.*, **123**, 1601-1619.

_____, and M. J. REVELL, 2000: Classifications and Composites Diagnosis of Extratropical Cyclogenesis Events in Southwest Pacific. *Mon. Wea. Rev.*, **128**, 1089-1105.

_____, 1993: Synoptic-Scale Diagnosis of Extratropical Transition of a Southwest Pacific Tropical Cyclone. *Mon. Wea. Rev.*, **121**, 941-960.

- SHAPIRO, L. J., and D. KEYSER, 1990: Fronts, jet streams, and the tropopause. *Extratropical Cyclones: The Erik Palmé'n Memorial Volume*, C. W. Newton and E. O. Holopainen, Eds., Amer. Meteor. Soc., 167–191.
- SMITH, P. J., 1980: The Energetics of Extratropical Cyclones. *Rev. Geophys. Space Phys.*, **18**, 378-386.
- SPAR, J., 1950: Synoptic Studies of the Potential Energy in Cyclones, *J. Meteor.*, **7**(1), 48-53.
- STAR, V. P., 1948: An essay on general circulation of the Earth's atmosphere. *J. Meteor.*, **5**, 39-43.
- _____, 1946: A Quasi-Lagrangian System hydrodynamical equations. *J. Meteor.*, **2**(4), 227-237.
- TALJAARD, J. J., 1967: Development, distribution and movement of cyclones and anticyclones in the Southern Hemisphere during IGY. *J. Appl. Meteor.*, **6**, 973-987.
- TAMURA, T. S., 1905: Doctor Margules on energy of storms. *Mon. Wea. Rev.*, **33**(12), 519-521.
- VEIGA, J. A. P., 2004: Mecanismos de Formação e Manutenção da Circulação de Walker. Tese de Doutorado, Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais – INPE-5522-TDI/519, São José dos Campos, 170 p.
- _____, A. B. PEZZA, I. SIMMONDS, and P. L. SILVA DIAS, 2008: An analysis of the environmental energetics associated with the transition of the first South Atlantic hurricane. *Geophys. Res. Lett.*, **35**, L15806, doi:10.1029/2008GL034511.
- WAHAB, M. A., H. A. BASSET, and A. M. LASHEEN, 2002: On the mechanism of winter cyclogenesis in relation to vertical axis tilt, *Meteorol. Atmos. Phys.*, **81**, 103– 127.
- WALLACE, J. M. and P. V. HOBBS, 2006: *Atmospheric Science: An Introductory Survey*. 2nd Edition, Academic Press, 483 pp.

_____, and _____, 1977: *Atmospheric Science: An Introductory Survey*. 1st Edition, Academic Press, 467 pp.

WIIN-NIELSEN, A. and T. C. CHEN, 1993: *Fundamentals of Atmospheric Energetics*. Oxford University Press, New York, 376 p.

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](#)