



Ministério da
**Ciência, Tecnologia
e Inovação**



sid.inpe.br/mtc-m19/2013/12.06.17.28-TDI

CICLO DIÁRIO DE PRECIPITAÇÃO NO NORTE DO BRASIL

Sheila Santana de Barros Brito

Tese de Doutorado do Curso de Pós-Graduação em Meteorologia, orientada pelo Dr. Marcos Daisuke Oyama, aprovada em 17 de dezembro de 2013.

URL do documento original:

<<http://urlib.net/8JMKD3MGP7W/3FBM5BS>>

INPE
São José dos Campos
2013

PUBLICADO POR:

Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais - INPE

Gabinete do Diretor (GB)

Serviço de Informação e Documentação (SID)

Caixa Postal 515 - CEP 12.245-970

São José dos Campos - SP - Brasil

Tel.:(012) 3208-6923/6921

Fax: (012) 3208-6919

E-mail: pubtc@sid.inpe.br

CONSELHO DE EDITORAÇÃO E PRESERVAÇÃO DA PRODUÇÃO INTELLECTUAL DO INPE (RE/DIR-204):

Presidente:

Marciana Leite Ribeiro - Serviço de Informação e Documentação (SID)

Membros:

Dr. Antonio Fernando Bertachini de Almeida Prado - Coordenação Engenharia e Tecnologia Espacial (ETE)

Dr^a Inez Staciarini Batista - Coordenação Ciências Espaciais e Atmosféricas (CEA)

Dr. Gerald Jean Francis Banon - Coordenação Observação da Terra (OBT)

Dr. Germano de Souza Kienbaum - Centro de Tecnologias Especiais (CTE)

Dr. Manoel Alonso Gan - Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos (CPT)

Dr^a Maria do Carmo de Andrade Nono - Conselho de Pós-Graduação

Dr. Plínio Carlos Alvalá - Centro de Ciência do Sistema Terrestre (CST)

BIBLIOTECA DIGITAL:

Dr. Gerald Jean Francis Banon - Coordenação de Observação da Terra (OBT)

REVISÃO E NORMALIZAÇÃO DOCUMENTÁRIA:

Marciana Leite Ribeiro - Serviço de Informação e Documentação (SID)

Yolanda Ribeiro da Silva Souza - Serviço de Informação e Documentação (SID)

EDITORAÇÃO ELETRÔNICA:

Maria Tereza Smith de Brito - Serviço de Informação e Documentação (SID)

André Luis Dias Fernandes - Serviço de Informação e Documentação (SID)



Ministério da
**Ciência, Tecnologia
e Inovação**



sid.inpe.br/mtc-m19/2013/12.06.17.28-TDI

CICLO DIÁRIO DE PRECIPITAÇÃO NO NORTE DO BRASIL

Sheila Santana de Barros Brito

Tese de Doutorado do Curso de Pós-Graduação em Meteorologia, orientada pelo Dr. Marcos Daisuke Oyama, aprovada em 17 de dezembro de 2013.

URL do documento original:

<<http://urlib.net/8JMKD3MGP7W/3FBM5BS>>

INPE
São José dos Campos
2013

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação (CIP)

Brito, Sheila Santana de Barros.

B777c Ciclo diário de precipitação no norte do Brasil / Sheila Santana de Barros Brito. – São José dos Campos : INPE, 2013.
xxvi + 152 p. ; (sid.inpe.br/mtc-m19/2013/12.06.17.28-TDI)

Tese (Doutorado em Meteorologia) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2013.

Orientador : Dr. Marcos Daisuke Oyama.

1. ciclo diário. 2. precipitação. 3. sistemas convectivos. 4. modelo conceitual. I.Título.

CDU 556.1(811)



Esta obra foi licenciada sob uma Licença [Creative Commons Atribuição-NãoComercial 3.0 Não Adaptada](https://creativecommons.org/licenses/by-nc/3.0/).

This work is licensed under a [Creative Commons Attribution-NonCommercial 3.0 Unported License](https://creativecommons.org/licenses/by-nc/3.0/).

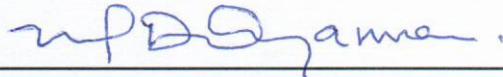
Aprovado (a) pela Banca Examinadora
em cumprimento ao requisito exigido para
obtenção do Título de **Doutor(a)** em
Meteorologia

Dr. Daniel Alejandro Vila



Presidente / INPE / Cachoeira Paulista - SP

Dr. Marcos Daisuke Oyama



Orientador(a) / IAE/DCTA / SJCampos - SP

Dr. Silvio Nilo Figueroa Rivero



Membro da Banca / INPE / Cachoeira Paulista - SP

Dr. Cláudio Moisés Santos e Silva



Convidado(a) / UFRN / Natal - RN

Dr. Edson José Paulino da Rocha



Convidado(a) / UFPA / Belém - PA

Este trabalho foi aprovado por:

maioria simples

unanimidade

Aluno (a): **Sheila Santana de Barros Brito**

São José dos Campos, 17 de Dezembro de 2013

“Confesso que tenho sido cego como uma toupeira,
mas é melhor adquirir sabedoria mesmo que tarde
do que nunca chegar a adquiri-la.”

Sherlock Holmes

“O covarde nunca começa,
o fracassado nunca termina,
o vencedor nunca desiste.”

Norman Vincent Peale

*“Amor a gente não aprende nos livros,
na faculdade,
com conselhos,
com teorias.
Amar, a gente aprende amando.”*

Dedico
Ao amor da minha vida
Meu querido esposo Éder

*Dedico este trabalho ao meu esposo Éder, companheiro de todas as horas, que foi fundamental para me manter **forte, fiel, saudável e otimista**. O otimismo é a fé em ação. O seu otimismo me manteve firme na fé, me deixou forte para vencer cada uma das metas, cada um dos desafios. O nosso **amor** foi como um motor potente que nos permitiu conquistar muita coisa juntos, inclusive alcançar a dádiva de terminar este trabalho.*

AGRADECIMENTOS

Aprendi que sempre temos que agradecer por tudo o que acontece em nossas vidas... Mas esta vitória foi grandiosa demais... e muitos merecem ser lembrados!

Agradeço primeira e soberanamente a Deus pela saúde e garra concedidas a mim, que culminaram na finalização deste trabalho.

Ao meu orientador Marcos Oyama, pela paciência e dedicação. Pelas longas conversas e discussões. Por explicar a mesma coisa de trezentas e vinte mil formas diferentes para que o meu entendimento fosse o mais completo possível. Por incentivar e acreditar no término deste trabalho. E acima de tudo, pela amizade construída ao longo destes anos.

Aos membros da banca Dr. Edson Rocha, Dr. Cláudio Moisés, Dr. Silvio Nilo e Dr. Daniel Vila. Pelas contribuições dadas no sentido de melhorar o trabalho. Pelo cuidado de ler com atenção o manuscrito.

Aos amigos da Divisão de Ciências Atmosféricas (ACA), pelo espaço físico e recursos concedidos durante o tempo de mestrado e doutorado. Pela disposição em fornecer um ambiente tranquilo e aconchegante para a pesquisa.

Ao Décio Reis da DSA e José Maria Brabo Alves da FUNCEME pela concessão dos dados de estações.

Ao Dr. Luiz Augusto Toledo Machado por ter disponibilizado o código do FORTRACC, ao amigo Alan James Calheiros pelo suporte nas dúvidas e à equipe da DSA que forneceu os dados compilados.

Aos colegas do grupo de pesquisa: Dayana, Fernando, Antônio, Hélio, Miguel e Urias. Pelas sugestões e ideias dadas no decorrer do trabalho.

Ao Vernon Kousky pela discussão sobre o ciclo diário de precipitação no norte do Brasil.

Aos colegas do doutorado que compartilharam muitos conhecimentos comigo (principalmente na qualificação) e também muitas horas de lazer.

Ao Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE) pelas instalações disponibilizadas, à Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES) e ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq) pelo financiamento da pesquisa, através da bolsa de doutorado.

Ao meu esposo Éder, meu GRANDE INCENTIVADOR, minha inspiração. Pelo incentivo que veio de várias formas. Quando eu precisava trabalhar horas e horas. Quando eu precisava descansar e simplesmente não fazer nada. Quando eu precisava ser forte. Quando eu precisava cuidar da saúde. Quando eu precisava acreditar mais em mim mesma. Enfim, um companheiro dedicado e compreensivo, que me inspirou e me inspira todos os dias para querer sempre “alçar voos ainda mais altos”.

A minha família, João, Nádia, Maria, Emídio, Talitha, Douglas, Érika, Carlos, Jane, Celso e Gicele. Fonte de conforto e consolo para as horas difíceis e, sobretudo, fonte de amor e alegria em todos os momentos.

Às amigas: Ana Paula, Marília, Michelyne, Sâmia e Suelen. Pelos momentos maravilhosos que passamos juntas.

Às secretárias Luana, Suzimara, Simone e ao César, sempre dispostos a ajudar os alunos.

RESUMO

O ciclo diário de precipitação (CDP) do norte do Brasil (NB) é caracterizado detalhadamente durante o outono austral para o período de 1998 a 2010. Estimativas de precipitação do algoritmo 3B42 do satélite TRMM (*Tropical Rainfall Measuring Mission*) são utilizadas para obter o CDP, e a variabilidade intradiária é medida através do coeficiente de variação (*CV*) e pela análise harmônica. Os resultados mostram a necessidade de detalhamento dos regimes de CDP no NB. Para isso, são propostos oito regimes que agrupam os CDP de forma mais adequada. Constatou-se a existência de um novo regime, o regime costeiro de transição que possui um *CV* mínimo e apresenta tanto a característica continental (com um máximo no final da tarde) quanto a característica oceânica (com um máximo durante a manhã). Este regime se encontra a menos de 2° de distância da costa, na interface continente-oceano. O regime costeiro foi dividido em dois, o regime costeiro continental – Tipo I e Tipo II. Ambos estão localizados próximos da costa. No Tipo I, ocorre um máximo pronunciado à tarde, *CV* alto e fica a menos de 2° em relação à costa. No Tipo II, existe a propagação do máximo de precipitação do Tipo I continente adentro, o *CV* é menor e fica a uma distância maior da costa (entre 2° e 7°). O regime continental foi dividido em três regimes, o continental quase-uniforme, o continental – Tipo I e o Tipo II. Todos ficam a uma distância maior do que 7° da costa. Dentre os regimes continentais, há dois modos de variabilidade intradiária, o primeiro é correspondente ao regime quase-uniforme, que apresenta *CV* baixo e dois máximos pouco pronunciados. O aquecimento diurno gera um máximo no fim da tarde e a propagação de fase ou processos de convecção noturna geram outro máximo de madrugada e de manhã. O segundo modo é correspondente aos regimes continentais do Tipo I e II. O ciclo é não-uniforme, *CV* alto, máximo à tarde. O Tipo I apresenta propagação de fase e o Tipo II não possui. Os dados do ForTraCC (*Forecast and Tracking of the evolution of the Cloud Clusters*) são utilizados para relacionar sistemas convectivos (SC) e seus processos ao CDP. A frequência de SC (FREQ) e a fração de área convectiva (FAC) estão bem relacionados aos padrões espaciais do CDP. Os seguintes processos dos SC: iniciação/dissipação, fusão/separação, expansão/retração de área e advecção. A iniciação é mais concentrada à tarde e a dissipação, mais espalhada. Os mecanismos físicos que geram a iniciação podem favorecer a expansão de área e, em seguida a fusão. O saldo entre a expansão e retração de área é o processo que explica as variações temporais de FAC. A expansão de área é obtida em função da iniciação e o tempo de decaimento de FAC sob condições ambientais desfavoráveis varia entre 6 e 12 horas. Logo, existe *upscaling* (agrupamento em escalas maiores) dos SC à tarde e decaimento noturno/matinal, configuração que explica um ciclo mais uniforme no interior do continente. Um modelo conceitual simples foi elaborado para descrever a evolução temporal de SC. Três mecanismos estudados anteriormente foram incluídos no modelo: *upscaling*, advecção e brisa. Testes de sensibilidade indicam que o *upscaling* é o mecanismo mais importante para a representação dos CDP continentais. A brisa marítima foi fundamental para representar a alta variabilidade do regime costeiro continental – Tipo I.

DIURNAL CYCLE OF PRECIPITATION OVER NORTHERN OF BRAZIL

ABSTRACT

The diurnal cycle of precipitation (DCP) for the austral autumn from 1998 to 2010 over the Northern Brazil (NB) is studied in detail. TRMM (*Tropical Rainfall Measuring Mission*) 3B42 version 6 dataset is used to obtain DCP, and the intradaily variability is measured with coefficient of variation (CV) and harmonic analysis. Comparisons between TRMM and gauge data indicate that TRMM is able to represent the DCP phase, but underestimates the magnitude. The results showed the need for detailing the DCP regimes in NB. Eight regimes are proposed to classify the DCP suitably. A new regime is found, the transition coastal regime. It has a minimum CV, continental features (with late afternoon peak) and also oceanic features (with morning peak). This regime is located over the land-sea boundary and less than 2° inland from the coast. The coastal regime is divided into two: coastal continental regime - Type I and Type II. Both are located near the coast. Type I has a pronounced afternoon peak, high CV and is less than 2° from the coast. Type II has an afternoon peak, exhibits phase propagation, shows lower CV and is located more inland (between 2° and 7° from the coastline). The continental regime was classified into three regimes: continental quasi-uniform, continental - Type I and Type II. The three continental regimes are located more than 7° inland from the coast. Among the continental regimes, there are two modes of diurnal variations, the first corresponds to the quasi-uniform, with low CV and two weak peaks. The daytime heating generates the late afternoon and phase propagation or nocturnal convection processes generates the late night/morning maximum. The second mode corresponds to the continental regimes Type I and II. The cycle is non-uniform, with higher CV, and an afternoon peak is found. Type I (II) shows (does not show) phase propagation. ForTraCC (*Forecast and Tracking of the evolution of the Cloud Clusters*) data are used to relate convective systems (CS) and its processes to DCP. The CS frequency (FREQ) and the fraction of convective area (FAC) are well correlated with spatial patterns of DCP. The following CS processes are studied: initiation/dissipation, merge/split, area expansion/reduction and advection. Initiation is localized in time while dissipation is more distributed. Physical mechanisms which generate initiation can promote area expansion, and hence merge. The net area expansion and reduction best explains the FAC temporal variations. Area expansion is parameterized in function of initiation and dissipation time of FAC under unfavorable environmental conditions is between 6 and 12 hours. Hence, there is *upscaling* of CS (clustering of CS at larger scales) at afternoon and dissipation at late evening and early morning, leading a more uniform cycle. A simple conceptual model was developed to describe the CS temporal evolution of CS. Three mechanisms are included in the conceptual model: *upscaling*, advection and sea breeze. Sensitivity tests indicate that the *upscaling* is the most important mechanism for the representation of land DCP. The sea breeze was essential to represent the high variability of the coastal continental regime - Type I.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1.1 – Regimes de ciclo diário de precipitação (CDP) na região do norte do Brasil (NB). Os pontos A, B, C e D encontram-se sob diferentes regimes.	2
Figura 1.2 – Ciclo diário (a) do número de eventos de precipitação e (b) da precipitação média dos eventos para a estação chuvosa (MAM) de Alcântara, no período entre set/1993 a mar/2007.	3
Figura 2.1 – Diagrama esquemático que mostra os regimes do CDP na região tropical.	9
Figura 2.2 – Ciclo diário da precipitação (mm/mês) de três regiões distintas do NB a partir de dados do TRMM. A localização das regiões em é vista no painel (a), o ciclo diário de costa norte (W) no painel (b), de São Luis (R) no painel (c) e do Planalto (P) no painel (d). Linha pontilhada em azul claro (azul escuro) indica precipitação associada com nuvens sem (com) gelo, linha pontilhada em vermelho indica precipitação associada com Sistemas Convectivos de Mesoescala, linha contínua é soma todos os tipos de precipitação.	11
Figura 2.3 – Diagrama esquemático dos estágios do ciclo de vida de um SC tropical. Fonte: adaptada de Machado e Rossow (1993).	15
Figura 2.4 – Média e desvio padrão do (a) raio do SC, (b) TB mínima do SC em função do ciclo de vida do SC.	16
Figura 2.5 – (a) Distribuição de perturbações convectivas em função da velocidade para 15 anos de dados por BARBOSA et al. (2006); (b) Distribuição de linhas de instabilidade em função da velocidade para 8 anos de dados por COHEN et al. (1989).	17
Figura 2.6 – Amplitude da primeira componente principal da análise de EOF para cobertura de nuvens frias na região tropical e subtropical das Américas limitada por 20° N – 40° S e 80° W – 30° W e separadas em (a) regiões continentais e (b) oceânicas. Linha cheia representa DJF e linha tracejada representa JJA.	19
Figura 2.7 – Ciclo diurno da (a) iniciação de SC oceânicos e continentais da região tropical.	20
Figura 4.1 – Limiares de CV que indicam regiões com ciclo diário uniforme, quase-uniforme e não-uniforme.	31
Figura 4.2 – Seleção de sistemas convectivos.	35
Figura 4.3– Desenho ilustrativo da iniciação das famílias de SC.	37

Figura 5.1 – Localização dos pontos para comparação. Os círculos representam a localização das estações e os quadrados representam os pontos escolhidos para o TRMM. Grupo 1 são as estações que pertencem ao Pará, Grupo 2 ao Maranhão, Grupos 3 e 4 ao Ceará.	41
Figura 5.2 – Ciclo diário de precipitação para os quatro grupos: (a) Grupo 1 - Pará, (b) Grupo 2 - Maranhão, (c) Grupo 3 - Ceará e (d) Grupo 4 - Ceará. A curva azul representa o ciclo médio das estações e a curva vermelha o ciclo obtido pelas estimativas do TRMM 3B42.	42
Figura 5.3 – (a) Taxa de precipitação média horária (mm.h-1) para a estação chuvosa (MAM) considerando todo o período de dados (01/jan/1998 a 31/mar/2010) e (b) Coeficiente de variação (<i>CV</i>) da precipitação media horária dentro de um dia para o mesmo período. Regiões em branco no mapa de <i>CV</i> indicam áreas excluídas da análise, pois possuem taxa de precipitação abaixo de 0.1 mm.h-1. Retângulos indicam regiões escolhidas para análise individual e são os mesmos para (a) e (b).	45
Figura 5.4 – Ciclo diário de precipitação da América do Sul para o período de 13 anos do TRMM para o trimestre chuvoso MAM. (a) corresponde a média das 00 HL, (b) das 03 HL, e assim sucessivamente até (h) que corresponde a média das 21 HL.	49
Figura 5.5 – Fração de variância explicada (a) 1º harmônico (<i>R</i> ₁₂) e (b) 2º harmônico (<i>R</i> ₂₂). Harmônicos referentes ao ciclo diário da precipitação para a estação chuvosa (MAM) considerando todo o período de dados (01/jan/1998 a 31/mar/2010). Regiões em branco no mapa indicam áreas excluídas da análise, pois possuem taxa de precipitação abaixo de 0.1 mm.h-1.	51
Figura 5.6 – Diagrama de dispersão de <i>CV</i> contra <i>R</i> ₁₂ para pontos continentais representando a estação chuvosa (MAM) e todo o período de dados (01/jan/1998 a 31/mar/2010). Linha vermelha marca a posição onde o <i>CV</i> é de 50%.	52
Figura 5.7 – Fração de variância explicada (a) 3º harmônico (<i>R</i> ₁₂) e (b) 4º harmônico (<i>R</i> ₂₂). Harmônicos referentes ao ciclo diário da precipitação para a estação chuvosa (MAM) considerando todo o período de dados (01/jan/1998 a 31/mar/2010). Regiões em branco no mapa indicam áreas excluídas da análise, pois possuem taxa de precipitação abaixo de 0.1 mm.h-1.	53
Figura 5.8 – (a) Amplitude e (b) fase <i>fk</i> correspondente ao 1º harmônico para a estação chuvosa (MAM) e todo o período de dados (01/jan/1998 a 31/mar/2010). As cores no campo de fase indicam o horário (UTC) do dia em que ocorre a precipitação máxima.	54

Figura 5.9 – Mapa de gradiente da fase ($h \cdot \text{grau}^{-1}$). O vetor indica a magnitude e a direção. As cores indicam a magnitude.	56
Figura 5.10 – (a) Coeficiente de variação, (b) variância explicada pelo primeiro harmônico, (c) fase e (d) amplitude relativas ao primeiro harmônico.....	57
Figura 5.11 – Transição do ciclo diário de precipitação a partir da região do Pará. O painel (a) mostra o mapa de <i>CV</i> com a localização do corte transversal. Os painéis (b), (c) e (d) possuem o CDP de cada um dos pontos indicados no quadro menor do canto superior esquerdo.....	60
Figura 5.12 – Transição do ciclo diário de precipitação a partir da região de Alcântara. O painel (a) mostra o mapa de <i>CV</i> com a localização do corte transversal. Os painéis (b), (c) e (d) possuem o CDP de cada um dos pontos indicados no quadro menor do canto superior esquerdo.	63
Figura 5.13 – Regimes do CDP no NB. As linhas tracejadas indicam a distância de 2° e 7° em relação à costa. Regiões acima de 500 m de altura foram desconsiderados. Também foram desconsiderados rios e lagos.	68
Figura 5.14 – Ciclo diário de precipitação médio referente a cada regime.	69
Figura 5.15 – Diagrama esquemático dos regimes de CDP no NB e na Amazônia e suas diferenças em relação ao regime proposto por KW08. As letras de A até D indicam os regimes de CDP propostos por KW08. Os números de 1 a 8 indicam esquematicamente a localização dos novos regimes.....	71
Figura 5.16 – Variação longitudinal do ciclo diário de precipitação na latitude (a) 3°S e (b) 2° N. Se curva preta pontilhada for “um” trata-se de região continental e se for “zero” trata-se de uma região oceânica.	73
Figura 5.17 – (a) Soma de funções para representar o ciclo diário de precipitação de regiões continentais e (b) representação teórica para a propagação de fase no ciclo diário de precipitação partindo da costa para o interior do continente.	75
Figura 5.18 – (a) Soma de funções para representar o ciclo diário de precipitação de regiões oceânicas e (b) representação teórica para o <i>CV</i> mínimo encontrado na costa..	77
Figura 6.1 - Porcentagem do tipo de início das famílias de SC acompanhados pelo FORTRACC, onde as famílias são iniciadas a partir de (a) sistemas novos e (b) sistemas que sofreram uma separação.....	79
Figura 6.2 – Histograma de velocidade de propagação (a) com todos os sistemas e (b) apenas com os sistemas que possuem até 50 m/s de propagação.....	81

Figura 6.3 – Características médias dos SC para as seguintes variáveis: (a) duração (horas), (b) raio efetivo médio (km), (c) propagação (m/s), (d) velocidade de propagação (m/s), (e) direção e (f) excentricidade.	83
Figura 6.4 - Histograma de frequência para as seguintes variáveis: (a) duração (horas), (b) raio efetivo médio (km), (c) direção (°) e (d) excentricidade.	85
Figura 6.5 – (a) Raio efetivo médio e (b) velocidade média em função da duração dos sistemas.....	87
Figura 6.6 – Ciclo diário da frequência média de SC (FREQ), isto é, número médio mensal de SC que afetam a caixa de $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$ para um período de 3h para a estação chuvosa: (a) 15 UTC, (b) 18 UTC, (c) 21 UTC, (d) 00 UTC, (e) 03 UTC, (f) 06 UTC, (g) 09 UTC e (h) 12 UTC.	88
Figura 6.7 – Ciclo diário da fração de área convectiva (FAC), isto é, número médio mensal de SC que afetam a caixa de $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$ para um período de 3h para a estação chuvosa: (a) 15 UTC, (b) 18 UTC, (c) 21 UTC, (d) 00 UTC, (e) 03 UTC, (f) 06 UTC, (g) 09 UTC e (h) 12 UTC.	90
Figura 6.8 – Coeficiente de variação diário para (a) FREQ e (b) FAC.....	92
Figura 6.9 – Ciclo diário da frequência líquida de iniciação/decaimento de SC (diferença entre a iniciação e o decaimento): (a) 00 UTC, (b) 03 UTC, (c) 06 UTC, (d) 09 UTC, (e) 12 UTC, (f) 15 UTC, (g) 18 UTC e (h) 21 UTC.....	94
Figura 6.10 – Ciclo diário da frequência líquida de fusão/separação de SC (diferença entre a fusão e a separação): (a) 15 UTC, (b) 18 UTC, (c) 21 UTC, (d) 00 UTC, (e) 03 UTC, (f) 06 UTC, (g) 09 UTC e (h) 12 UTC.	95
Figura 6.11 – Coeficiente de variação de (a) iniciação, (b) dissipação, (c) fusão e (d) separação.	97
Figura 6.12 – Ciclo diário da variação de FAC e dos processos (iniciação líquida, expansão líquida de área e advecção zonal) para o período (a) de 12 a 15 UTC, (b) de 15 a 18 UTC, (c) de 18 a 21 UTC, (d) de 21 a 00 UTC, (e) de 00 a 03 UTC, (f) de 03 a 06 UTC, (g) de 06 a 09 UTC, (h) de 09 a 12 UTC. (continua)	101
Figura 6.13 – (a) Variabilidade intradiária dos processos relativos aos SC (expansão líquida, iniciação líquida, advecção e a soma de todos eles) e (b) contribuição de cada processo em determinados horários do dia. Ambos para o regime oceânico (1).	110
Figura 6.14 – (a) Variabilidade intradiária dos processos relativos aos SC (expansão líquida, iniciação líquida, advecção e a soma de todos eles) e (b) mostra a contribuição	

de cada processo em determinados horários do dia. Ambos para o regime continental – Tipo I (4).....	111
Figura 6.15 – (a) Variabilidade intradiária dos processos relativos aos SC (expansão líquida, iniciação líquida, advecção e a soma de todos eles) e (b) mostra a contribuição de cada processo em determinados horários do dia. Ambos para o regime continental quase-uniforme (6).	112
Figura 6.16 – Variabilidade intradiária da advecção zonal nos regimes costeiro continental – Tipo I (4) e costeiro continental – Tipo II (5).....	113
Figura 6.17 – Variabilidade intradiária dos processos relativos aos SC (expansão líquida, iniciação líquida, advecção e a soma de todos eles). Se refere à diferença entre os regimes continentais – Tipo I (7) e Tipo II (6).	114
Figura 6.18 – Ciclo diário de aumento (<i>source</i>) e redução (<i>sink</i>) de área de SC para os regimes 4 e 6.....	115
Figura 6.19 – Escala de tempo para redução de área (horas).	116
Figura 7.1 – Fluxograma com os passos do modelo conceitual.	120
Figura 7.2 – Função fonte Ft para o desenvolvimento da nuvem em regiões continentais (curva vermelha) e oceânicas (curva azul). F é dada em $^{\circ}2.h - 1$ e o tempo é dado em horas.	122
Figura 7.3 – Evolução de uma nuvem individual no tempo decorrente da Equação 7.1.	124
Figura 7.4 – Evolução temporal das nuvens do modelo conceitual. (Continua).....	127
Figura 7.5 – Conclusão.	130
Figura 7.6 – Coeficiente de variação (CV) médio entre $5^{\circ}N$ e $5^{\circ}S$ do ciclo diário de precipitação (a) observado pelo TRMM e (b) simulado pelo modelo conceitual.	133
Figura 7.7 – Testes de sensibilidade com o modelo conceitual.....	134

LISTA DE TABELAS

Tabela 5.1 – Medidas estatísticas de comparação (r , $RMSE$ e $viés$) para os dados de estação e TRMM.	43
Tabela 5.2 – Regimes do CDP no NB.	70
Tabela 7.1 – Descrição dos experimentos rodados como teste de sensibilidade.	134

LISTA DE SIGLAS E ABREVIATURAS

CDP – Ciclo diário de precipitação
CLA – Centro de Lançamento de Alcântara
NB – Norte do Brasil
CPTEC – Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos
DOL – Distúrbios ondulatórios de leste
DSA – Divisão de Satélites e Sistemas Ambientais
EOF – *Empirical Orthogonal Functions*
FAC – Fração de área convectiva
ForTraCC - *Forecast and Tracking of the evolution of the Cloud Clusters*
FREQ – Frequência de sistemas convectivos
GPCP - *Global Precipitation Climatology Project*
GPI – *GOES Precipitation Index*
GRAD – Gradiente de fase
HL – hora local
INPE – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais
ISCCP – *International Satellite Cloud Climatology Project*
KW08 – Kikuchi e Wang (2008)
LI – Linhas de instabilidade
LST – *local standard time*
MAM – março, abril e maio
PCD – Plataforma de coleta de dados
PR – *Precipitation Radar*
SC – Sistemas convectivos
SCM – Sistemas convectivos de mesoescala
TMI – *TRMM Microwave Imager*
TMPA – *TRMM Multisatellite Precipitation Analysis*
TRMM - *Tropical Rainfall Measuring Mission*
ZCITA – Zona de Convergência Intertropical Atlântica
CV – Coeficiente de variação

SUMÁRIO

1.	INTRODUÇÃO.....	1
2.	REVISÃO BIBLIOGRÁFICA.....	7
2.1	Ciclo diário de precipitação.....	7
2.2	Atuação de sistemas convectivos.....	12
3.	MATERIAIS.....	21
3.1	Plataforma de Coleta de Dados (PCDs).....	21
3.2	Algoritmo 3B42 do satélite TRMM.....	21
3.3	Dados do FORTRACC.....	21
4.	MÉTODOS.....	25
4.1	Parte I: Ciclo diário de precipitação.....	25
4.1.1	Comparação das estimativas de precipitação do TRMM 3B42 e dados observados <i>in situ</i>	25
4.1.2	Coeficiente de variação (CV).....	26
4.1.3	Uniformidade do CDP.....	27
4.1.4	Análise harmônica.....	32
4.2	Parte II: Ciclo diário dos sistemas convectivos.....	34
5.	RESULTADOS: PARTE I.....	41
5.1	Comparação das estimativas de precipitação do TRMM 3B42 e dados observados <i>in situ</i>	41
5.2	Coeficiente de variação (CV).....	43
5.3	Análise harmônica.....	50
5.4	Identificação dos padrões do CDP.....	56
5.5	Definição dos regimes do CDP.....	66
6.	RESULTADOS: PARTE II.....	79
6.1	Seleção dos sistemas convectivos.....	79
6.2	Caracterização média dos SC.....	81

6.3 Ciclo diário da atuação de SC.....	87
6.4 Frequência de iniciação, dissipação, fusão e separação de SC.....	93
6.5 Balanço de fração de área convectiva (FAC).....	98
6.6 Características de regimes contrastantes em relação aos processos relativos a SC	109
6.7 Modelagem da expansão líquida da área de SC	114
7. MODELO CONCEITUAL.....	119
7.1 Descrição do modelo conceitual.....	119
7.2 Resultados e discussão	126
8. CONSIDERAÇÕES FINAIS	137
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	141
APÊNDICE A	147
A.1 – Cortes transversais nos mapas de FREQ e FAC.....	147
APÊNDICE B.....	149
B.1 – Ciclo diário da FREQ e FAC	149

1. INTRODUÇÃO

O ciclo diário é uma das periodicidades fundamentais de séries de precipitação em que a amostragem temporal dos dados encontra-se na escala de horas (como séries de precipitação horária). O ciclo diário de precipitação (CDP) mostra os horários preferenciais de ocorrência e ausência de chuva, o que serve como informação útil à previsão de tempo. Por outro lado, a existência desses horários preferenciais decorre da atuação de mecanismos físicos e/ou dinâmicos específicos. Tanto o CDP (global e regional) quanto os mecanismos que o moldam têm sido extensamente estudados na literatura (JANOWIAK et al., 2005; BOWMAN et al., 2005; YANG; SMITH, 2006; KIKUCHI; WANG, 2008).

Os CDP encontrados na região tropical podem ser agrupados em 4 regimes, segundo Kikuchi e Wang (2008; KW08): continental, oceânico, costeiro continental e costeiro oceânico. O CDP do regime continental tem amplitude¹ alta e máximo no final da tarde (15-18 LST); do oceânico, amplitude moderada e máximo no início da manhã (06-09 LST). Essas características estão de acordo com estudos anteriores em que a diferença do CDP entre regiões continentais e oceânicas foi abordada (NESBITT; ZIPSER, 2003). Os regimes costeiros ocorrem na interface entre continente e oceano; no lado continental (regime costeiro continental), o CDP tem amplitude muito alta com propagação de fase² continente adentro; no lado oceânico (regime costeiro oceânico), amplitude relativamente alta e possibilidade de propagação de fase em direção ao oceano. Na região equatorial que inclui o norte do Brasil (NB), de oeste para leste, há o regime oceânico no ponto A da ZCIT; costeiro oceânico (continental) no ponto B (C) do NB; e continental no ponto D do interior da Amazônia (Figura 1.1).

A motivação inicial do presente trabalho provém do fato de que pode haver áreas do NB cujo CDP não se encaixa nos regimes propostos por KW08. Por exemplo, no Centro de Lançamento de Alcântara (CLA), localizado no litoral do Maranhão, deveria haver o regime costeiro continental de acordo com KW08 (Figura 1.1). No entanto, o CDP em MAM no CLA é bastante uniforme (BARROS, 2008; TERAMOTO, 2009), ou seja, a

¹ Diferença entre máximo e mínimo do ciclo.

² A propagação de fase é a propagação do máximo em direção ao continente ou ao oceano nos horários posteriores à ocorrência do máximo na costa.

sua amplitude é muito inferior à do regime costeiro continental. A Figura 1.2a de Barros (2008) mostra o número de eventos de chuva ocorridos a cada 3 horas na estação chuvosa (MAM). A distribuição possui bastante uniformidade, i.e., a frequência do número máximo de eventos não difere substancialmente da frequência do número mínimo. O máximo (mínimo) de eventos em torno de 06 (15) HL. A Figura 1.2b é o total médio de precipitação durante os eventos de chuva. A distribuição possui menor uniformidade que a Figura 1.2a, mas a frequência dos mínimos ainda é substancial. Mesmo considerando o regime costeiro oceânico, tendo em vista que o CLA se localiza próximo do mar, a amplitude ainda é inferior. Logo, tomando como ponto de partida os regimes propostos por KW08, o presente trabalho procura encontrar um agrupamento de regimes mais adequado ao NB. Para realizar esse agrupamento, diferentemente dos trabalhos encontrados na literatura, utiliza-se como base uma métrica simples, o coeficiente de variação (CV), que é o desvio-padrão do CDP dividido pela média. O CV pode ser entendido como uma medida de variabilidade intradiária.

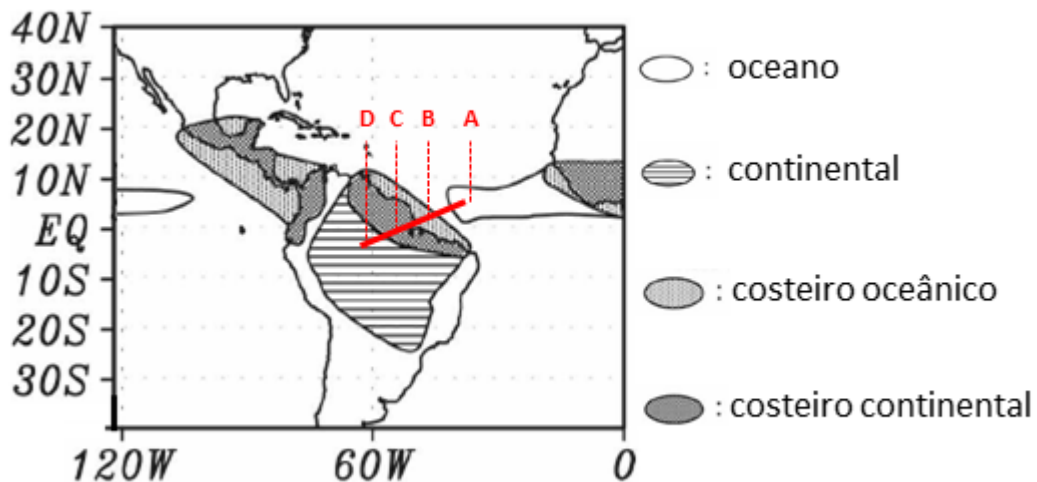
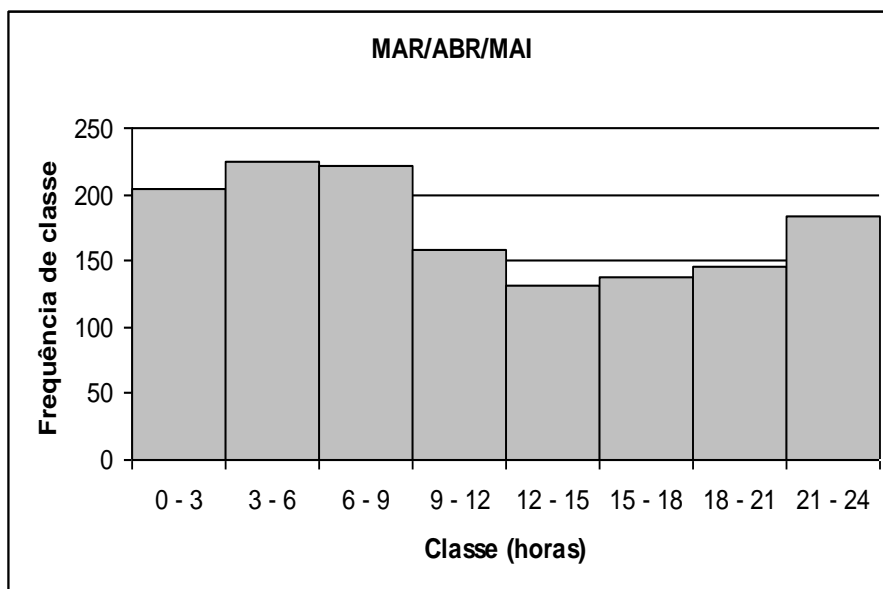


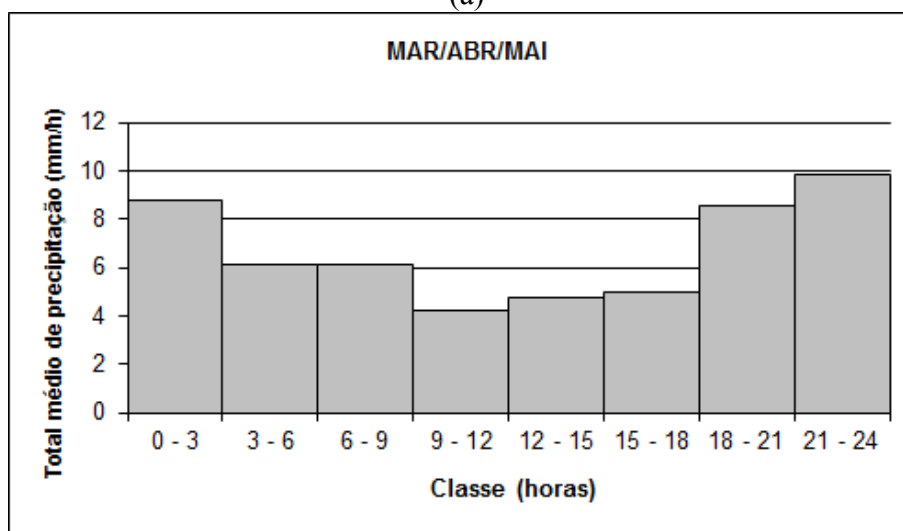
Figura 1.1 – Regimes de ciclo diário de precipitação (CDP) na região do norte do Brasil (NB). Os pontos A, B, C e D encontram-se sob diferentes regimes.
Fonte: adaptada de Kikuchi e Wang (2008).

Neste trabalho, o objetivo geral consiste em caracterizar detalhadamente os regimes do CDP em uma região específica, o norte do Brasil (NB). Trata-se de uma região extensa, com milhares de quilômetros de costa ao longo do litoral e que passa por regiões com características climáticas distintas. Apesar dessa variedade, o trimestre de março a maio (MAM), correspondente ao outono austral, é o mais chuvoso em grande parte do NB.

Nesse trimestre, a Zona de Convergência Intertropical (ZCIT), um dos principais sistemas de precipitação das regiões Norte e Nordeste do Brasil, atinge a sua posição mais austral e afeta diretamente o NB.



(a)



(b)

Figura 1.2 – Ciclo diário (a) do número de eventos de precipitação e (b) da precipitação média dos eventos para a estação chuvosa (MAM) de Alcântara, no período entre set/1993 a mar/2007.
Fonte: Barros (2008).

Usualmente, as características do CDP são explicadas como o resultado da atuação de mecanismos físicos e/ou dinâmicos. Por exemplo, o máximo de precipitação no regime continental entre 15-18 LST poderia resultar da atuação do mecanismo de instabilização

da atmosfera em baixos níveis devido ao aquecimento solar à superfície (YANG; SMITH, 2006). No entanto, a atuação um mecanismo específico não pode ser diretamente traduzida em ocorrência de precipitação, pois, em verdade, os mecanismos afetam os sistemas convectivos (SC), que são os principais sistemas precipitantes na região tropical. Essa distinção, embora sutil, é importante, pois a conexão entre mecanismos físicos e/ou dinâmicos com processos do ciclo de vida dos SC (como iniciação/decaimento, expansão/retração de área, fusão/separação) é muito mais direta. Assim, neste trabalho, além das características diretamente relacionadas à precipitação (como *CV*, amplitude e fase), analisa-se o ciclo diário de variáveis que representam a ação de SC, tal como a fração de área convectiva³, nos diversos regimes. Essa análise é um aspecto novo que aproxima os estudos de SC (GARREAUD; WALLACE, 1997; MACHADO et al., 1998; LAURENT et al, 2002; BARBOSA, 2005; GONÇALVES, 2013) dos de CDP (e.g., KW08), e permite a identificação dos principais processos do ciclo de vida dos SC que moldam o ciclo diário, bem como uma discussão sobre os possíveis mecanismos físicos e/ou dinâmicos associados a esses processos.

Uma vez caracterizados os regimes de precipitação no NB, testa-se a hipótese de que os diferentes regimes de CDP decorrem da atuação de (alguns) mecanismos fundamentais. São eles: a advecção, o agrupamento (organização em escalas maiores ou *upscaling*) e a atuação da brisa. Para tal, elabora-se um modelo simples e intuitivo da evolução temporal de SC em um domínio horizontal simplificado (continente e oceano separados por uma linha reta em uma longitude fixa). Simula-se o modelo com representações idealizadas de mecanismos físicos e/ou dinâmicos, e realizam-se testes de sensibilidade para verificar a dependência dos regimes aos mecanismos.

O trabalho divide-se em três partes. Na parte I, estudam-se os regimes de CDP no NB utilizando as estimativas de precipitação do TRMM (*Tropical Rainfall Measuring Mission*) e tomando como base o *CV* como medida de variabilidade intradiária. Na parte II, analisa-se o ciclo diário da ação de SC nos diferentes regimes utilizando os SC identificados pelo ForTraCC (*Forecast and Tracking of the evolution of the Cloud Clusters*). Na parte III, elabora-se um modelo simples da evolução de SC que é capaz de

³ Dada uma área total, a fração de área convectiva é definida como a fração da área total que se encontra sob ação de SC. Para uma área total na ordem de alguns (grau)², a fração de área convectiva é da ordem de alguns %.

representar os diversos regimes. O foco das partes I e II é a caracterização dos regimes de CDP no NB; da parte III, a identificação dos mecanismos fundamentais que dão origem aos regimes.

O manuscrito está organizado da seguinte forma. No próximo capítulo (Capítulo 2), realiza-se uma revisão bibliográfica sobre o CDP e a atuação dos SC na região tropical e no NB. Em seguida, descrevem-se os materiais empregados (Capítulo 3) e a metodologia utilizada (Capítulo 4). Então, apresentam-se os resultados da parte I (Capítulo 5), II (Capítulo 6) e III (Capítulo 7). As conclusões do trabalho encontram-se no Capítulo 8.

2. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

Neste capítulo apresentam-se os principais estudos relacionados com o CDP, bem como trabalhos que discutem a atuação de SC no NB.

2.1 Ciclo diário de precipitação

Um dos principais modos de variabilidade da atmosfera é o ciclo diário (24 horas) que, geralmente, é entendido como resposta do sistema terrestre ao ciclo de aquecimento solar. Com o aquecimento da superfície pelo sol, ocorre instabilização da atmosfera em baixos níveis, o que favorece o aparecimento de nuvens convectivas (rasas ou profundas). A convecção gera um máximo de chuva **no fim da tarde ou início da noite** e dá origem ao conhecido ciclo diário sobre superfícies continentais, com máximo à tarde e um mínimo de manhã. Em um contexto geral do ciclo diário de precipitação, existe uma diferença no horário de máximo do ciclo de acordo com a superfície envolvida, seja continente ou oceano. No caso do oceano, o máximo de precipitação tende a ocorrer no **início da manhã**. O comportamento diferenciado do ciclo entre continente e oceano tem sido comprovado tanto por trabalhos utilizando dados de estações (GRAY; JACOBSON, 1977; KOUSKY, 1980; CUTRIM et al., 2000; JEONG et al., 2013) quanto por trabalhos utilizando observações por satélite (GARREAUD; WALLACE, 1997; YANG; SLINGO, 2001; NESBIT; ZIPSER, 2003; BOWMAN et al., 2005).

Yang e Smith (2006) efetuaram uma revisão abrangente sobre os trabalhos de ciclo diário da precipitação para a região tropical e seus mecanismos. O mecanismo de aquecimento na superfície continental pode influenciar a atmosfera de duas maneiras. A primeira refere-se à desestabilização estática da camada limite atmosférica comentada no parágrafo anterior. A segunda forma refere-se a circulações de mesoescala correspondente aos gradientes horizontais de temperatura. A resposta mais conhecida de variação horizontal de temperatura é a circulação de brisa marítima/terrestre. Outro mecanismo de brisa decorre das diferenças de aquecimento continental provenientes de gradientes de umidade do solo, cobertura vegetal e topografia. Um dos mecanismos utilizados para explicar o máximo de chuva de manhã sobre os oceanos está descrito a seguir. Durante a noite, o sol cessa sua atividade ocasionando um resfriamento no topo

de nuvens estratiformes; isso, por sua vez, aumenta o *lapse rate* atmosférico e, assim, favorece a ocorrência de convecção forte durante a noite/madrugada e um máximo de precipitação nas primeiras horas da manhã.

Dados fornecidos pelo satélite TRMM tem sido amplamente utilizados para o estudo do ciclo diário da precipitação, principalmente devido à sua boa cobertura horizontal, resolução espacial e frequência temporal. Um exemplo é o trabalho de Mota (2003) que utilizou cinco fontes de dados diferentes (incluindo dados do TRMM) com a finalidade de avaliá-los para a região da América do Sul durante o período de dezembro de 1997 a novembro de 2000. Os seguintes conjuntos de dados foram utilizados: estimativas do GPCP (*Global Precipitation Climatology Project*), estimativas do PR (*Precipitation Radar*) e do TMI (*TRMM Microwave Imager*), ambos a bordo do satélite TRMM, estimativas do GPI (*GOES Precipitation Index*) e dados de estações. Os dados de estações foram comparados com os outros quatro conjuntos (GPCP, PR, TMI e GPI) a fim de obter a relação detalhada entre estimativas de precipitação por microondas, infravermelho e radar para a região da América do Sul. Os resultados mostraram que, para a estação chuvosa, o TMI é mais consistente do que as outras estimativas em quase todo continente e oceanos adjacentes. Neste mesmo trabalho, o autor utilizou as estimativas do TRMM (PR e TMI) para estudar o ciclo diário de precipitação. No horário entre 00 e 06 HL, no início do amanhecer, os sistemas convectivos começam a aparecer e afetar a porção norte da América do Sul. Neste período do dia, a brisa terrestre favorece o aparecimento de regiões com precipitação no oceano. Estas bandas podem aumentar no período da manhã (entre 06 e 12 HL) em direção ao continente, podendo atingir sua maturação dentro de uma Linha de Instabilidade (LI) durante à tarde. No período noturno (entre 18 e 24 HL) o máximo de precipitação se dissipa de duas formas diferentes. A porção de chuva na Ilha de Marajó se move para o sul, enquanto que a chuva do Amapá – Guiana se move para o oeste em direção ao nordeste da Amazônia.

KW08 também utilizaram o TRMM totalizando nove anos de dados (1998 a 2006) juntamente com análise de EOF (*Empirical Orthogonal Functions*) buscando criar uma referência climatológica para a precipitação diária da região tropical. Os resultados indicaram que algoritmo 3B42 se mostrou melhor do que o conjunto 3G68. Embora o 3G68 tenha uma estimativa de precipitação mais confiável, eles são mais ruidosos e os

padrões de EOF apresentam uma pequena fração de variância explicada. Os padrões de EOF fornecidos pelo conjunto 3B42 são melhores. Mesmo assim, o conjunto 3B42 possui uma limitação para o estudo do ciclo diário – um relativo “atraso” de 3 a 4 horas quando comparado com dados de pluviômetros. A Figura 2.1 apresenta o diagrama esquemático obtido por KW08 (mesmo apresentado na Figura 1.1, porém para toda a região tropical) que classifica os quatro regimes do CDP. Os regimes possuem as características discutidas no Capítulo 1. Segundo os autores, a principal contribuição do trabalho foi obtida em relação aos regimes costeiros. Existem pontos em comum em ambos. O regime costeiro continental apresenta uma precipitação ocorrendo na costa entre às 09 da manhã e meio-dia. Este máximo se move para o interior do continente e desaparece à noite. No regime costeiro oceânico, acontece algo muito parecido mudando apenas os horários de ocorrência. O máximo se inicia entre à tarde e à noite (18 - 00 HL), se move no sentido contrário, i.e, do continente para o interior do oceano (*offshore*) e desaparece de manhã. A maioria dos regimes costeiros observados neste trabalho apontou a brisa marítima como a principal candidata para explicar a variação da precipitação diária. A topografia teria uma importância secundária. Por outro lado, a brisa terrestre não teria intensidade suficiente para gerar a precipitação, a não ser que seja combinada com outros fatores. Isto acontece porque a diferença de temperatura entre oceano e continente é pequena durante a noite, fazendo com que a intensidade da brisa terrestre seja menor do que a intensidade da brisa marítima.

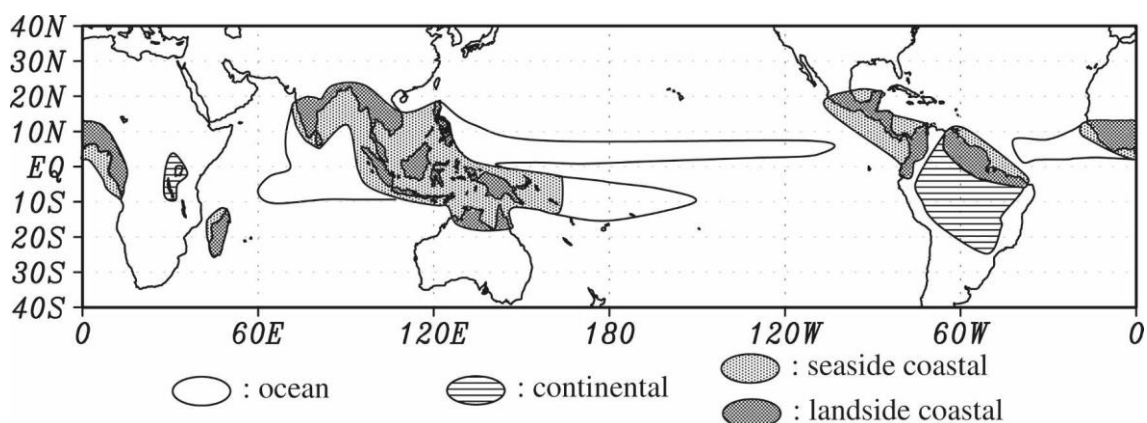


Figura 2.1 – Diagrama esquemático que mostra os regimes do CDP na região tropical.
 Fonte: Kikuchi e Wang (2008).

A análise harmônica é uma ferramenta muito utilizada para se estudar o CDP. Bowman et al. (2005) investigaram a precipitação média horária utilizando esta metodologia. Os autores avaliaram um conjunto de seis anos de dados de satélite (TRMM) e de estações

automáticas oceânicas. O trabalho confirma resultados anteriores que indicam um máximo de manhã nos oceanos e de tarde nos continentes. Acrescenta que as regiões costeiras possuem um máximo em horários intermediários e sugerem interações entre o oceano e continente adjacentes. O ciclo diário (24 horas) tende a ter maior (menor) amplitude sobre o continente (oceano). O ciclo semidiário (12 horas) geralmente está em fase com o ciclo diário. Por isso, acarreta o aumento do máximo e a redução do mínimo. Jeong et al. (2013) também utilizaram a ferramenta da análise harmônica para determinar o CDP da Suécia com dados de pluviômetros. Diferenças sazonais foram encontradas. Na estação fria (quente), a amplitude do ciclo é muito pequena (maior). Os sistemas meteorológicos da estação quente geram máximos de precipitação vespertina nas planícies do sul da Suécia e em lugares montanhosos do norte. Máximos matutinos são encontrados na costa leste. As simulações com o modelo representam bem o máximo vespertino do continente e o máximo matutino costeiro. No entanto, o modelo antecipa o horário do máximo vespertino. O motivo para este adiantamento pode ser associada ao erro no disparo da convecção e também na frequência alta que o modelo simula a precipitação com baixa intensidade (chuva estratiforme), ao invés da chuva convectiva.

Kousky (1980) estudou a variação do ciclo diário da precipitação no NB durante o período 1961-70 utilizando dados de estações, e mostrou que a taxa de precipitação pode ser diferente conforme a distância da costa e o horário do dia. Por exemplo, existe um máximo de precipitação na maior parte da costa no período noturno (21 – 09 HL) e outro máximo durante o dia (15 – 21 HL) em regiões continentais distantes de 100 a 300 km da costa. O máximo noturno próximo à costa estaria associado à brisa terrestre, enquanto os máximos no interior do continente, principalmente à tarde, estariam associados à convecção local e propagação de Linhas de Instabilidade (LI).

Mota (2003) utilizou dados do TRMM para estudar o CDP em várias regiões do Brasil. A Figura 2.2 mostra a separação das regiões realizada por Mota e o ciclo diário encontrado para três destas regiões: Costa norte (região W, Figura 2.2b), São Luís (região R, da Figura 2.2c) e Planalto (região P, Figura 2.2d). Nota-se claramente a transição do ciclo diário da Costa norte, com característica uniforme típica de regiões oceânicas, para a região do Planalto com um pico de precipitação à tarde, característico de regiões continentais. Cabe ressaltar ainda que o CDP da região de Santarém (região

V da Figura 2.2a, não mostrada) apresenta um padrão semelhante ao padrão do Planalto (P). Entre W e P (ou V) encontra-se o padrão intermediário de São Luís (R), onde se destaca um mínimo relativo durante a manhã. Deste modo, é possível observar três diferentes tipos de CDP conforme se parte da costa (W) e se caminha em direção ao continente (S, V e P).

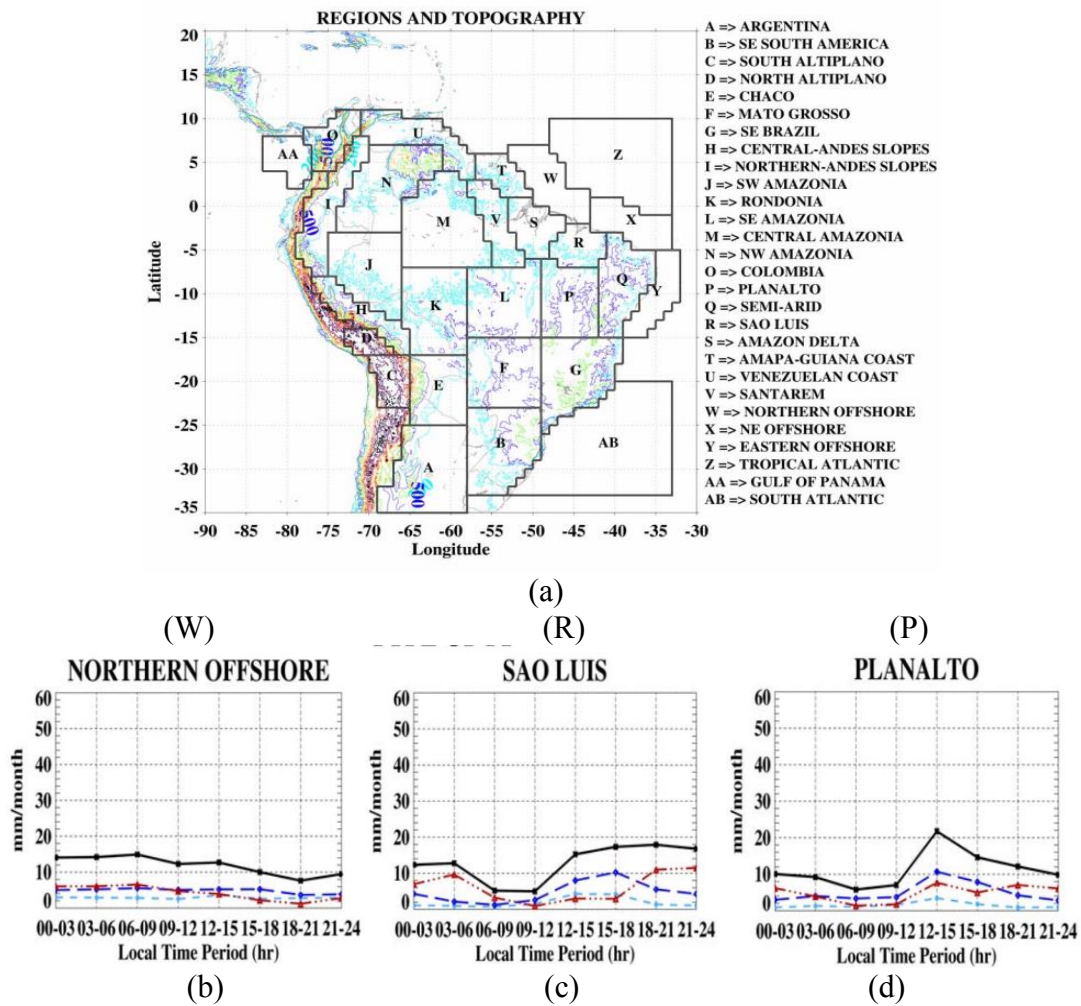


Figura 2.2 – Ciclo diário da precipitação (mm/mês) de três regiões distintas do NB a partir de dados do TRMM. A localização das regiões em é vista no painel (a), o ciclo diário de costa norte (W) no painel (b), de São Luis (R) no painel (c) e do Planalto (P) no painel (d). Linha pontilhada em azul claro (azul escuro) indica precipitação associada com nuvens sem (com) gelo, linha pontilhada em vermelho indica precipitação associada com Sistemas Convectivos de Mesoescala, linha contínua é soma todos os tipos de precipitação. Fonte: adaptado de Mota (2003).

Janowiak et al. (2005) realizou um estudo do CDP global e encontrou resultados interessantes para a América do Sul, em específico, para a região do NB. Os detalhes

regionais observados pelos autores não haviam sido reportados até então. Este artigo foi a primeiro a evidenciar um ciclo diário incomum nas áreas do NB. A principal causa associada ao máximo eminente do ciclo foi o aquecimento diurno provavelmente associado à brisa marítima. Os autores observaram os máximos de precipitação avançam em direção ao continente para oeste produzindo um máximo noturno em áreas de aproximadamente 500 km da costa, muito similar ao que Kousky havia proposto mais de duas décadas antes (KOUSKY, 1980). Médias sazonais indicam que estes sistemas podem atingir a Bacia amazônica após dois dias.

Silva (2013) analisou o ciclo diário de precipitação no NB utilizando a metodologia da análise harmônica. De acordo os resultados obtidos há pouca sazonalidade em relação à variação do ciclo diário de precipitação no NB, i.e., praticamente não existem mudanças no horário e na localização da precipitação máxima de um quadrimestre para o outro. Os resultados da análise harmônica indicam que os dois primeiros harmônicos explicam de 60 a 90% do total de variância da precipitação dentro de um dia. O ciclo diário (variações de 24 em 24 h) é o principal modo de variabilidade e o ciclo semidiário é o segundo modo mais importante. São observadas através do primeiro (segundo) harmônico que a precipitação máxima ocorre preferencialmente à noite (entre 00 e 03 UTC) no oceano e regiões costeiras. Para regiões que distam entre 100 e 350 km da costa o máximo ocorre entre 18 e 21 UTC. Em regiões mais distantes (> 350 km da costa) observou-se um máximo no início da manhã. O ciclo semidiário (representado pelo segundo harmônico) possui um máximo às 00 UTC.

2.2 Atuação de sistemas convectivos

Os sistemas convectivos (SC) geralmente se organizam em mesoescala, por isso a denominação usual “Sistema Convectivo de Mesoescala” (SCM). Segundo Velasco e Fritsch (1987), Vila (2005) e Vila et al.(2008) os SC são os principais responsáveis pela maior parte da precipitação sobre a América do Sul tropical durante a estação chuvosa. Estes sistemas geralmente aliam tempestades individuais e linhas de tempestades no mesmo complexo e podem conter tanto nuvens convectivas quanto estratiformes (HOUZE, 1993; WALACE; HOBBS, 2006). Apenas 10% da área precipitante do SC é equivalente à precipitação convectiva, o restante é referente à precipitação estratiforme. Estes 10% de precipitação convectiva contribui com 90% da precipitação sobre a região

equatorial o que reforça a importância destes sistemas para a região tropical (HOUZE, 1993). A área das células convectivas (CC) embebidas no SC é de aproximadamente 100 km² (HOUZE, 1993).

Os trópicos apresentam uma uniformidade horizontal sobre vastas regiões porque esta região não é afetada pelas ondas baroclínicas e frentes como em latitudes médias (HOUZE, 1993). Conforme mencionado anteriormente, o principal sistema meteorológico da região tropical é a Zona de convergência intertropical (ZCIT), que é caracterizada por uma banda de nuvens convectivas em grande escala. Os distúrbios ondulatórios de leste (DOL) também exercem um papel muito importante no disparo de SC (TORRES; FERREIRA, 2011) e, em escalas regionais, as brisas são fundamentais para manter SC forçados pela convergência (COTTON; ANTHES, 1989). Todos estes mecanismos estão presentes no NB, região de estudo desta pesquisa.

Cotton e Anthes (1989) argumentam que os SCM possuem tempo de vida entre 6 e 12 horas, apresentam torres convectivas profundas, e em regiões adjacentes formam uma camada de nuvens estratiformes que podem permanecer por muitas horas junto com nuvens cirrus compondo uma bigorna. O SCM é o maior membro da família dos SC e a área que delimita a precipitação deste sistema tem 100 km ou mais em pelo menos uma direção na escala horizontal (HOUZE, 1993). São classificados como fenômenos entre as escalas meso- β e meso- α , que se referem a fenômenos meteorológicos variando desde 20 km a 200 km e 200 km a 2.000 km, respectivamente (ORLANSKI, 1975; BARBOSA; CORREIA, 2005).

Machado e Rossow (1993) obtiveram características radiativas dos SC tropicais e observaram que os SC continentais são mais frequentes, porém menores em extensão horizontal, os SC oceânicos são menos frequentes e maiores. Além disso, propuseram uma classificação quanto ao ciclo de vida dos SC. A Figura 2.3 ilustra os estágios do ciclo de vida de um SC tropical. Os estágios de formação e dissipação são marcados pela presença de sistemas menores. Sistemas maiores geralmente estão associados ao estágio de maturação. Machado et al. (1998) propuseram uma forma objetiva para estudar a evolução das propriedades morfológicas e radiativas dos SC que se formam sobre as latitudes médias e tropicais das Américas. Para apresentar o método proposto, os autores compararam um procedimento automático com um procedimento semi-

automático. O método proposto viria a se concretizar no algoritmo ForTraCC, atualmente operacional na DSA (Divisão de Satélites e Sistemas Ambientais) do CPTEC/INPE (Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos / Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais), e é detalhado em Vila et al. (2008). O ForTraCC foi concebido para receber imagens no canal do infravermelho do satélite geostacionário GOES. Maiores detalhes sobre o método são discutidos na seção 3.2. Os principais resultados revelam a evolução das propriedades físicas dos SC de acordo com o seu ciclo de vida. Por exemplo, foi observada uma relação linear entre o raio médio dos SC e a duração do seu ciclo de vida, bem como uma relação aproximadamente linear entre a temperatura mínima do SC e a duração do seu ciclo de vida (Figura 2.4). Foram encontradas algumas características para os SC: o raio médio do SC varia entre 150 e 300 km, raio máximo de uma célula convectiva varia entre 60 e 100 km e o tempo de vida médio do SC varia entre 6 e 27 h. É possível avaliar a fase do ciclo de vida de um SC (intensificação, maturação ou decaimento) através do comportamento da temperatura de brilho (TB) das células convectivas presentes no topo das nuvens.

Entre os sistemas que atuam no NB, pode-se citar a perturbação convectiva (PC) que englobam as linhas de instabilidade (LI). PC foi definida inicialmente em Guedes e Machado (2003) como uma banda de nebulosidade organizada na escala meso- α (ORLANSKI, 1975) que apresenta uma assinatura em grande escala da organização espacial e temporal das nuvens convectivas. Barbosa (2005) organizou uma climatologia das PC atuantes no NB relacionando-as tanto a Distúrbios Ondulatórios de Leste quanto as LI. As PC que possuem duração superior a 3 horas foram separadas em longas (que possuem um maior deslocamento) e curtas (que permanecem sobre a costa). PC longas e curtas possuem o máximo em abril e direção de propagação predominante entre 225° e 315°. A diferença entre elas é que a velocidade média das PC curtas é menor do que 4 m/s e das longas varia entre 4 e 8 m/s. Tanto Barbosa quanto Cohen (1989) – que estudou somente as LI – não encontraram sistemas que se deslocassem com uma velocidade maior do que 50 m/s (Figura 2.5).

Schematic of Convective System Life Stages

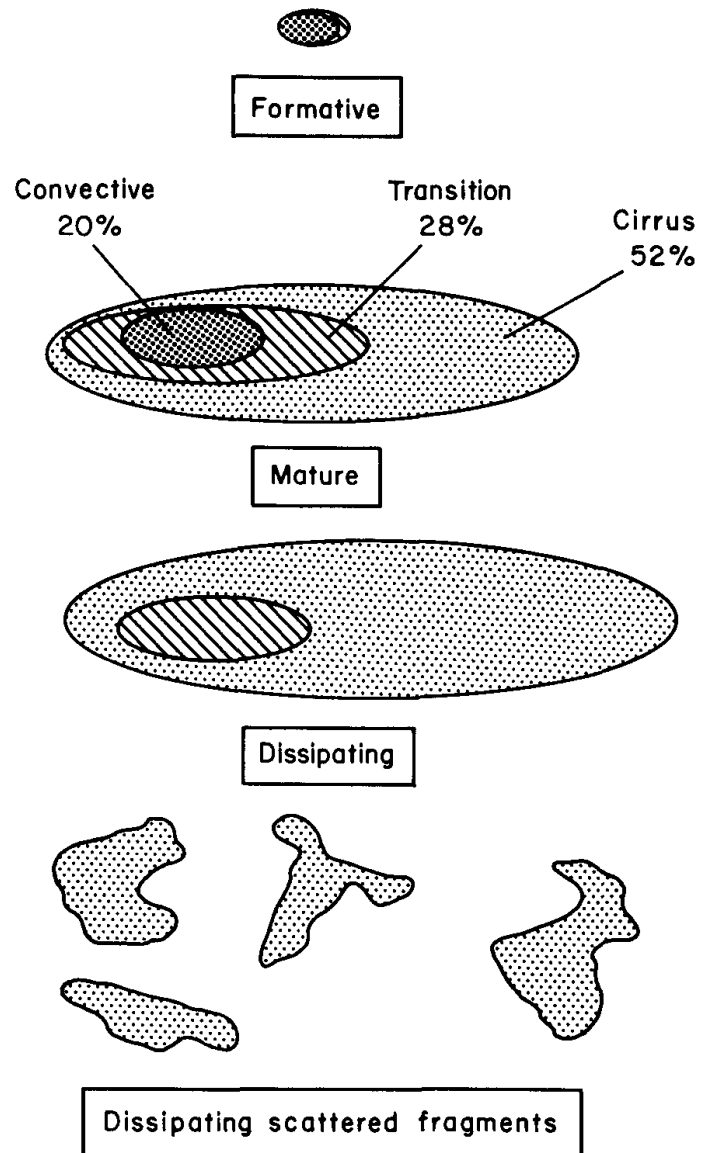
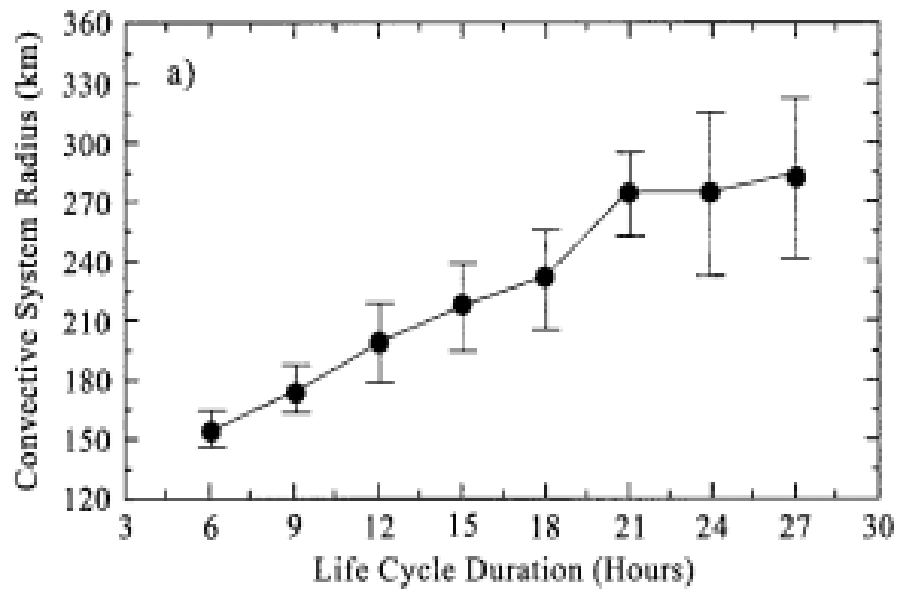
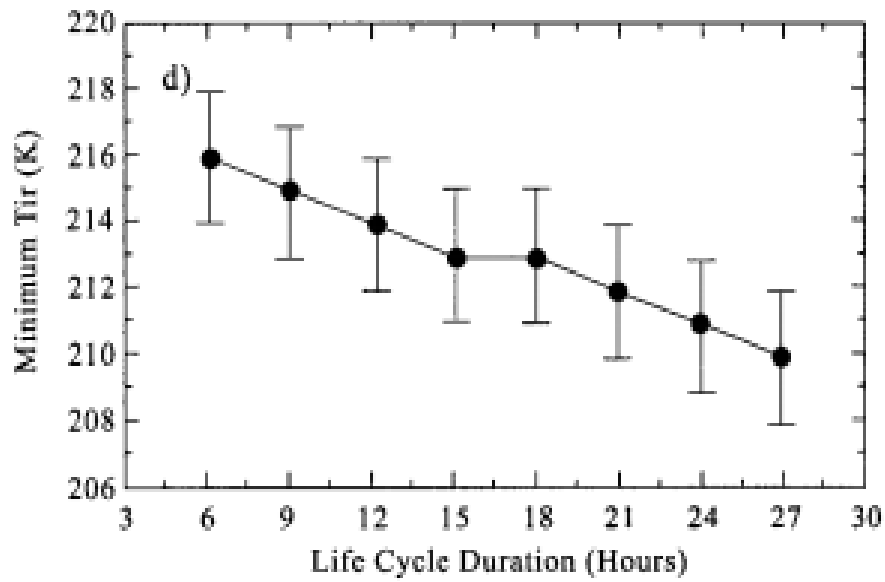


Figura 2.3 – Diagrama esquemático dos estágios do ciclo de vida de um SC tropical.
Fonte: adaptada de Machado e Rossow (1993).



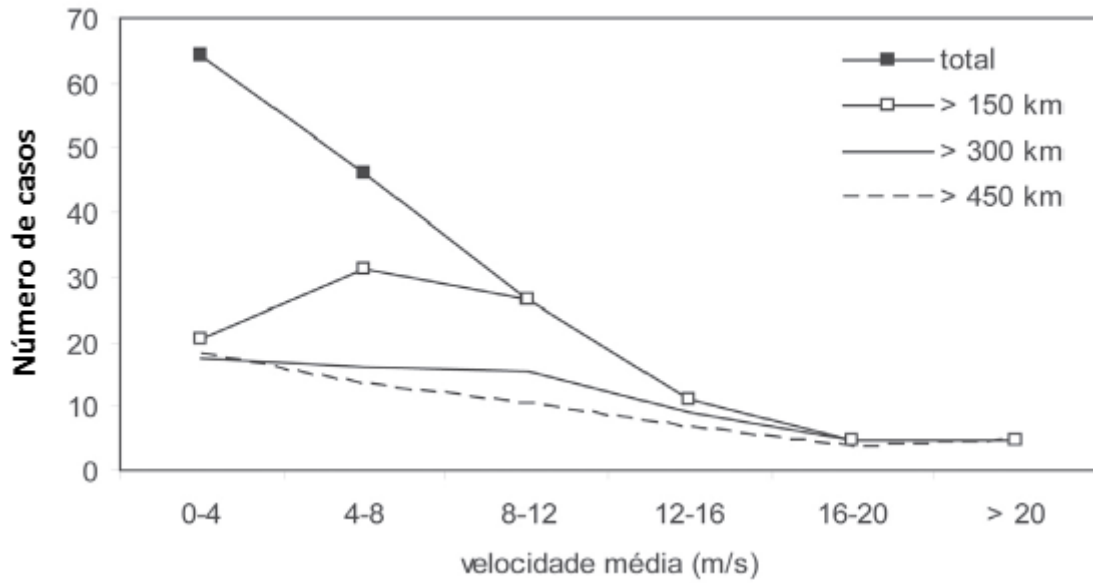
(a)



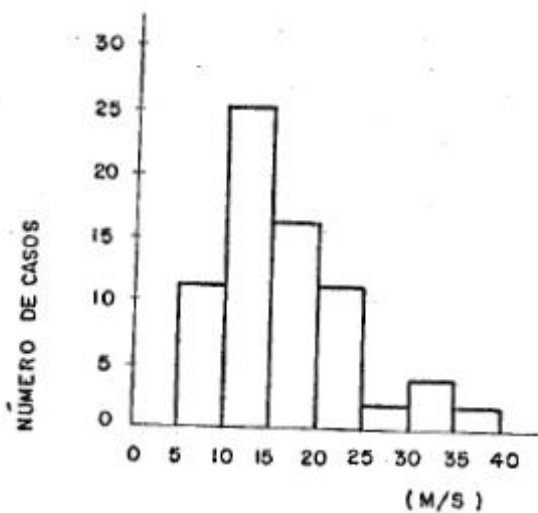
(b)

Figura 2.4 – Média e desvio padrão do (a) raio do SC, (b) TB mínima do SC em função do ciclo de vida do SC.

Fonte: adaptada Machado et al. (1998).



(a)



(LIP2)

(b)

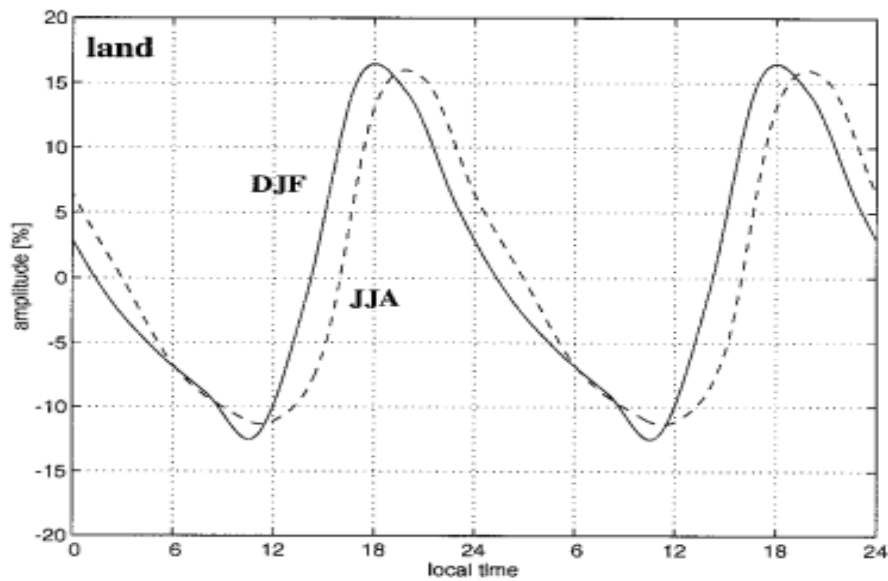
Figura 2.5 – (a) Distribuição de perturbações convectivas em função da velocidade para 15 anos de dados por BARBOSA et al. (2006); (b) Distribuição de linhas de instabilidade em função da velocidade para 8 anos de dados por COHEN et al. (1989).

Garreaud e Wallace (1997) estudaram a marcha diurna da convecção sobre a América tropical e subtropical baseados em nove anos de dados de satélite (1983-91) na faixa do infravermelho. Nuvens frias ($TB \leq 235K$) atingem a amplitude máxima por volta de 15 HL, nuvens moderadamente frias ($TB \approx 235K$) atingem seu máximo nas horas seguintes e as nuvens mais quentes ($TB \approx 250K$) não atingem o seu pico antes da meia-

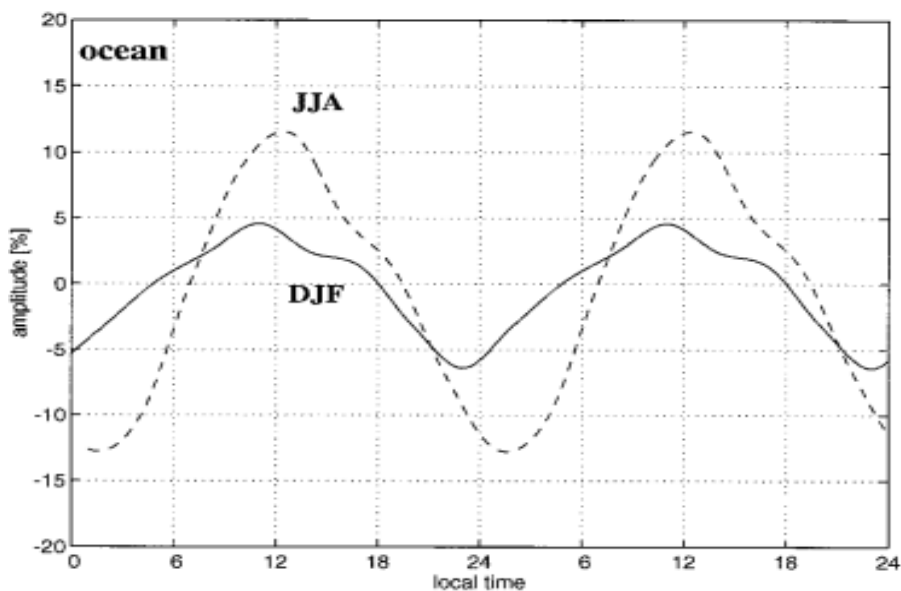
noite. A Figura 2.6 apresenta o ciclo diário médio da cobertura de nuvens frias ($TB \leq 235$ K) para o verão (DJF) e inverno (JJA) austrais considerando todo o período de estudo. O ciclo diário de convecção é similar ao padrão usual do ciclo diário da precipitação. No continente, o máximo de atividade convectiva é encontrado no fim da tarde (aproximadamente 18 HL no verão e 20 HL no inverno) e, no oceano, existe um máximo matutino (aproximadamente 10 HL no verão e 12 HL no inverno). Sobre o oceano, a diferença entre verão e inverno é maior; no verão, a diferença entre máxima e mínima amplitude é menor.

Machado et al. (1993) estudaram as variações temporais curtas da distribuição de tamanho dos sistemas convectivos tropicais. Foram utilizados dados do satélite Meteosat na faixa do infravermelho para o período de julho a setembro de 1989. As regiões continentais estudadas (oeste da África) apresentaram uma máxima cobertura de nuvens no fim da tarde (15 HL) geradas por convecção diurna. Sobre as regiões oceânicas (Oceano Atlântico), a máxima cobertura de nuvens se dá no período da manhã apresentando nuvens mais frias, podendo apresentar um máximo à tarde associado a nuvens mais quentes.

Laurent et al. (2002) estudaram as características dos SC que atingem a região Amazônica e observaram algumas diferenças regionais. Os SC de Rondônia duram cerca de 12 horas, os SC do Amazonas duram quase 24 h e os SC do leste da Amazônia duram mais do que 24 h. Estes últimos estão próximos das regiões costeiras e provavelmente estão relacionados com LI. Durante o regime de leste, SC e células de chuva se propagam na mesma direção. Os autores comentam que o cisalhamento do vento possivelmente gerado pelo jato de oeste em 700 hPa durante o regime de leste é um elemento muito importante para a organização da convecção no sudeste da Amazônia. No regime de oeste, a propagação de SC e células de chuva é mais desorganizada. Esta desorganização pode estar associada ao jato de baixos níveis e ao cisalhamento do vento. A principal forçante para a iniciação de SC é a orografia. Em segundo plano, a forçante seria a vegetação. Os SC do sudoeste da Amazônia possuem uma grande variabilidade diária na convecção provavelmente associada com o número alto de *splits* no limiar de 235 K. Os autores consideram que este é a principal razão para explicar a diferença de duração encontrada entre os SC da Amazônia (que duram menos) e os SC da região do Sahel da África.



(a)



(b)

Figura 2.6 – Amplitude da primeira componente principal da análise de EOF para cobertura de nuvens frias na região tropical e subtropical das Américas limitada por 20° N – 40° S e 80° W – 30° W e separadas em (a) regiões continentais e (b) oceânicas. Linha cheia representa DJF e linha tracejada representa JJA.

Fonte: Garreaud e Wallace (1997).

Gonçalves (2013) utilizou o conjunto ISCCP-*Traking* (*International Satellite Cloud Climatology Project – Traking*) constituído por dados de cinco satélites meteorológicos para obter uma distribuição global dos SC em um período de 10 anos. A forma de contabilizar do número de SC é muito semelhante ao presente trabalho onde se

utiliza uma área de $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$. Observaram-se três principais áreas que hospedam um grande número de SC durante o verão austral. São elas: a área central do continente africano ou Floresta do Congo, a região da Indonésia (região puramente oceânica) e a Floresta Amazônica na América do Sul. De manhã, existe um mínimo no número de SC oceânicos e de tarde configura-se um máximo nos SC continentais, entre 15 e 18 HL (Figura 2.7). O autor comenta que no oceano não há uma diminuição drástica no número de sistemas depois do pôr do sol e considera esta a principal diferença entre SC oceânicos e continentais. O autor comenta que durante a noite ocorre um resfriamento radiativo no topo das nuvens em regiões continentais. Como o oceano possui maior capacidade de absorção de calor, esta perda de calor não acontece com a mesma intensidade em regiões oceânicas. Por isso a existência de um número razoável de sistemas em regiões oceânicas logo depois do pôr do sol.

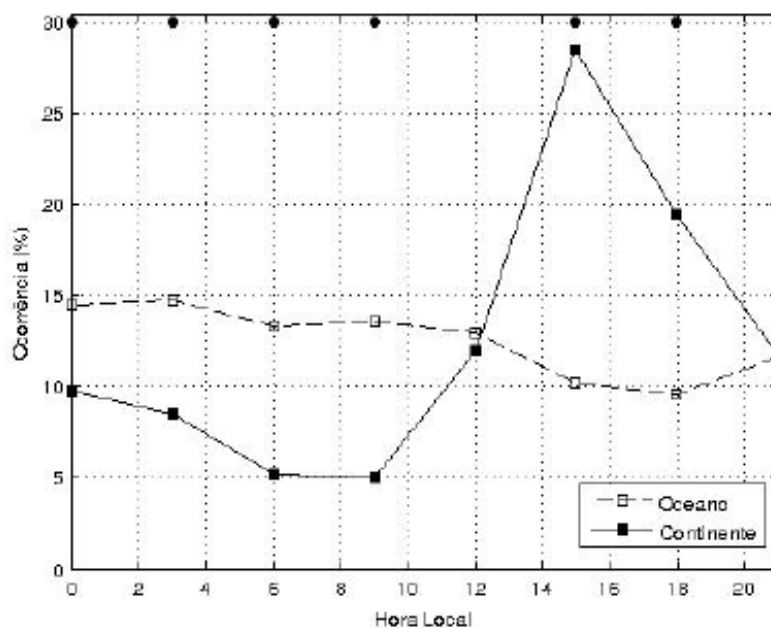


Figura 2.7 – Ciclo diurno da (a) iniciação de SC oceânicos e continentais da região tropical.

Fonte: adaptada de Gonçalves (2013).

3. MATERIAIS

3.1 Plataforma de Coleta de Dados (PCDs)

Dados de estações orundos por plataformas de coleta de dados (PCDs) são utilizados para realizar uma comparação com os dados do TRMM (validação preliminar). Os dados encontram-se disponíveis no CPTEC e provêm de três tipos diferentes de PCD: meteorológica, hidrometeorológica e agrometeorológica. Quando a PCD é hidrometeorológica os dados são horários; nas demais PCDs, os dados são de três em três horas. O período destes dados varia entre 01/2004 a 09/2009. As estações encontram-se entre as latitudes de 1° S e 10° S e longitudes 57° W e 39° W e não se encontram espalhadas regularmente.

3.2 Algoritmo 3B42 do satélite TRMM

São utilizadas as estimativas de precipitação da sexta versão do algoritmo 3B42 (3B42_V6) do satélite TRMM (*Tropical Rainfall Measurement Mission*). A medida é obtida através de combinações de dados de diferentes satélites e estações. Neste caso, são utilizados diferentes sensores (microondas e infravermelho), bem como medidas de radiômetros. A técnica utilizada para a composição dos dados é comumente chamada de Técnica de Análise de Precipitação Multi-satélites (TMPA – TRMM *Multisatellite Precipitation Analysis*) (HUFFMAN et al., 2007). O espaçamento horizontal é de 0,25° em uma grade regular e a frequência temporal é de 3 horas. A estimativa de precipitação do TRMM refere-se à taxa de precipitação correspondente a 3 horas centrada nos seguintes horários: 00, 03, 06,..., 21 UTC. Os dados cobrem a área entre as latitudes 50°N e 50°S e entre 180°W e 180°E. O período utilizado foi de 01/jan/1998 a 31/mar/2010.

3.3 Dados do FORTRACC

São utilizados os dados do método objetivo ForTraCC que identifica e acompanha sistemas convectivos (SC) durante as fases do seu ciclo de vida. O método também realiza previsão da propagação destes sistemas com o principal objetivo de previsão de

curto prazo. O primeiro trabalho a descrever o algoritmo ForTraCC foi o de MACHADO et al. (1998). O algoritmo foi posteriormente validado em VILA et al. (2008). Em sua essência, o método propõe o uso de dados de temperatura de brilho do satélite GOES no canal infravermelho para acompanhar os sistemas e é utilizado operacionalmente na DSA/CPTEC/INPE (Divisão de Satélites e Sistemas Ambientais / Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos / Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais) para detectar SC com grande desenvolvimento vertical empregando o limiar de 235 K para definir o sistema convectivo (SC) e de 210 K para definir células convectivas (CC). Estes limiares foram escolhidos com o interesse voltado para a previsão de curto prazo, capturando apenas os SC mais profundos, e por esta razão, os limiares são inferiores aos costumeiramente utilizados na literatura, como por exemplo, o limiar de 245 K para SC e de 218 K para CC adotados por MACHADO et al. (1998). O acompanhamento dos SC é feito através do critério de mínima superposição de área em imagens sucessivas. É adotado um número mínimo de pixels sobrepostos para considerar a continuidade do SC na próxima imagem. Este valor é atualmente de 150 pixels (uma área de aproximadamente 2400 km²) para um $\Delta t = 30$ min (MACEDO et al., 2004; VILA et al., 2008). Se esta condição não for satisfeita (i.e., se a sobreposição for menor que o valor de 150 pixels) o sistema não é considerado como sendo o mesmo no tempo anterior. Quatro tipos de situações são consideradas no algoritmo: sistema novo ou geração espontânea, continuidade, separação dos SC (*split*) e fusão dos SC (*merge*).

O método funciona em dois módulos diferentes, o módulo de diagnóstico e o módulo de previsão. O módulo de previsão é operacional e destinado ao prognóstico da propagação dos SC com até duas horas de antecedência. O prognóstico é dado em função da fase do ciclo de vida do SC (iniciação, maturação e decaimento). Tal informação é fundamental para a previsão imediata de uma tempestade severa e pode ser observada no endereço eletrônico: <http://sigma.cptec.inpe.br/fortracc/>. O módulo de diagnóstico gera arquivos mensais contendo informações baseadas nas características morfológicas de acompanhamento dos SC. Cada SC com o ciclo de vida completo é caracterizado como uma família e cada membro desta família corresponde às diversas etapas do ciclo de vida do SCM, sendo cada etapa (ou membro) correspondente a uma imagem de satélite.

As propriedades físicas obtidas para cada membro da família são: área do sistema (em número de pixels), centro de massa (latitude e longitude), temperatura mínima (em Kelvin), velocidade de propagação (em m.s^{-1}), direção de propagação (graus partindo do leste), inclinação (graus partindo do leste), excentricidade, entre outros (MACHADO et al., 1998).

Para este trabalho são utilizadas as informações contidas no módulo de diagnóstico do ForTraCC ao longo do período de junho/2004 a abril/2011. Os dados foram fornecidos pela DSA/CPTEC/INPE.

4. MÉTODOS

4.1 Parte I: Ciclo diário de precipitação

4.1.1 Comparação das estimativas de precipitação do TRMM 3B42 e dados observados *in situ*

Na literatura, encontram-se alguns trabalhos que validam as estimativas de precipitação obtidas pelo TRMM, tais como Collishonn et al., 2007; Nóbrega et al., 2008; Leivas et al. 2009; Danelichen et al., 2013). Estes trabalhos foram aplicados principalmente à área de Hidrologia devido à carência de dados pluviométricos no Brasil. Aqui, faz-se a comparação entre chuva medida pelos pluviômetros das PCDs e as estimativas provenientes do TRMM por meio de uma metodologia baseada em Viana et al. (2010) e Curtarelli et al. (2013). A diferença é que ambos utilizaram médias diárias para realizar a comparação. No presente trabalho, são utilizadas médias de 3 em 3 horas com o objetivo de avaliar o ciclo diário.

São selecionados 16 pontos no norte do Brasil cuja estação tenha pelo menos quatro anos de dados, com pelo menos 80% dos dados em cada mês. É utilizado o mesmo período de dados referente ao TRMM, entre 1998 a 2010, para fins de comparação.

Para cada estação, os dados de precipitação observada foram acumulados a cada 3 horas, da mesma forma que os dados do TRMM. Assim, os dados se tornaram compatíveis para comparação.

É obtido um ciclo diário médio de precipitação que representa cada grupo, sempre utilizando no mínimo três estações. Este ciclo médio é comparado com o ciclo diário médio obtido pelo TRMM. A utilização de pelo menos três estações é justificada pois, segundo Kidder e Haar (1995), uma única estação representa uma área de aproximadamente 10^{-1} m^2 . Enquanto isso, o ponto de grade do TRMM representa uma área muito maior, de aproximadamente $0,0625 (\text{°})^2$. A escolha de um número maior de estações fornece uma área maior de abrangência para comparar com os dados do TRMM.

Algumas medidas são utilizadas para avaliar quantitativamente a diferença do CDP das duas séries obtidas. São elas: o coeficiente de correlação linear de Pearson (r), o $RMSE$ ou raiz quadrada do erro médio quadrático e o *viés*. Suas formulações são mostradas, respectivamente, a seguir:

$$r = \frac{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})(y_i - \bar{y})}{\sqrt{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2 \cdot \sum_{i=1}^n (y_i - \bar{y})^2}} = \frac{cov(x,y)}{s_x \cdot s_y} \quad (4.1)$$

$$RMSE = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (x_i - y_i)^2} \quad (4.2)$$

$$viés = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (x_i - y_i) \quad (4.3)$$

Em todas as equações, x_i são os dados das estações e y_i são os dados do TRMM, i varia de 1 a 8 (dados de 3 em 3 horas) e $n = 8$. O coeficiente de correlação (r) varia de -1 a 1. Quando r assume o valor 1, a correlação é dita positiva entre as duas variáveis, ou seja, se uma aumenta, a outra também aumenta. Quando assume o valor -1, a correlação é negativa, ou seja, enquanto uma variável aumenta, a outra diminui. Quando assume valor 0, não existe correlação. O $RMSE$ é utilizado para avaliar o grau de confiabilidade das estimativas, quanto menor (mais próximo de zero), mais próximas são as medidas das duas variáveis analisadas. O *viés* é utilizada para observar um erro sistemático ou tendenciosidade, da mesma forma que o $RMSE$, ou seja, quanto menor, melhor são as medidas.

4.1.2 Coeficiente de variação (CV)

Nesta seção descrevem-se os cálculos estatísticos utilizados para a caracterização do ciclo diário de precipitação.

Para cada ponto de grade da série temporal do TRMM, obtém-se o que denominamos de precipitação média horária (x_i). Esta medida correspondente à média de precipitação para cada passo de tempo disponível pelo TRMM, para todo o período de dados. Deste modo, obtém-se x_1 que é a precipitação média de todo período para às 00 UTC. Logo, teremos 8 valores médios horários, sendo que $i = 1$ corresponde a 00 UTC, $i = 2$

corresponde a 03 UTC e assim sucessivamente, até $i = 8$ correspondente a 21 UTC.

Determina-se também a precipitação média diária (\bar{x}), pelo seguinte cálculo: $\bar{x} = \frac{\sum_{i=1}^{i=n} x_i}{n}$

sendo $n = 8$.

Realiza-se o cálculo do desvio padrão (s) e o cálculo do coeficiente de variação (CV) do ciclo diário de precipitação através das seguintes expressões:

$$s = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^{i=n} (x_i - \bar{x})^2}{n-1}} \text{ e } CV = 100 \times \frac{s}{\bar{x}} \quad (4.4)$$

Tanto o s quanto o CV auxiliam na caracterização da variabilidade do ciclo diário de precipitação, pois de acordo com a maneira proposta, o s mede quanto que a precipitação média horária se afasta da precipitação média diária e o CV indica o “grau” de afastamento em relação à média (em porcentagem). Valores baixos (altos) de s indicam que a série possui valores de precipitação média horária próximos (distante) do valor de precipitação média diária. Quanto maior (menor) é o valor de CV mais (menos) flutuação diária possui o ciclo diário de precipitação.

O foco da tese é analisar a estação chuvosa da região de estudo, então, os cálculos são realizados para os meses de março a maio (MAM).

4.1.3 Uniformidade do CDP

Nesta seção descreve-se a metodologia utilizada para verificar a uniformidade do ciclo diário de precipitação.

Para avaliar a uniformidade do ciclo diário de precipitação, é utilizado o conceito de intervalo de confiança para uma proporção populacional. Para tal, considera-se uma função uniformemente distribuída no intervalo $a \leq x \leq b$ (SPIEGEL, 1978), cuja função de densidade é:

$$f(x) = \begin{cases} \frac{1}{b-a}, & a \leq x \leq b \\ 0, & \text{caso contrário} \end{cases} \quad (4.5)$$

Para fins de aplicação teórica, é necessário aplicar função uniforme da Equação 4.5 para o ciclo diário de precipitação calculado que possui oito valores diários discretos. Assim, a função de densidade fica:

$$f(x) = \begin{cases} \frac{1}{8}, & x = 0, 1, \dots, 8 \\ 0, & \text{caso contrário} \end{cases} \quad (4.6)$$

Do conceito de uma função de densidade de probabilidade, decorre que $\sum_{i=1}^8 f(i) = 1$. Em suma, deseja-se obter um intervalo para $f(x)$ no qual a série ainda possa ser considerada uniforme, a certo nível de confiança.

O tamanho da amostra é o número de dias utilizados para o cálculo do ciclo diário de precipitação. Portanto, em uma dada estação do ano, o tamanho da amostra (n) será:

$$n = d \cdot a \quad (4.7)$$

onde d é o número de dias e a é o número de anos.

Considera-se na análise a estação chuvosa (três meses) e 12 anos, tem-se $d \cong 90$ e $a = 12$. Então,

$$n = d \cdot a = 90 \cdot 12 = 1080 \quad (4.8)$$

Considera-se $p = \frac{1}{8}$. Para aplicar o intervalo de confiança para a proporção, duas condições devem ser satisfeitas: $np \geq 5$ e $n(1-p) \geq 5$. Como $p = \frac{1}{8}$, tem-se que $np = 1080 \cdot \frac{1}{8} = 135 \geq 5$ e $n(1-p) = 1080 \left(1 - \frac{1}{8}\right) = 1080 \cdot \frac{7}{8} = 945 \geq 5$. Então, p satisfaz as condições para a aplicação do intervalo de confiança. Assim, de acordo com Spiegel (1978), o intervalo de confiança ao nível de confiança de $(1 - \alpha)$ é da forma:

$$p \pm e_0 \quad (4.9)$$

onde,

$$e_0 = z_{\frac{\alpha}{2}} \cdot \sqrt{\frac{p(1-p)}{n}} \quad (4.10)$$

$\frac{z_{\alpha}}{2}$ é o valor tabelado para a distribuição normal, n é 1080 e $p = \frac{1}{8}$.

Considerando a Equação (4.10), o valor de e_0 com nível de significância de 1% é 0,25964. Assim, o intervalo de confiança para que o ciclo diário de precipitação fixado na Equação (1.3) seja uniforme é $\left[\frac{1}{8} + 0,25964; \frac{1}{8} - 0,25964\right]$.

Uma série hipotética pode ser representada de uma forma simples, considerando apenas o 1º harmônico e fase nula:

$$y_t = \bar{y} + A \cdot \text{sen}\left(\frac{2\pi t}{T}\right) \quad (4.11)$$

onde \bar{y} é a média da série hipotética, A é a amplitude e T é o período.

A variância (s^2) e o desvio padrão (s) de y_t são (WILKS, 2006):

$$s^2 = \frac{A^2}{2} \quad (4.12)$$

$$s = \sqrt{s^2} = \frac{\sqrt{2}}{2} \cdot A \quad (4.13)$$

Dessa forma, o coeficiente de variação (CV), fica:

$$CV = \frac{\sqrt{2}}{2} \cdot \frac{A}{\bar{y}} \quad (4.14)$$

A função uniforme tem uma variação $\frac{1}{8} - e_0 \leq \frac{1}{8} \leq \frac{1}{8} + e_0$ enquanto que a série hipotética varia de $\bar{y} - A \leq \bar{y} \leq \bar{y} + A$. Para que a série hipotética e a função uniforme possam ser relacionadas, é necessário realizar uma mudança de escala:

$$\bar{y} - A \leq \bar{y} \leq \bar{y} + A \quad (4.15)$$

$$1 - \frac{A}{\bar{y}} \leq 1 \leq 1 + \frac{A}{\bar{y}} \quad (4.16)$$

$$\frac{1}{8} - \frac{A}{8\bar{y}} \leq \frac{1}{8} \leq \frac{1}{8} + \frac{A}{8\bar{y}} \quad (4.17)$$

Note que, para a série hipotética possa ser considerada uniforme, é necessário que:

$$e_0 \geq \frac{A}{8\bar{y}} \quad (4.18)$$

Suponha o caso em que:

$$e_0 = \frac{A}{8\bar{y}} \quad (4.19)$$

Aplicando uma simples manipulação algébrica na Equação 4.19, obtém-se:

$$e_0 = \frac{A}{8\bar{y}} = \frac{1}{8} \cdot \frac{A}{\bar{y}} = \frac{1}{8} \cdot \frac{2}{\sqrt{2}} \cdot \underbrace{\frac{\sqrt{2}}{2} \cdot \bar{y}}_{CV} \cdot \frac{A}{\bar{y}} \quad (4.20)$$

Substituindo a Equação 4.14 na Equação 4.19, tem-se:

$$e_0 = \frac{1}{8} \cdot \frac{2}{\sqrt{2}} \cdot CV \Rightarrow CV = 4\sqrt{2} \cdot e_0 \quad (4.20)$$

Deste modo, existe um valor de CV , através da Equação 4.20, correspondente ao valor de e_0 , nas quais permanecem as mesmas condições de uniformidade para o intervalo de confiança calculado ao nível de 1% de significância. A partir da Equação 4.10, foi obtido o valor de e_0 igual a 0,25964. Utilizando este valor na Equação 4.20, tem-se $CV = 4\sqrt{2} \cdot 0,25964 \Rightarrow CV \approx 15\%$. Assim, valores de CV entre 0 e 15% indicam regiões que possuem o ciclo diário uniforme.

Com o intuito de selecionar algumas regiões que pertençam a uma classe de transição entre a uniformidade e a não uniformidade, denominada aqui como **quase-uniforme**, é proposta uma nova interpretação. Para que a função harmônica teórica seja considerada quase-uniforme, seus valores não podem se afastar da média \bar{y} , inclusive do valor mínimo da função ($\bar{y} - A$). Neste caso, supondo que o valor mínimo da função ultrapasse a metade de \bar{y} , ou seja:

$$\bar{y} - A \geq \frac{1}{2} \bar{y} \quad (4.21)$$

Decorre que:

$$\bar{y} - \frac{1}{2}\bar{y} \geq A \Rightarrow \bar{y} \left(1 - \frac{1}{2}\right) \geq A \Rightarrow \frac{\bar{y}}{A} \geq 2 \Rightarrow \frac{A}{\bar{y}} \leq \frac{1}{2} \Rightarrow \frac{\sqrt{2}}{2} \cdot \frac{A}{\bar{y}} \leq \frac{\sqrt{2}}{2} \cdot \frac{1}{2} \quad (4.22)$$

Substituindo a Equação 4.14, tem-se:

$$CV \leq \frac{\sqrt{2}}{4} \Rightarrow CV \leq 35\% \quad (4.23)$$

Então, mesmo que o valor mínimo da função ultrapasse a metade de \bar{y} , o valor de CV deve ser menor que 35%. Define-se neste trabalho que o intervalo de CV $15\% < CV \leq 35\%$ indica regiões com o ciclo diário **quase-uniforme**.

Considera-se regiões com ciclo diário **não-uniforme** quando os valores de CV são maiores que 35%. A Figura 4.1 sintetiza os limiares obtidos com base no CV para delimitar regiões com ciclo diário uniforme ($CV \leq 15\%$), regiões com ciclo diário quase-uniforme ($15\% < CV \leq 35\%$) e regiões com ciclo diário não-uniforme ($CV > 35\%$).

Limiars para coeficiente de variação (CV)

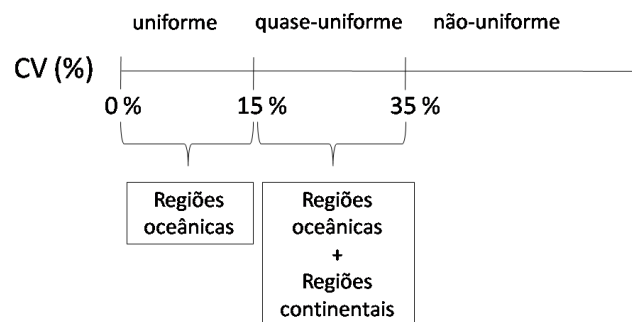


Figura 4.1 – Limiars de CV que indicam regiões com ciclo diário uniforme, quase-uniforme e não-uniforme.

4.1.4 Análise harmônica

Nesta seção descreve-se a aplicação da análise harmônica para o estudo do ciclo diário de precipitação, baseado nos cálculos propostos por Wilks (2006).

A análise de harmônica parte do pressuposto que uma série de tempo pode ser representada por uma soma de funções senos e cossenos (WILKS, 2006). A série de senos e cossenos que representa os dados observados é chamada de série de Fourier e o método para encontrar estas funções é chamado de análise harmônica. As equações abaixo mostram a série de Fourier para um sinal x_i com n pontos:

$$x_i = \bar{x} + \sum_{k=1}^{n/2} \left\{ C_k \cos \left[\frac{2\pi kt}{n} - \varphi_k \right] \right\} \quad (4.24a)$$

$$= \bar{x} + \sum_{k=1}^{n/2} \left\{ A_k \cos \left[\frac{2\pi kt}{n} \right] + B_k \text{sen} \left[\frac{2\pi kt}{n} \right] \right\} \quad (4.24b)$$

onde \bar{x} é a média da série de dados, C_k é a amplitude, φ_k é o ângulo de fase, e A_k e B_k são componentes da amplitude, sendo $A_k = C_k \cdot \cos(\varphi_k)$ e $B_k = C_k \cdot \text{sen}(\varphi_k)$

Neste trabalho, têm-se oito pontos ($i = 8$) de precipitação média horária no decorrer de um dia (x_i), um em cada horário disponível de dados (00, 03, 06,..., 21 UTC). Uma vez que se tem um número finito de observações, se tem um número finito de senos e cossenos que descreve a série de observações. Qualquer série de dados que possui n pontos observados pode ser representada exatamente pela soma de $n/2$ funções harmônicas (WILKS, 2006). Assim, obtém-se quatro harmônicos para representar os dados.

De acordo com Wilks (2006), é possível obter os coeficientes A_k e B_k da série de Fourier através das seguintes expressões:

$$A_k = \frac{2}{n} \sum_{t=1}^n y_t \cdot \cos \left(\frac{2\pi kt}{n} \right) \quad (4.25a)$$

e

$$B_k = \frac{2}{n} \sum_{t=1}^n y_t \cdot \text{sen} \left(\frac{2\pi kt}{n} \right) \quad (4.25b)$$

Wilks (2006) ainda propõe que, a partir dos coeficientes A_k e B_k da série de Fourier, obtém-se o ângulo de fase (φ_k) e a amplitude C_k através das seguintes formulações:

$$C_k = [A_k^2 + B_k^2]^{1/2} \quad (4.26a)$$

e

$$\varphi_k = \begin{cases} \tan^{-1} \left(\frac{B_k}{A_k} \right), & A_k > 0 \\ \tan^{-1} \left(\frac{B_k}{A_k} \right) \pm \pi, & A_k < 0 \\ \frac{\pi}{2}, & A_k = 0 \end{cases} \quad (4.26b)$$

Para facilitar a análise do ângulo de fase φ_k , calculado na Equação 4.26b, propõe-se uma mudança de variável (da variável φ_k para a variável f_k). O propósito é que a nova fase f_k represente o tempo cujo cosseno seja máximo. É sugerida, então, a seguinte formulação:

$$\cos \left[\frac{2\pi kt}{n} - \varphi_k \right] = \cos \left[\frac{2\pi k}{n} (t - f_k) \right] \quad (4.27)$$

Partindo da Equação (4.27), obtém-se que:

$$\frac{2\pi kt}{n} - \varphi_k = \frac{2\pi k}{n} t - \frac{2\pi k}{n} f_k \rightarrow \varphi_k = \frac{2\pi k f_k}{n} \quad (4.28)$$

Logo,

$$f_k = \frac{n}{2\pi k} \varphi_k \quad (4.29)$$

Como o cosseno atinge o máximo (+1) quando seu ângulo é igual a zero, do segundo membro da Equação (1.17), conclui-se que:

$$\frac{2\pi k}{n} (t - f_k) = 0 \rightarrow t - f_k = 0 \rightarrow t = f_k \quad (4.30)$$

ou seja, f_k é o tempo cujo cosseno atinge o máximo.

Utiliza-se a Equação (4.29) para encontrar o horário do dia cujo ciclo diário de precipitação alcança seu máximo.

De acordo com Wilks (2006), define-se R_k^2 como a variância relativa do k -ésimo harmônico, que indica qual é a porcentagem de contribuição de cada harmônico para a variância total da série e depende principalmente da amplitude C_k , segundo formulação abaixo:

$$R_k^2 = \frac{\frac{n}{2}C_k^2}{(n-1)s_y^2} \quad (4.31)$$

sendo s_y^2 a variância total da série original.

A soma das variâncias relativas de todos os harmônicos resulta na variância total da série:

$$R^2 = \sum_{k=1}^{n/2} R_k^2 \quad (4.32)$$

Caso as $n/2$ funções harmônicas possíveis sejam usadas, a variância total da série (R^2) será exatamente 1.

4.2 Parte II: Ciclo diário dos sistemas convectivos

Nesta seção é descrita a metodologia empregada para o estudo da variação diária dos SC e para isso são utilizados os dados do ForTraCC descritos na seção 3.2.

Inicialmente são selecionadas todas as famílias que possuem a posição inicial pertencente à região entre as latitudes 32,625°S e 12,875°N e longitudes 82,625°W e 27,125°W (área pontilhada na Figura 4.2), uma área que abrange todo o continente do Brasil. O uso de uma área maior é para escapar do problema de borda. Assim, se evita que um sistema seja excluído da análise quando sua posição inicial não pertence à região de estudo, mas afeta a região.

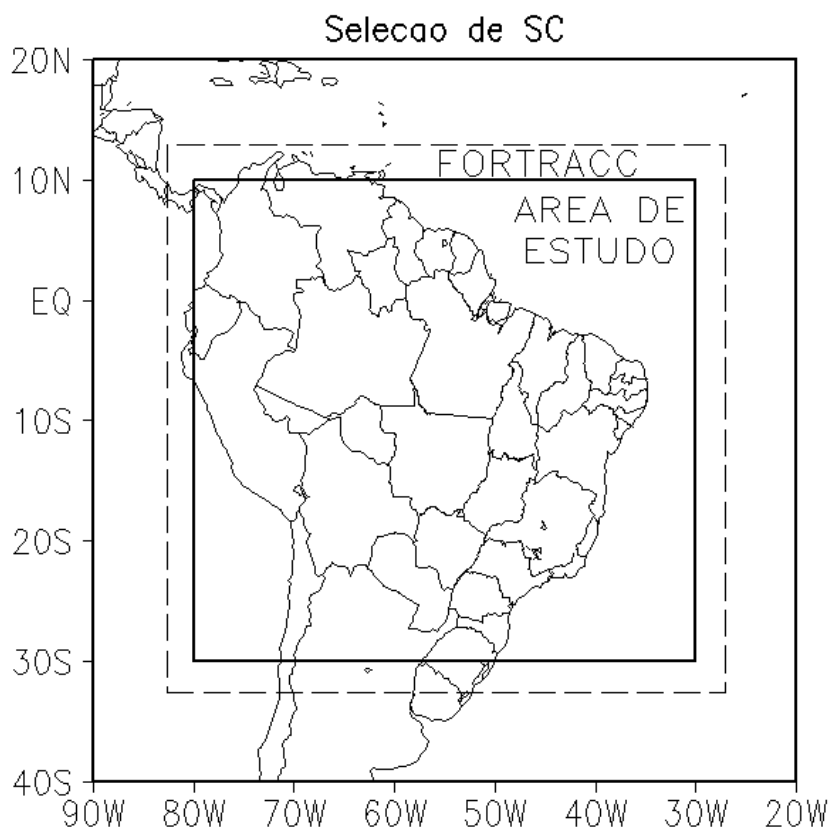


Figura 4.2 – Seleção de sistemas convectivos.

Algumas famílias apresentam deslocamento e duração com valores muito altos, o que configura uma realidade física impossível. Desse modo, é realizado um filtro para excluir os sistemas espúrios selecionados pelo ForTraCC que podem contaminar os resultados. O filtro é realizado de acordo com a velocidade de propagação do sistema, calculada considerando a distância (entre posição inicial e posição final) e a duração do sistema. A discussão é feita em detalhes nos resultados (seção 6.1). Após a execução do filtro, são obtidos histogramas de frequência de SC e uma caracterização para a estação chuvosa (MAM) do período de 2005 a 2010, onde são obtidos campos médios para caracterização dos sistemas.

Duas variáveis são obtidas para caracterizar o ciclo diário das nuvens convectivas: a frequência de SC (FREQ) e a fração de área convectiva (FAC). Primeiramente os SC são ordenados no tempo. Então, os sistemas que pertencem ao outono austral (MAM) do período entre 2005 e 2010 são discriminados a cada 15 minutos. É feita a interpolação no tempo para os casos de ausência de alguma imagem de satélite. São observados os sistemas que ocorrem 1,5 horas antes e 1,5 horas depois dos seguintes

horários (00, 03, 06,..., 21 UTC). O número médio mensal de sistemas que afetam a área de $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ durante o intervalo temporal de três horas é obtido (FREQ). A fração de área convectiva (FAC) é o valor médio mensal da fração da área $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ coberta por SC.

A escolha da área de $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ é determinada por meio de testes onde se observa a frequência de SC em diferentes áreas: $1^\circ \times 1^\circ$, $2.5^\circ \times 2.5^\circ$, $5^\circ \times 5^\circ$ e $10^\circ \times 10^\circ$. A intenção é selecionar a menor área que tenha um número razoável (significativo) de sistemas. As duas maiores áreas selecionam um número razoável de sistemas tanto no oceano quanto no continente, porém trata-se de áreas grandes para análise. A área de $1^\circ \times 1^\circ$ seleciona poucos sistemas sobre o oceano, fazendo com que a análise não seja significativa. A área de $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ seleciona um número razoável de sistemas tanto no oceano quanto no continente e, por isso, é escolhida.

A Figura 4.3 ilustra a como é feita a caracterização dos processos do ciclo de vida do SC de acordo com os dados do ForTraCC em uma área de $2,5^\circ \times 2,5^\circ$ a cada três horas. Suponha que a caixa da Figura 4.3 tenha o tamanho de $2,5^\circ \times 2,5^\circ$ e que seja referente ao horário das 15 UTC, por exemplo. Isso quer dizer que todos os SC que estejam presentes entre 13:30 e 16:30 UTC estão plotados na figura. No exemplo hipotético da Figura 4.3, têm-se quatro sistemas iniciados por geração espontânea (vermelho), quatro sistemas iniciados por separação (verde), três sistemas que provêm do tempo anterior (azul), três sistemas que terminam por fusão (amarelo) e quatro sistemas que se dissipam (tracejado).

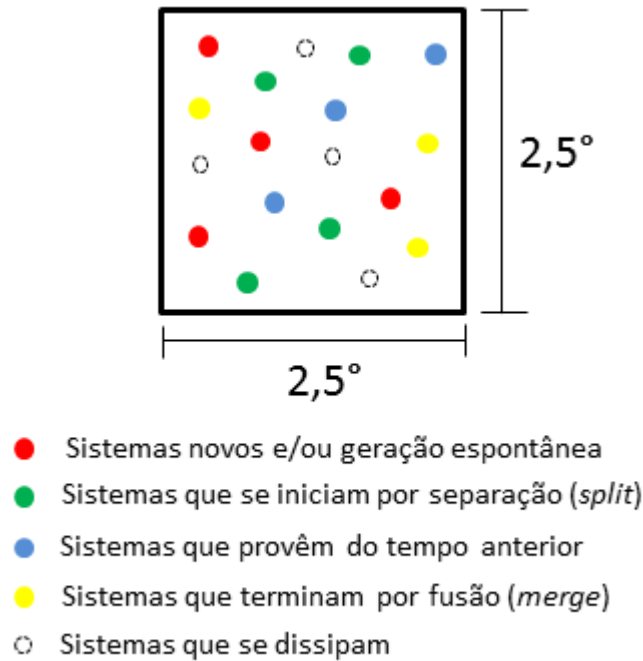


Figura 4.3– Desenho ilustrativo da iniciação das famílias de SC.

Obtêm-se FREQ e FAC para os quatro processos de SC, a seguir:

- **Iniciação** ($\bar{f}_{iniciação}$): São aqueles sistemas considerados novos ou geração espontânea pelo ForTraCC (o primeiro membro da família). É possível observar qual horário há o maior número de iniciação de sistemas;
- **Dissipação** ($\bar{f}_{dissipação}$): São os últimos membros das famílias, i.e., é o último horário em que o SC foi observado pelo ForTraCC. É possível observar o principal horário do dia no qual os sistemas “morrem” ou entram em fase de dissipação;
- **Fusão**: São aqueles sistemas que se unem a outros sistemas a fim de formarem um único sistema pela caracterização do ForTraCC. É possível observar o horário preferencial de fusão de sistemas;
- **Separação**: São aqueles sistemas que passam por uma separação segundo a caracterização do ForTraCC. É possível observar o horário preferencial de separação de sistemas.

O ciclo diário dos SC é avaliado por meio do cálculo de *CV* das seguintes variáveis: *FREQ*, *FAC*, iniciação, dissipação, fusão e separação.

Considera-se que a variação temporal de *FAC* é decorrente de três processos: iniciação líquida de SC (saldo entre iniciação e dissipação), expansão líquida da área de SC (saldo entre aumento e redução de área de SC) e advecção zonal, pois os SC se propagam predominantemente de leste para oeste (ou seja, a advecção meridional é desprezada). Logo, propõe-se a seguinte formulação para a variação temporal de *FAC* (Δf):

$$\Delta f = (f_{iniciação} - f_{dissipação}) + (f_{source} - f_{sink}) + \Delta f_{advecção} \quad (4.33)$$

onde o primeiro termo é a diferença temporal de *FAC* ($\Delta f = f_t - f_{t-1}$), o segundo termo se refere ao ganho (perda) de *FAC* associado à iniciação (dissipação) de SC, o terceiro termo se refere ao ganho (perda) de *FAC* associado ao aumento (redução) da área do SC e o quarto termo se refere ao ganho/perda de *FAC* associado à advecção zonal dos SC. A propagação de SC no NB é preferencialmente na direção zonal, segundo Machado et. al. (1998). Adicionalmente pode-se conferir o Capítulo 6 deste documento que apresenta os mesmos resultados (Cf. Figura 6.6c da seção 6.2). Por isso, apenas a componente zonal é considerada. Quando Δf é positivo (negativo) significa que houve aumento/ganho (diminuição/perda) de *FAC*.

É possível obter o segundo termo da Equação 4.33 através da seguinte formulação:

$$f_{iniciação} = \bar{f}_{iniciação} \times 12 \quad (4.34)$$

$$f_{dissipação} = \bar{f}_{dissipação} \times 12 \quad (4.35)$$

onde $\bar{f}_{iniciação}$ e $\bar{f}_{dissipação}$ se referem a uma fração média de SC iniciados a cada 15 minutos, e para se obter a média para 3h é necessário fazer a multiplicação por um fator 12 ($15 \text{ min} \times 4 = 1h$ e $1h \times 3 = 3h$). A unidade é $[(^\circ)^2 \cdot h^{-1}]$.

O termo de advecção zonal (quarto termo) pode ser obtido através da seguinte formulação:

$$\Delta f_{advecção} = \frac{\Delta t}{2\Delta x} |u| (f_{i-1} - f_{i+1}) \quad (4.36)$$

onde: $\Delta t = 3h$, $\Delta x = 0.5^\circ$ e $|u| \approx 8 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1} \approx 0,26^\circ \cdot h^{-1}$, e assim, uma aproximação para $\frac{\Delta t}{2\Delta x} |u|$ seria $\frac{\Delta t}{2\Delta x} |u| \approx \frac{3 \times 0,26}{2 \times 0,25} \approx 1,5$.

Falta apenas calcular o terceiro termo de expansão/retração de área que é calculado como resíduo, rearranjando a Equação 4.33:

$$(f_{source} - f_{sink}) = \Delta f - (f_{iniciação} - f_{decaimento}) - \Delta f_{advecção} \quad (4.37)$$

A representação da expansão de área (f_{source}) pode estar associada com a FAC da iniciação de sistemas e é parametrizada da seguinte maneira:

$$f_{source} = \alpha \cdot \Delta t \cdot \bar{f}_{iniciação} \quad (4.38)$$

onde α é um parâmetros ajustável.

A retração de área (f_{sink}) é obtida como resíduo, de acordo com a seguinte formulação:

$$f_{sink} = \Delta f - (f_{iniciação} - f_{decaimento}) - \Delta f_{advecção} - f_{source} \quad (4.39)$$

Uma forma simples de representar a redução de área de SC consiste em considerar um decaimento exponencial de FAC na ausência de mecanismos atmosféricos que favoreçam o seu aumento, pode-se propor a seguinte formulação:

$$\frac{df}{dt} = -\frac{f}{\tau} \quad (4.40)$$

onde τ é um parâmetro *e-folding time* que é uma medida de escala de tempo para ocorrer um decaimento expressivo.

Neste caso, o parâmetro τ indica a escala de tempo (em horas) para a redução de área dos SC. Uma estimativa para este parâmetro pode ser obtida a Equação 4.7 e a FAC no instante anterior (f_{t-1}):

$$\tau = \frac{\Delta t \cdot f_{t-1}}{f_{sink}} [\text{h}] \quad (4.41)$$

5. RESULTADOS: PARTE I

Os resultados referem-se ao outono austral (MAM), que corresponde à estação chuvosa nas porções norte/ nordeste da América do Sul e em grande parte do NB.

5.1 Comparação das estimativas de precipitação do TRMM 3B42 e dados observados *in situ*

A Figura 5.1 mostra os pontos escolhidos para análise (círculos). A análise é separada em quatro grupos de estações. O grupo 1 é localizado no Pará, o grupo 2 no Maranhão e os grupos 3 e 4 no Ceará. O quadrado vermelho representa o ponto médio entre as estações de cada grupo e corresponde aproximadamente ao ponto de grade utilizado para capturar a precipitação do TRMM.

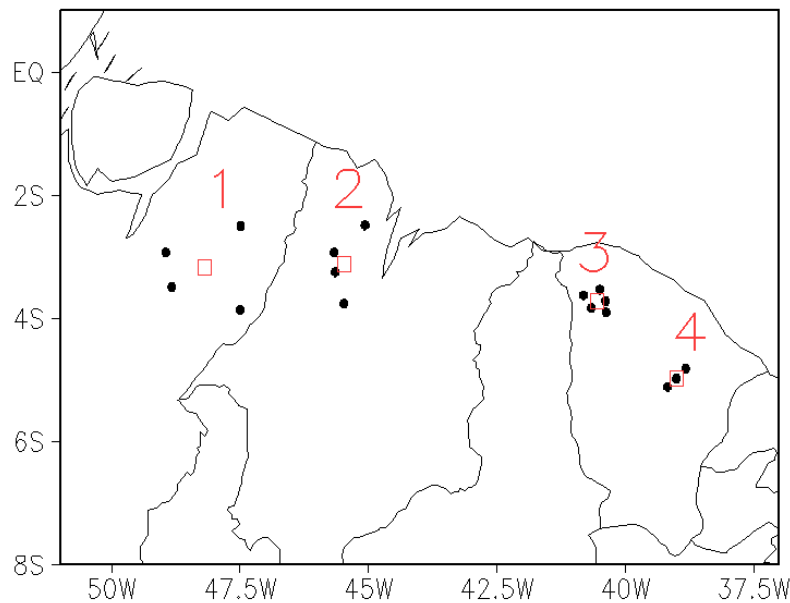


Figura 5.1 – Localização dos pontos para comparação. Os círculos representam a localização das estações e os quadrados representam os pontos escolhidos para o TRMM. Grupo 1 são as estações que pertencem ao Pará, Grupo 2 ao Maranhão, Grupos 3 e 4 ao Ceará.

O ciclo diário de precipitação médio referente aos dados das estações e à estimativa do TRMM é mostrada na Figura 5.2. Os horários onde ocorre chuva mínima e máxima são bem estimados pelo TRMM. Por exemplo, o mínimo e o máximo das duas curvas

(estações e TRMM) ocorrem nos mesmos horários, às 12 HL e às 21 HL no Pará (Figura 5.2a). O máximo às 21 HL no Maranhão (Figura 5.2b), o máximo às 21 HL no Ceará (Figura 5.2c), o mínimo às 12 HL e o máximo às 18 HL no Ceará (Figura 5.2d). Por sua vez, o mínimo na curva do TRMM no Maranhão e no Ceará 1 apresentam um atraso de 3 horas.

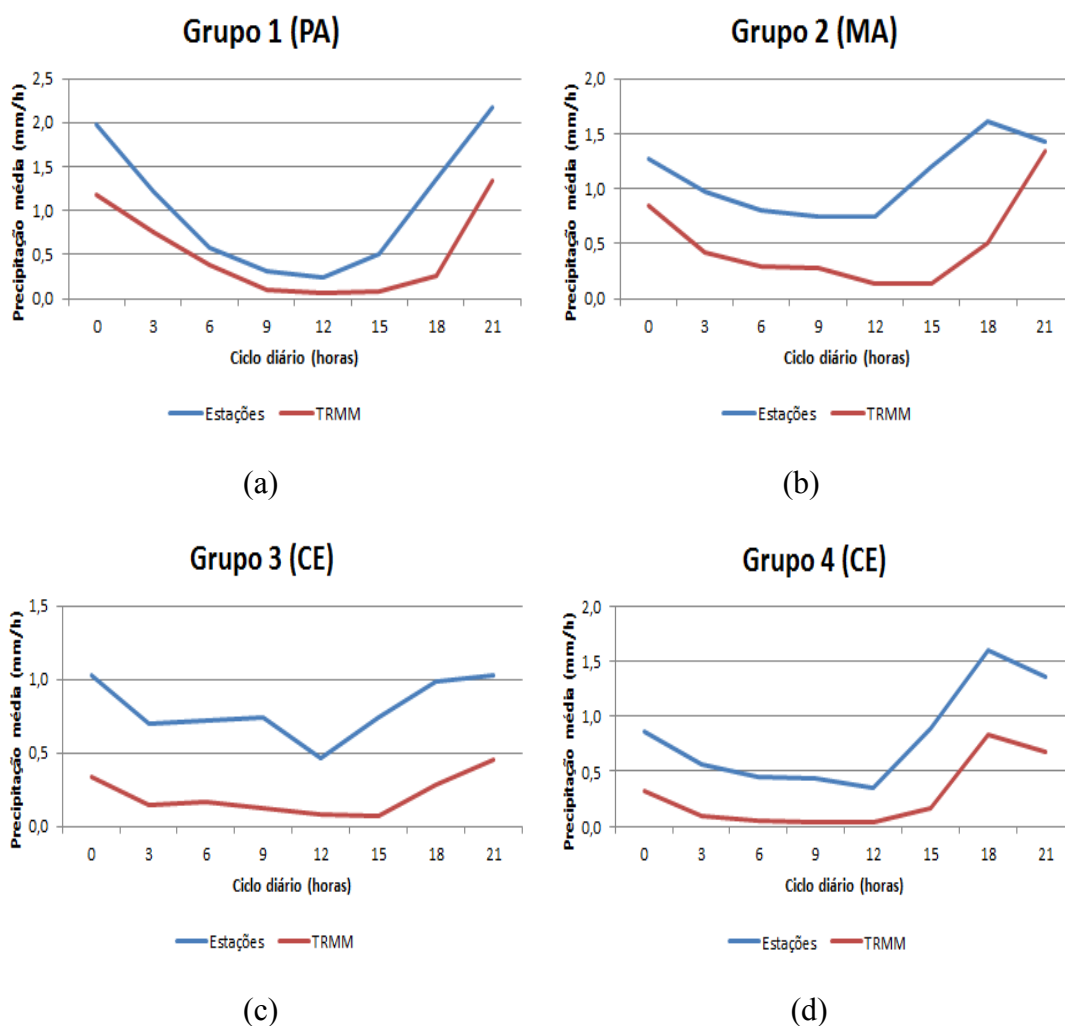


Figura 5.2 – Ciclo diário de precipitação para os quatro grupos: (a) Grupo 1 - Pará, (b) Grupo 2 - Maranhão, (c) Grupo 3 - Ceará e (d) Grupo 4 - Ceará. A curva azul representa o ciclo médio das estações e a curva vermelha o ciclo obtido pelas estimativas do TRMM 3B42.

As medidas estatísticas utilizadas para comparação dos dois conjuntos de dados podem ser visualizadas na Tabela 5.1. A correlação é acima de 80% para os grupos do Pará e Ceará. Isto indica que as curvas tem a mesma tendência de crescimento/decrescimento. O grupo do Maranhão foi o único que apresentou correlação abaixo de 80%.

O *viés* mostra que o TRMM tem a tendência de subestimar a precipitação horária em todos os postos observados na região norte do Brasil. Um motivo para esta subestimação pode acontecer porque, nesta região, a chuva é causada na maior parte das vezes por nuvens quentes. Como as nuvens quentes não possuem a presença de gelo, o TRMM dificilmente consegue estimar corretamente.

O RMSE é bastante alto em todos os grupos de análise. Todos ficaram com erro relativo maior do que 50%. Este índice reflete a dificuldade que o TRMM tem de representar a magnitude da precipitação horária.

Tabela 5.1 – Medidas estatísticas de comparação (*r*, *RMSE* e *viés*) para os dados de estação e TRMM.

	<i>r</i>	<i>RMSE</i>		<i>viés</i>	
		mm/h	relativo (%)	mm/h	relativo (%)
Grupo 1 (PA)	0,92	0,62	59	0,52	-50
Grupo 2 (MA)	0,60	0,68	62	0,60	-55
Grupo 3 (CE)	0,88	0,60	75	0,59	-74
Grupo 4 (CE)	0,97	0,55	68	0,53	-65

5.2 Coeficiente de variação (*CV*)

A Figura 5.3a mostra a precipitação média no outono austral. Na América do Sul, existe uma clara variação meridional entre regiões mais chuvosas próximas da faixa equatorial (por exemplo, Amazônia), e mais secas ao sul (por exemplo, regiões Centro-oeste e Sudeste do Brasil). Trata-se de um padrão conhecido (KOUSKY, 1980; FIGUEROA; NOBRE, 1990; QUADRO et al., 1996; SATYAMURTI et al., 1998; REBOITA et al., 2010) que ilustra a configuração típica da célula de Hadley, com ascendência (subsistência) e favorecimento (inibição) de precipitação sobre latitudes equatoriais (mais austrais). As regiões mais chuvosas encontram-se sob a ação da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT), que nessa época atinge a sua posição mais austral e afeta diretamente as porções norte/nordeste da América do Sul (HASTENRATH, 1991; WALISER; SOMERVILLE, 1994; MELO et al, 2009). Na faixa chuvosa, há um pronunciado máximo no NB (litoral do Amapá, nordeste do Pará e noroeste do Maranhão), que introduz certa assimetria zonal e indica a importância de processos

costeiros, como a brisa marítima, na produção de precipitação (KOUSKY, 1980; COHEN, 1989; COHEN et al., 1995; KIKUCHI; WANG, 2008).

Na Figura 5.3b, mostra-se o coeficiente de variação (*CV*) referente ao ciclo diário de precipitação. Para focar somente as regiões mais úmidas (faixa zonal com maiores valores de precipitação) na Figura 5.3a, as regiões com precipitação média abaixo de $0,1 \text{ mm.h}^{-1}$, que incluem o Sertão nordestino, foram desconsideradas (áreas brancas na Figura 5.3b). Isso também exclui valores de *CV* artificialmente altos devido a pequenos valores de média. Mesmo assim, algumas regiões do extremo leste do nordeste ainda apresentam valores de *CV* mais alto do que o esperado, possivelmente porque a média de precipitação na região ainda é baixa (próximo de 0,1).

É possível observar duas faixas orientadas no sentido NW-SE com maiores valores de *CV* na Figura 5.3b, indicando locais com maior variabilidade intradiária. Na primeira, que acompanha a costa norte da América do Sul, a variabilidade intradiária é máxima com valores de *CV* acima de 80%. Na segunda, que se estende do Acre ao Rio de Janeiro, os valores de *CV* encontram-se principalmente entre 50 e 70%. Entre estas duas faixas existe uma ampla região com menores valores de *CV* – menores que 35%, indicando pouca variação intradiária – e que engloba grande parte da Amazônia. No entanto, imersa nessa região, pode-se discernir uma faixa, desde o norte do Amazonas ao sul do Pará (i.e., aproximadamente paralela às duas faixas mencionadas anteriormente), que engloba as áreas com maior variabilidade intradiária ($35\% < CV < 70\%$), ou seja, trata-se de uma faixa com máximos locais de *CV*.

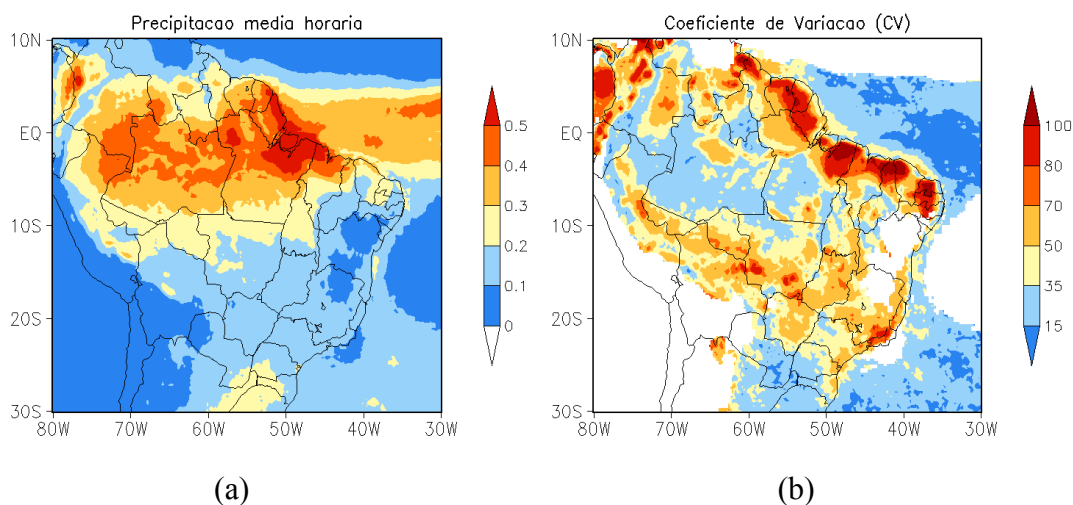


Figura 5.3 – (a) Taxa de precipitação média horária (mm.h-1) para a estação chuvosa (MAM) considerando todo o período de dados (01/jan/1998 a 31/mar/2010) e (b) Coeficiente de variação (*CV*) da precipitação média horária dentro de um dia para o mesmo período. Regiões em branco no mapa de *CV* indicam áreas excluídas da análise, pois possuem taxa de precipitação abaixo de 0.1 mm.h-1. Retângulos indicam regiões escolhidas para análise individual e são os mesmos para (a) e (b).

Seguindo o estudo da uniformidade do CDP discutido na seção 1.3.2, em regiões oceânicas encontra-se principalmente um CDP uniforme ($CV \leq 15\%$). O CDP quase-uniforme ($15\% < CV \leq 35\%$) além de selecionar regiões oceânicas, abrange também regiões continentais, incluindo grande parte da Amazônia. De fato, existem regiões no interior do continente (como no sul da Amazônia) que a precipitação apresenta um máximo à tarde principalmente sobre planícies (HIROSE et al., 2008). Entretanto, a taxa de precipitação horária quase não apresenta mudanças, variando de 0.2mm.h^{-1} a 0.4mmh^{-1} . Regiões com o ciclo diário não-uniforme ($CV > 35\%$) são basicamente as duas faixas orientadas na direção NW-SE descritas anteriormente e algumas regiões entre estas duas faixas tal como uma região no centro-norte da Amazônia e no estado do Tocantins. É importante salientar que grande parte da região continental brasileira foi classificada com um ciclo diário não-uniforme. Este resultado é coerente com o obtido por Kousky et al. (2006), que registraram a existência de regiões da América do Sul com ciclo diário muito pronunciado. O resultado também é coerente com o regime continental proposto por KW08.

De modo geral, há clara diferença no padrão do ciclo diário de precipitação ao comparar regiões continentais e oceânicas na Figura 5.3b. Regiões oceânicas (continentais) apresentam menores (maiores) valores de *CV* e, portanto, um ciclo diário mais (menos) uniforme. Este resultado concorda com Mota (2003) e Kikuchi e Wang (2008), que estudaram o ciclo diário de precipitação da América do Sul e região tropical, respectivamente, e concluíram que as regiões continentais possuem em média maiores amplitudes de ciclo diário do que as regiões oceânicas. No continente, exceção ao comportamento de maior variabilidade ocorre na região que inclui grande parte da Amazônia, onde a uniformidade do ciclo é semelhante à encontrada sobre os oceanos, indicando um ciclo diário mais uniforme (valor de *CV* mais baixo, entre 15 e 35%). A faixa com valores máximos de *CV* (> 100%) no NB separa os baixos valores de *CV* no oceano (a leste) e na Amazônia (a oeste).

Em regiões oceânicas afastadas da costa, os valores de *CV* são muito baixos, inferiores a 15% (variabilidade intradiária muito baixa que corresponderia ao regime oceânico de KW08). Ao se aproximar da costa norte do Brasil, os valores de *CV* aumentam; em uma estreita faixa oceânica adjacente ao litoral, com largura na ordem de poucos graus e que se estende por quase toda a costa norte do Brasil, o valor de *CV* encontra-se entre 35 e 50% (variabilidade intradiária moderada que estaria inclusa no regime costeiro oceânico de KW08). Em alguns locais, como no litoral do Amapá, essa faixa se estende um pouco continente adentro, e então se segue a transição para o máximo costeiro de *CV* (>80%) (variabilidade intradiária muito alta que estaria inclusa no regime costeiro continental de KW08). Em outros, como na Ilha do Marajó, região de Alcântara e entre Fortaleza e Aracati, aparece uma faixa muito estreita no litoral com valores mínimos de *CV* (entre 15 e 35%) localizada entre a faixa oceânica adjacente ao litoral (*CV* entre 35 e 50%) e o máximo costeiro continental (*CV* > 80%). Logo, no litoral continental, a possibilidade de haver um mínimo de *CV* na transição entre dois regimes conhecidos, o costeiro oceânico e o costeiro continental (e não um crescimento linear de *CV* do costeiro oceânico ao costeiro continental), motiva considerar o CDP do litoral continental como pertencente a um novo regime, que doravante é chamado de **regime costeiro de transição**.

Existe uma fraca relação entre a precipitação média e o ciclo diário. Por exemplo, existe uma região próxima à costa norte do Brasil que apresenta valores extremamente altos de taxa de precipitação horária (acima de $0,6 \text{ mm.h}^{-1}$, Figura 5.3a) e variação intradiária (CV acima de 100%, Figura 5.3b). Por outro lado, existem regiões onde a taxa de precipitação é relativamente baixa, p.ex., costa leste do Brasil, com aproximadamente $0,2 \text{ mm.h}^{-1}$, mas que possuem variação intradiária alta (CV acima de 80%). E ainda há os casos, como no interior da Amazônia, onde a taxa de precipitação é alta (acima de $0,45 \text{ mm.h}^{-1}$) e a variação intradiária é moderada (CV abaixo de 50%). Então, conclui-se que valores altos/baixos de precipitação média horária não indicam necessariamente grande/pequena variabilidade intradiária; diferentes regimes de CDP podem ocorrer sob a mesma precipitação média (trimestral ou sazonal).

Os campos do CDP são apresentados na Figura 5.4. Observa-se que a precipitação se inicia em regiões costeiras continentais às 18 UTC, justamente algumas horas depois do máximo aquecimento solar (BARROS; OYAMA, 2012). O máximo de precipitação neste horário está relacionado também à brisa marítima (JANOWIAK et al., 2005).

A taxa de precipitação se intensifica nas regiões costeiras continentais desde 15 UTC até 21 UTC, e decresce entre 00 UTC e 15 UTC. No período de 15 UTC até 12 UTC do outro dia, o máximo de precipitação costeiro avança continente adentro, na direção sudoeste, e chega à Amazônia central às 15 UTC do dia seguinte. Trata-se da propagação de fase (RICKENBACH, 2004; KW08).

Durante a propagação, possivelmente devido à ausência de forçante solar e do mecanismo de brisa marítima entre os horários de 09 e 12 UTC, o máximo de precipitação torna-se menos intenso. Entre 15 a 18 UTC, a precipitação na Amazônia central se reintensifica (região de reintensificação), apresentando-se como uma linha paralela à costa norte da América do Sul, e continua a propagação para oeste. Durante a noite, essa linha se enfraquece rapidamente, restando somente um núcleo de precipitação no oeste da América do Sul durante a madrugada e a manhã (em 09 UTC, por exemplo).

No oceano, nota-se a formação de um máximo de precipitação substancial próximo à costa durante a madrugada e manhã (06 a 18 UTC). Esse máximo pode ser originado

pela brisa continental (KOUSKY, 1980). Teixeira (2008) encontrou uma grande frequência de chuva noturna na cidade de Fortaleza, capital do Ceará, ocorrendo justamente nos horários mencionados (de madrugada e no início da manhã). O autor mostrou que a brisa continental é a principal responsável pela chuva nestes horários. No eixo da ZCIT oceânica, o comportamento é um pouco diferente: o ciclo mostra dois máximos (às 09 e 15 HL) com menor intensidade.

Existem pequenos núcleos de precipitação no sudoeste da América do Sul visto entre 06 e 09 UTC que podem estar relacionados com as chuvas noturnas observadas por Rickenbach (2004) no sudoeste da Amazônia. O autor estudou os sistemas de nuvens se organizam à noite e provocam um máximo de chuva noturno. A conclusão do autor é que este tipo de organização acarreta um atraso na convecção diurna do dia seguinte e ainda uma diminuição na sua intensidade.

Houston e Wilhelmson (2011) realizaram simulações com um modelo idealizado de nuvens para estudar a longevidade das nuvens em um ambiente com pouco cisalhamento do vento. Os autores verificaram a existência de duas condições fundamentais para que os sistemas tenham longa duração. A primeira condição é uma iniciação por múltiplas células próximas umas das outras organizadas de uma forma quase-linear. A segunda condição é a presença de um ambiente que favoreça a convecção. Quando o sistema admite estas duas condições, uma piscina fria mais profunda é formada e são promovidos *updrafts* mais profundos, fazendo com que nasçam novas células que, por sua vez, mantém o sistema ativo por mais tempo, mesmo que o ambiente não tenha um cisalhamento vertical intenso.

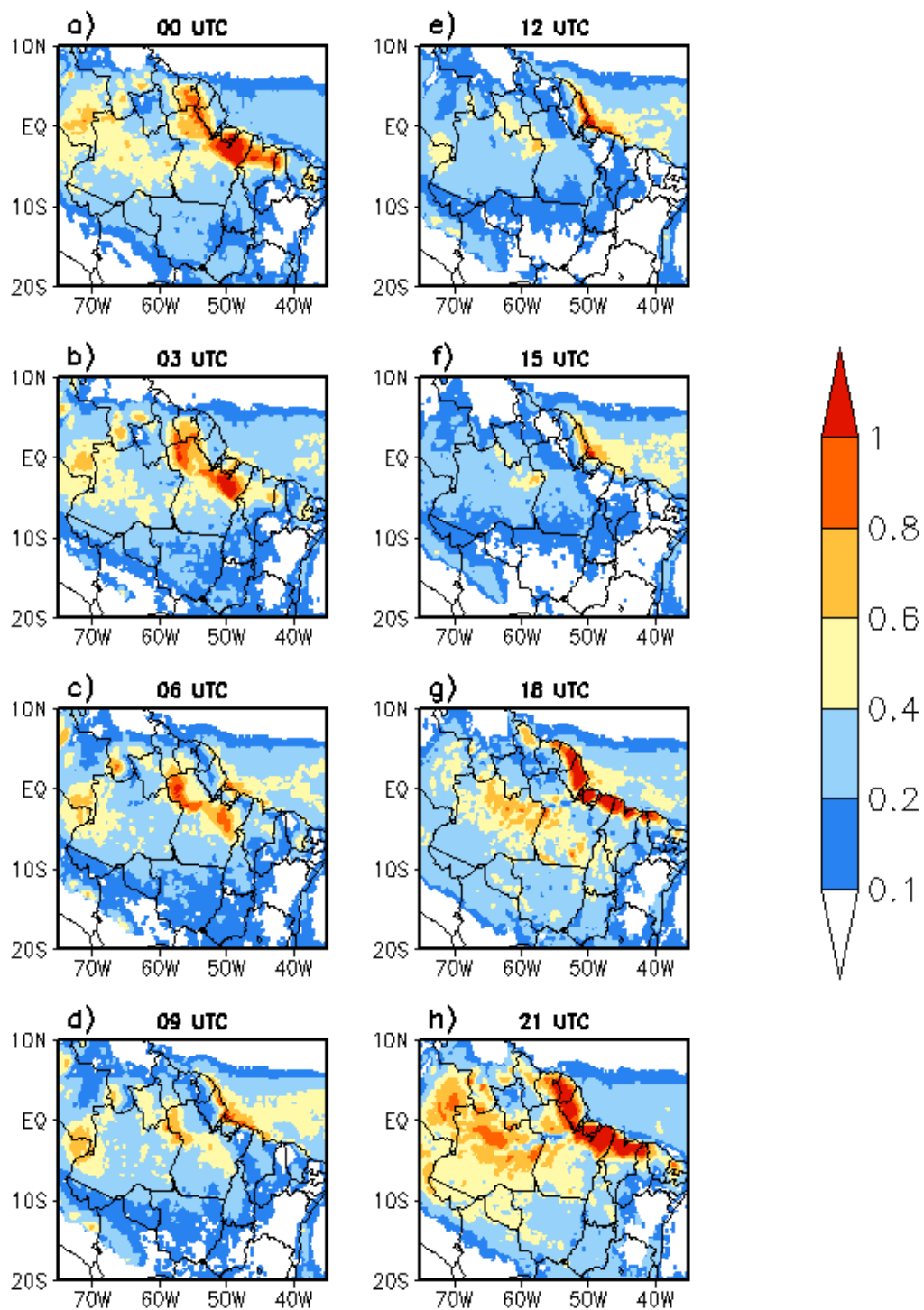


Figura 5.4 – Ciclo diário de precipitação da América do Sul para o período de 13 anos do TRMM para o trimestre chuvoso MAM. (a) corresponde a média das 00 HL, (b) das 03 HL, e assim sucessivamente até (h) que corresponde a média das 21 HL.

No NB, existe a formação das linhas de instabilidade que podem se propagar continente adentro (COHEN, 1989; COHEN et al., 1995; ALCÂNTARA et al., 2011). Ao chegar à Amazônia central, estes sistemas se dissipam. Entretanto, a atmosfera no entorno deve preservar resquícios da umidade dos sistemas que ali decaíram. A presença de umidade na camada de 700 hPa, por exemplo, seria um combustível para haver a transição da convecção rasa para a convecção profunda. Então, os resquícios de umidade deixados pelas linhas de instabilidade poderia ser a condição prévia ambiental que Houston e Wilhelmson (2011) discutem. A umidade juntamente com o aquecimento diurno (que podem estar presentes no NB às 18 UTC) podem favorecer a reintensificação dos sistemas que causam a chuva.

5.3 Análise harmônica

A contribuição relativa a cada harmônico pode ser observada pelo cálculo da variância descrita na Equação 1.21. A Figura 5.5 mostra a fração de variância explicada pelos dois primeiros harmônicos do ciclo diário. De modo geral, o primeiro e o segundo harmônico representam muito bem as áreas continentais (Figura 5.5a), explicando juntos cerca de 80% da variância.

O primeiro harmônico representa muito bem (de 60 a 80%) a variância da região costeira onde se encontram os máximos de precipitação (Figura 5.5a), representa bem também a região onde ocorre a reintensificação da chuva no centro-norte da Amazônia. Acima da região de reintensificação existe uma faixa orientada NW-SE, que estende desde a Amazônia até o Tocantins, onde o primeiro harmônico não domina. Esta região é principalmente representada pelo segundo harmônico que explica cerca de 70% da variância da série original.

Silva (2013) avaliou o ciclo diário de precipitação da costa norte do Brasil (região pouco menor do que a utilizada neste trabalho) através da análise harmônica. O período utilizado por Silva (2013) foi diferente e seus dados foram separados em quadrimestres. Silva (2013) observou que o primeiro harmônico explicou cerca de 90% da variância relativa ao primeiro quadrimestre (JFMA) para regiões que distam 100 e 350 km da costa. Isto mostra que, mesmo havendo diferenças metodológicas, existe consistência com os resultados obtidos aqui.

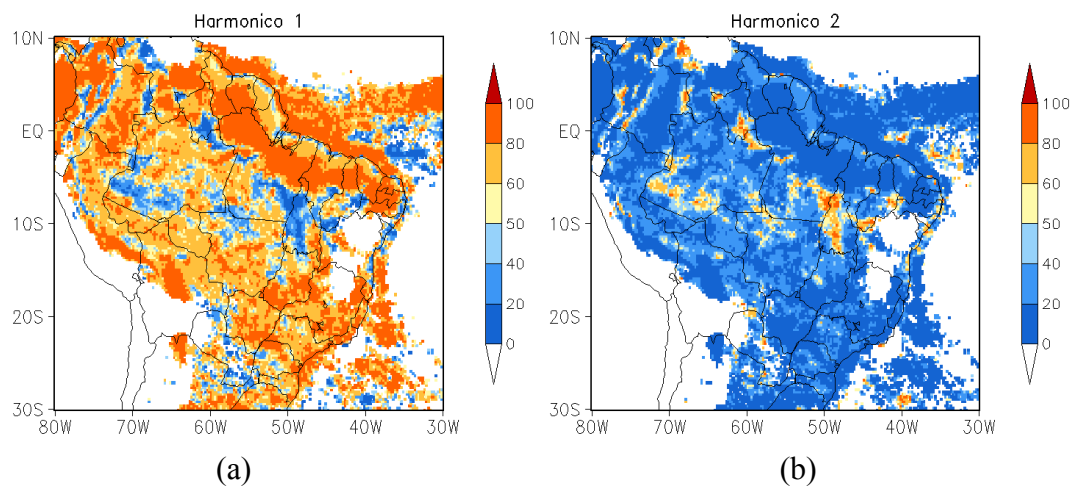


Figura 5.5 – Fração de variância explicada (a) 1º harmônico (R_1^2) e (b) 2º harmônico (R_2^2). Harmônicos referentes ao ciclo diário da precipitação para a estação chuvosa (MAM) considerando todo o período de dados (01/jan/1998 a 31/mar/2010). Regiões em branco no mapa indicam áreas excluídas da análise, pois possuem taxa de precipitação abaixo de 0.1 mm.h-1.

Nota-se que a região de maior variabilidade do ciclo diário (Figura 5.3b) é muito semelhante à região onde o primeiro harmônico domina (Figura 5.5a). De fato, observando o diagrama de dispersão CV contra R_1^2 para pontos continentais (Figura 5.6), as áreas com CV acima de 50%, i.e, as regiões de maior variabilidade, correspondem principalmente às regiões onde o 1º harmônico domina ($R_1^2 > 60\%$). As exceções são regiões pouco extensas onde o 2º harmônico domina, localizadas no centro-norte do Brasil (Figura 5.6b). Para valores de CV menores que 50% o diagrama de dispersão mostra que ainda existem regiões onde o 1º harmônico domina, porém existe uma grande parte onde o 2º harmônico domina concomitantemente.

A dominância do primeiro harmônico em grande parte das regiões não implica na conclusão de que o ciclo diário destas regiões é não-uniforme. A dominância do primeiro harmônico nos assegura o fato de que a curva produzida pelo ciclo diário tenha uma estrutura simples de um máximo e um mínimo. Muitas regiões continentais e até mesmo oceânicas adquirem esta característica, visto que o primeiro harmônico predomina (Figura 5.5). Neste sentido, torna-se um grande interesse explorar quais são os mecanismos responsáveis por criar regiões onde o segundo harmônico domina, pois tais regiões se tornam uma exceção à regra geral do CDP continental, caracterizando uma curva com dois máximos e dois mínimos.

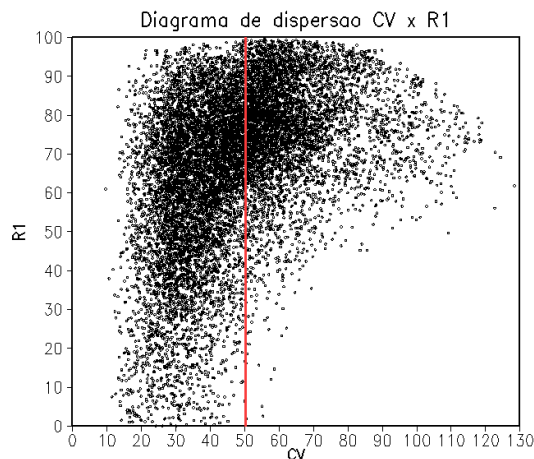


Figura 5.6 – Diagrama de dispersão de CV contra R_1^2 para pontos continentais representando a estação chuvosa (MAM) e todo o período de dados (01/jan/1998 a 31/mar/2010). Linha vermelha marca a posição onde o CV é de 50%.

Concentrando-se nos pontos oceânicos, observa-se que o 1º harmônico explica mais de 80% da variância. O 2º harmônico não explica grande fração da variância, sendo menos importante para regiões oceânicas. O 3º e o 4º harmônicos (Figura 5.7a e b) também explicam uma porcentagem muito pequena da variância. Conclui-se que o primeiro harmônico é dominante nas regiões oceânicas. Silva (2013) obteve um resultado muito semelhante, no qual o primeiro harmônico explica mais do que 80% da variância no primeiro quadrimestre do ano, principalmente em regiões mais próximas à costa. Um indício deste resultado pode ser observado na Figura 5.5a, onde o harmônico diário explica frações acima de 80% sobre regiões oceânicas próximas à costa.

A Figura 5.8 mostra a amplitude C_k e o campo da fase f_k calculados a partir das Equações 1.16a e 1.19, respectivamente. A amplitude atinge maiores valores em grande parte da região costeira, principalmente no nordeste do Pará. É interessante notar que a região de reintensificação possui uma máxima amplitude. Como se trata de uma região onde o primeiro harmônico domina, pode-se concluir que o único máximo do ciclo diário ocorre justamente no momento da reintensificação (entre 18 e 21 UTC, Figura 5.4) e que este máximo é elevado, pois a amplitude é alta.

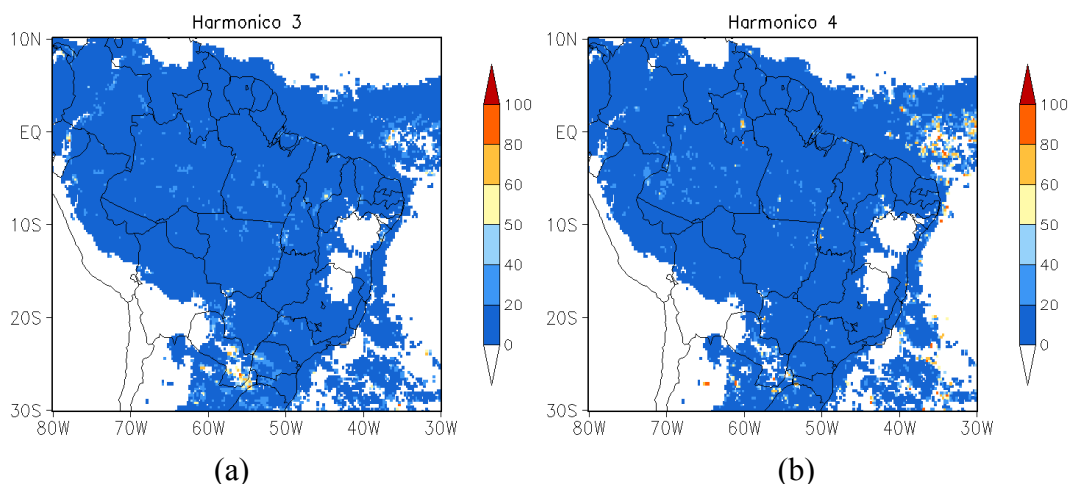


Figura 5.7 – Fração de variância explicada (a) 3º harmônico (R_1^2) e (b) 4º harmônico (R_2^2). Harmônicos referentes ao ciclo diário da precipitação para a estação chuvosa (MAM) considerando todo o período de dados (01/jan/1998 a 31/mar/2010). Regiões em branco no mapa indicam áreas excluídas da análise, pois possuem taxa de precipitação abaixo de 0.1 mm.h-1.

Angelis et al. (2004) estudou o ciclo diário da região Amazônica com dados de estação e observou que a amplitude do primeiro e do segundo harmônicos diminuem na Amazônia central e aumentam novamente no oeste da Amazônia. Resultados do presente trabalho apontam que o primeiro harmônico praticamente domina a região Amazônica (Figura 5.5a), exceto em pequenas áreas (norte e sudoeste). Então, considerando a amplitude obtida pelo primeiro harmônico, realmente se observa uma diminuição na Amazônia central na Figura 5.8a, apresentando valores entre 0.1 e 0.2 (mais baixos em relação aos valores de amplitude na costa). No entanto, o aumento da amplitude no oeste da Amazônia não é observado na Figura 5.8a.

Na fase (Figura 5.8b), observa-se um máximo de precipitação no fim da tarde (21 UTC) na maior parte do continente (cor azul claro). No oceano, observa-se um máximo principalmente no período da manhã, 12 UTC (cor abóbora). Essa diferença de fase entre os ciclos diários continentais e oceânicos é bem conhecida (YANG; SLINGO, 2001; BOWMAN et al., 2005; YANG; SMITH, 2006; KIKUCHI; WANG, 2008).

Em regiões onde o primeiro harmônico domina, a fase indica o horário de máxima precipitação. Sobre as regiões oceânicas da ZCIT afastadas da costa, o máximo de precipitação ocorre entre 09-12 UTC. Seguindo no sentido de NE para SW, no oceano adjacente ao Amapá, o máximo de precipitação passa para 12-15 UTC. No litoral, o

máximo passa para 15-18 UTC e, então, propaga-se continente adentro; por exemplo, máximos durante a madrugada ocorrem cerca de 5° distantes da costa devido à propagação de fase. Nota-se que, da costa para o interior do continente, o máximo de precipitação segue uma transição linear, sugerindo que os sistemas se formam na costa, começam a se propagar para o interior do continente, “carregam” o máximo de precipitação juntamente com eles gerando chuvas nas horas subsequentes, até o momento em que o valor do máximo se torna pequeno. O máximo tende a diminuir nos horários noturnos (Figura 5.4), pois não há forçante térmica; isso pode ser também notado na redução da amplitude da costa para o interior do continente.

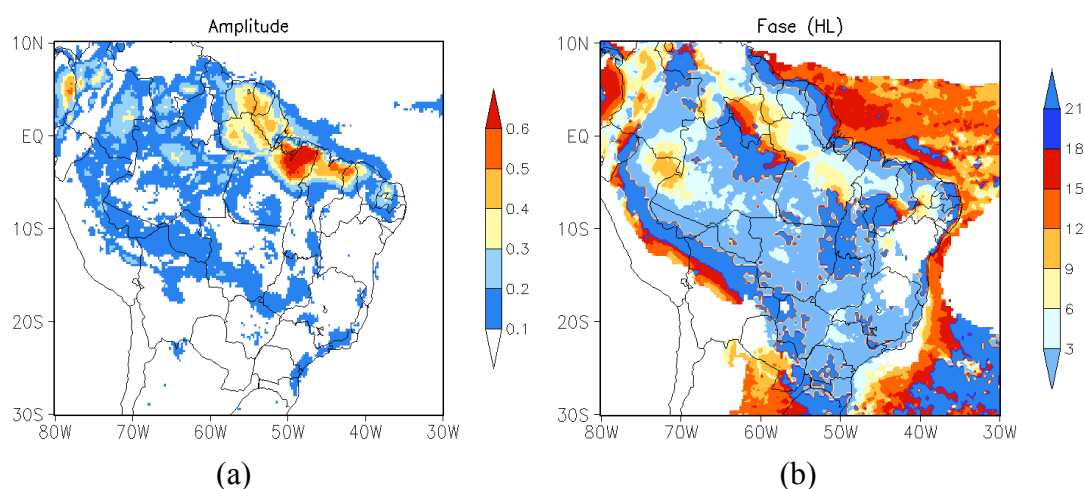


Figura 5.8 – (a) Amplitude e (b) fase f_k correspondente ao 1º harmônico para a estação chuvosa (MAM) e todo o período de dados (01/jan/1998 a 31/mar/2010). As cores no campo de fase indicam o horário (UTC) do dia em que ocorre a precipitação máxima.

A ocorrência de precipitação noturna sobre regiões continentais tem sido estudada na literatura. Rickenbach (2004) denominou este tipo de “reintensificação” noturna como ressurgência. O autor comenta que a ressurgência está ligada à propagação de nebulosidade de grande escala que por sua vez pode ser proveniente de linhas de instabilidades geradas a mais de 2000 km de distância. Assim sendo, acentua-se ainda mais a importância dada às linhas de instabilidade (LI) que atuam na costa norte do Brasil. Janowiak et al. (2005) é um dos trabalhos que reforçam a importância deste sistema. Cavalcanti (1982) fez um estudo das características das LI que atuam na costa norte do Brasil. Nos meses de verão (DJF) e outono (MAM), as LI apresentam grande atividade convectiva às 18 UTC. Esta atividade convectiva certamente é a responsável pelo máximo de precipitação observado na costa neste horário (cor vermelha). Além

disso, as LI que se propagam para dentro do continente (LIP) podem estar conectadas com propagação do máximo de precipitação. Alcântara et al. (2011) constataram que as LI costeiras (LIC) ocorrem em maior número, cerca de 54% de todas as LI ocorridas entre os anos de 2000 e 2008. As linhas que se propagam até 400 km da costa somam 26% do total e as linhas que se propagam mais do que 400 km da costa contabilizam 20%.

Após a propagação de fase da costa até o interior do continente, entre 12-15 UTC, resta um discreto máximo local de precipitação entre Amazonas e Pará. Esse máximo se re-intensifica no período vespertino e ainda é possível observar a propagação de fase da Amazônia central até o oeste da Amazônia/América do Sul, embora menos claramente. Um exemplo desse tipo de propagação pode ser encontrada em Rickenbach (2004).

A propagação de fase no oceano próximo da costa entre o Maranhão e o Ceará é diferente da encontrada no oceano próximo ao Amapá. O máximo de precipitação entre 09-12 UTC, adjacente ao litoral, propaga-se em direção ao oceano (*offshore*), levando a máximos em 12-15, 15-18 e 18-21 UTC no sentido de SW a NE. A propagação de fase *offshore* é uma das características do regime costeiro oceânico de KW08, e a sua ocorrência no litoral entre o Maranhão e o Ceará está clara na Figura 5.8b. Essa região corresponde a propagação de fase da brisa terrestre encontrada com dados de vento em 1000 hPa por D. C. Souza (2013, comunicação pessoal).

O gradiente da fase (GRAD, h grau⁻¹) do CDP é utilizada para identificar os locais onde há propagação de fase (Figura 5.9). Entre dois locais próximos, GRAD representa a diferença do horário de máxima precipitação dividido pela distância entre os locais. Propagação de fase, portanto, significa valores de GRAD intermediários, ou seja, valores muito altos ou baixos de GRAD indicam que não há propagação de fase. Valores altos e baixos já foram excluídos da figura. A orientação do vetor indica o sentido de propagação. De maneira geral, existe uma ampla faixa próxima à costa com propagação de fase, além de áreas no oceano e áreas esparsas no interior do continente. Da costa norte continente adentro, há clara propagação de fase no sentido NE-SW. Também há propagação de fase em várias regiões do interior do continente (adjacentes às regiões de reintensificação). Conforme já observado na Figura 5.8b, existe propagação de fase no interior do continente, porém a magnitude dela é menor do que a

magnitude encontrada próximo da costa. No oceano, a propagação *offshore* pode ser notada próxima à costa (por exemplo, norte do Ceará e norte do Pará).

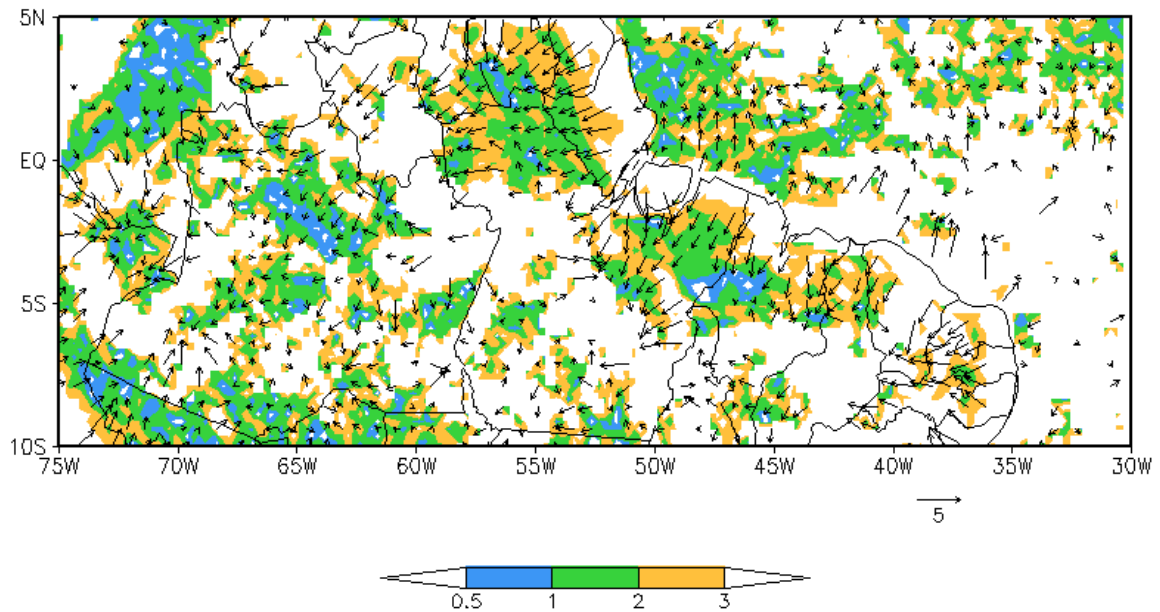


Figura 5.9 – Mapa de gradiente da fase (h.grau-1). O vetor indica a magnitude e a direção. As cores indicam a magnitude.

5.4 Identificação dos padrões do CDP

Para fins de discussão, três faixas específicas são escolhidas: faixas I, II e III na Figura 5.10. A faixa I é caracterizada por um ciclo diário não-uniforme (CV alto, maior que 80%), o primeiro harmônico domina explicando 80% da variância total, a fase apresenta um pico no fim da tarde (21 UTC) e é a única região onde as amplitudes são máximas. A faixa II possui um ciclo diário quase-uniforme (CV abaixo de 35%), está localizado em uma região onde o primeiro harmônico não domina, as amplitudes são baixas e existe a propagação de fase. Um máximo secundário no CDP pode aparecer nesta região, provocado justamente pela propagação de fase, e isso leva a um ciclo com menor variabilidade intradiária. As faixas I e II correspondem ao regime costeiro continental de KW08. Na faixa III, observa-se uma mudança no ciclo, o CV aumenta, o primeiro harmônico volta a ser importante, a amplitude tem um discreto aumento (em relação à amplitude da faixa II) e ocorre um pico de precipitação às entre 21 e 00 UTC. Trata-se da região onde pode ocorrer reintensificação da convecção, que conecta a propagação de fase da costa para a Amazônia central e serve de fonte para a propagação de fase da Amazônia central ao oeste da Amazônia. A região volta a ter um CV alto e

com dominância do primeiro harmônico, e possui um ciclo diário que corresponde ao regime continental de KW08.

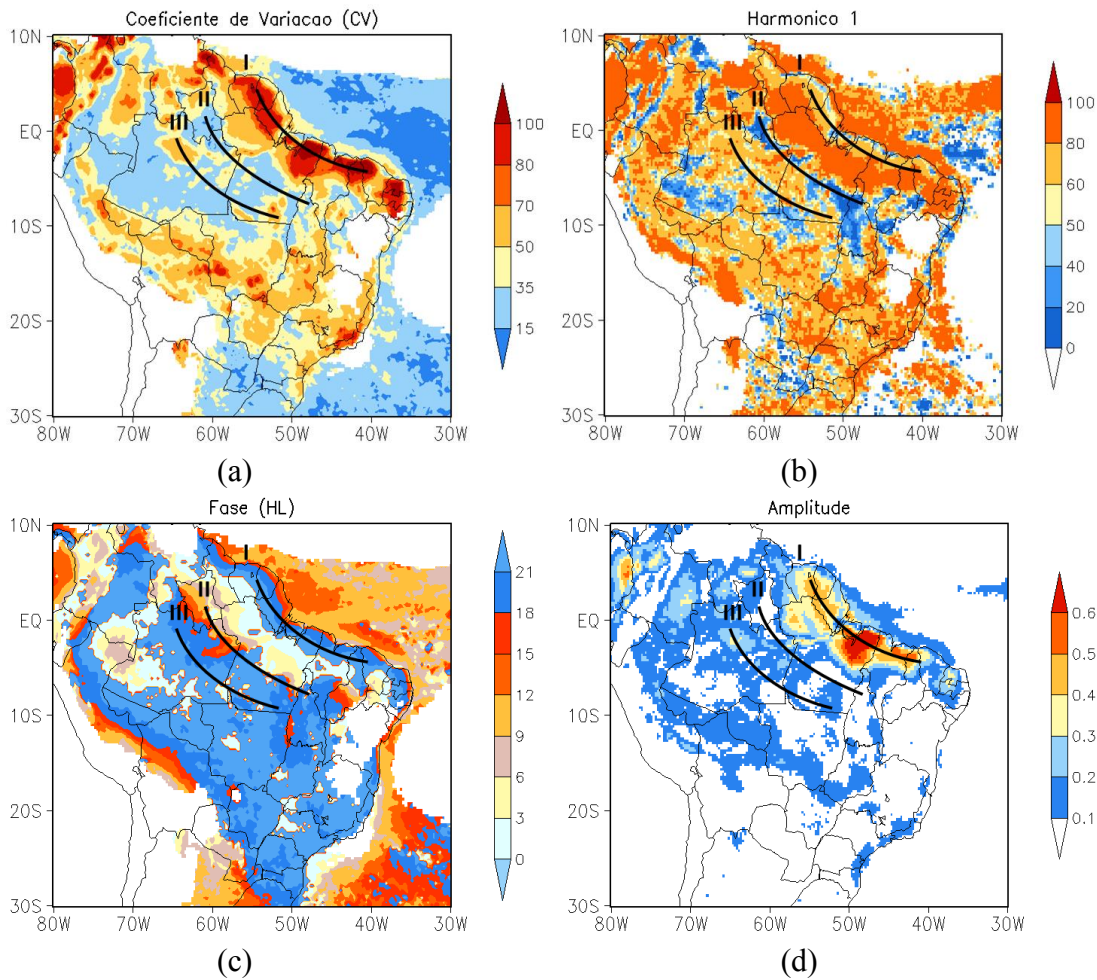


Figura 5.10 – (a) Coeficiente de variação, (b) variância explicada pelo primeiro harmônico, (c) fase e (d) amplitude relativas ao primeiro harmônico.

Para fins de ilustração, faz-se um corte transversal (mostrado na Figura 5.11a) para acompanhar a evolução do ciclo diário de precipitação comentado na Figura 5.10. A análise é feita de forma a acompanhar a mudança no ciclo desde o oceano até o interior do continente, passando pelas faixas I, II e III. O primeiro corte se inicia no oceano, atravessa a costa passando pelo Amapá, norte do Pará e chega ao oeste da Amazônia. A direção do corte segue aproximadamente o sentido de propagação dos sistemas convectivos na região, que é zonal, de leste para oeste (MACHADO et al., 1998).

O ponto A da Figura 5.11b está no oceano, possui um ciclo diário bastante uniforme ($CV = 18\%$), pequena amplitude e máximo de manhã. O ponto B também se encontra no oceano, porém mais próximo do continente e apresenta um ciclo quase-uniforme (CV

=24%) com amplitude pouco maior. De A para B, o aumento de amplitude pode estar associada à atuação de brisa terrestre. O ponto C encontra-se no lado continental do litoral, próximo à interface entre terra e mar. O ciclo apresenta um pico intenso à tarde devido ao aquecimento diurno, o que é característico de regiões continentais, mas conserva um máximo secundário pela manhã, característico de regiões oceânicas; além disso, de 00 a 06 UTC, o ciclo é muito semelhante ao dos pontos oceânicos A e B. Logo, o ponto C reflete uma transição continente-oceano onde o ciclo possui características das duas superfícies. O ciclo ainda permanece quase-uniforme. O ponto D é um ponto mais continente adentro caracterizado por um máximo intenso à tarde. Este ponto pertence à faixa I discutida anteriormente (Figura 5.10), com altos valores de *CV*. As características oceânicas desaparecem ao se passar do ponto C para o D. Por exemplo, o valor de precipitação em 03 UTC comum aos pontos A, B e C torna-se substancialmente maior no ponto D, e há diminuição abrupta da precipitação no período da manhã (quase chega à zero às 12 UTC). Do ponto C para D, a fase se propaga de 18 a 21 UTC e não há decaimento da amplitude do máximo.

A Figura 5.11c é a continuação do corte, partindo do último ponto da Figura 5.11b. Os pontos selecionados saem de uma região com o ciclo diário não-uniforme para uma região com o ciclo diário quase-uniforme. Os pontos A, B e C representam a faixa I e o ponto D representa a faixa II, discutidas anteriormente. Observa-se nitidamente a propagação de fase do ponto A até o D, bem como o decaimento do máximo. O máximo na curva A ocorre aproximadamente em 21 UTC, na curva B às 03 UTC, na curva C às 06 UTC e na curva D às 09 UTC. Como neste período não há aquecimento solar, o máximo diminui ao longo da propagação. Outra característica é o aumento do mínimo das curvas seguindo continente adentro: em A, o mínimo é quase-nulo; em B, C e D, o mínimo aumenta progressivamente até cerca de 0,3 mm/h. Uma explicação é que, a partir de 15 UTC, pelo maior aquecimento diurno e devido à propagação de fase, os valores mínimos de precipitação aumentam em horários sucessivos. O ponto D apresenta dois máximos, um às 21 UTC (devido ao aquecimento diurno) e outro às 09 UTC (devido à propagação de fase); os dois máximos não são pronunciados e o ciclo diário é quase-uniforme, similar ao ciclo diário característico de regiões oceânicas (mostrados na Figura 5.11a). A presença de dois máximos é coerente com o fato do ponto D pertencer à faixa II, onde o primeiro harmônico não domina.

Na Figura 5.11d, a continuação do corte passa por uma região onde o *CV* volta a aumentar (Figura 5.10, faixa III). O ponto A é o último ponto da Figura 5.11c. O ciclo diário no ponto B é muito similar ao ciclo observado no ponto A, e pode-se notar a propagação de fase de 09 para 12 UTC, embora os máximos não sejam pronunciados. Do ponto B para o C, o máximo da propagação de fase não pode ser mais discernido e ocorre um aumento do máximo às 21 UTC. Trata-se da faixa onde pode ocorrer a re-intensificação da convecção (faixa III), onde o *CV* aumenta e o ciclo é caracterizado como não-uniforme. No ponto D, o ciclo diário torna-se uniforme (*CV* baixo) e atinge uma região onde o primeiro harmônico não domina. O ciclo tem dois máximos, um à tarde e outro de manhã. Não é clara a propagação de fase de C para D.

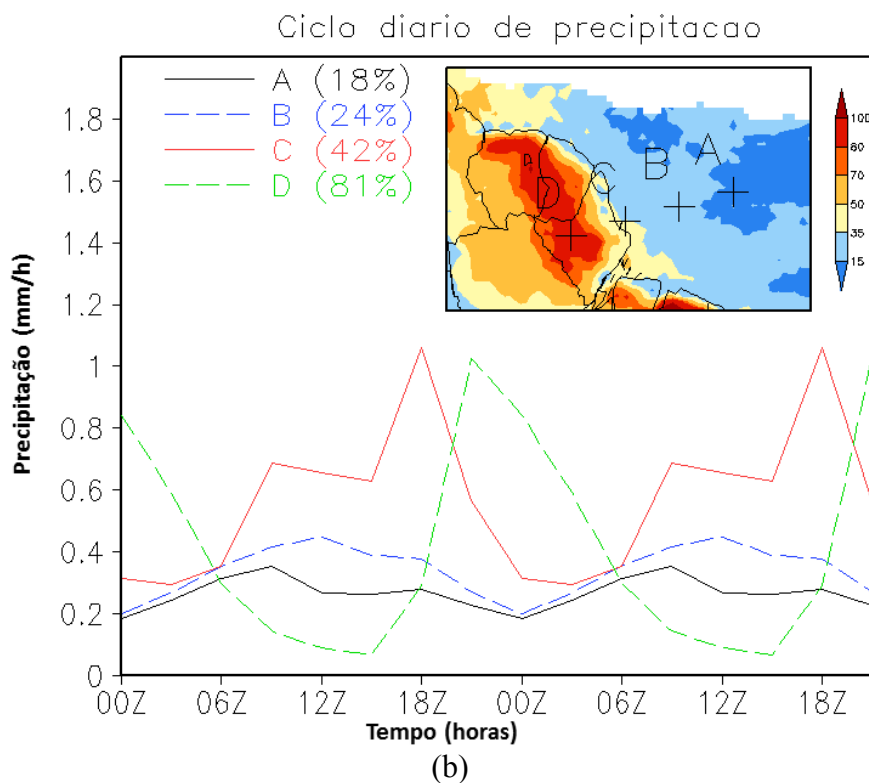
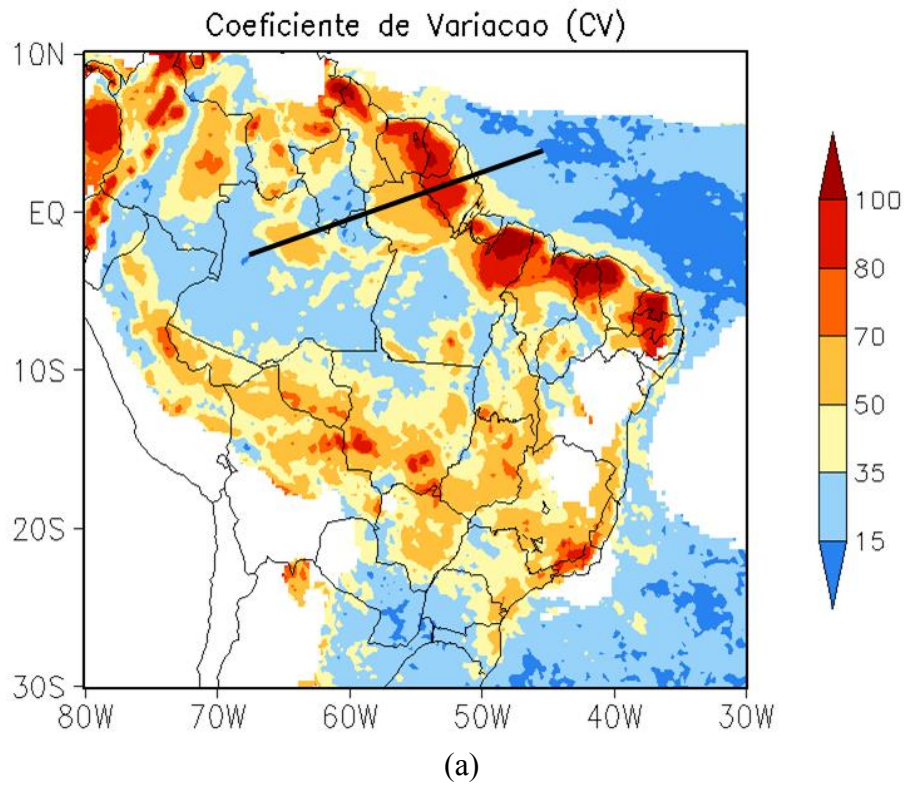


Figura 5.11 – Transição do ciclo diário de precipitação a partir da região do Pará. O painel (a) mostra o mapa de CV com a localização do corte transversal. Os painéis (b), (c) e (d) possuem o CDP de cada um dos pontos indicados no quadro menor do canto superior esquerdo. (continua)

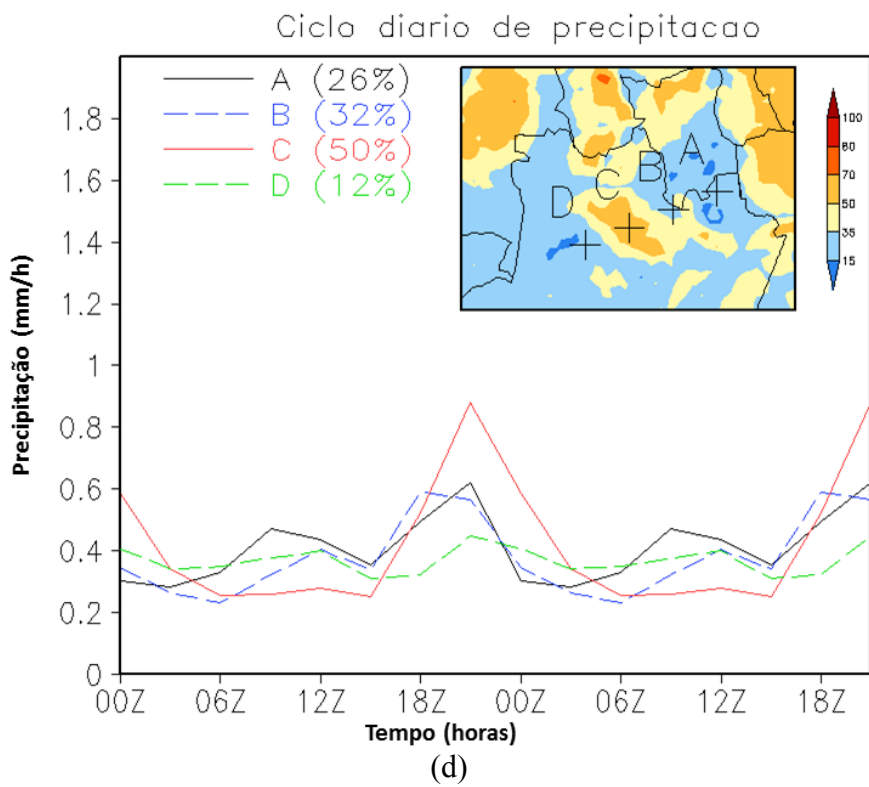
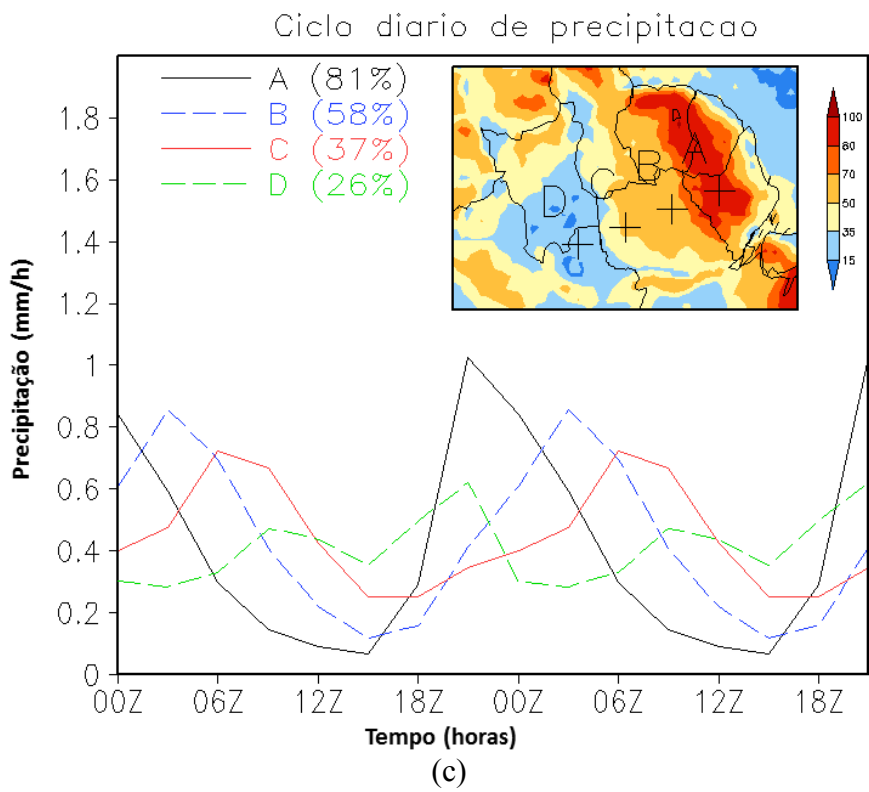


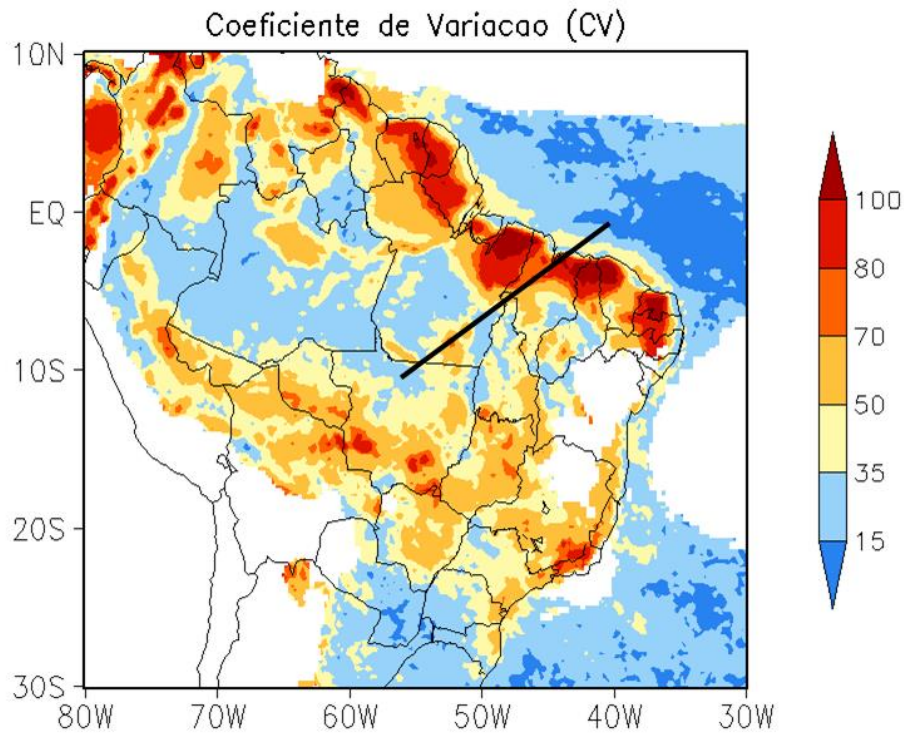
Figura 5.11 – conclusão.

A Figura 5.12 mostra um padrão muito similar ao analisado na Figura 5.11, porém agora o corte transversal é feito desde o oceano, cruzando a costa do Maranhão, passando pelo sudeste do Pará e finalizando no norte do Mato Grosso. Trata-se de um corte quase perpendicular à costa norte do Brasil.

Na Figura 5.12a, do ponto oceânico A ao C, ou seja, aproximando-se do continente, o ciclo passa de um ciclo uniforme para um quase-uniforme e o máximo às 12 UTC torna-se mais pronunciado, provavelmente devido à ação da brisa terrestre. Trata-se de um comportamento semelhante ao encontrado na Figura 5.11a. O ponto D ilustra o regime costeiro de transição. Em relação ao ponto C, a principal diferença do ciclo em D é a ocorrência de um máximo relativo às 21 UTC, que é uma característica do ciclo continental. Isso leva a um ciclo de menor variabilidade intradiária e, conseqüentemente, reduz o valor de *CV* no ponto D.

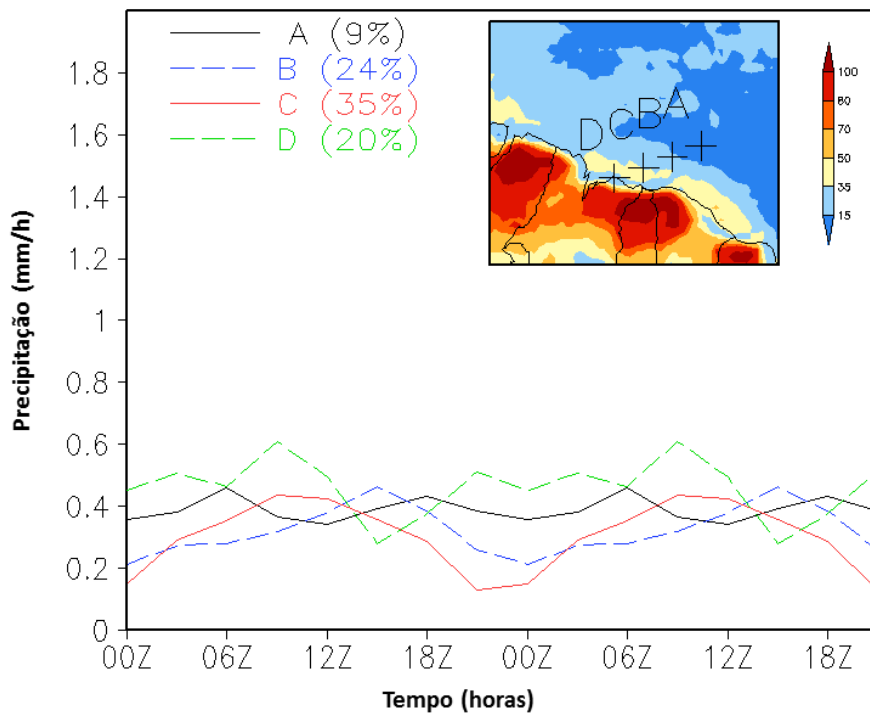
O próximo painel (Figura 5.12c) mostra a transição do ponto oceânico (A) para pontos no interior do continente (B, C e D). O ponto B pertence à faixa I e possui grande variabilidade intradiária com um máximo proeminente à tarde e mínimo próximo de zero de manhã. De A para B, o *CV* aumenta abruptamente e características oceânicas como o máximo na madrugada/manhã desaparecem. De B para D, há decréscimo na variabilidade intradiária. É possível observar a propagação de fase dos pontos B, C e D. Conforme se caminha para o interior do continente, ocorre mudança do horário de máxima precipitação: em B o máximo é às 00 UTC; em C, às 03 UTC; e, em D, entre 06 e 09 UTC. O ponto D pertence à faixa II, onde o primeiro harmônico não domina; os pontos B e C, à faixa I, onde o primeiro harmônico domina. De forma semelhante ao encontrado na Figura 5.10c, o mínimo de precipitação aumenta continente adentro, especialmente ao se passar os pontos da faixa I (B e C) para a II (D).

O último painel (Figura 5.12d) passa pela segunda região de máximos no *CV*. O ponto B pertence à faixa III e se encontra, portanto, na região de reintensificação, onde ocorre um máximo pronunciado às 18 UTC e o *CV* aumenta. De B para D, é possível observar a transição do ciclo não-uniforme para o uniforme. A propagação de fase é discreta entre B e C, e não pode ser identificada entre C e D. O decaimento da amplitude de B para C é muito abrupta.



(a)

Ciclo diário de precipitacao



(b)

Figura 5.12 – Transição do ciclo diário de precipitação a partir da região de Alcântara. O painel (a) mostra o mapa de CV com a localização do corte transversal. Os painéis (b), (c) e (d) possuem o CDP de cada um dos pontos indicados no quadro menor do canto superior esquerdo. (continua)

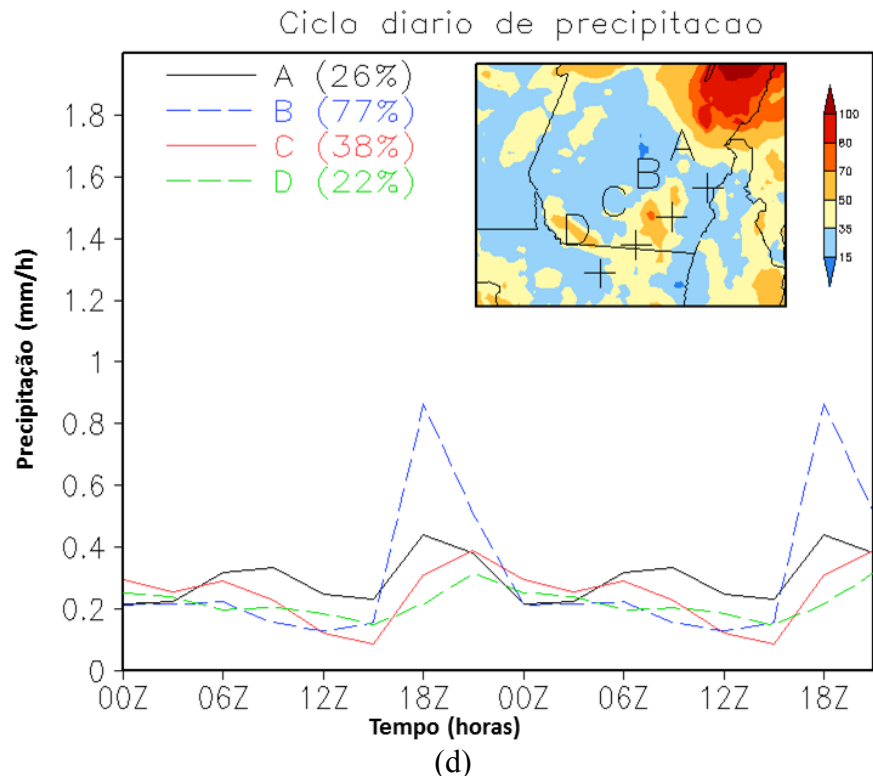
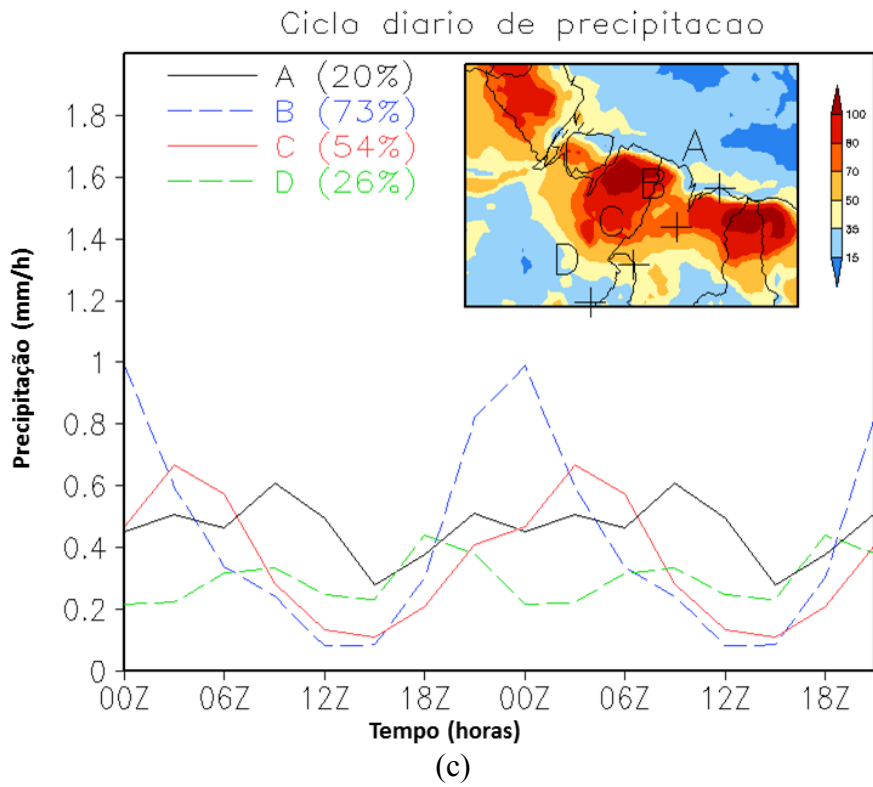


Figura 5.12 – conclusão

Por meio dos cortes transversais, é possível acompanhar a transição do ciclo diário desde o oceano até o interior do continente. Os resultados obtidos permitem agrupar os CDP nos seguintes padrões:

- no oceano, encontra-se um ciclo uniforme [regime oceânico igual ao de KW08, correspondente ao regime sob o ponto A da Figura 5.3];
- em direção ao continente, mas ainda no oceano próximo do litoral, o ciclo torna-se quase-uniforme pelo surgimento de um máximo durante a manhã provavelmente associado ao efeito da brisa terrestre no oceano, e pode ocorrer propagação de fase do litoral para o interior do oceano (*offshore*) [regime costeiro oceânico igual ao de KW08, que corresponde ao regime sob o ponto B da Figura 5.3];
- no litoral, ocorre a transição entre o costeiro oceânico e o costeiro continental: o ciclo é uniforme caracterizado por dois máximos – um no final da tarde (característica continental) e outro durante a manhã (característica oceânica) – e o *CV* pode apresentar valores menores que o do regime costeiro oceânico (mínimo de *CV* no litoral) [regime costeiro de transição, que estaria dentro do regime costeiro continental de KW08, sob ponto C da Figura 5.3, mas, no entanto, não possui suas características – se trata de um novo regime];
- na costa continental, o ciclo é não-uniforme caracterizado por *CV* alto, com precipitação concentrada em torno de 21 UTC [regime costeiro continental, que representa melhor o regime encontrado por KW08 sob o ponto C da Figura 5.3];
- da costa para o interior do continente, inicialmente, há redução do *CV*, tornando o ciclo quase-uniforme; isso decorre da propagação de fase a partir da costa, podendo levar a dois máximos no ciclo (um às 21 UTC e outro de madrugada devido à propagação de fase) [regime continental quase-uniforme, com propagação de fase, que também corresponderia ao regime sob ponto C da Figura 5.3];
- seguindo continente adentro, o *CV* volta a aumentar na região onde pode ocorrer reintensificação no final da tarde sendo que o máximo pode ou não estar associado à propagação de fase [regime continental, que corresponderia ao ponto D da Figura 5.3];
- a partir da região de reintensificação, o *CV* volta a diminuir podendo ou não apresentar propagação de fase; embora haja máximo às 21 UTC, há também

muita precipitação noturna/matinal, o que contribui para reduzir *CV* [regime continental muito parecido com o quase-uniforme, que corresponderia ao ponto D da Figura 5.3].

De acordo com a descrição acima, observa-se que os regimes propostos por KW08 não são suficientes para caracterizar os CDP do NB. Propõe-se, então, a definição de novas categorias para os regimes do CDP, tratado na próxima seção.

5.5 Definição dos regimes do CDP

Os padrões observados na seção anterior indicam a existência de diferenças substanciais tanto nos regimes oceânicos quanto nos regimes continentais. Um exemplo expressivo é no continente, onde existe uma clara diferença de variabilidade intradiária em regiões como a Amazônia que pertencem ao regime continental proposto por KW08. Poder-se-ia esperar que no interior da Amazônia, por sua grande extensão e uniformidade das características de superfície (planície coberta por florestas), houvesse um regime continental “puro”, com um CDP idealizado, representado pela média e pelo primeiro harmônico somente, e com mínimo nulo às 06 HL; esse CDP teria um *CV* de ~70%, exatamente como propôs KW08. Esse regime idealizado se aproxima do encontrado nas regiões de reintensificação (faixa III); no entanto, na maior parte do interior da Amazônia, o ciclo é quase-uniforme, ou seja, a variabilidade intradiária é claramente menor que a do regime continental “puro” (idealizado). Isso decorre de dois fatores: menor intensidade do máximo no final da tarde e expressiva precipitação noturna/matinal (as razões desse comportamento são analisadas posteriormente). Logo, considerar o interior da Amazônia sob um único regime (o regime continental), não parece ser adequado. Este exemplo reforça a necessidade da definição de novos regimes que expliquem melhor as diferenças encontradas.

Para mostrar a real abrangência de cada padrão encontrado na seção anterior, são definidos oito regimes do CDP. A Figura 5.13 mostra a área de atuação de cada regime, identificados pela numeração de um a oito e separados de acordo com suas características. As linhas tracejadas indicam a distância de 2° e 7° em relação à costa. Regiões acima de 500 metros são desconsideradas, bem como rios e lagos. O ciclo

diário de precipitação médio é obtido para cada regime e encontra-se na Figura 5.14. A explicação detalhada de cada regime é feita a seguir:

- 1) **Regime oceânico:** se localiza no interior no oceano, a uma distância maior de 2° em relação à costa, possui ciclo uniforme, baixa amplitude, máximo de manhã (09 UTC), mínimo à noite (00 UTC) e não possui propagação de fase.
- 2) **Regime costeiro oceânico:** se localiza no oceano a menos de 2° de distância em relação à costa, possui ciclo quase-uniforme, amplitude intermediária, máximo de manhã (12 UTC) associado ao efeito da brisa terrestre, mínimo à noite (21-00 UTC), com possível propagação de fase *offshore*.
- 3) **Regime costeiro de transição:** se localiza no continente a menos de 2° de distância em relação à costa, é caracterizado a transição entre o regime costeiro oceânico para o próximo regime (o costeiro continental), possui ciclo uniforme, 2 máximos (um no final da tarde devido a característica continental, e outro durante a manhã devido a característica oceânica), mínimo expressivo à noite (00 UTC), sem propagação de fase.
- 4) **Regime costeiro continental – Tipo I:** se localiza no continente a menos de 2° de distância em relação à costa, ciclo não-uniforme com *CV* alto, amplitude alta, máximo no fim da tarde (21 UTC), mínimo de manhã (12 UTC), sem propagação de fase.
- 5) **Regime costeiro continental – Tipo II:** se localiza no continente entre 2° e 7° de distância em relação à costa, ciclo não-uniforme com redução de *CV*, amplitude menor, máximo às 00 UTC causado pela propagação de fase.
- 6) **Regime continental quase-uniforme:** se localiza no continente a mais de 7° de distância em relação à costa, ciclo quase-uniforme, *CV* baixo, dois máximos no ciclo (um às 21 UTC devido ao aquecimento diurno e outro de madrugada/manhã entre 00 e 09 UTC devido à propagação de fase).

7) **Regime continental – Tipo I:** se localiza no continente a mais de 7° de distância em relação à costa, ciclo quase-uniforme, *CV* em elevação, máximo à tarde relacionado ao aquecimento diurno, **sem** propagação de fase.

8) **Regime continental – Tipo II:** se localiza no continente a mais de 7° de distância em relação à costa, ciclo quase uniforme, *CV* em elevação, máximo à tarde relacionado ao aquecimento diurno, **com** propagação de fase.

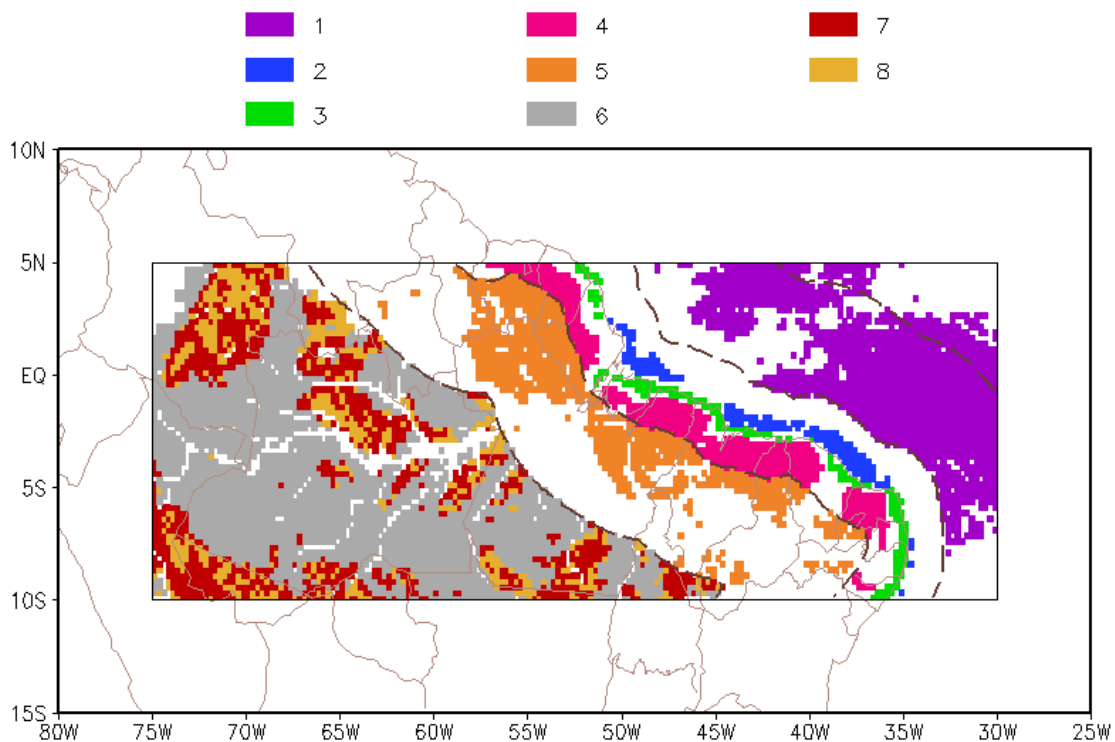
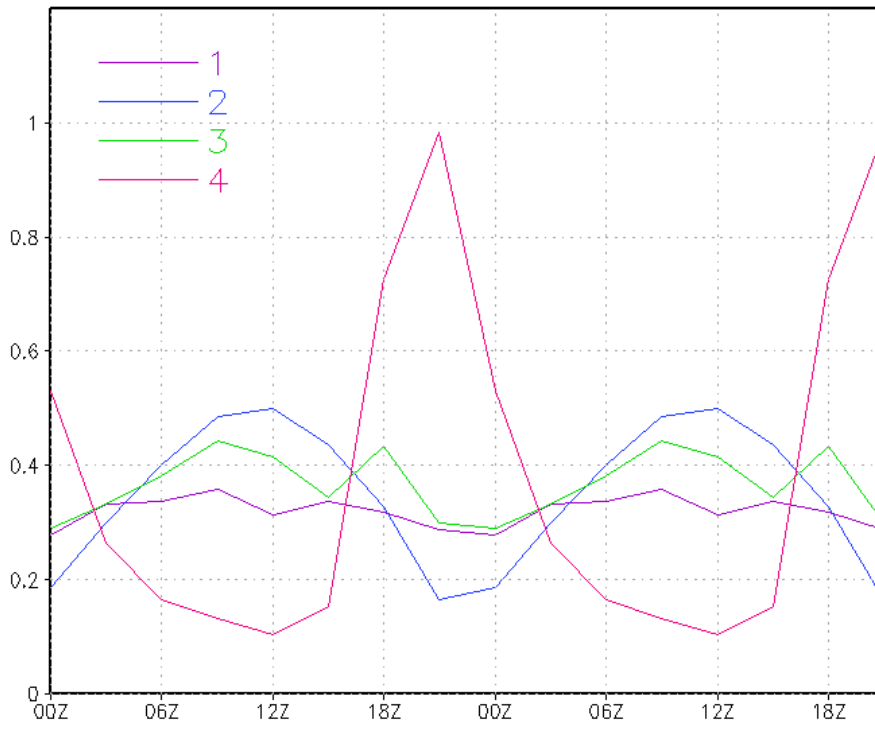
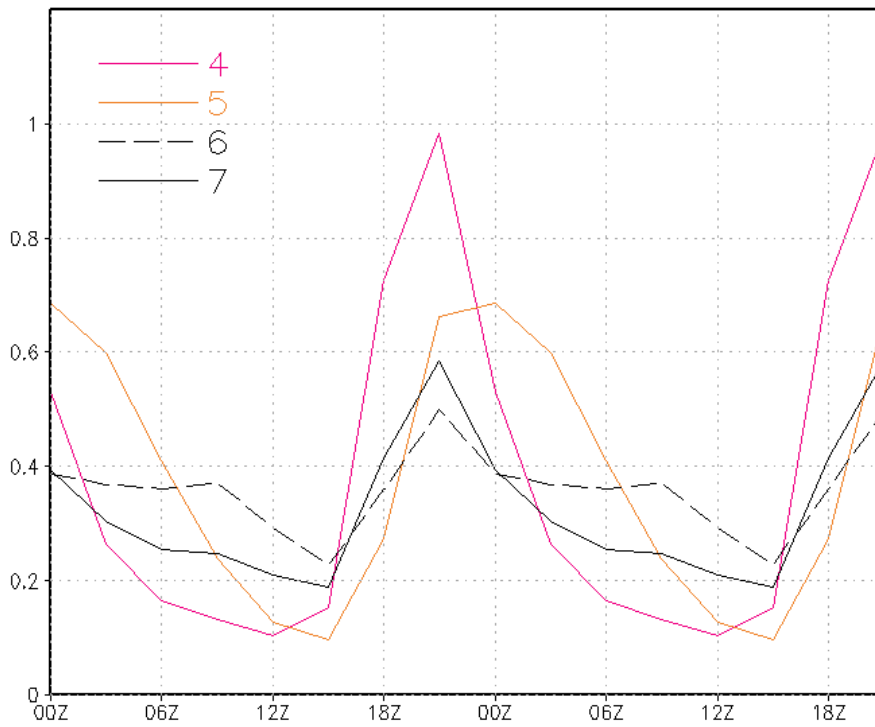


Figura 5.13 – Regimes do CDP no NB. As linhas tracejadas indicam a distância de 2° e 7° em relação à costa. Regiões acima de 500 m de altura foram desconsiderados. Também foram desconsiderados rios e lagos.



(a)



(b)

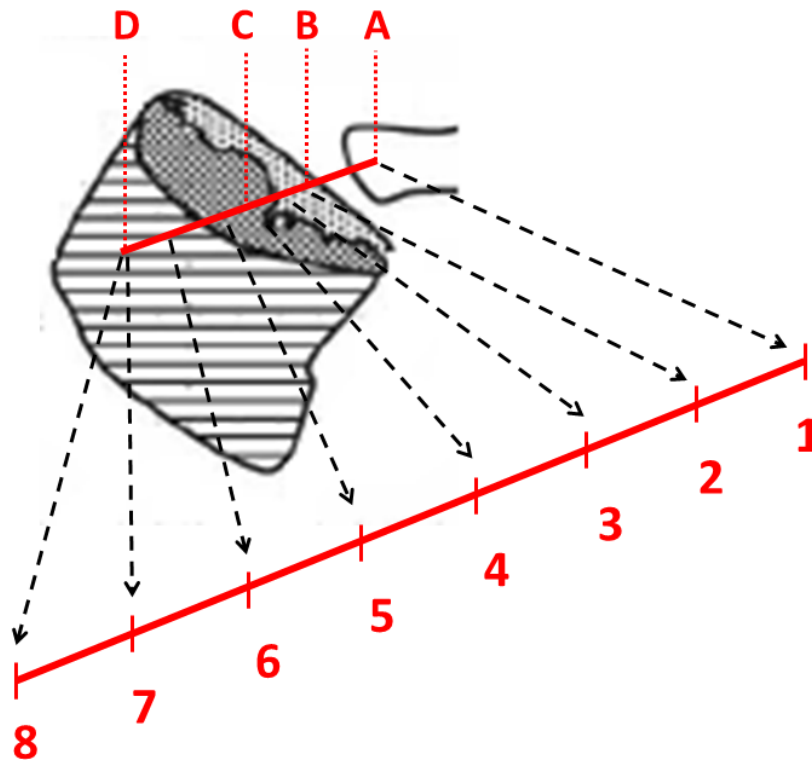
Figura 5.14 – Ciclo diário de precipitação médio referente a cada regime.

A Tabela 5.1 sumariza as informações (detalhadas acima) referente aos oito regimes de CDP propostos e, de uma forma esquemática, a Figura 5.15 ilustra as diferenças em relação aos regimes propostos por KW08, que são as seguintes:

- Inclusão de um novo regime, o costeiro de transição (regime 3 da Figura 5.15);
- A divisão do regime costeiro continental (região C da Figura 5.15) em dois: o regime costeiro próximo à costa que doravante é chamado **regime costeiro continental – Tipo I** (regime 4 da Figura 5.15) e o continental com propagação de fase doravante é chamado **regime costeiro continental – Tipo II** (regime 5 da Figura 5.15);
- A divisão do regime continental em três: o regime continental com redução de *CV* que doravante é chamado **regime continental quase-uniforme** (regime 6 da Figura 5.15) e o regime continental com *CV* alto devido à possível reintensificação, subdividido em dois, que doravante é chamado de **regime continental – Tipo I** (regime 7 da Figura 5.15), quando não existe a propagação de fase e **regime continental – Tipo II** (regime 8 da Figura 5.15), quando existe a propagação de fase.

Tabela 5.2 – Regimes do CDP no NB.

#	Regime	Superfície	Distância em relação à costa (°)	CV (%)	GRAD (h.grau ⁻¹)
1	Oceânico	Oceano	> 2	≤ 15	-
2	Costeiro oceânico	Oceano	≤ 2	≥ 35	-
3	Costeiro de transição	Continente	≤ 2	≤ 35	-
4	Costeiro continental – Tipo I	Continente	≤ 2	≥ 70	-
5	Costeiro continental – Tipo II	Continente	> 2 e ≤ 7	≥ 50	> 1 e < 4
6	Continental quase-uniforme	Continente	> 7	< 35	-
7	Continental – Tipo I	Continente	> 7	≥ 35	≤ 1 ou ≥ 4
8	Continental – Tipo II	Continente	> 7	≥ 35	> 1 e < 4



Regimes

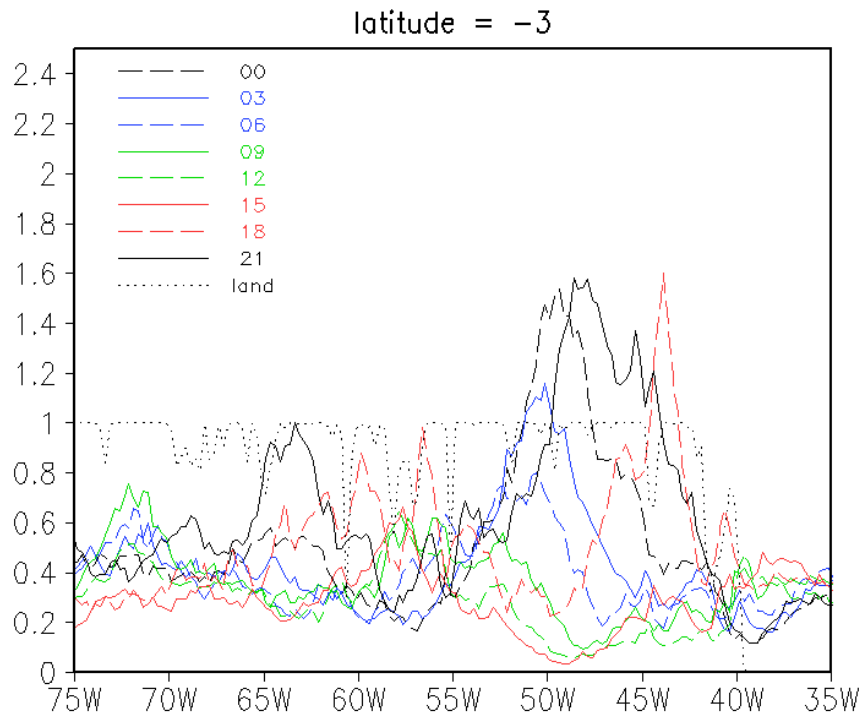
- 1 – oceânico
- 2 – costeiro oceânico
- 3 – costeiro de transição
- 4 – costeiro continental – Tipo I
- 5 – costeiro continental – Tipo II
- 6 – continental quase-uniforme
- 7 – continental – Tipo I
- 8 – continental – Tipo II

Figura 5.15 – Diagrama esquemático dos regimes de CDP no NB e na Amazônia e suas diferenças em relação ao regime proposto por KW08. As letras de A até D indicam os regimes de CDP propostos por KW08. Os números de 1 a 8 indicam esquematicamente a localização dos novos regimes.

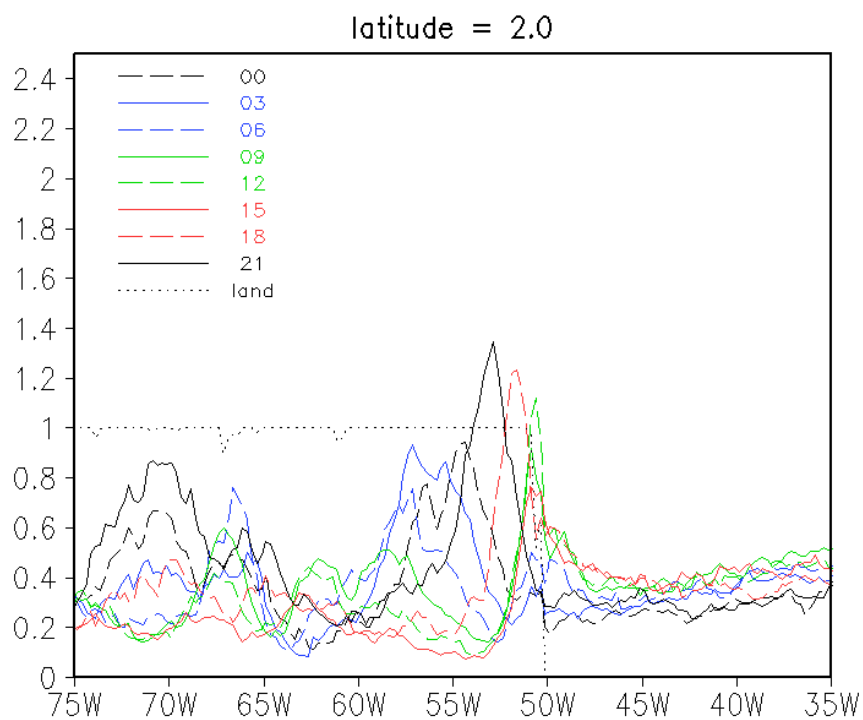
Cabe mencionar que existem diferenças nos algoritmos do TRMM sobre localidades oceânicas e continentais (TURK et al, 2008; SAPIANO; ARKIN, 2009). Por isso, pode haver incertezas quanto ao regime 3 devido à sua localização na interface entre oceano-contidente. Assim, a existência e as características deste regime merecem ser confirmados por meio de outro(s) conjunto(s) de dados.

Para ilustrar adicionalmente a localização espacial dos diversos regimes de ciclo diário, são mostrados na Figura 5.16 cortes latitudinais que mostram a transição do ciclo diário de precipitação entre oceano e continente. Analisando o corte na latitude de 3°S (Figura 5.16a), a transição entre continente e oceano ocorre aproximadamente em 40°W. O ciclo entre 35°W e 40°W é bastante uniforme, pois se trata de um regime oceânico (regime 1, Figura 5.13 e 5.12). Porém, conforme se aproxima do continente, as curvas tornam-se mais afastadas, i.e., os máximos e os mínimos ficam mais pronunciados e, então, o ciclo se torna menos uniforme. O aumento da variabilidade diária no oceano próximo à costa é uma importante característica do regime costeiro oceânico (regime 2, Figura 5.13 e 5.12) e pode ser causada pela atuação da brisa terrestre.

O regime costeiro de transição (regime 3, Figura 5.13 e 5.14) acontece entre 40°W e 43°W, onde a variabilidade ainda permanece é pequena. Entre 43°W até 50°W, é possível observar a grande variabilidade intradiária presente na costa referente ao regime costeiro continental – Tipo I (regime 4, Figura 5.13 e 5.14). A variabilidade continua grande no interior do continente à partir de 50°W, porém a amplitude passa a diminuir e é possível acompanhar o início de uma propagação de fase para o interior do continente, partindo de 21 UTC, para 00 UTC até 03 UTC. Estas características podem estar associadas ao regime continental – Tipo II (regime 5, Figura 5.13 e 5.14). Muito próximo de 55°W, acontece a precipitação noturna em uma região de pouca variabilidade. Esta região pode estar associada ao regime continental quase-uniforme (regime 6, Figura 5.13 e 5.14).



(a)



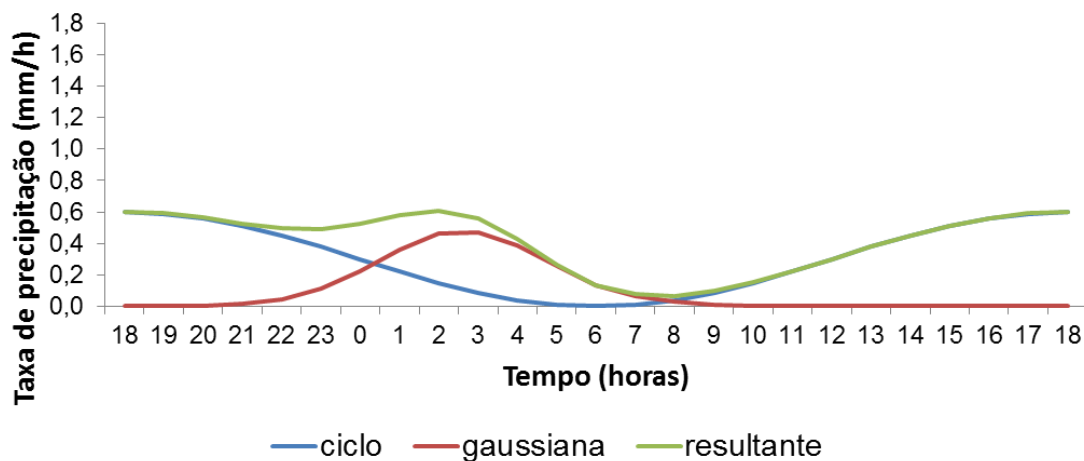
(b)

Figura 5.16 – Variação longitudinal do ciclo diário de precipitação na latitude (a) 3°S e (b) 2° N. Se curva preta pontilhada for “um” trata-se de região continental e se for “zero” trata-se de uma região oceânica.

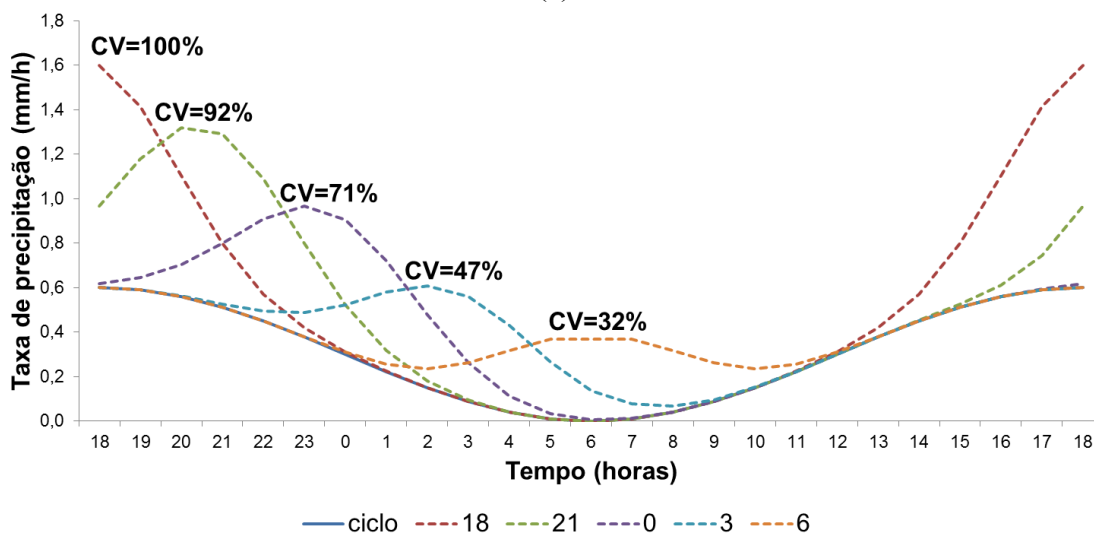
Na latitude de 2°N (Figura 5.16b), a transição entre oceano e continente ocorre em 50°W. Observa-se o regime oceânico (regime 1, Figura 5.13 e 5.14) entre 35°W e

45°W, onde se verifica um exíguo máximo de manhã (09 UTC, curva verde). Próximo a 50°W se identifica o regime costeiro oceânico (regime 2, Figura 5.13 e 5.14) que apresenta o aumento da variabilidade diária (aumento da amplitude) e uma propagação de fase muito estreita no sentido *offshore* a partir das 12 UTC (curva verde pontilhada), 15 UTC (vermelha contínua) até 18 UTC (vermelha pontilhada), indicando a existência de sistemas do litoral que se propagam oceano adentro. Outra característica importante deste regime é o mínimo noturno bem configurado às 00 UTC. Por outro lado, verifica-se um ciclo não-uniforme na costa caracterizando o regime continental – Tipo I (regime 4, Figura 5.13 e 5.14). Em seguida, se observa o regime continental – Tipo II que apresenta um máximo noturno às 00 UTC, a configuração da propagação de fase (de 00 UTC através da curva preta pontilhada, para 03 UTC através da curva azul contínua até às 06 UTC através da curva azul pontilhada) e redução de *CV*. É nítida a redução de *CV* entre 60°W e 65°W, uma característica do regime continental quase-uniforme (regime 6, Figura 5.13 e 5.14). O máximo no início da manhã (09 UTC) como continuação da propagação de fase é visto e também um máximo secundário às 21 UTC relacionado ao aquecimento diurno. O regime continental – Tipo I pode estar relacionado com a elevação de *CV* em 65°W e o máximo aumentando à noite (21 UTC).

Foi testada a hipótese de que a soma de funções oscilatórias construídas teoricamente podem explicar os principais efeitos da propagação de fase no ciclo diário de precipitação continental, como a redução da variabilidade intradiária medida pelo *CV* e o aumento do mínimo de precipitação (regime continental – Tipo II). De fato, esta hipótese foi comprovada e pode ser observada por meio da idealização mostrada na Figura 5.17. Considera-se que o ciclo observado neste regime (curva verde da Figura 5.17a) é o resultado da soma de duas funções: função cosseno (curva azul na Figura 5.17a) que representa o ciclo diário de precipitação característico de uma região continental, com máximo à tarde devido ao aquecimento e mínimo 12 horas depois, e uma função gaussiana que representa a precipitação adicional devido à propagação de fase. A Figura 5.17a ilustra uma gaussiana cujo ponto de máximo se localiza às 03 da madrugada (curva vermelha). É consistente considerar que o ciclo diário resultante (curva verde) é a soma da função cosseno com a função gaussiana, porque o ciclo representa a contribuição da região continental adicionado com a chuva que chegou a esta região na forma de “propagação”.



(a)



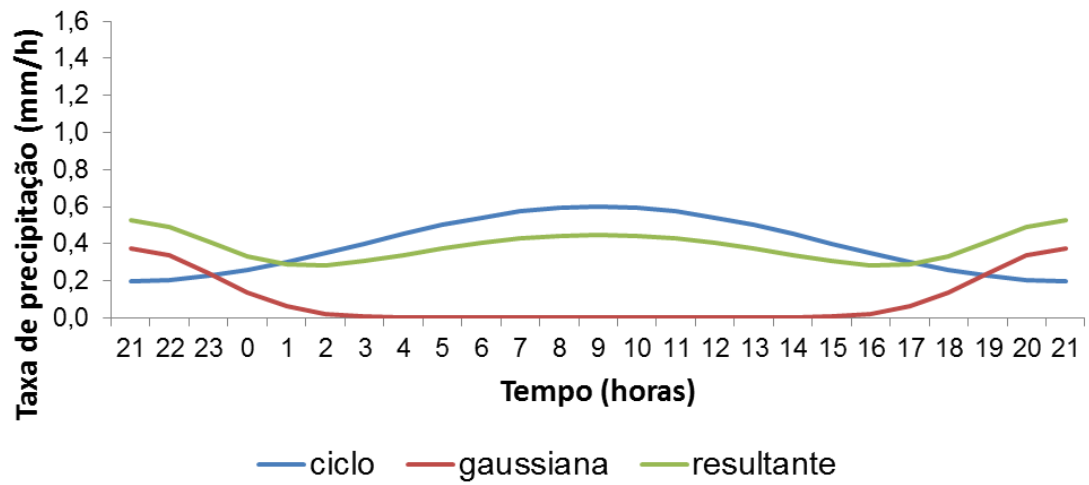
(b)

Figura 5.17 – (a) Soma de funções para representar o ciclo diário de precipitação de regiões continentais e (b) representação teórica para a propagação de fase no ciclo diário de precipitação partindo da costa para o interior do continente.

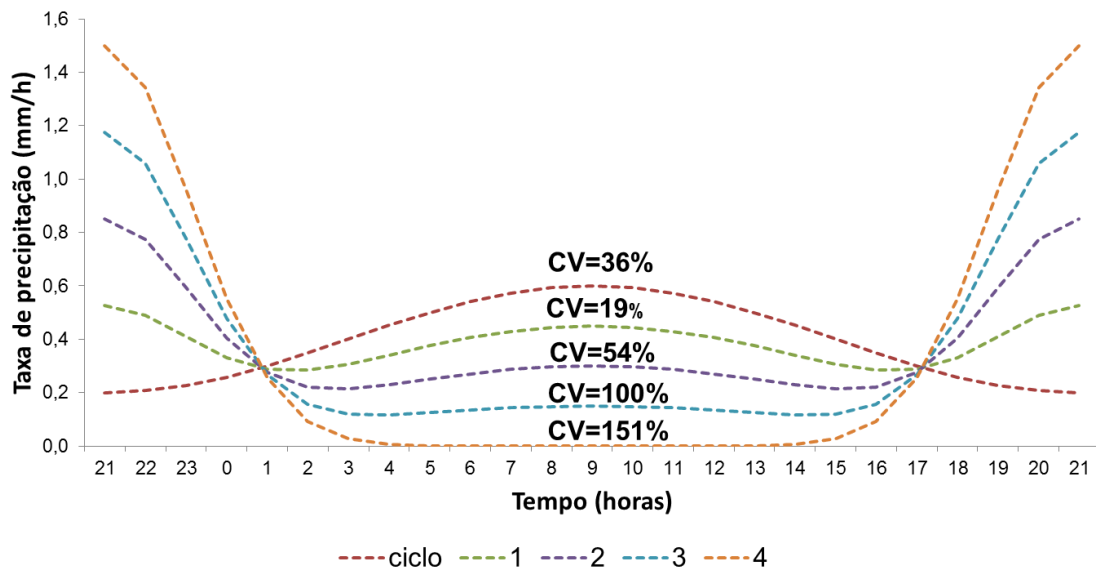
Considera-se que a gaussiana centrada às 18 HL possui amplitude máxima. Nesse horário, portanto, ocorre coincidência dos máximos da gaussiana e do cosseno, e o ciclo resultante se assemelha ao encontrado próximo à costa continental (regime costeiro continental – Tipo I). O valor de CV é coerente com o observado (100%). A propagação de fase a partir da costa é representada por gaussianas centradas em horários subsequentes (21, 00, 03 e 06 HL) e com amplitude diminuindo com o tempo. O padrão é muito semelhante ao observado na Figura 5.15 referente à transição dos regimes. Com a propagação de fase, um ciclo bimodal pode ocorrer (por exemplo, às 03 e 06 HL), e o CV diminui de 100% (ciclo não-uniforme) a aproximadamente 30% (ciclo quase-

uniforme). O mínimo também aumenta a partir de 03 HL; por exemplo, às 06 HL, o valor mínimo pouco difere do máximo e se assemelha ao ciclo encontrado na faixa III.

A existência de um regime costeiro de transição com mínimo de *CV* (regime 3, Figura 5.13 e 5.14) pode ser entendida por meio da representação idealizada mostrada Figura 5.18. O ciclo costeiro oceânico é representado por uma função cosseno (nomeada ciclo, curva azul na Figura 5.18a) com máximo no período da manhã (devido à brisa terrestre) e mínimo à tarde. Uma gaussiana centrada em 21 HL (curva vermelha na Figura 5.18a) representa o ciclo regime costeiro continental – Tipo I. Quando as duas funções são somadas, a função resultante fica muito semelhante ao ciclo observado no regime 3 da Figura 5.13 e 5.14 – há dois máximos, um no início da noite (característica continental) e outro de manhã (característica oceânica). Considerando que a transição entre os regimes 2 e 4 (costeiro oceânico e costeiro continental – Tipo1, respectivamente) pode ser representada como a média ponderada da gaussiana e do cosseno, os ciclos resultantes estão mostrados na Figura 5.18b. A curva “ciclo” representa o regime 2 e a curva 4, o regime 4. As curvas de 1 a 3 representam a transição do oceano ao continente. Em relação ao *CV*, a transição não é monotônica; há um mínimo de 19% (curva 2) e, então, um abrupto aumento até 151% (curva 4). Logo, o mínimo de *CV* no litoral pode ocorrer devido à superposição de um ainda incipiente máximo no início da noite, que é a contribuição continental, sobre um ciclo ainda predominantemente oceânico.



(a)



(b)

Figura 5.18 – (a) Soma de funções para representar o ciclo diário de precipitação de regiões oceânicas e (b) representação teórica para o *CV* mínimo encontrado na costa.

6. RESULTADOS: PARTE II

6.1 Seleção dos sistemas convectivos

Uma família de SC pode se iniciar de cinco formas diferentes segundo dados do ForTraCC. Uma família de sistemas pode nascer espontaneamente (sistema novo), pode nascer a partir de uma separação (*split*) de sistemas, de uma fusão (*merge*) de sistemas, do critério de continuidade e ainda existe o caso em que a família nasce a partir de uma imagem que foi criada virtualmente. O critério de continuidade quer dizer que o sistema se manteve entre uma imagem e outra sem sofrer nem separação e nem fusão. A família se origina a partir de imagem virtual quando não há imagem de satélite disponível ou quando é o primeiro dia daquela família. A Figura 6.1 mostra que o tipo de início mais importante é por sistemas novos ($\approx 60\%$). O segundo tipo mais importante é quando os sistemas se iniciam por uma separação ($\approx 30\%$).

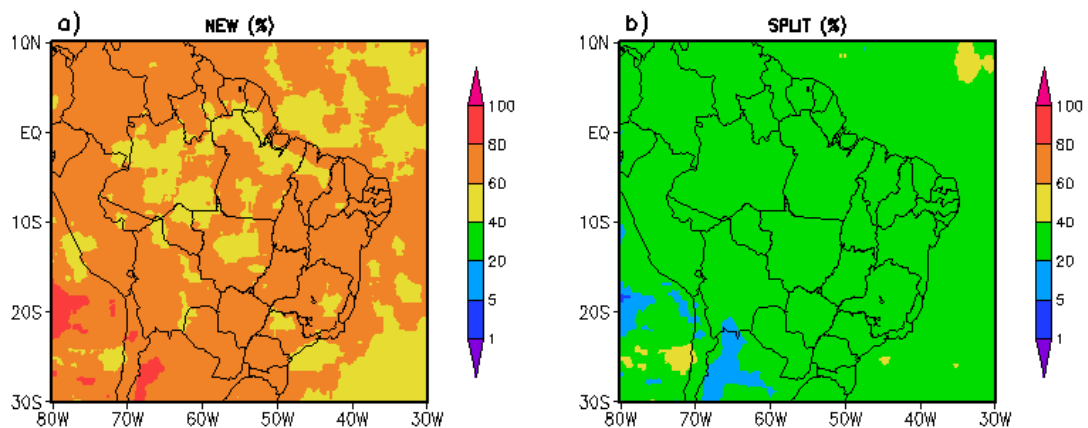


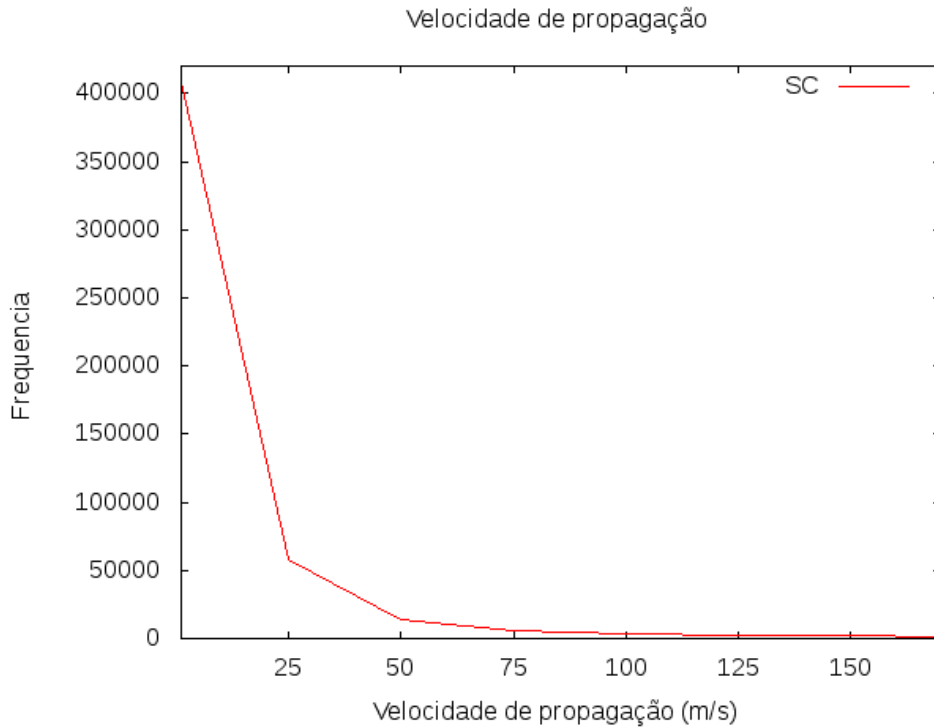
Figura 6.1 - Porcentagem do tipo de início das famílias de SC acompanhados pelo FORTRACC, onde as famílias são iniciadas a partir de (a) sistemas novos e (b) sistemas que sofreram uma separação.

O ForTraCC também caracteriza o tipo de término da família de três formas distintas. O primeiro tipo é quando a família termina em uma imagem que está disponível e é chamado de término normal. O segundo é quando a família termina em uma imagem que não está disponível (imagem virtual) e o terceiro é quando o sistema se funde com outro sistema, gerando uma nova família. Os sistemas que terminam normalmente contabilizam aproximadamente 50% dos casos, os sistemas que terminam em fusão contabilizam cerca de 30% dos casos e os sistemas terminados em imagem virtual não

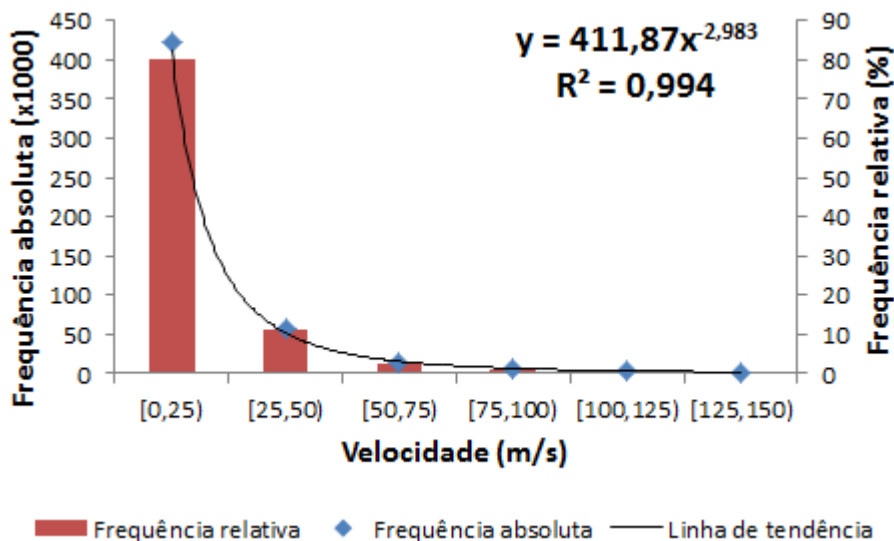
chegam a 20% do total (não mostrado). Para não acrescentar erros na análise, foram considerados apenas os sistemas que terminam normalmente e os que terminam em uma fusão (mais de 80% do total).

Com base nos SC selecionados até o momento, é obtida a distribuição de frequência de SC de acordo com a velocidade de propagação (Figura 6.2a). De modo geral, aproximadamente 80% dos sistemas possuem uma velocidade de propagação menor do que 25 m/s (Figura 6.2b). Também é possível observar a existência de alguns SC com velocidades acima de 50 m/s, estes casos correspondem a aproximadamente 10% do total. A distribuição das velocidades segue um decaimento por uma função de potência com aproximadamente 99% de correlação (Figura 6.2b). Em análise subjetiva, observa-se que muitos sistemas com velocidades acima de 30 m/s não possuem significado físico. De fato, Barbosa et al. (2006) fizeram uma climatologia de 15 anos para as perturbações convectivas (fenômenos em escala sinótica) e não analisaram velocidades acima de 20 m/s (Figura 2.5a). E ainda, Cohen (1989) estudou as Linhas de Instabilidade (fenômenos de mesoescala) que ocorreram na costa norte do Brasil durante 8 anos e observou menos de 5 casos com velocidade de propagação entre 35 e 40 m/s (LIP2, Figura 2.5b). Tanto Barbosa quanto Cohen tratam de fenômenos meteorológicos que atuam na costa norte do Brasil, região foco deste trabalho.

Em síntese, foram selecionados todos os sistemas que nascem na área que abrange o continente brasileiro, que se iniciam de forma espontânea, por separação ou por fusão, que terminam normalmente ou por fusão e possuem a velocidade de propagação menor do que 30 m/s.



(a)



(b)

Figura 6.2 – Histograma de velocidade de propagação (a) com todos os sistemas e (b) apenas com os sistemas que possuem até 50 m/s de propagação.

6.2 Caracterização média dos SC

A Figura 6.3 mostra as características médias para todos os SC selecionados. As seguintes variáveis são consideradas: duração, raio efetivo, propagação média e excentricidade dos SC. Observa-se que a duração média dos sistemas da costa norte do

Brasil é de 5 horas e a duração dos sistemas que atuam na região central e sul do Brasil possuem duração ligeiramente menores (Figura 6.3a). A duração média do SC é baixa porque de acordo com a sua distribuição de frequência, a grande maioria dos sistemas possuem curta duração (GONÇALVES, 2013). Então, as durações destes sistemas predominam na média. De certa forma, as características médias aqui apresentadas serão representativas deste grupo de SC, apesar de incluir todos os grupos.

Os sistemas oceânicos apresentam durações ligeiramente maiores. Gonçalves (2013) também observou este aspecto sob dois pontos de vista. O primeiro consistiu em avaliar o histograma de duração dos SC continentais e oceânicos separadamente. Sistemas que duram mais (menos) são observados com maior frequência no oceano (tanto no oceano quanto no continente). A segunda análise consistiu em avaliar o ciclo diário dos SC e verificou uma grande iniciação de sistemas às 3 HL no oceano e um período de máxima ocorrência de SC nove horas depois. Isto quer dizer que o sistema nasce e perdura por bastante tempo. Segundo o autor, esta é uma evidência de que os sistemas no oceano duram mais do que os sistemas do continente.

A direção de propagação média dos SC segue o padrão da circulação geral da atmosfera, com sistemas se deslocando para oeste entre 10°N e 10°S e deslocamento para leste em latitudes médias entre 15°S e 30°S (Figura 6.3c). A região entre 10°S e 15°S, determina uma transição entre os sistemas que se deslocam para leste e os sistemas que se deslocam para oeste, onde a direção predominante dos sistemas não é bem definida. Este resultado corrobora resultados de Machado et al. (1998) que obtiveram um padrão semelhante quando observou a direção de propagação média dos SC para 2 anos de dados do satélite GOES 7 com resolução espacial de 30 km. O mapa de Machado et al. (1998) foi obtido considerando os SC presentes em uma área de 5°×5° latitude por longitude.

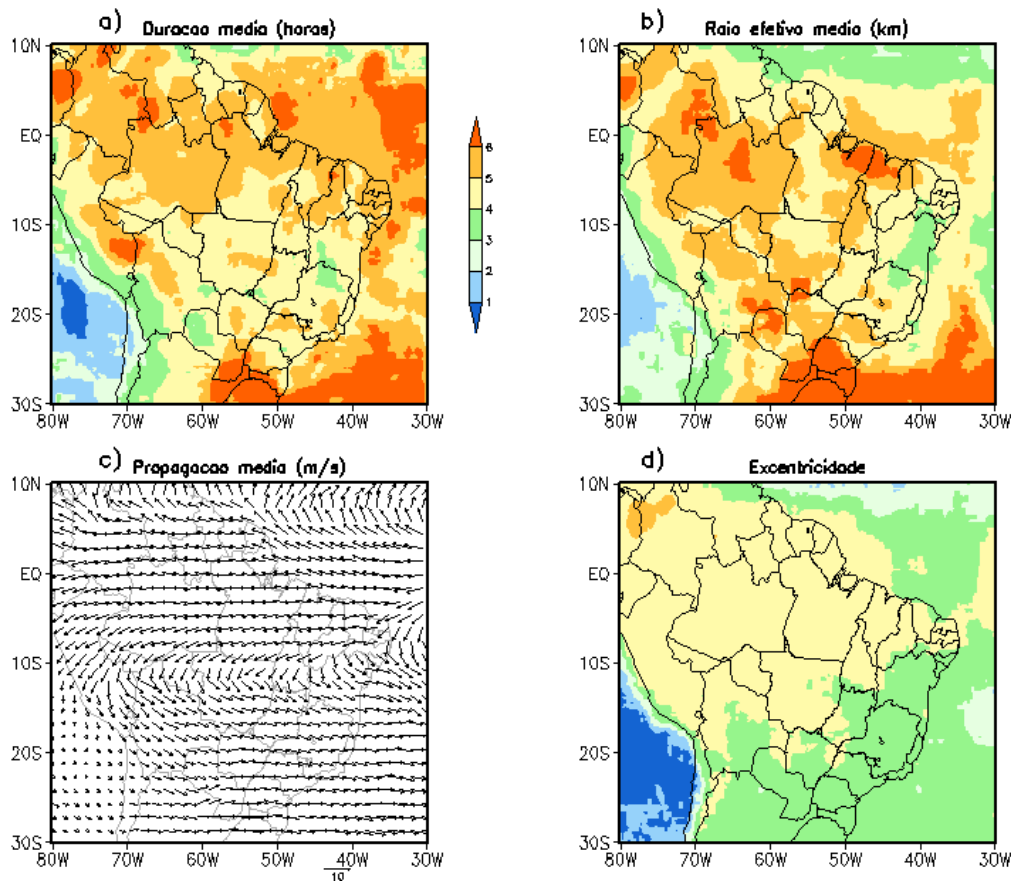
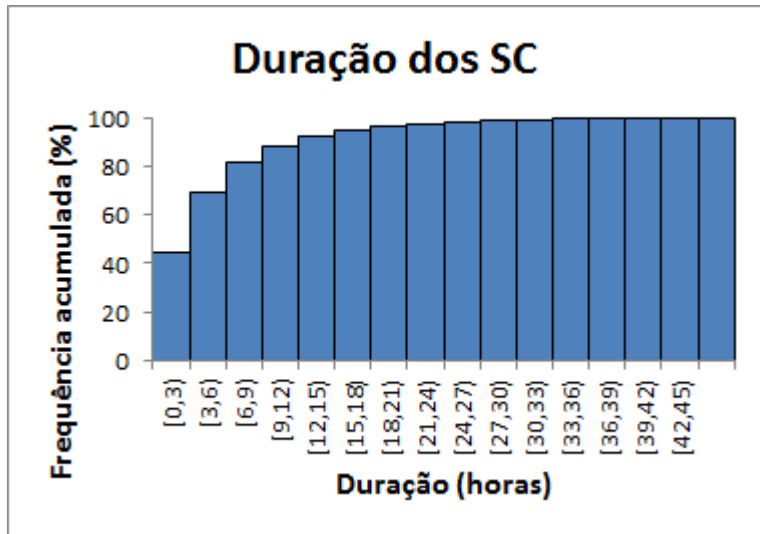


Figura 6.3 – Características médias dos SC para as seguintes variáveis: (a) duração (horas), (b) raio efetivo médio (km), (c) propagação (m/s), (d) velocidade de propagação (m/s), (e) direção e (f) excentricidade.

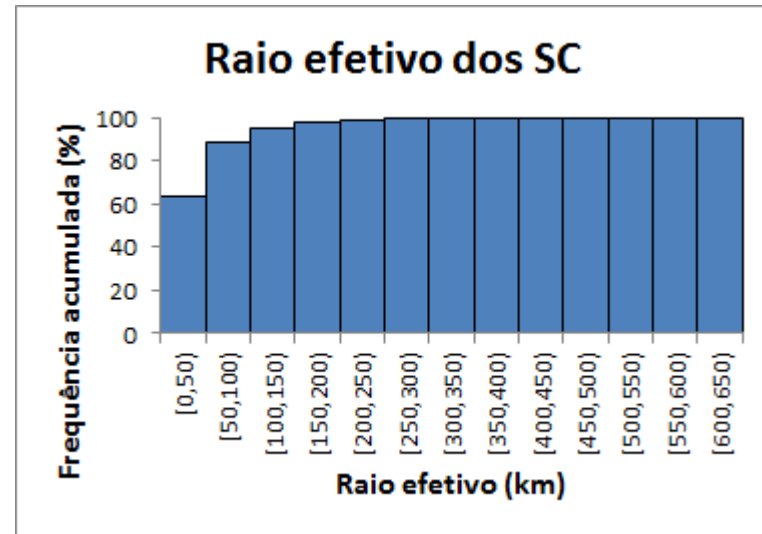
A velocidade de propagação dos sistemas que atuam na costa norte do Brasil é 9 m/s em média (Figura 6.3c). Conforme as latitudes caminham mais para sul, a velocidade de propagação dos sistemas aumenta, chegando a 15 m/s. Alguns sistemas que se localizam na costa norte e noroeste da Amazônia se destacam por se deslocar mais rapidamente (12 m/s). Valores de excentricidade menores do que 0.5 indicam uma forma mais alinhada. Valores acima deste limiar indicam sistemas com as formas mais circulares (MACHADO et al., 1998). Os sistemas da costa norte do Brasil possuem 0.7 de excentricidade, indicando formatos mais circulares (Figura 6.3d). Sabe-se que SC se formam por aglomerados convectivos que podem se organizar de forma alinhada (HOUZE, 1993; COTTON et al., 2010). Como o ForTraCC analisa somente a porção convectiva dos sistemas, pode-se concluir que os aglomerados convectivos são em média circulares. A excentricidade dos sistemas diminui no sul do Brasil. Embora a excentricidade não seja menor do que 0.5 para indicar o formato oblato do núcleo

convectivo, esta diminuição pode ser um reflexo dos sistemas frontais que predominam na região.

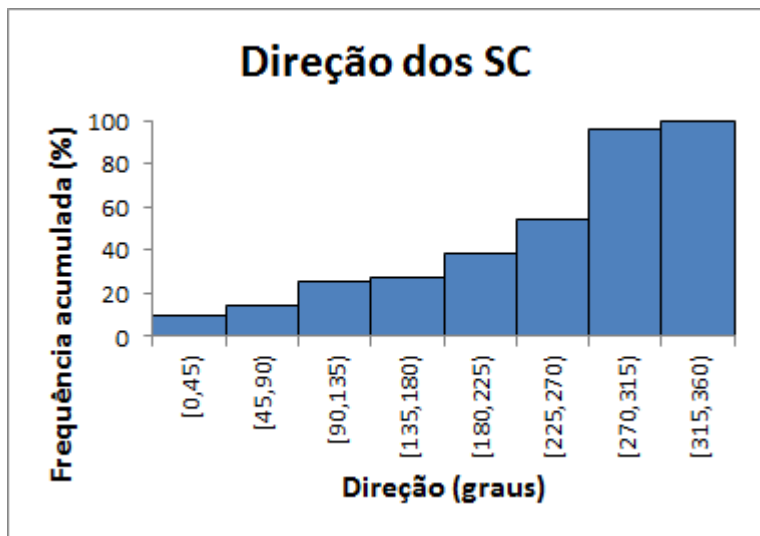
Concentrando o estudo somente para a costa norte do Brasil, são selecionados apenas os SC cujo centro pertença à região delimitada entre as longitudes 80°W e 30°W e latitudes 7°N e 10°S , onde existe predomínio do regime de leste. A Figura 6.4 exhibe o histograma de frequência destes SC que atuam na costa norte do Brasil. Observa-se que aproximadamente 45% dos SC possuem uma duração entre 0 e 3 horas, aproximadamente 25% possuem uma duração entre 3 e 6 horas, 20% duram entre 6 e 15 horas, 5% duram entre 15 e 21 horas e apenas 3% duram mais que 24 horas (Figura 6.3a). Grande parte dos sistemas (aproximadamente 60%) possui raio efetivo entre 0 e 50 km, 25% dos sistemas possui raio efetivo entre 50 e 100 km, 7% tem raio entre 100 e 150 km. Uma minoria (aproximadamente 5%) tem raios variando entre 150 e 1000 km (Figura 6.3b). A direção predominante dos sistemas da costa norte do Brasil é para leste, pois 60% deles possuem a direção entre 225° e 315° . Uma pequena parte dos sistemas ($\approx 10\%$) possui uma direção apontando de sudeste (entre 180° e 225°) e outros 10% de sudoeste (entre 90° e 135°). 75% dos sistemas apresentam uma excentricidade maior do que 0.5, indicando que os sistemas tem a tendência de exibir formas mais circulares (Figura 6.3d).



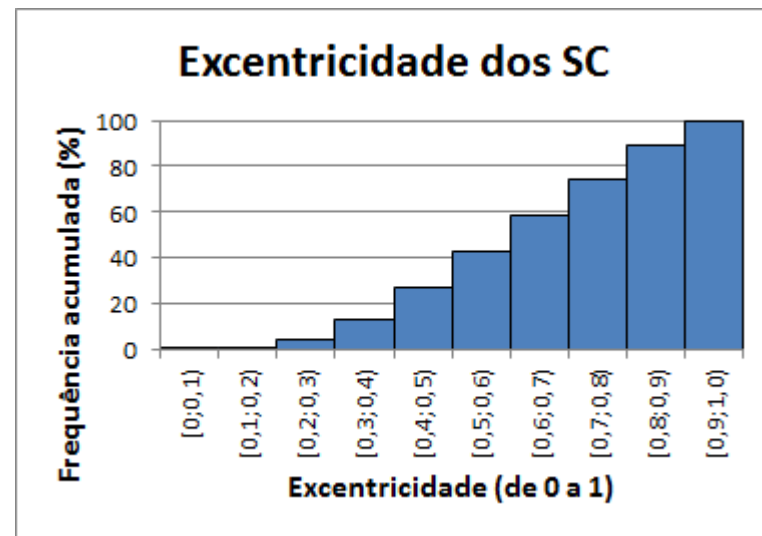
(a)



(b)



(c)



(d)

Figura 6.4 - Histograma de frequência para as seguintes variáveis: (a) duração (horas), (b) raio efetivo médio (km), (c) direção (°) e (d) excentricidade.

A Figura 6.5a mostra que os sistemas que duram entre 18 e 36 horas (que são poucos) possuem os maiores raios efetivos (≈ 125 km). Sistemas que duram menos de um dia (24 h) possuem uma relação aproximadamente linear entre o raio efetivo e o tempo de vida. Este resultado já tinha sido apresentado por Machado et al. (1998), o qual constata que quanto maior é o sistema, mais eles duram. Porém, através da Figura 6.5a, nota-se que esta regra é válida somente para sistemas que duram até 24h, depois deste patamar de duração, os sistemas passam a diminuir o seu raio efetivo. Pode-se justificar esta queda por ocorrência de *split*. Depois que SC atinge o seu máximo, ele entra em fase de decaimento e perde a sua força, diminui de tamanho e, por consequência, pode sofrer uma separação. A velocidade média de propagação diminui quando o sistema sobrevive por mais tempo (Figura 6.5b). Sintetizando, sistemas que duram no máximo um dia (<24 h), possuem velocidades de propagação pequenas e os maiores raios efetivos. Sistemas que duram mais do que um dia (>24 h) se propagam muito pouco e é muito pequeno.



(a)

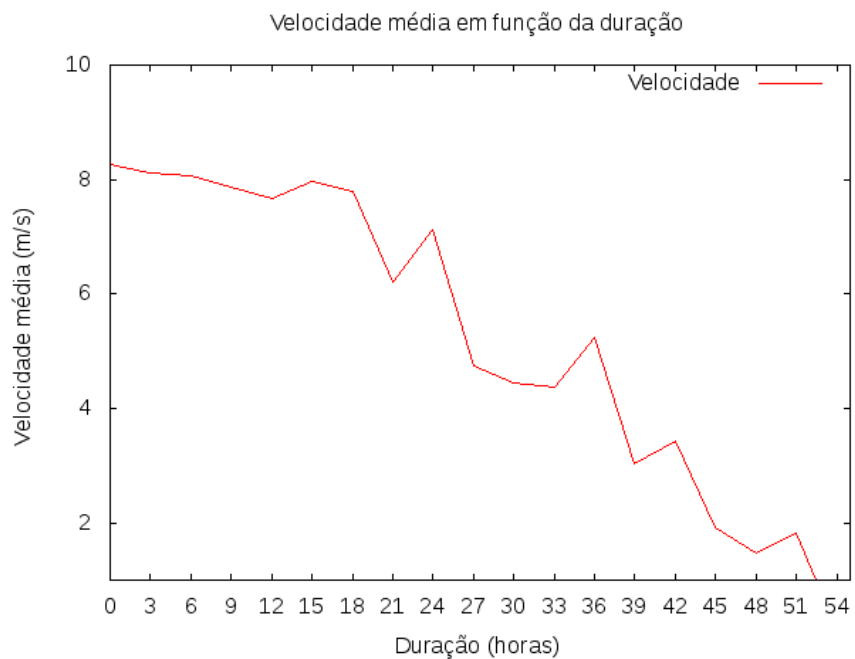


Figura 6.5 – (a) Raio efetivo médio e (b) velocidade média em função da duração dos sistemas.

6.3 Ciclo diário da atuação de SC

Para quantificar a atuação de sistemas convectivos (SC), duas variáveis são utilizadas: frequência (FREQ) e fração de área convectiva (FAC), ambas descritas na seção 4.2. Os

padrões espaciais do ciclo diário de FREQ e FAC estão mostrados nas Figuras 6.6 e 6.7, respectivamente.

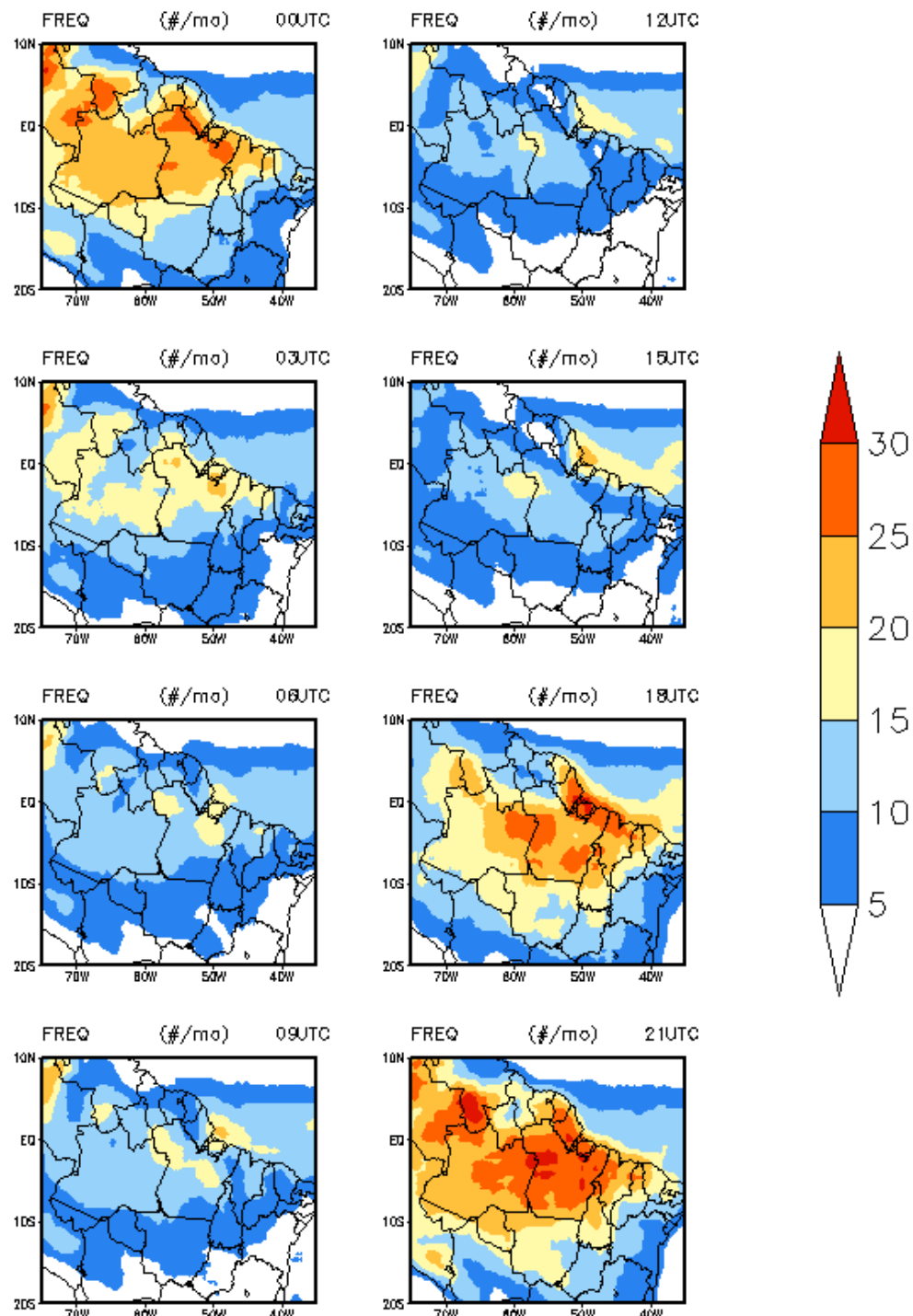


Figura 6.6 – Ciclo diário da frequência média de SC (FREQ), isto é, número médio mensal de SC que afetam a caixa de $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$ para um período de 3h para a estação chuvosa: (a) 15 UTC, (b) 18 UTC, (c) 21 UTC, (d) 00 UTC, (e) 03 UTC, (f) 06 UTC, (g) 09 UTC e (h) 12 UTC.

Os valores de *FREQ* raramente excedem 30 (Figura 6.6), ou seja, normalmente, em 1 dia, o número de SC que afetam uma dada região é ≤ 1 . Os valores de *FAC* dificilmente passam de 15% (Figura 6.7), o que é consistente com o limite superior usual de *FREQ*. Por exemplo, em um intervalo temporal de 3 h de 1 dia, considerando que 1 SC afeta uma caixa retangular de $2,5^\circ \times 2,5^\circ$ e utilizando o valor de 60 km como raio efetivo médio de SC (Figura 6.3b), a área coberta pelo SC é de cerca de 11.000 km^2 , o que leva a *FAC* de 14%. Por outro lado, o fato dos valores de *FAC* serem da ordem de 1-10% é coerente com a noção de que as áreas sob convecção profunda ativa afetam uma fração pequena de domínios de grande escala (HOUZE, 1993; COTTON; ANTHES, 1989; MACHADO; ROSSOW, 1993).

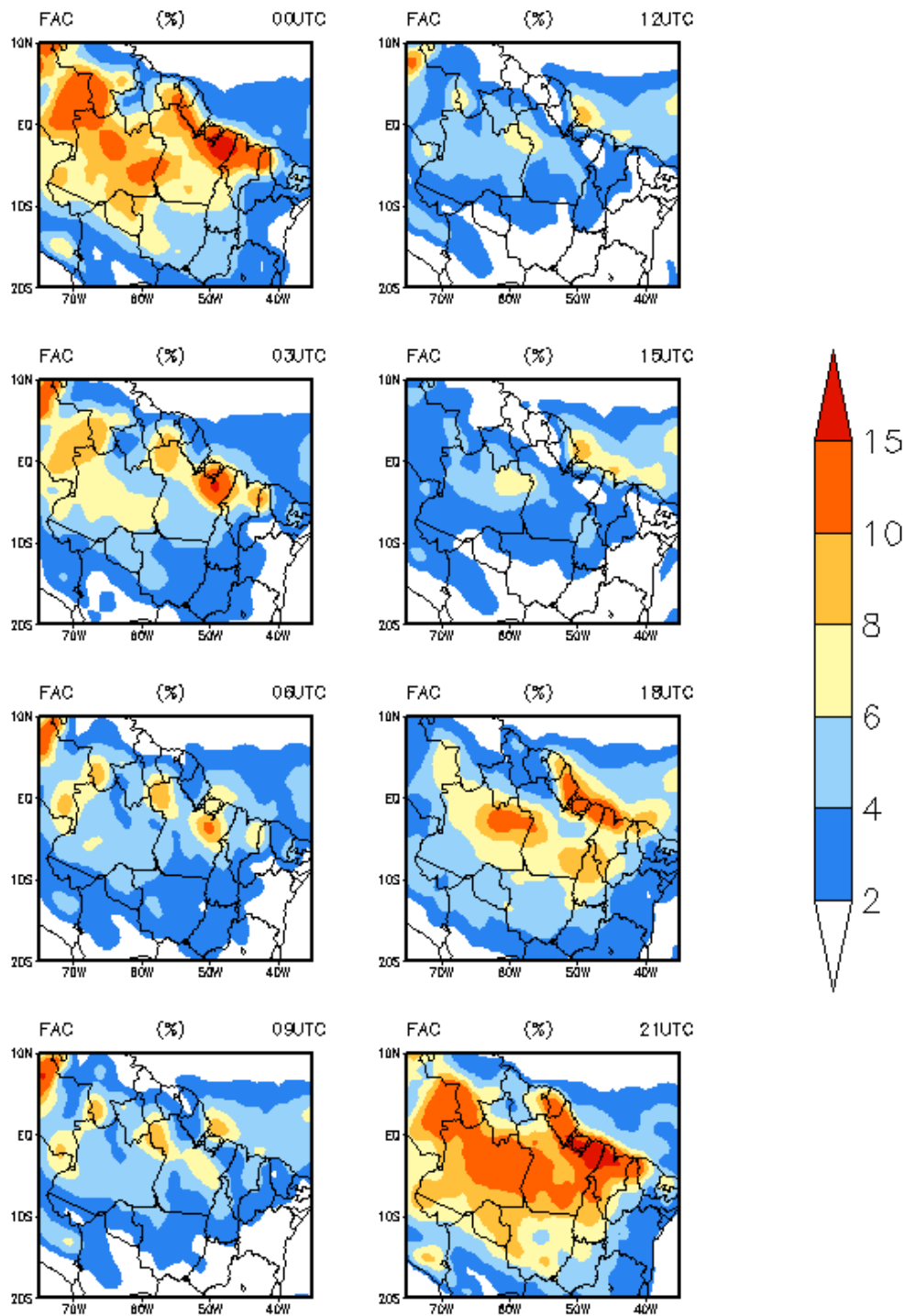
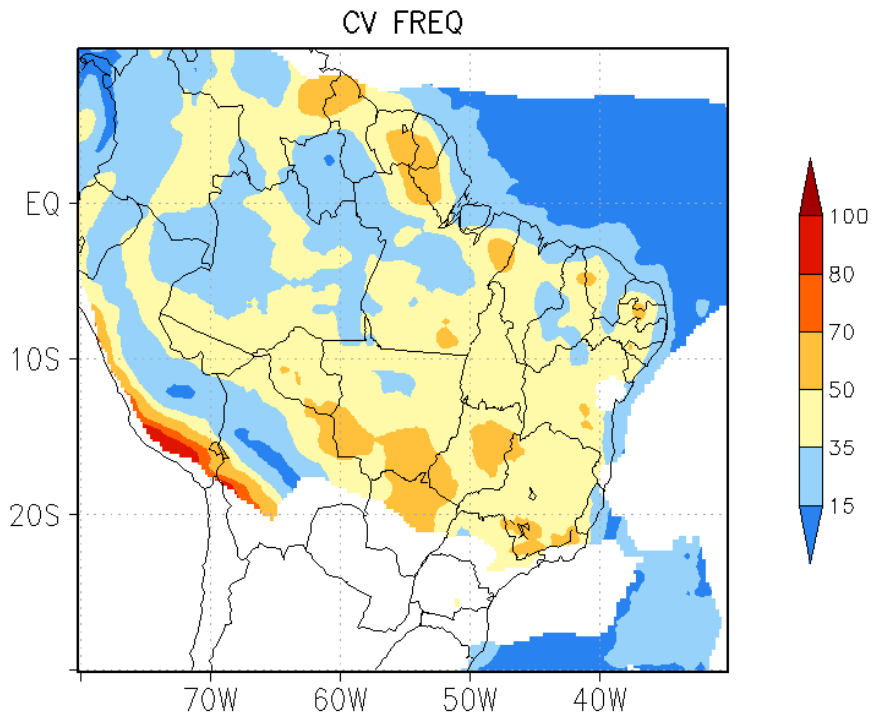


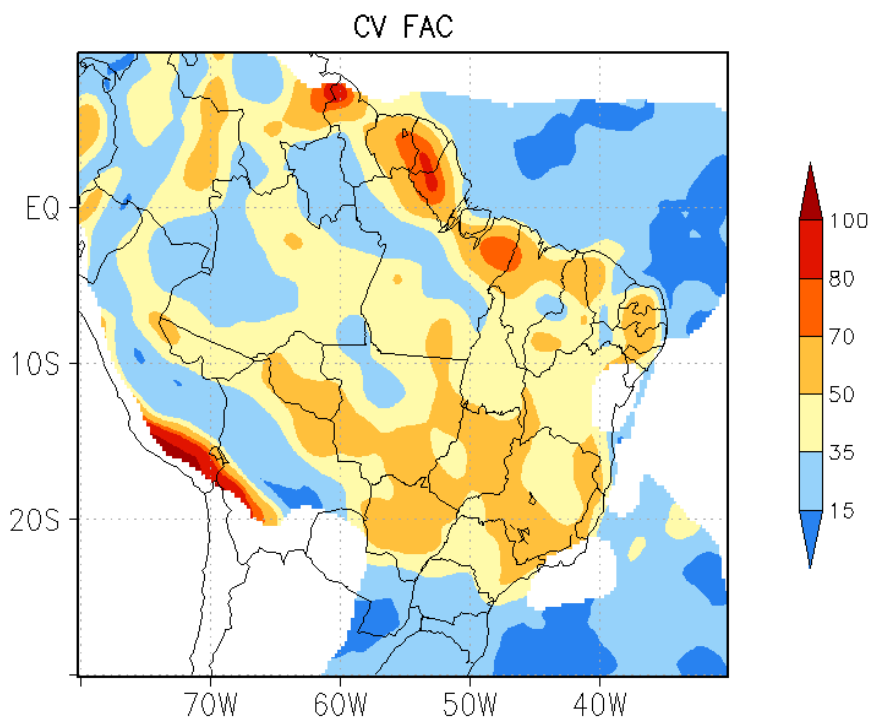
Figura 6.7 – Ciclo diário da fração de área convectiva (FAC), isto é, número médio mensal de SC que afetam a caixa de $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$ para um período de 3h para a estação chuvosa: (a) 15 UTC, (b) 18 UTC, (c) 21 UTC, (d) 00 UTC, (e) 03 UTC, (f) 06 UTC, (g) 09 UTC e (h) 12 UTC.

Os padrões espaciais do ciclo diário de *FREQ* e *FAC* são muito semelhantes aos do ciclo diário de precipitação (Figura 5.4), com variabilidade maior no continente e menor no oceano. Este resultado é confirmado pelo trabalho de Gonçalves (2013) que

encontrou um pico pronunciado de sistemas ocorrendo no fim da tarde no continente e um ciclo menos pronunciado, com apenas 2% de amplitude, no ciclo diário dos sistemas oceânicos. Embora haja semelhança nos resultados, a contribuição do presente trabalho é que a variabilidade dos sistemas está sendo observada de forma espacial. A correlação linear temporal entre o ciclo de precipitação e de *FREQ* ou *FRAC* é em geral alta, acima de 0,90 (não-mostrado), e o campo de variabilidade intradiária de precipitação é bem reproduzido por *FREQ* e *FAC* (Figura 6.8). No entanto, o padrão espacial da precipitação é melhor representado por *FAC* do que por *FREQ*. Por exemplo, entre 21 e 00 UTC, a máxima precipitação na região de reintensificação na Amazônia central (faixa III) é bem reproduzida no campo de *FAC*, mas não aparece no de *FREQ* (consequentemente, o campo de *CV* de *FREQ* não apresenta um máximo na faixa III); e, na costa norte do Brasil, os valores de *CV* de *FAC* são mais próximos dos encontrados para a precipitação (acima de 80%). Apesar das diferenças, pode-se concluir que, em geral, as principais características do ciclo diário de precipitação, apresentadas na seção 5.1, são também encontradas nos ciclos de *FREQ* e *FRAC*. Os mesmos cortes transversais realizados na seção 5.3 com os dados de precipitação são feitos para *FREQ* e *FAC*. As características dos cortes são muito semelhantes ao que já foi observado nos dados de precipitação, é possível identificar a mesma transição de *CV* de *FREQ* e *FAC* para o *CV* de precipitação. A análise detalhada destes cortes pode ser consultada no Apêndice A.



(a)



(b)

Figura 6.8 – Coeficiente de variação diário para (a) FREQ e (b) FAC.

A similaridade entre os padrões espaciais do CDP e de FREQ/FRAC é um resultado importante, pois demonstra que a conexão entre mecanismos físicos/dinâmicos e precipitação ocorre por meio da atuação de SC. Essa conexão é admitida implicitamente

em vários trabalhos relativos sobre o ciclo diário de precipitação (GARREAUD; WALLACE, 1997; BOWMAN et al. 2005; GONÇALVES, 2013), mas ainda não havia sido explicitamente mostrada. Por outro lado, o resultado indica que processos relativos a SC moldam os diferentes regimes de ciclo diário de precipitação. Esses processos são enfocados nas seções seguintes.

6.4 Frequência de iniciação, dissipação, fusão e separação de SC

No interior de um domínio limitado e fixo, o número de SC varia temporalmente em função dos seguintes processos: iniciação, dissipação, fusão, separação e advecção. Nesta seção, analisa-se o ciclo diário da ocorrência desses processos, exceto a advecção. A motivação é que, em princípio, a variabilidade intradiária da atuação desses processos está associada diretamente a mecanismos físicos, tais como aquecimento solar diurno, brisa marítima, etc. Para quantificar a ocorrência desses processos, utiliza-se a frequência mensal definida de forma análoga a *FREQ*. Por exemplo, para uma dada caixa retangular de $2,5^\circ \times 2,5^\circ$, a frequência de iniciação representa o número médio mensal de SC que se iniciam em um intervalo de 3 h.

Os ciclos diários da frequência líquida de iniciação/dissipação (i.e., diferença entre as frequências de iniciação e dissipação) e entre fusão/separação (i.e., diferença entre as frequências de separação e fusão) estão mostrados nas Figuras 6.9 e 6.10, respectivamente (o ciclo diário da frequência dos processos individuais está mostrada no Apêndice B). Em geral, a magnitude da frequência líquida de iniciação/dissipação e de fusão/separação possuem a mesma ordem de grandeza de *FREQ*, mas com sinais opostos; logo, os efeitos líquidos dos processos de iniciação/dissipação e fusão/separação agem tanto no sentido de contribuir para o aumento de *FREQ* quanto para diminuir ou exaurir *FREQ*.

Em primeira ordem, pode-se fazer uma distinção entre continente e oceano, ignorando diferenças regionais associadas aos diferentes regimes continentais e oceânicos: no continente (oceano), a variabilidade intradiária da frequência líquida é maior (menor). Por exemplo, enquanto, no continente, a variação da frequência líquida de iniciação/decaimento (entre 15 e 00 UTC; Figura 6.9) é superior a 20 mês^{-1} , no oceano, a variação (entre 06 e 12 UTC) é inferior a 10 mês^{-1} . Essa distinção também justifica a

análise das diferentes características de SC sobre continente e oceano realizada por Gonçalves (2013).

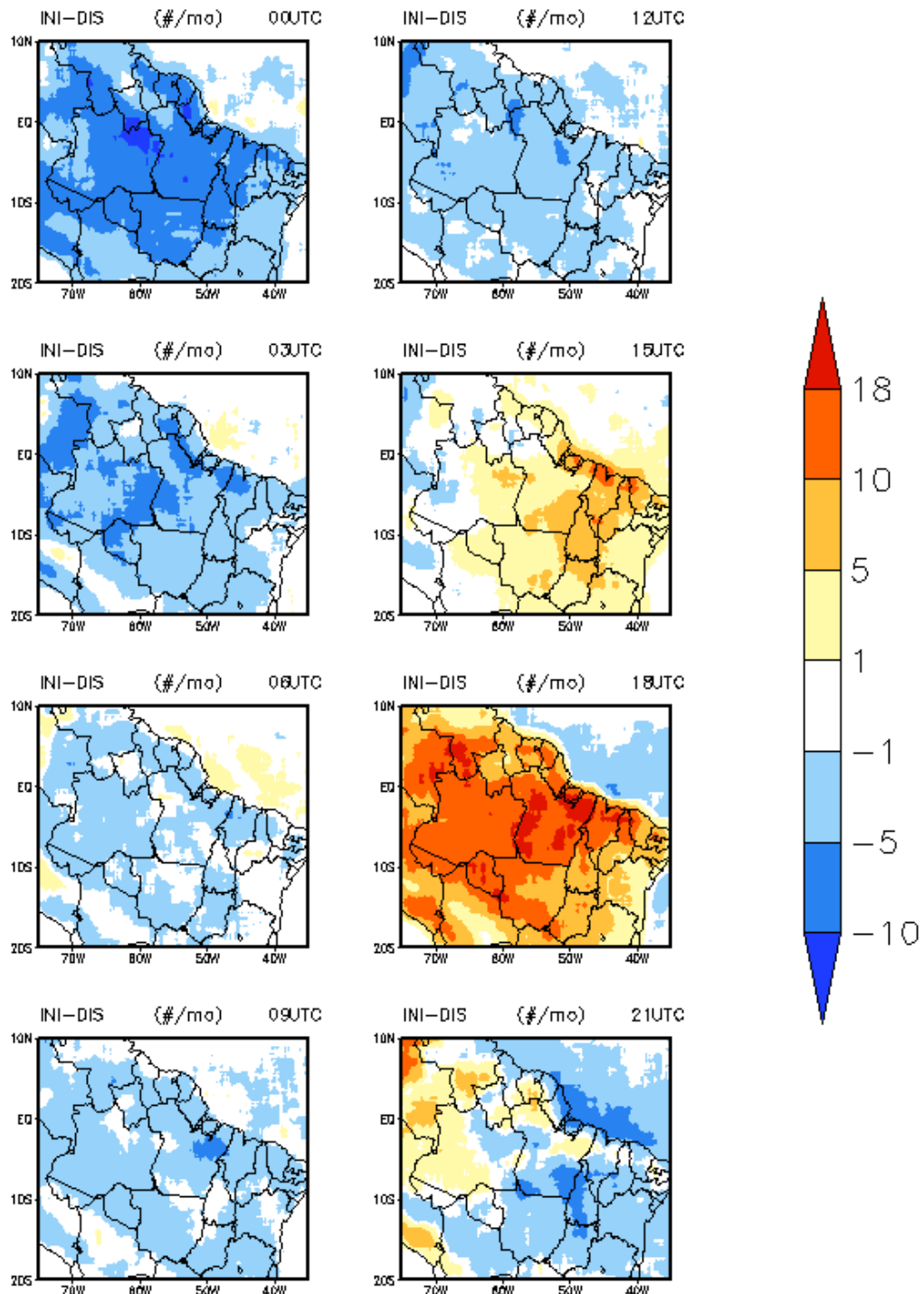


Figura 6.9 – Ciclo diário da frequência líquida de iniciação/decaimento de SC (diferença entre a iniciação e o decaimento): (a) 00 UTC, (b) 03 UTC, (c) 06 UTC, (d) 09 UTC, (e) 12 UTC, (f) 15 UTC, (g) 18 UTC e (h) 21 UTC.

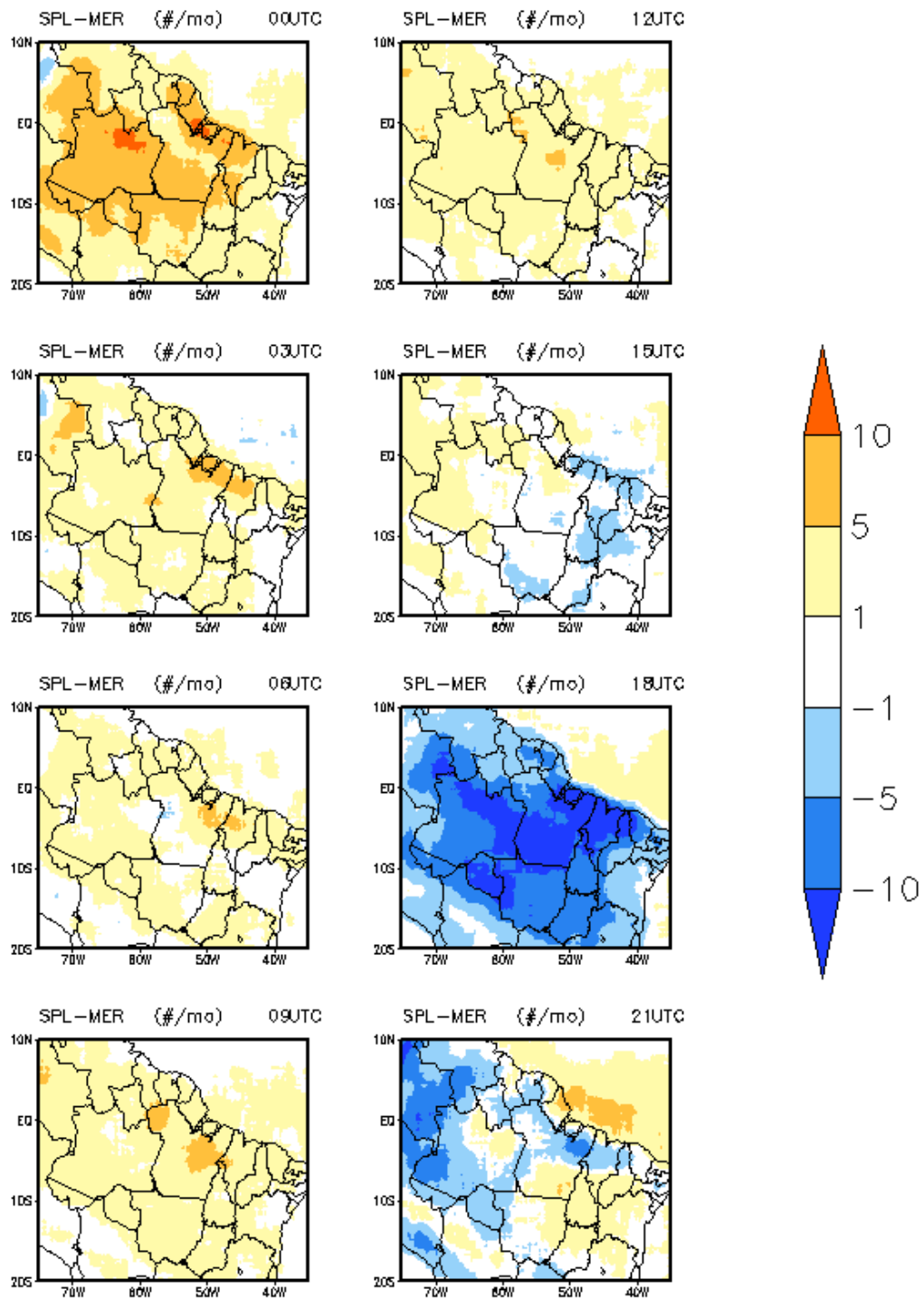


Figura 6.10 – Ciclo diário da frequência líquida de fusão/separação de SC (diferença entre a fusão e a separação): (a) 15 UTC, (b) 18 UTC, (c) 21 UTC, (d) 00 UTC, (e) 03 UTC, (f) 06 UTC, (g) 09 UTC e (h) 12 UTC.

No continente, há grande semelhança entre os ciclos diários de iniciação e fusão, e entre dissipação e separação (Figuras B.1 e B.4 do Apêndice B). Esse resultado, por um lado, significa que os mesmos mecanismos físicos que favorecem a iniciação devem ser importantes para a expansão de área e conseqüente fusão de SC. Por outro lado,

significa que o decaimento de SC envolve dois processos que atuam concomitantemente: separação dos SC maiores e dissipação dos menores, conforme proposto por Machado e Rossow (1993).

Enquanto a ocorrência de iniciação e fusão líquidas está concentrada no período vespertino (18 UTC), a ocorrência de dissipação e separação líquidas encontra-se distribuída nos demais horários e apresenta um máximo no início da noite (00 UTC) (Figuras 6.9 e 6.10). Essa diferença de comportamento aparece claramente nos campos de *CV*, mostrados na Figura 6.11: iniciação e fusão (decaimento e separação) possuem maior (menor) variabilidade intradiária. O mecanismo físico primário que favorece a iniciação e fusão líquidas deve ser o aquecimento diurno. Durante a noite e a manhã, quando esse mecanismo primário está ausente ou incipiente, o decaimento de SC, na forma de separação ou dissipação líquidas, passa a ocorrer.

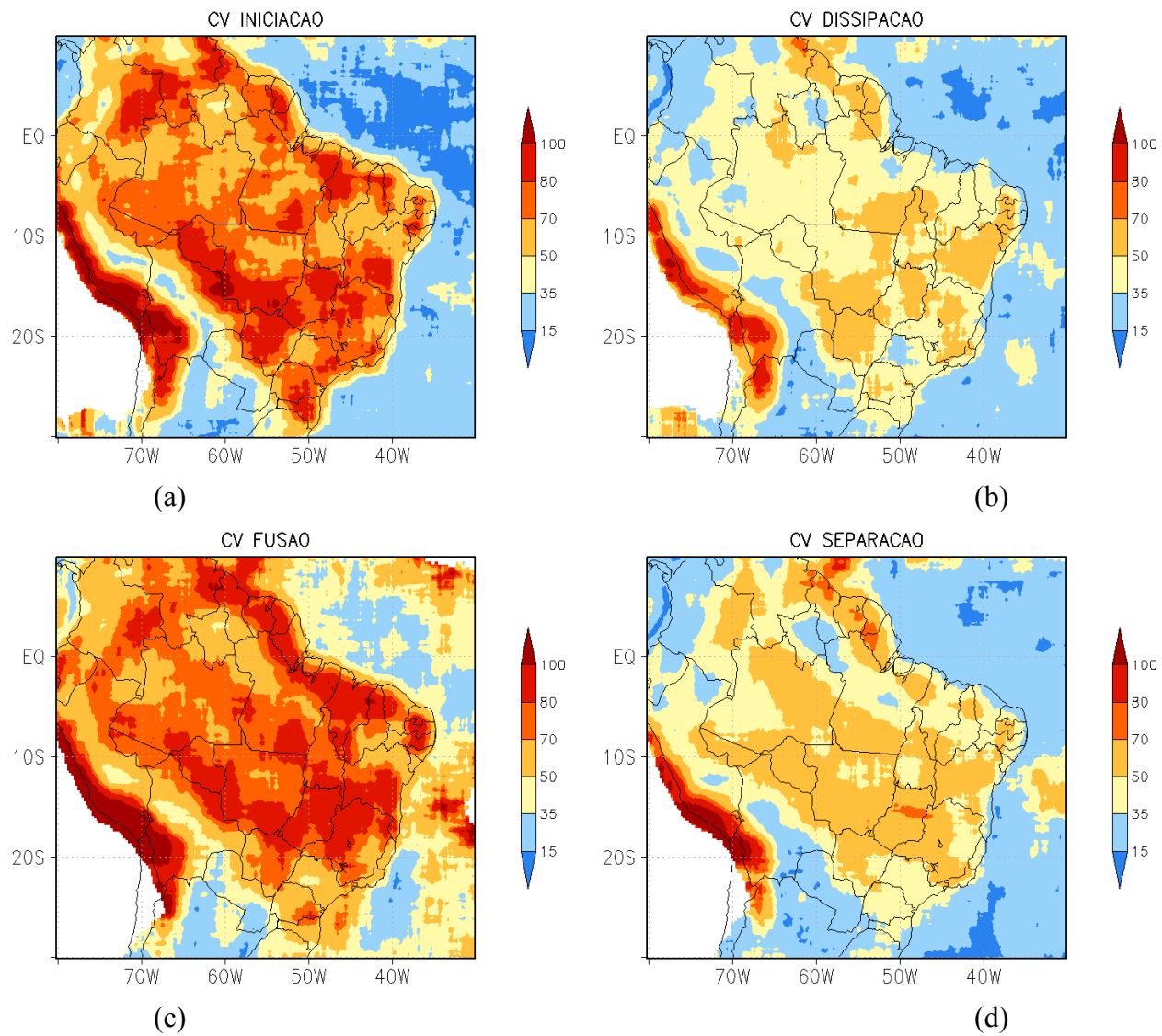


Figura 6.11 – Coeficiente de variação de (a) iniciação, (b) dissipação, (c) fusão e (d) separação.

No período da tarde, o processo de iniciação líquida de SC não se concentra na costa (faixa I) ou na região de reintensificação (faixa III), tal como os campos de FAC poderiam sugerir, mas se mostra distribuído em todo o interior do continente. Nesse horário, a distinção entre costa e interior pode ser vista no campo de frequência de fusão, que mostra um máximo na faixa I. Isso pode decorrer da brisa marítima. Nos horários noturnos e matinais, apesar de haver dissipação e separação líquidas, há iniciação e fusão em menor magnitude (confirmando valores altos noturnos encontrados na Figura 2.7 do Capítulo 2 referente ao trabalho de Gonçalves, 2013), o que sugere importância de processos de convecção noturna sobre o continente.

A iniciação de sistemas no oceano é bastante uniforme, há sistemas iniciando em todos os horários. Logo, a variação diária de iniciação de sistemas no oceano é pequena com *CV* em torno de 20%. No entanto, observa-se que a iniciação líquida é maior às 06 UTC; o decaimento líquido, às 21 UTC (Figura B.1 do Apêndice B). A menor (maior) iniciação no período diurno (noturno) sobre oceano pode ser encontrada na Figura 2.7 de Gonçalves (2013). Em relação ao processo de fusão/separação, ocorre maior separação líquida entre 18 e 21 UTC.

Enquanto o horário preferencial de iniciação dos sistemas é às 18 UTC (Figura B.1 do Apêndice B), o horário preferencial de dissipação dos sistemas é às 00 UTC (Figura B.2 do Apêndice B). Em geral, pode-se concluir que a maioria dos SC possui uma duração de pelo menos 6 horas. Este resultado está de acordo com a duração dos sistemas analisada anteriormente (Figura 6.6a e 6.7a). Parte dos sistemas que nascem às 21 UTC (18 HL) no estado do Pará (Figura B.1g do Apêndice B) decaem neste mesmo horário (Figura B.1g do Apêndice B). Por outro lado, pode-se inferir que parte dos sistemas tenha um tempo de vida muito longo, pois um sistema pode nascer às 18 UTC e morrer só no dia seguinte, por exemplo, às 15 UTC, ou até mais tarde.

6.5 Balanço de fração de área convectiva (FAC)

A variação temporal de FAC pode ser decorrente de três processos: iniciação líquida de SC (saldo entre iniciação e dissipação), expansão líquida da área de SC (saldo entre aumento e redução de área de SC) e advecção zonal (pois os SC se propagam zonalmente de leste para oeste). O ciclo diário da variação temporal de FAC, bem como

da variação decorrente desses processos, está mostrada na Figura 6.12a-h. A variação decorrente da expansão líquida de área é calculada como resíduo.

Em primeira ordem, o processo dominante que explica as variações temporais de FAC é a expansão líquida da área de SC. Os processos de advecção e iniciação líquida são importantes em algumas regiões/horários, e contribuem para moldar os diferentes regimes de ciclo diário. Por exemplo:

- Entre 15-18 UTC, a expansão de área é claramente o processo dominante no continente; no entanto, sobre a costa (faixa I), ocorre também a superposição das contribuições da iniciação líquida e da advecção positiva para gerar o máximo de FAC. Essa superposição (que pode ser notada também de 18-21 UTC) pode ser um indício, juntamente com a ocorrência de maior fusão (Cf. seção 6.4), da atuação conjunta dos mecanismos de brisa marítima e aquecimento diurno.
- Na costa oceânica, entre 06-09 UTC, o aumento líquido de área é o processo dominante e está associado ao máximo de precipitação no início da manhã do regime costeiro oceânico; por outro lado, entre 21-00 UTC, o processo dominante da redução de FAC não é a expansão líquida de área, mas a superposição entre dissipação líquida e advecção negativa.

Em geral, a advecção zonal é importante próximo a regiões costeiras.

- Na região da costa do Amapá entre 21-00 UTC, há muita semelhança entre o padrão de variação temporal de FAC e o processo de advecção zonal, o que ilustra a importância dos processos advectivos na costa e na região de propagação de fase entre a costa e o interior do continente.
- Entre 00-03 UTC, pode-se ilustrar o que ocorre no regime de propagação de fase. Há decaimento líquido em todo o continente, mas, na região de propagação de fase, a advecção positiva contrabalança a dissipação, e há discreta expansão líquida. Isso leva a um máximo local positivo da variação temporal de FAC na faixa II.
- Entre o noroeste do Pará e o nordeste do Amazonas, ocorre uma transição entre os regimes de propagação de fase e o continental não-uniforme. Apesar do gradiente da fase não indicar propagação de fase durante a madrugada e a manhã, de 03 a 12 UTC, ocorre intensa advecção positiva que impede que FAC diminua. Esse papel da advecção não é claramente mostrado nos cortes de FAC

(Apêndice B), mas mostra que a advecção zonal continua durante a manhã mantendo os sistemas até a reintensificação.

Da meia-noite ao meio-dia (03-15 UTC), as variações de FAC são pequenas no continente. Esse não é o resultado do cancelamento entre os processos, mas da pequena magnitude dos processos líquidos.

(a)

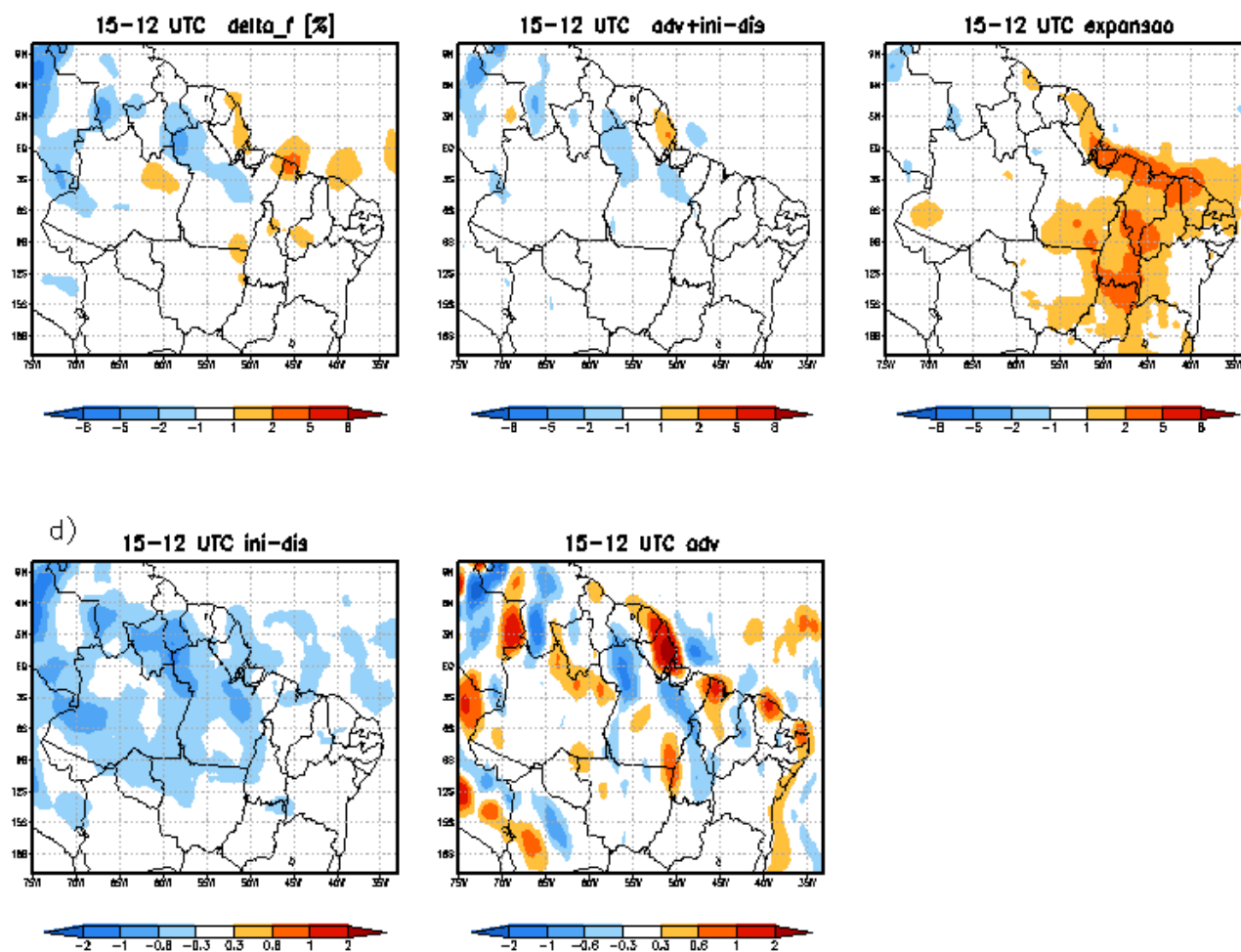


Figura 6.12 – Ciclo diário da variação de FAC e dos processos (iniciação líquida, expansão líquida de área e advecção zonal) para o período (a) de 12 a 15 UTC, (b) de 15 a 18 UTC, (c) de 18 a 21 UTC, (d) de 21 a 00 UTC, (e) de 00 a 03 UTC, (f) de 03 a 06 UTC, (g) de 06 a 09 UTC, (h) de 09 a 12 UTC. (continua)

(b)

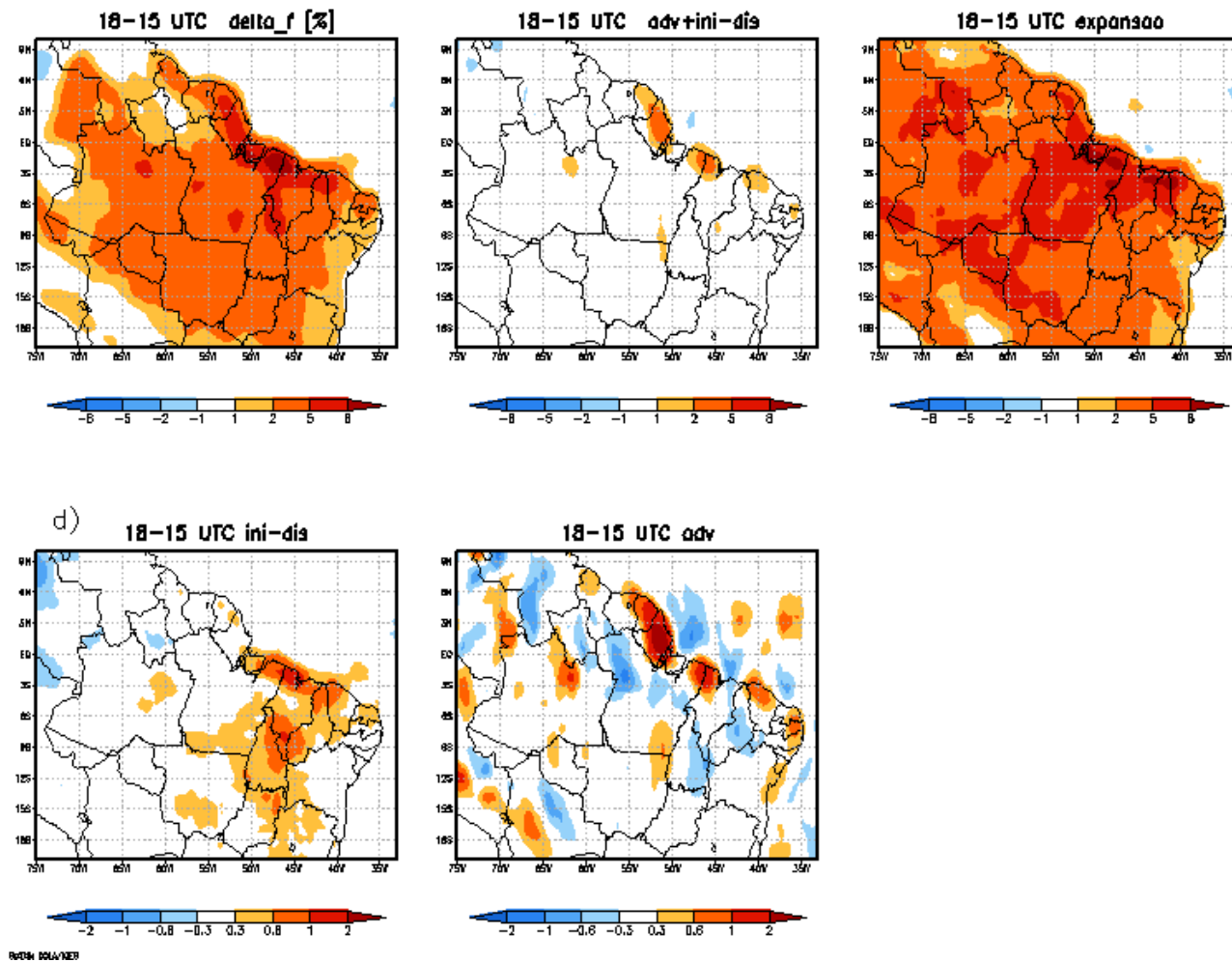
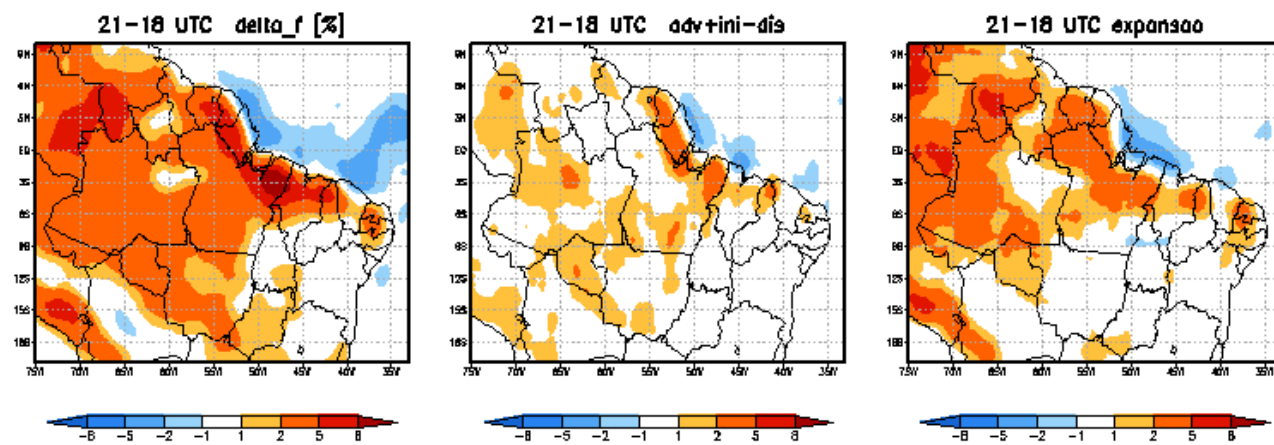
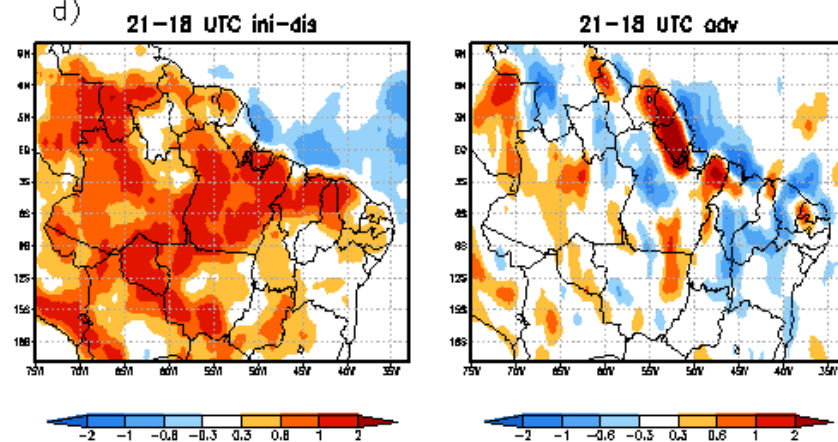


Figura 6.12 – (Continuação) idem anterior, para o período de 15 a 18 UTC(continua).

(c)



d)



BRUNO DOLAVIERE

Figura 6.12 – (Continuação) idem anterior, para o período de 18 a 21 UTC (continua).

(d)

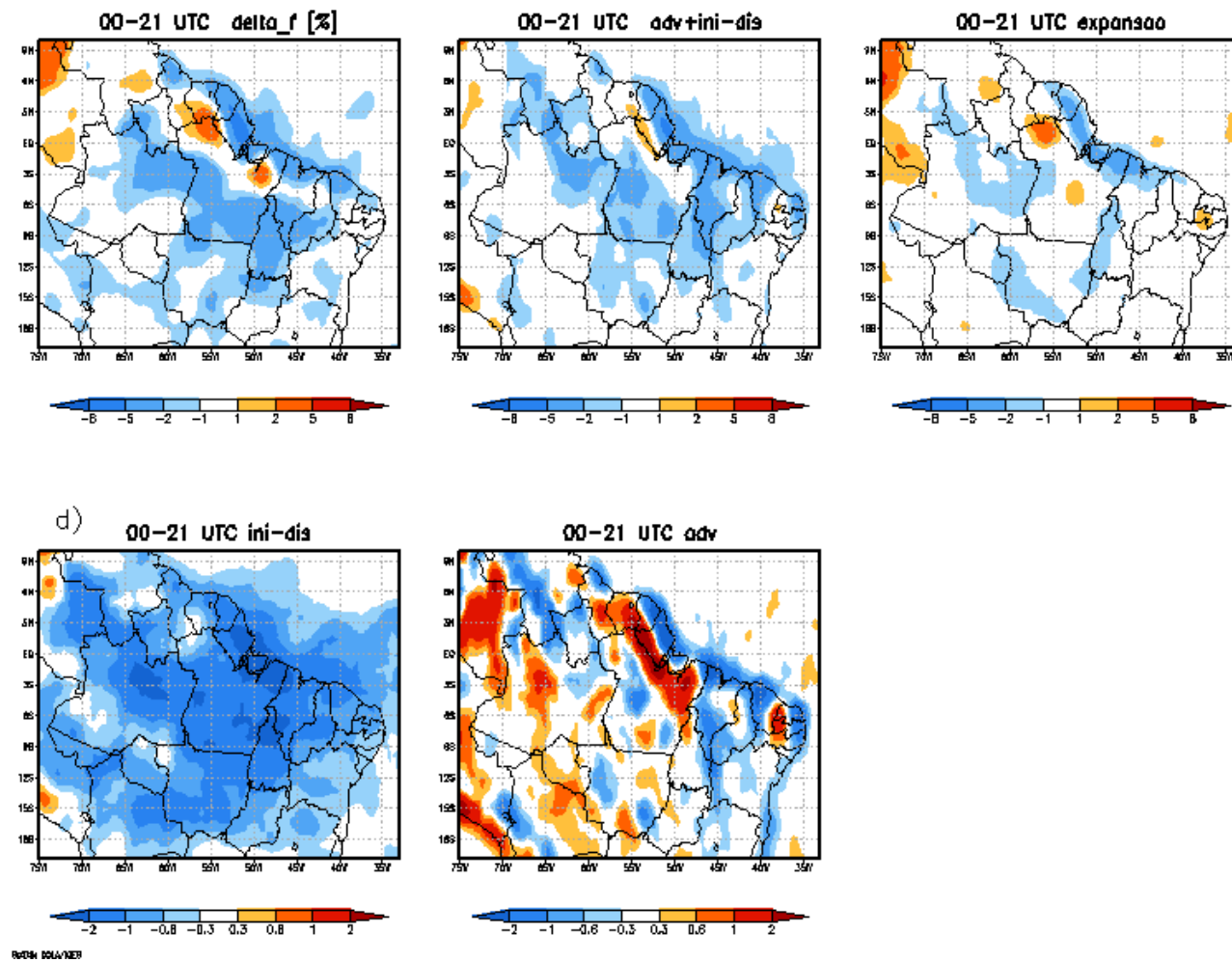
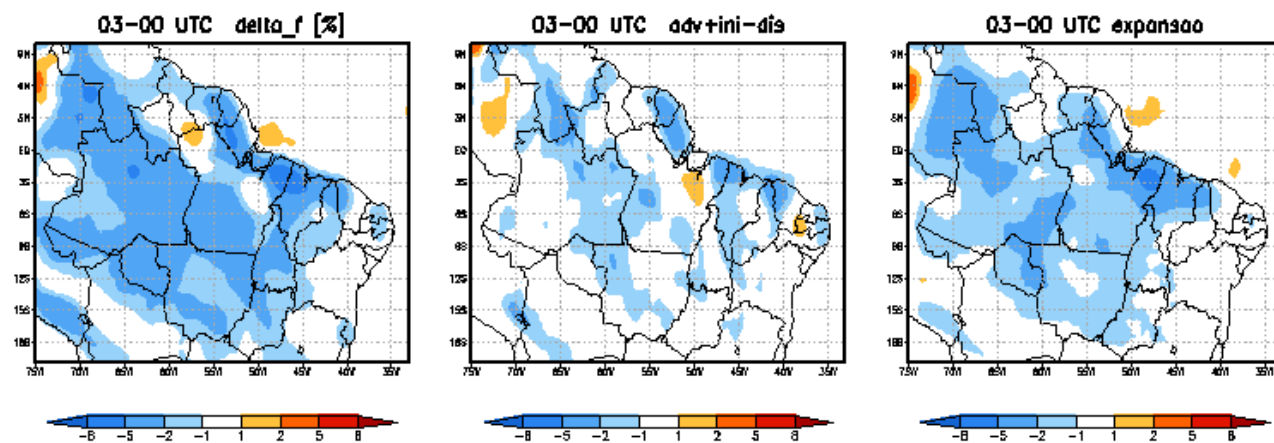
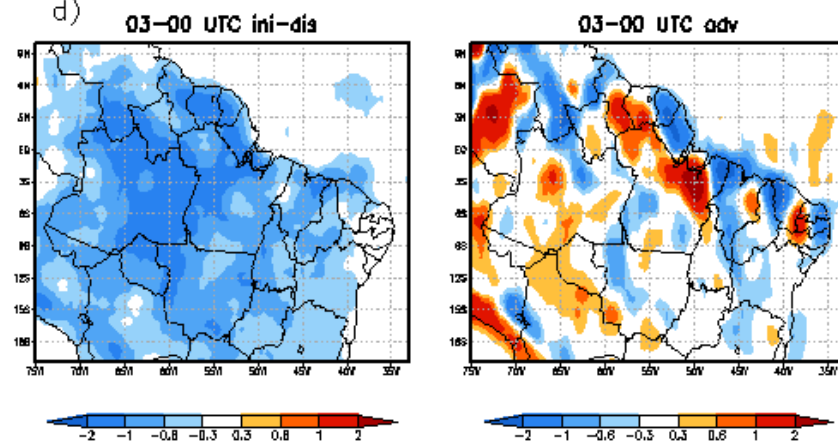


Figura 6.12 – (Continuação) idem anterior, para o período de 21 a 00 UTC (continua).

(e)



d)



BRUNO BOLLA/INPE

Figura 6.12 – (Continuação) idem anterior, para o período de 00 a 03 UTC (continua).

(f)

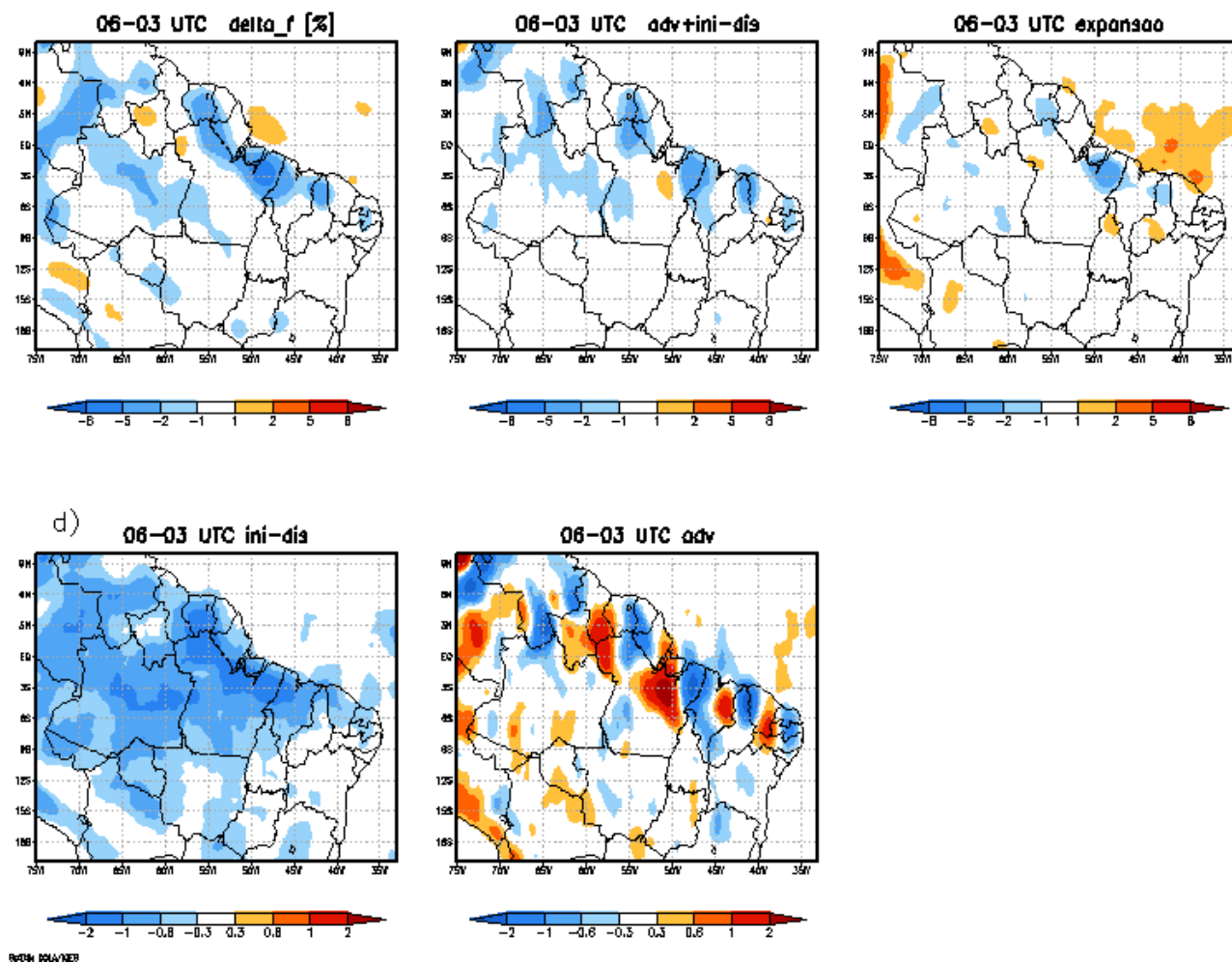


Figura 6.12 – (Continuação) idem anterior, para o período de 03 a 06 UTC (continua).

(g)

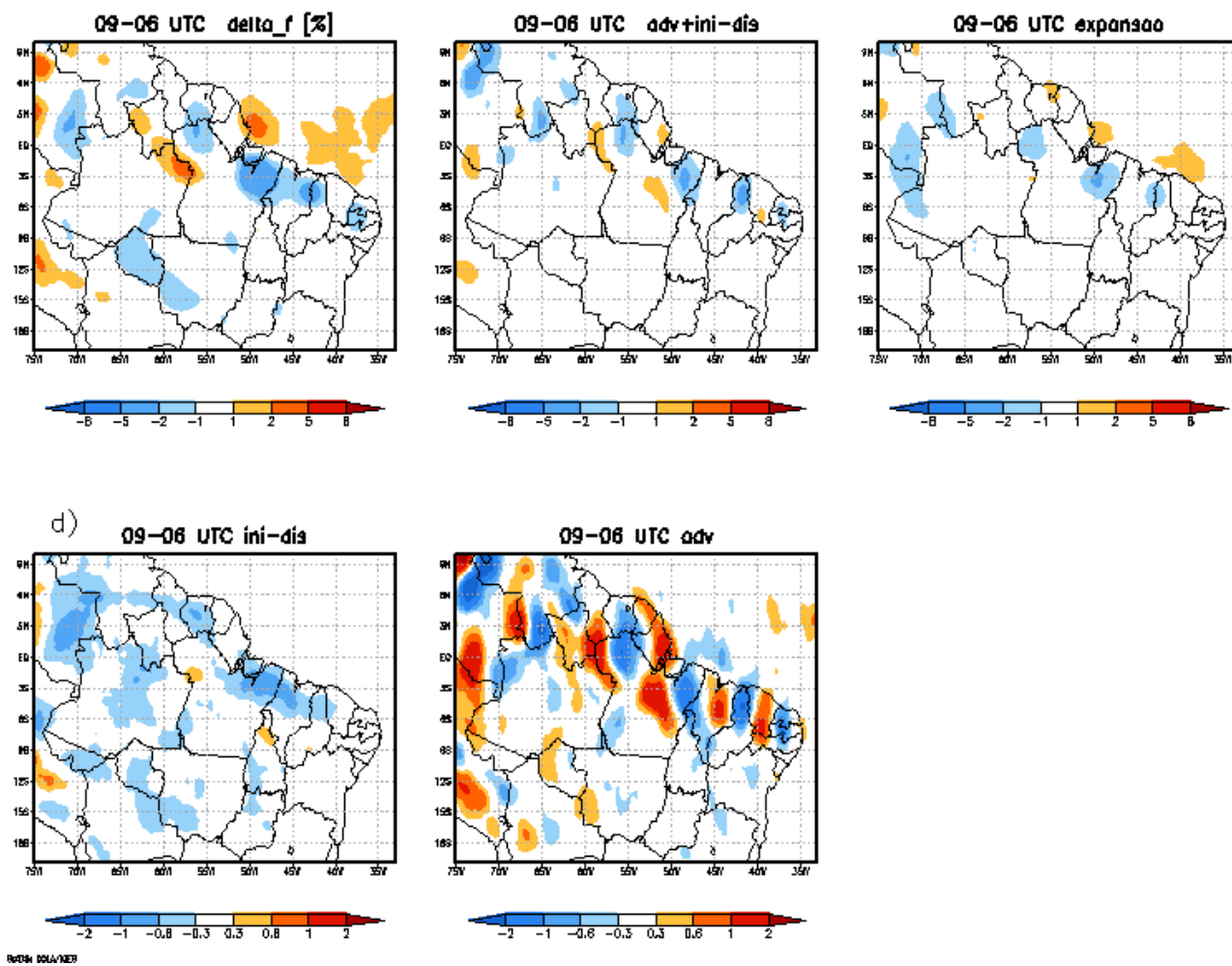


Figura 6.12 – (Continuação) idem anterior, para o período de 06 a 09 UTC (continua).

(h)

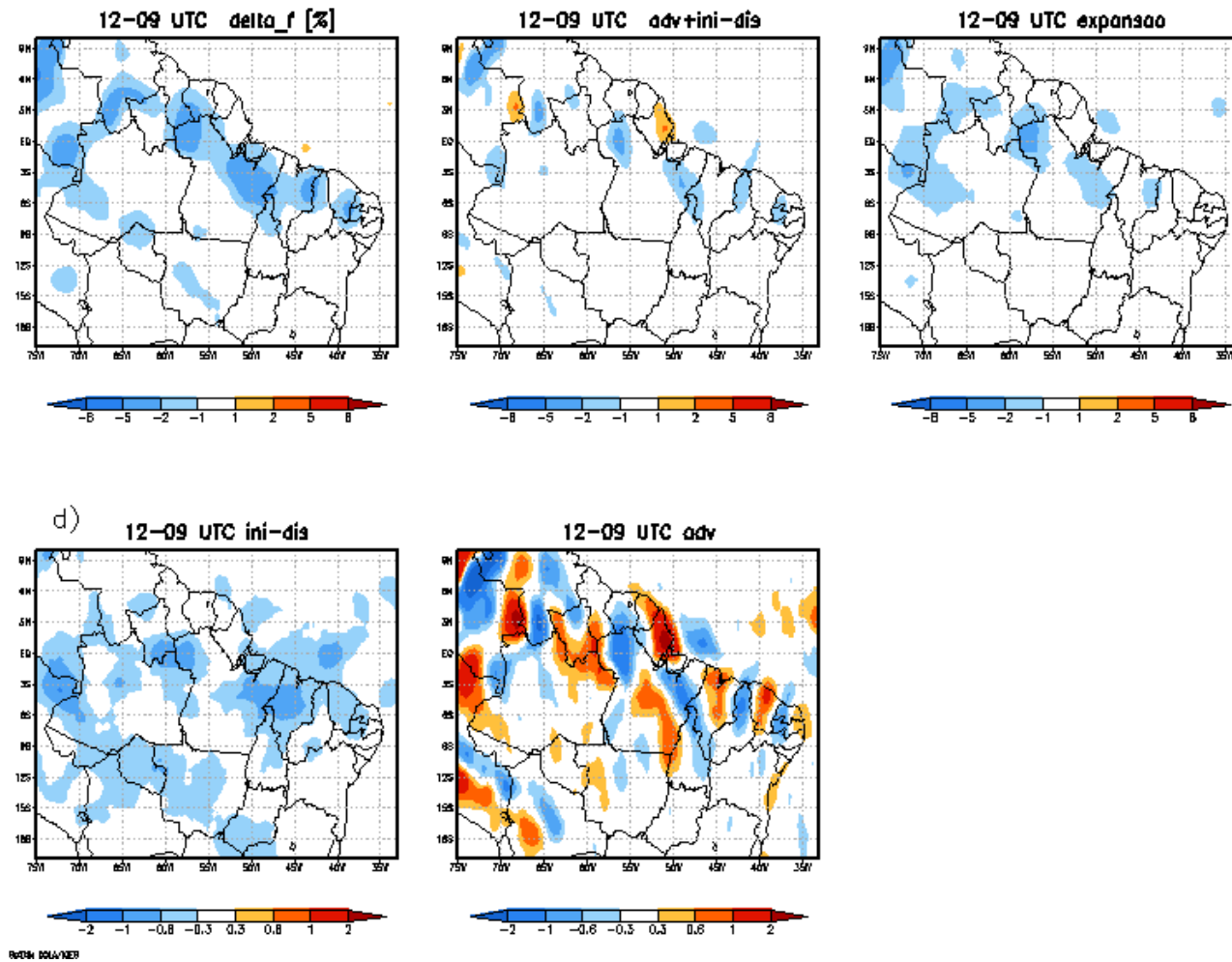
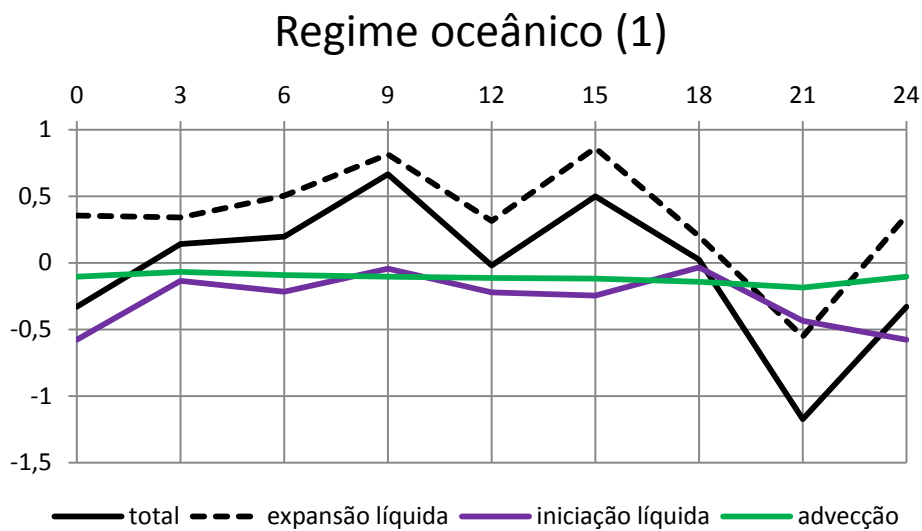


Figura 6.12 – (Conclusão) idem anterior, para o período de 09 a 12 UTC.

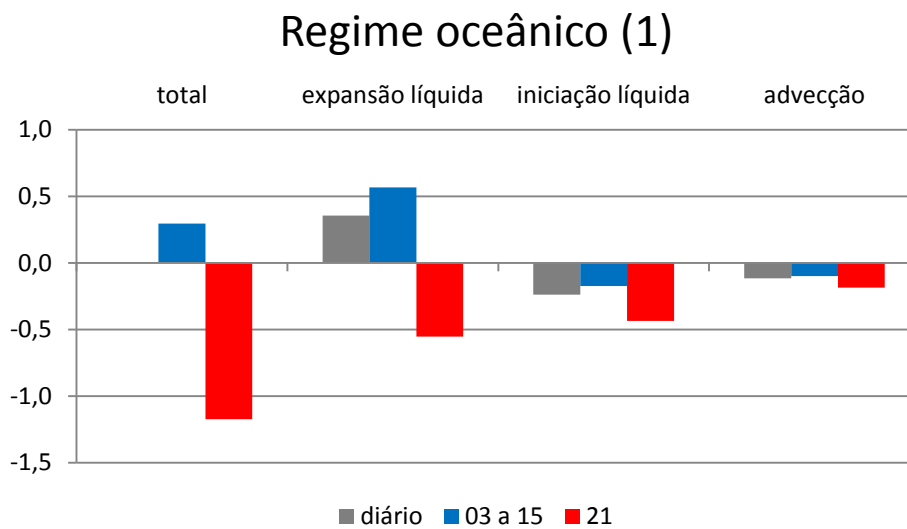
6.6 Características de regimes contrastantes em relação aos processos relativos a SC

Os regimes de ciclo diário de precipitação podem ser agrupados em dois distintos, continentais e oceânicos. No regime oceânico, os valores da taxa de variação temporal de FAC possuem pequena magnitude, o que explica a menor variabilidade intradiária (Figura 6.13). Durante todo o dia, há dissipação líquida e pequena advecção negativa; durante a madrugada e a manhã (03-15 UTC), esses processos compensam parcialmente o aumento de área líquida; no final da tarde (21 UTC), atuam conjuntamente à redução de área líquida, levando a uma redução mais expressiva de FAC. Em média diária, o aumento de área líquida é contrabalançado primariamente pela dissipação líquida e secundariamente por advecção negativa.

Os regimes continentais, exceto o de transição, podem ser agrupados em dois grupos: os encontrados na região costeira (4 e 5) e no interior do continente (6 e 7). As principais diferenças entre os dois grupos são: o papel da advecção, que possui magnitude expressiva durante todo o dia nos regimes da região costeira, e pequena nos regimes do interior do continente; e o aumento líquido de área no período vespertino, que é maior nos regimes da região costeira (Figuras 6.14 e 6.15). Nos regimes da região costeira, a advecção age no mesmo sentido da expansão líquida; logo, aumenta a magnitude das variações temporais, o que leva a um ciclo com maior variabilidade intradiária.

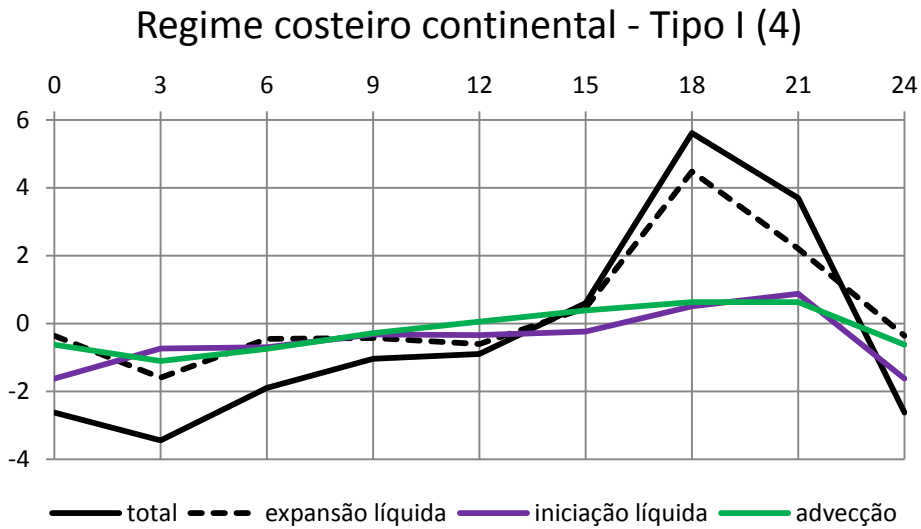


(a)

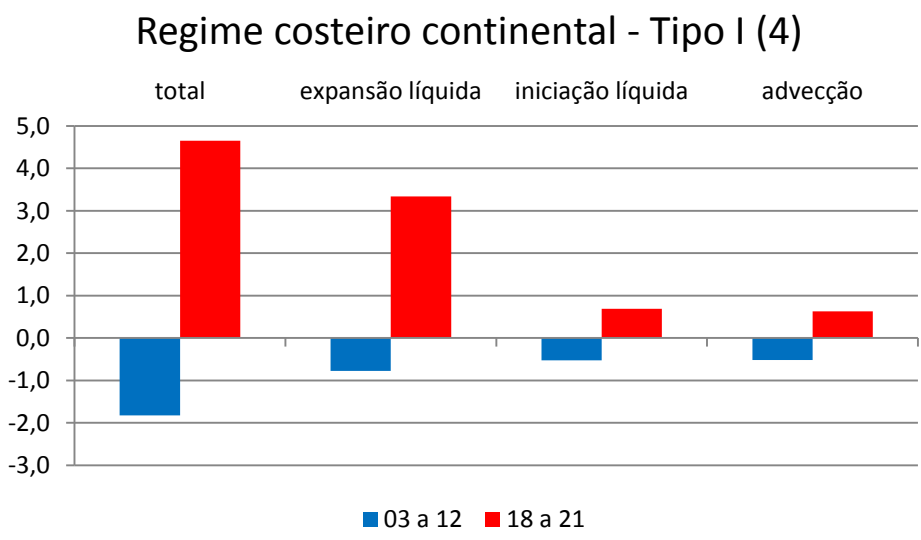


(b)

Figura 6.13 – (a) Variabilidade intradiária dos processos relativos aos SC (expansão líquida, iniciação líquida, advecção e a soma de todos eles) e (b) contribuição de cada processo em determinados horários do dia. Ambos para o regime oceânico (1).



(a)



(b)

Figura 6.14 – (a) Variabilidade intradiária dos processos relativos aos SC (expansão líquida, iniciação líquida, advecção e a soma de todos eles) e (b) mostra a contribuição de cada processo em determinados horários do dia. Ambos para o regime continental – Tipo I (4).

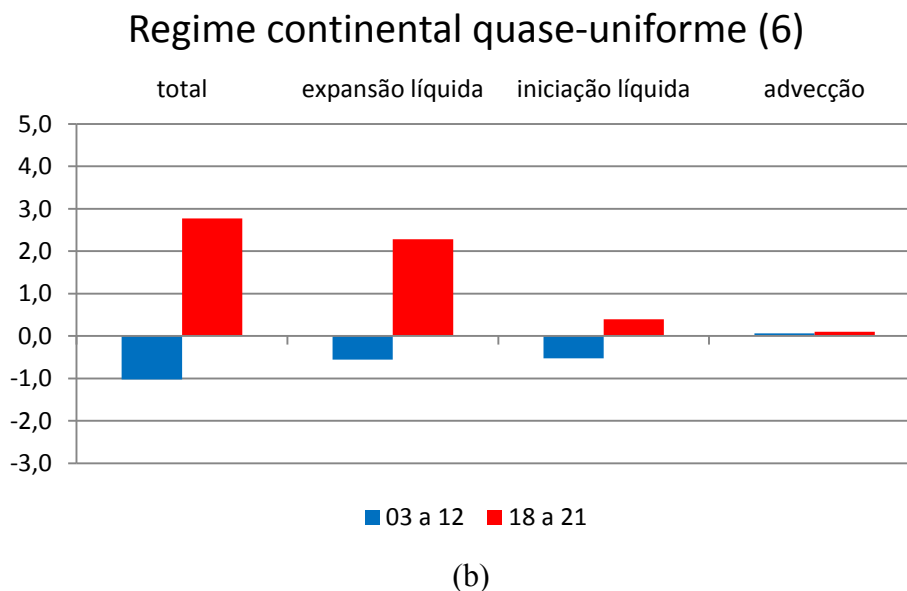
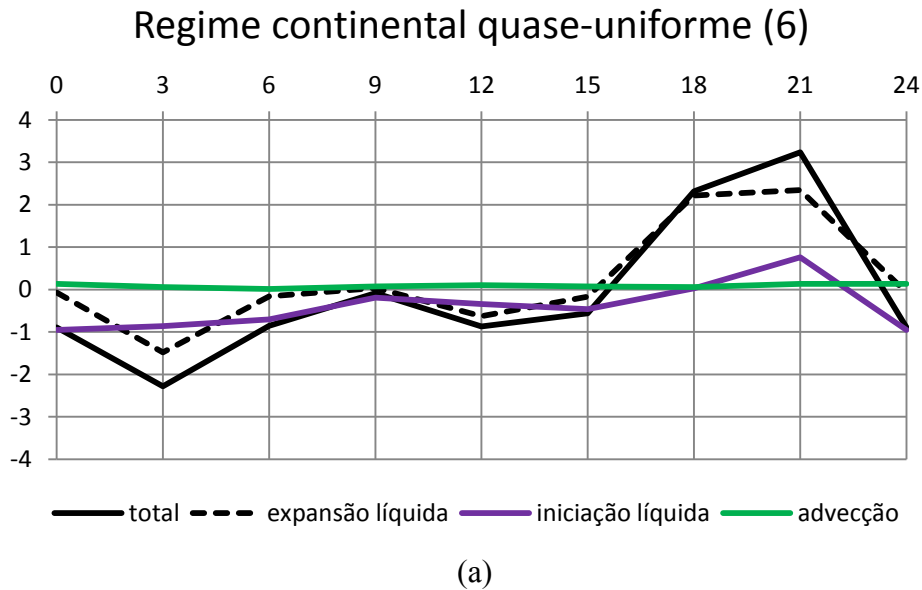


Figura 6.15 – (a) Variabilidade intradiária dos processos relativos aos SC (expansão líquida, iniciação líquida, advecção e a soma de todos eles) e (b) mostra a contribuição de cada processo em determinados horários do dia. Ambos para o regime continental quase-uniforme (6).

A principal diferença entre os regimes 4 e 5 é a defasagem de fase da atuação do processo de advecção (Figura 6.16); no regime 5, a advecção positiva (negativa) possui máxima magnitude durante a noite (manhã), diferentemente do regime 4, onde a advecção positiva (negativa) possui máxima magnitude durante a tarde (noite).

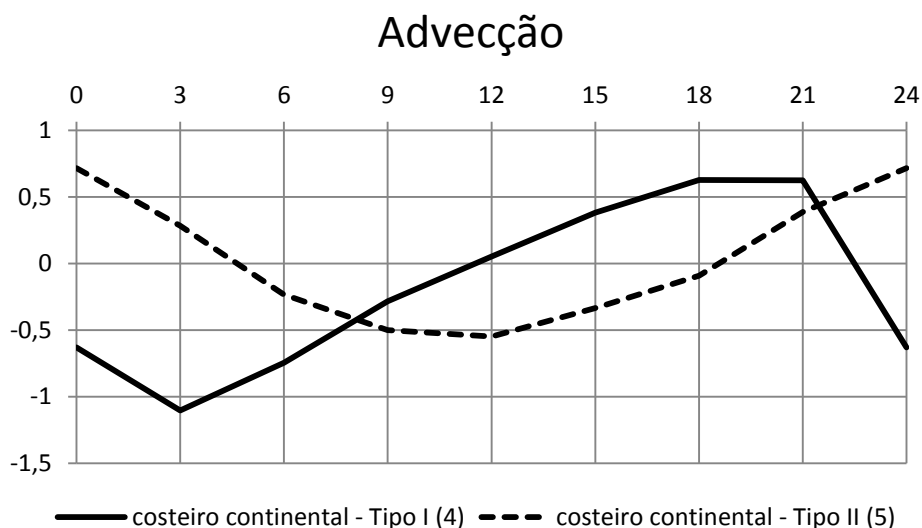


Figura 6.16 – Variabilidade intradiária da advecção zonal nos regimes costeiro continental – Tipo I (4) e costeiro continental – Tipo II (5).

A principal diferença entre os regimes 6 e 7 consiste na magnitude da expansão líquida (Figura 6.17): no regime 7, a magnitude é maior tanto em relação ao aumento líquido no período vespertino (15-18, 18-21 UTC) quanto em relação à redução líquida no período noturno/matinal (00-03 a 09-12 UTC) (particularmente no período de 00-03 UTC, quando a diferença é maior). No período vespertino, uma hipótese é que, no regime 7, há reintensificação da convecção oriunda, por exemplo, da costa. Outros fatores regionais (por exemplo, brisa fluvial) podem também contribuir para a maior expansão líquida.

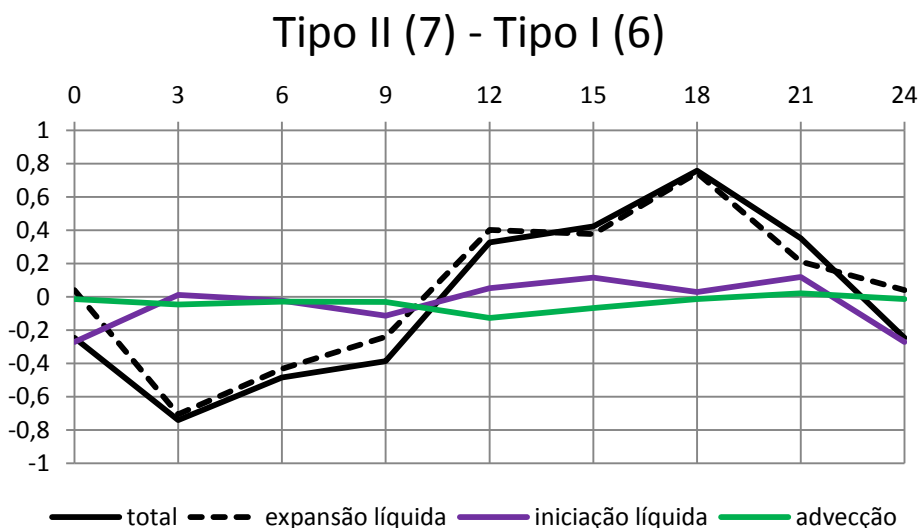


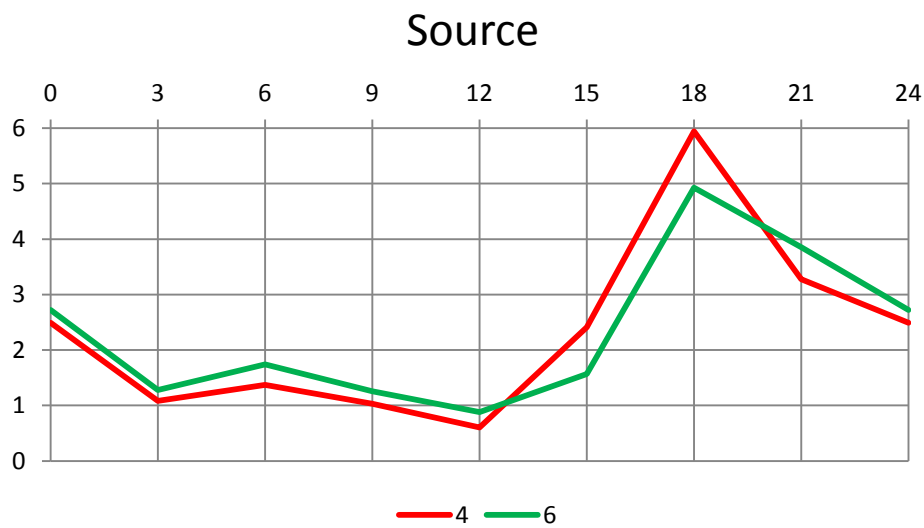
Figura 6.17 – Variabilidade intradiária dos processos relativos aos SC (expansão líquida, iniciação líquida, advecção e a soma de todos eles). Se refere à diferença entre os regimes continentais – Tipo I (7) e Tipo II (6).

6.7 Modelagem da expansão líquida da área de SC

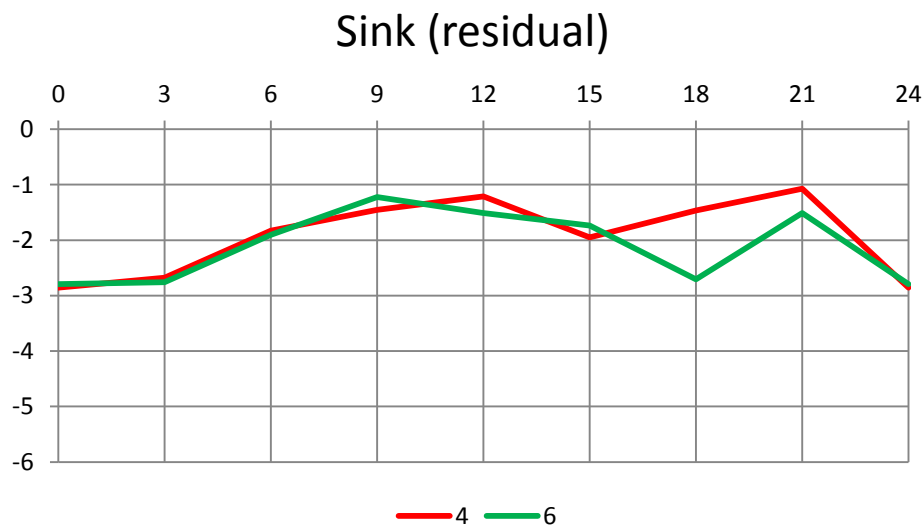
Em geral, o processo mais importante que explica as variações temporais de FAC é a expansão líquida de área dos SC (seção 6.5). Nos regimes continentais, a expansão líquida possui um ciclo bem definido e aproximadamente comum, com um aumento de área pronunciado durante o período vespertino seguido de redução de área nos períodos noturno e matinal. Para dividir a expansão líquida nas suas duas componentes, aumento e redução de área, utiliza-se uma representação simples: o aumento de área é proporcional à iniciação. Essa representação baseia-se na hipótese de que os mecanismos ou fatores atmosféricos que favorecem a iniciação também favoreceriam o aumento de área. Trata-se de uma hipótese mencionada anteriormente e que se baseia na semelhança entre o ciclo de iniciação e de fusão de SC (seção 6.4). Considerando uma constante de proporcionalidade comum a todos os regimes (continentais e oceânicos), o aumento de área pode ser calculado e, então, a redução de área pode ser calculada como resíduo.

Regimes continentais contrastantes, como o 4 e o 6, possuem ciclos de aumento e redução de área muito semelhantes (Figura 6.18). Trata-se de um resultado importante, que confirma o papel da advecção como um dos principais processos que promovem a diferença entre costa e interior nos regimes continentais. No caso do regime 4, o maior

valor do máximo de aumento de área deve estar associado à atuação da brisa marítima. Em ambos os regimes, embora, em primeira ordem, o ciclo de aumento possa ser explicado pelo aquecimento solar diurno, outra característica intrigante é que, fora do período vespertino, ainda existem fatores atmosféricos que favorecem o aumento de área; ou seja. Também para ambos os regimes, a magnitude da redução de área é maior durante a noite, após o máximo aumento, e decai durante a madrugada, atingindo um valor quase-estacionário durante a manhã.



(a)



(a)

Figura 6.18 – Ciclo diário de aumento (*source*) e redução (*sink*) de área de SC para os regimes 4 e 6.

A variabilidade intradiária de τ , calculada a partir do ciclo diário de redução de área, está mostrada na Figura 6.19. Em ambos os regimes, τ passa por um máximo após a maior taxa de aumento de área, e então diminui lentamente durante a noite e a manhã. Os valores de τ , que em geral encontram-se no intervalo entre 6 e 12 h, implicam uma lenta redução de FAC pelo processo de redução de área dos SC. A hipótese é que esse comportamento decorra da organização dos SC em escalas maiores (*upscaling*), como a organização dos SC em sistemas convectivos de mesoescala, cujo tempo de vida é compatível com τ (COTTON; ANTHES, 1989; HOUZE, 1993; MACHADO et al., 1998; BARBOSA, 2005).

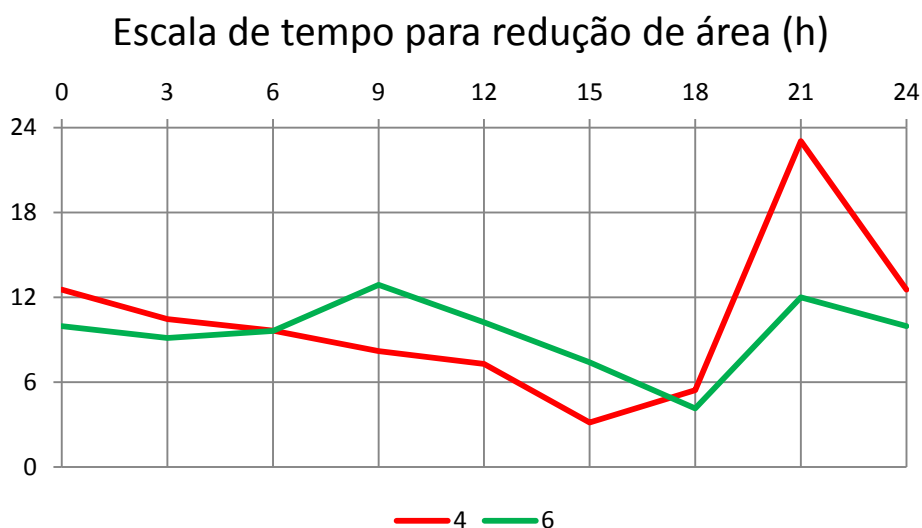


Figura 6.19 – Escala de tempo para redução de área (horas).

Considerando a ocorrência de fusão de SC como um indicativo de *upscaling*, pode-se notar que o processo de *upscaling*, sobre regiões continentais, ocorre de forma expressiva entre 18 e 21 UTC, ou seja, no período de maior iniciação e expansão da área de SC (Figura 6.9 e 6.10). Embora haja um máximo na costa, o *upscaling* ocorre uniformemente no interior do continente. Isso significa que os SC se iniciam, expandem-se e organizam-se em escalas maiores em todo o continente no período vespertino. Do período noturno até o vespertino do dia seguinte, a separação de SC supera a fusão, o que indica um processo de *downscaling* (ou seja, da perda da organização de SC em escalas maiores) e consequente diminuição de τ . Mesmo assim, τ se mantém alto, bem acima do tempo de vida de tempestades isoladas, indicando que a organização de SC consegue se manter mesmo sob a ação de *downscaling*.

Uma outra forma de representar o efeito do *upscaling* na escala de tempo de decaimento consiste em manter τ fixo e igual ao referente a SC individuais (algumas horas) mas adicionar um aumento de área de SC em função do *upscaling*. Pelo fato de τ ser menor, a taxa de redução de área de SC é maior, mas o *upscaling*, ao introduzir uma taxa de aumento de área, contrabalança a maior redução. A base dessa representação é o mecanismo de autopropagação de sistemas convectivos de mesoescala, em que as correntes descendentes dos SC que compõe o sistema se juntam e geram novas células no sentido de propagação do sistema (COTTON; ANTHES, 1989). Outra justificativa para esta representação é a existência de iniciação em outros horários, inclusive nos horários noturnos/matinais (Cf. Figura B.1 do Apêndice B). A iniciação pode favorecer que SC já existentes se agrupem com os novos e, conseqüentemente, haja uma expansão da área do SC. Uma das vantagens dessa representação é que a taxa de redução torna-se muito pequena após algumas horas, o que é coerente com o fato de que a perda de organização dos SC é muito lenta.

7. MODELO CONCEITUAL

O Capítulo 6 aponta a importância da expansão/retração de área dos SC para entender os processos envolvidos no CDP. Para avaliar este indicativo, elaborou-se um modelo conceitual bidimensional que simula a evolução temporal de SC. O SC é representado de forma bidimensional através da sua área, a cada passo de tempo. O modelo se baseia na representação proposta por Machado e Laurent (2004) para estudar a relação entre a expansão de área de SC e a divergência dos ventos em altos níveis. Os autores comentam que a expansão de área age como uma aproximação que quantifica o fluxo de massa ou a taxa de condensação que existe dentro do SC. E concluem que a expansão de área é uma boa aproximação que ajuda a determinar o estágio do ciclo de vida do SC.

7.1 Descrição do modelo conceitual

Nesta seção descreve-se o modelo conceitual de nuvens elaborado para testar os principais processos envolvidos com o CDP.

O modelo conceitual é constituído de um domínio bidimensional (latitude *versus* longitude) que engloba o NB. Os limites do modelo representam a área entre 5°N – 5°S e 65°W – 20°W. Representar a borda inclinada do NB e suas nuances é uma questão que não é abordada para deixar o modelo simples. Dessa forma, é criada uma fronteira fixa na longitude de 42.5°W para representar a transição entre continente e oceano. Assim, de maneira simplificada, a região continental fica a oeste de 42.5°W e a região oceânica a leste de 42.5°W.

O modelo segue os passos indicados no fluxograma da Figura 7.1. Nuvens individuais são inicializadas em posições aleatórias no domínio (1° passo da Figura 7.1). Por simplicidade, a nuvem é concebida por uma forma circular com área inicial de $0.1^\circ \times 0.1^\circ$ ou 100 km^2 . De acordo com os dados do ForTraCC, através da variável *FREQ*, é possível obter que o número médio de sistemas.hora⁻¹ no continente (oceano) é 15 (10).



Figura 7.1 – Fluxograma com os passos do modelo conceitual.

Quando não existem condições atmosféricas favoráveis, tais como umidade em baixos níveis, convergência e instabilidade, a nuvem tende a se dissipar. Isso é representado pela ausência de uma “fonte” de área de nuvem. Considera-se que o decaimento da nuvem acontece de maneira exponencial, e que a nuvem é medida através da evolução

temporal de sua área. A equação que descreve matematicamente esta situação é representada por $\frac{dA}{dt} = -\frac{A}{\tau}$, onde o τ é um parâmetro que controla a escala de tempo para a ocorrência de um decaimento expressivo da área da nuvem. A solução única desta equação para uma condição inicial $A = A_0$ é: $A = A_0 e^{-\frac{t}{\tau}}$, onde A_0 é a área inicial da nuvem. Esta função diminui exponencialmente até zero.

Porém, sabe-se que quando existem condições ambientais favoráveis, a nuvem se desenvolve, ou seja, aumenta a sua área. Isso é representado adicionando um termo de fonte que dê condições de crescimento para a área da nuvem. Este termo é indicado por $F(t)$, que é uma função prescrita no modelo. Logo, o desenvolvimento/decaimento da área da nuvem no modelo conceitual é resolvido de acordo com a seguinte equação diferencial:

$$\frac{dA}{dt} = -\frac{A}{\tau} + F(t) \quad (7.1)$$

O primeiro termo é responsável pela diminuição da área da nuvem (termo de sumidouro), o τ é um parâmetro que contribui para o decaimento da nuvem. O segundo termo $F(t)$ é responsável pelo aumento da área da nuvem (termo de fonte) e varia de acordo com o tempo.

A solução desta equação diferencial tem a seguinte formulação:

$$A(t) = A_0 \cdot e^{-\frac{t}{\tau}} + F(t) \cdot \tau \cdot \left(1 - e^{-\frac{t}{\tau}}\right) \quad (7.2)$$

E a solução numérica da Equação 7.1 é a seguinte:

$$a(t + 1) = a(t) - a(t) \cdot \frac{\Delta t}{\tau} + F(t) \cdot \Delta t \quad (7.3)$$

A função fonte $F(t)$ integra as condições para que a nuvem se desenvolva, i.e., aumente a sua área no tempo. A função fonte é construída de duas maneiras para diferenciar o tipo de superfície em que as nuvens estão sendo formadas, se continente ou oceano. Esta

diferenciação é feita para caracterizar os diferentes mecanismos físicos associados a cada uma destas regiões. A função fonte do continente considera que o aquecimento diurno é uma forçante para o desenvolvimento da nuvem (disparo da convecção) e que acontece em um período fixo do dia (à tarde). No período da tarde, a forçante possui magnitude maior e nos outros horários a forçante é nula. Já a função fonte do oceano considera a capacidade térmica do oceano e fornece uma pequena contribuição para o desenvolvimento da convecção durante todo o dia e também de noite. A função fonte para continente e oceano pode ser vista na Figura 7.2.

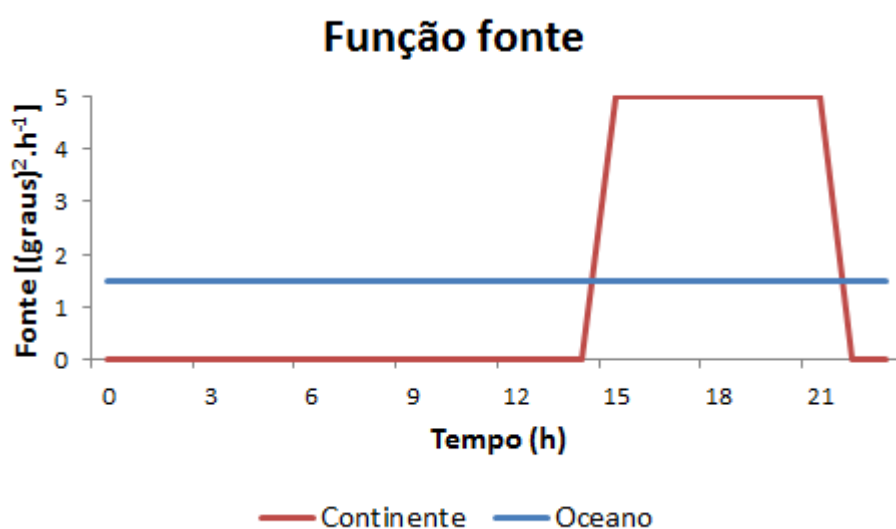


Figura 7.2 – Função fonte $F(t)$ para o desenvolvimento da nuvem em regiões continentais (curva vermelha) e oceânicas (curva azul). F é dada em $(^\circ)^2 \cdot h^{-1}$ e o tempo é dado em horas.

Os valores da função fonte (tanto de continente quanto de oceano) são determinados por meio de testes com o modelo. São selecionados os valores da função fonte que reproduzam nuvens com áreas realistas, evitando a geração de nuvens com áreas demasiadamente grandes.

Caso não haja o termo de fonte para que a nuvem aumente a sua área, a nuvem individual terá algumas horas para decair/dissipar-se. O parâmetro que ajusta o tempo de decaimento da nuvem é o τ . Testes com o modelo indicam que 4 horas é um valor adequado, e que é comparável ao tempo de vida de SC.

O passo de tempo considerado para a resolução da equação diferencial é de uma hora. A cada passo de tempo alguns processos são incluídos visando a representação do CDP no NB.

Um destes processos é o agrupamento das nuvens que se encontram próximas umas das outras, considerando a possibilidade das nuvens se unirem formando um sistema maior e organizado. Neste sentido, é como se o modelo incluísse a organização de nuvens em nível de mesoescala, como os SCM, as LI, entre outros. O agrupamento é feito segundo um critério de distância entre nuvens (2º passo da Figura 7.1). Se a distância de uma nuvem até a outra for de até de $0.5^\circ \approx 50$ km, considera-se que as duas nuvens pertencem ao mesmo sistema. Um sistema pode ser formado por quantas nuvens satisfaçam o critério de distância. Este processo é feito de nuvem a nuvem até que todas as nuvens presentes naquele passo de tempo sejam checadas. Ao final do processo, cada grupo de nuvens recebe uma identificação (3º passo da Figura 7.1) e se calcula a área ocupada pelo grupo (4º passo da Figura 7.1).

De acordo com Machado et. al. (1998), sistemas maiores duram por mais tempo. Esta característica foi acrescentada no modelo através de uma condição na função fonte. Se o grupo for formado por uma área que atingir um valor acima do limiar de área máxima ($amax = 0.5^\circ \times 0.5^\circ$), então acrescenta-se uma função fonte adicional para todas as nuvens do grupo. A função fonte adicional (fa) é dada por:

$$fa = \frac{0.4 \times amax}{\tau} \quad (7.4)$$

A função adicional depende da área máxima da nuvem ($amax$) e do parâmetro τ , que é um valor fixo, de 4 horas. A área máxima é um bom parâmetro para controlar a função fonte adicional, pois, neste caso, ajuda a limitar o crescimento da área da nuvem em cada passo de tempo. O crescimento não pode ser muito alto, que leve a nuvens a excederem a área máxima. Pelo contrário, tem que ser muito menor. A divisão entre o parâmetro 0,4 e $\tau = 4$ faz com que a fonte adicional seja o equivalente de 10% da área máxima da nuvem em um passo de tempo.

A Figura 7.3 tem a resolução da Equação 7.1 para uma nuvem individual, como exemplificação. Sem a função fonte adicional, a nuvem sobre o oceano tem menor área do que a nuvem continental, mas a sua área se distribui no tempo de forma mais uniforme. Se a precipitação é proporcional à área, então o ciclo diário é mais uniforme sobre o oceano. Com a função fonte adicional, o padrão se mantém. Contudo, a magnitude da área aumenta, tanto da nuvem continental quanto da nuvem oceânica e o tempo de vida da nuvem aumenta. Sem fonte adicional, a nuvem continental expande sua área em cerca de 6 horas (de acordo com função fonte) e depois começa a se retrair. Com fonte adicional, a nuvem se expande até 9 horas. A nuvem oceânica tem um aumento mais lento, durante todo o dia, visto que a função fonte é constante. Quando se acrescenta a fonte adicional, a taxa de expansão é maior. O efeito da fonte adicional é aumentar a área da nuvem, e adicionalmente, o seu tempo de vida. Vale ressaltar que no exemplo, as fontes foram consideradas até 24 horas, mas no modelo, a fonte continental começaria novamente e a fonte do oceano nunca para.

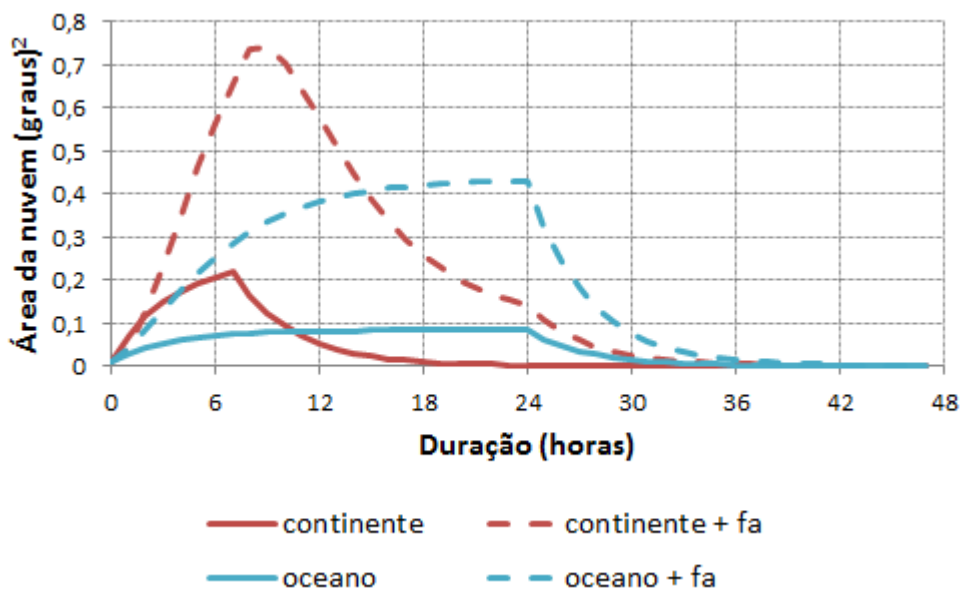


Figura 7.3 – Evolução de uma nuvem individual no tempo decorrente da Equação 7.1.

Depois do agrupamento, outro processo é incluído no modelo, o processo de advecção (translação da nuvem) (5º passo da Figura 7.1). Considera-se que as nuvens se movimentam, mudando de posição em cada passo de tempo. A mudança de posição das nuvens obedece as seguintes equações:

$$\frac{dx}{dt} = u \quad \text{e} \quad \frac{dy}{dt} = v \quad (7.5)$$

onde u é a componente zonal da velocidade de propagação dos sistemas convectivos obtidos pelo ForTraCC e v é a componente meridional da mesma variável. Por simplicidade, u e v são constantes e iguais a 10 e 0 m.s^{-1} , respectivamente (propagação somente zonal, em concordância com a Figura 6.3c). Vale salientar que a Equação 7.3 é resolvida separadamente do processo de translação (Equação 7.5).

Para incluir o efeito da brisa marítima no continente concentra-se um número maior de nuvens se iniciando a uma distância de até 1° da costa. Neste caso, 5 das 15 nuvens do continente se iniciam entre 0 e 1° de distância da costa.

Uma nuvem dissipa ou morre quando a nuvem sai do domínio ou sua área atinge um valor menor do que sua área inicial, que é de $0.1^\circ \times 0.1^\circ$ ou 100 km^2 (6º passo da Figura 7.1). Neste ponto, é realizado um novo processo de agrupamento considerando nuvens remanescentes e filtrando aquelas que se dissiparam (7º passo da Figura 7.1).

No final da integração do modelo, é possível calcular a FAC relativa a área das nuvens calculadas pelo modelo, da mesma forma que foi definida para os SC na seção 4.2 (8º passo da Figura 7.1). Além disso, é criada uma função para converter área a nuvem em chuva⁴ (9º passo da Figura 7.1). A função é dada a seguir:

$$p(A) = \begin{cases} 10 \cdot A, & \text{se } A < 0.05 (\text{°})^2 \\ 0.5, & \text{se } A \geq 0.05 (\text{°})^2 \end{cases} \quad (7.6)$$

onde $p(A)$ é a precipitação (mm.hora^{-1}) de um ponto de grade que está sob influência de uma nuvem de área A . Os valores 10 e 0,5 são obtidos através de testes com o modelo, de forma que a chuva esteja dentro de uma estimativa real.

A precipitação é proporcional a área da nuvem quando a área da nuvem é menor do que $0.05 (\text{°})^2$, caso contrário, a precipitação é sempre o mesmo valor. A formulação proposta

⁴ Com base na chuva obtida pelo modelo, calcula-se o CV.

se baseia em uma ideia muito simples: quanto maior a nuvem, mais chuva ela gera. No entanto, um erro pode estar associado com esta hipótese, pois se sabe que nuvens são divididas em duas categorias, as convectivas e as estratiformes. As nuvens convectivas que possuem um tamanho e causa precipitação mais intensa enquanto que as estratiformes possuem maior área, no entanto, geram uma precipitação menos intensa.

7.2 Resultados e discussão

A evolução temporal das nuvens geradas pelo modelo conceitual é mostrada na Figura 7.4. No primeiro passo de tempo (Figura 7.4a), as nuvens são criadas somente no domínio oceânico. Isto acontece, pois a função fonte é configurada de tal forma que nuvens se iniciam em todos os passos de tempos no oceano (Figura 3.1). No continente, as nuvens são inicializadas somente na parte da tarde, então, no primeiro passo de tempo não existem nuvens no continente, pois o primeiro tempo se refere ao horário da madrugada (01 HL)⁵. Observa-se uma nuvem inicializada na região costeira continental que é devido à inclusão do efeito de brisa marítima. Às 06 HL da manhã (Figura 7.4b) e ao meio dia (Figura 7.4c), muitas nuvens individuais são observadas no oceano em posições aleatórias. As cores indicam nuvens que se agrupam para formar um sistema maior. Neste momento não se observa nenhuma organização em maior escala. Às 16 HL, iniciam-se nuvens no continente devido à forçante diurna, inserida pela função fonte (Figura 4.1). Observa-se um número maior de nuvens em regiões costeiras por dois motivos: sistemas oceânicos que chegam à costa por advecção e sistemas que nascem na costa devido à brisa. De noite (21 HL) é possível observar nitidamente agrupamentos na costa e também no interior do continente. Depois das 21 HL, a forçante no continente cessa e bloqueia o nascimento de novas nuvens no período da noite e manhã. Ficam apenas as nuvens que nasceram nos horários anteriores. Em geral, elas demoram quatro horas para se dissipar por completo ($\tau = 4$). Entretanto, as nuvens que conseguem se agrupar umas com as outras, permanecem por mais tempo. Ao meio dia do segundo dia de integração é observado um exemplo deste fato (Figura 7.4f). Dois aglomerados de nuvens que nasceram na costa permanecem no continente e se propagam para oeste. Com o aquecimento do sol na tarde seguinte, estes dois sistemas se intensificam e acontece o nascimento de algumas nuvens na costa que começam a

⁵ Neste capítulo serão utilizados horários locais (HL) para tratar o ciclo diário, diferente dos outros capítulos onde foram utilizados horários UTC.

organizar um novo sistema (Figura 7.4g). No quarto dia de integração (Figura 7.4h), são observados três sistemas no continente e pequenas organizações no oceano que por sua vez não evoluem como no continente.

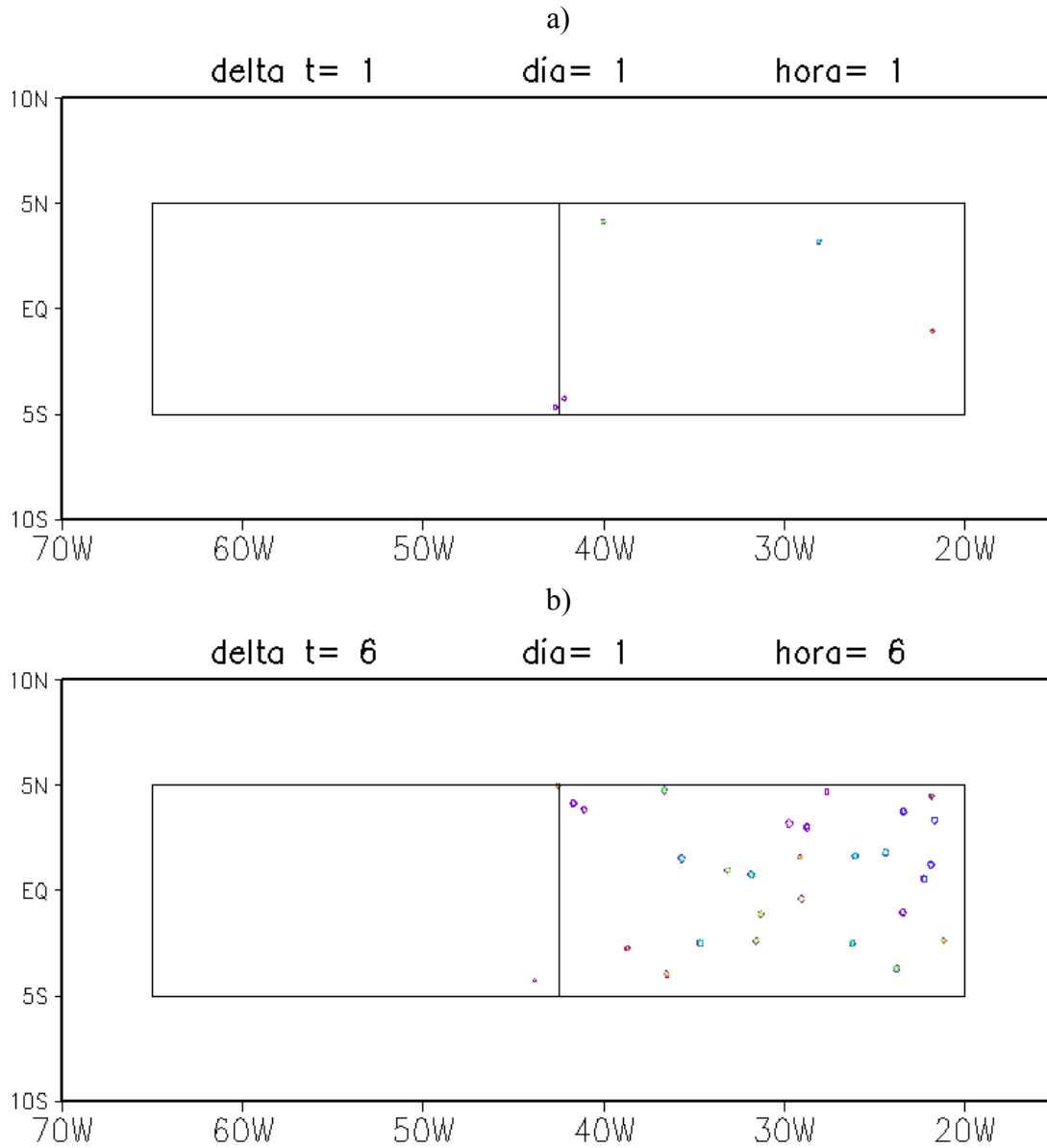


Figura 7.4 – Evolução temporal das nuvens do modelo conceitual. (Continua)

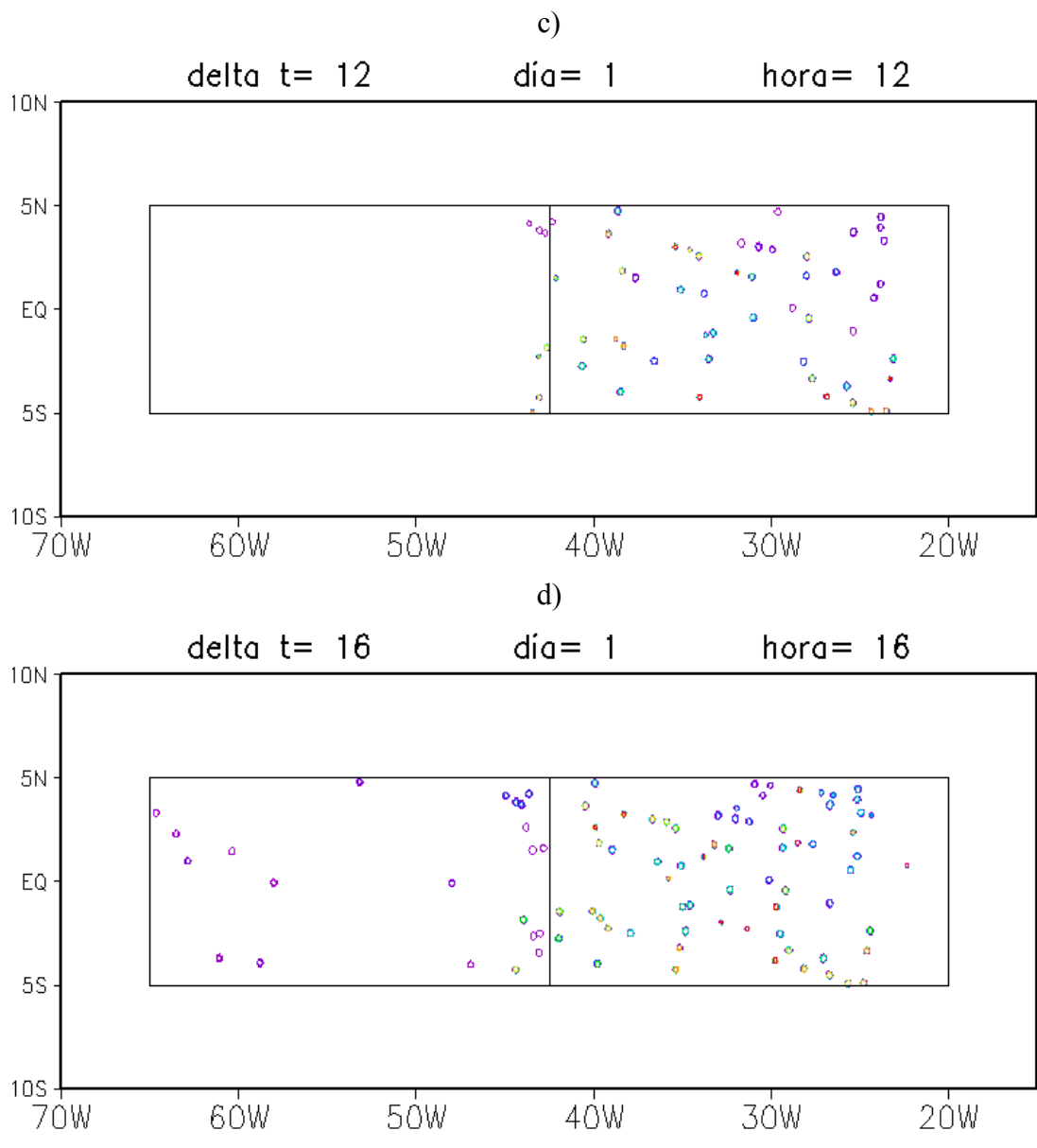
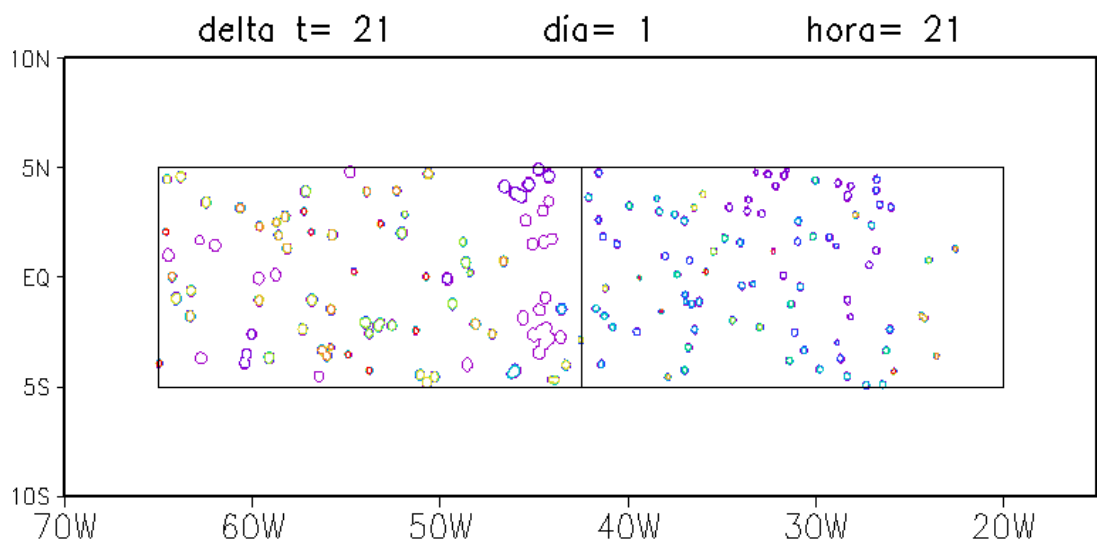


Figura 7.4 – Continuação (continua)

e)



f)

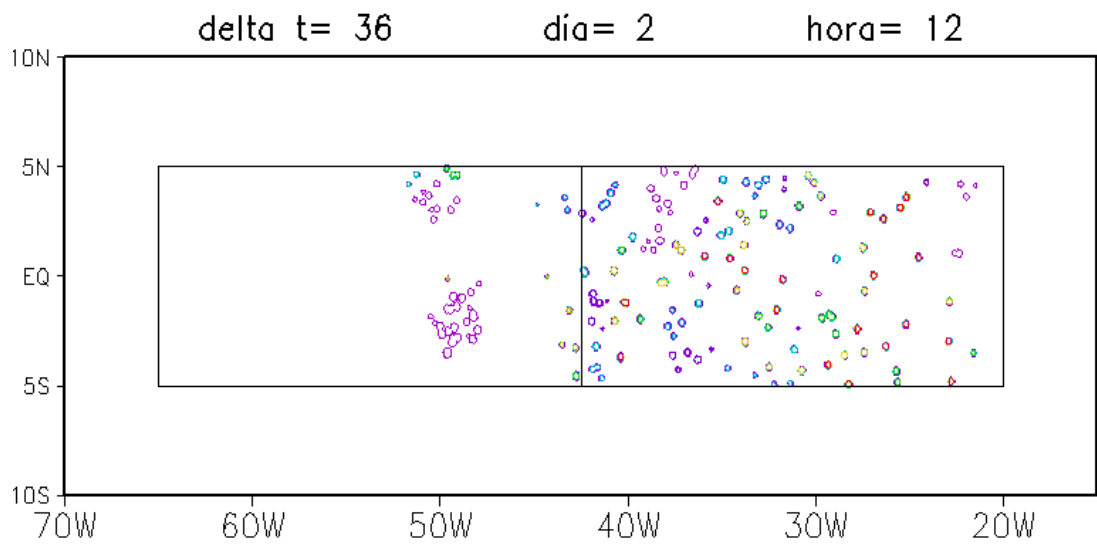
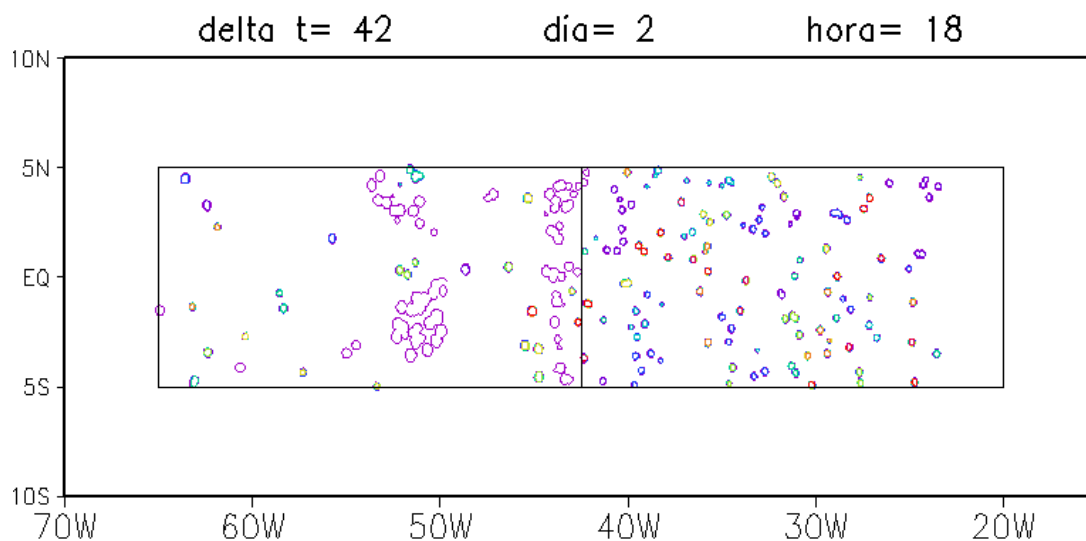


Figura 7.4 – Continuação (continua)

g)



h)

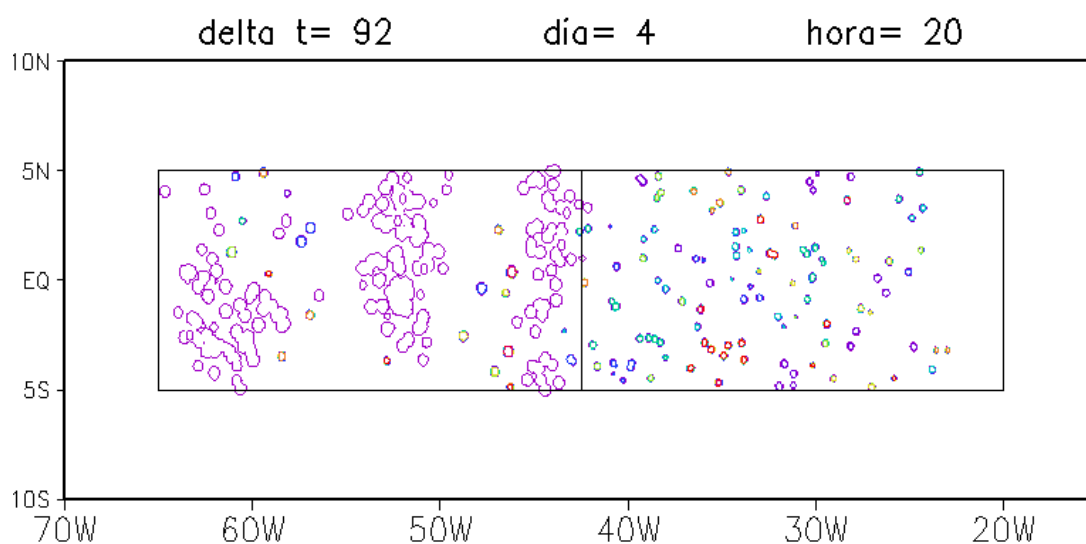


Figura 7.5 – Conclusão.

Na Figura 7.5 são mostrados dois gráficos de *CV* médio entre 5°S e 5°N. O primeiro painel é relativo aos dados observados (TRMM) e o segundo se refere a uma rodada controle do modelo conceitual.

Nos dados observados, o padrão geral demonstra um mínimo de *CV* no oceano seguido de três picos continentais, que diminuem sua magnitude conforme se adentra ao continente. As características dos regimes do CDP discutidos no Capítulo 3 são observadas na Figura 7.5a. Por exemplo, o *CV* é baixo entre 30°W e 35°W (aproximadamente 15%), caracterizando o ciclo uniforme do oceano. A máxima variabilidade diária visualizada na região costeira ($CV \approx 70\%$) na longitude de 55°W caracteriza o regime costeiro continental – Tipo I (ponto 4 da Figura esquemática 5.15).

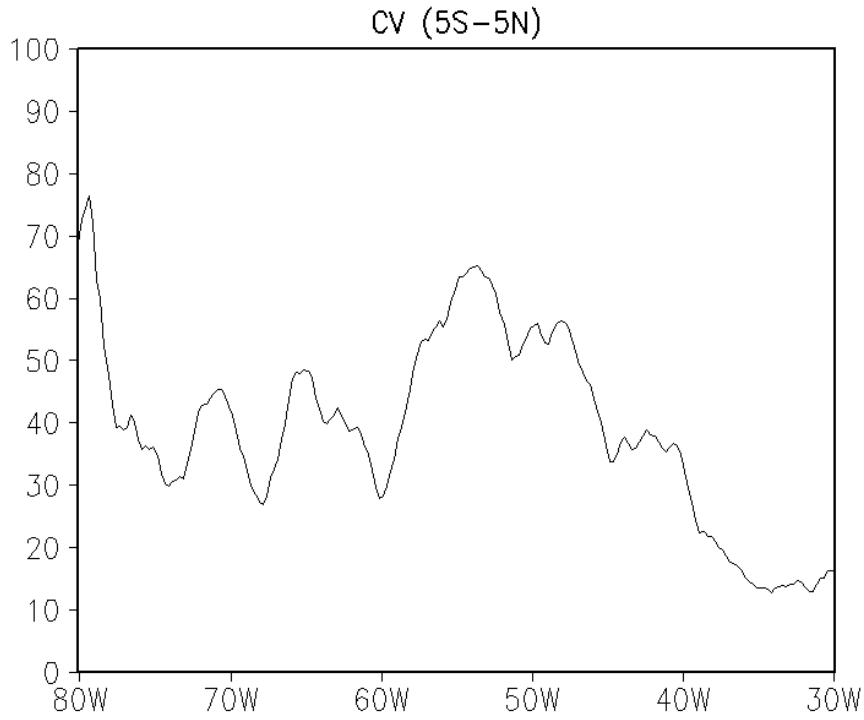
Entre 5°S e 5°N, a transição do oceano para o continente ocorre desde 35°W até 50°W devido à inclinação da costa (Cf. Figura 5.3b). Como se trata de uma média, a transição de oceano para o continente na Figura 7.3a acontece de maneira suave desde o *CV* de aproximadamente 15% em 35°W onde é “oceano puro” até o *CV* de 70% que é “continente puro” em 55°W. Continente adentro (próximo à 60°W), ocorre um decréscimo no *CV* relacionado à propagação de fase (ponto 6 da Figura esquemática 5.15). Em seguida, acontece um aumento da variabilidade intradiária (*CV* ≈ 50%) associada com a possibilidade de reintensificação dos SC (ponto 7 da Figura esquemática 5.15). Um novo decaimento do *CV* é observado próximo de 70°W causado pelas chuvas noturnas/matinhas (ponto 8 da Figura esquemática 5.15).

O modelo conceitual (Figura 7.5b) representa muito bem o padrão geral da variabilidade diária da chuva verificada pelos dados do TRMM (Figura 7.5a). O oceano apresenta uma menor variabilidade diária com 35% de *CV*, de tal forma que esta variabilidade se mantém em todas as longitudes que pertencem ao oceano. Esta característica também é observada nos dados do TRMM e pode melhor visualizada na Figura 5.3b, onde se constata que a uniformidade do CDP no oceano se mantém espacialmente. No continente, aparece o padrão com três picos de variabilidade: um pico maior na costa e dois outros picos no interior do continente com menores amplitudes. O modelo tem um domínio um pouco menor por questões computacionais, as longitudes onde ocorrem as altas variabilidades diárias são respectivamente 45°W, 52°W e 60°W e, mesmo assim, são muito próximas das longitudes onde ocorrem as maiores variabilidades do CDP na Figura 7.5a. Uma diferença é que os mínimos de *CV* do continente diminuem quando se caminha para o interior do continente, enquanto que os dados do TRMM mostram que os mínimos se mantêm. Isso acontece porque não existe nenhum processo no modelo que cria ou intensifica a nuvem no continente nos horários noturnos. Este intervalo sem geração de nuvem origina uma região continental com *CV* baixo, pois há o mínimo de nuvens “velhas” em decaimento atuando naquela região. A região de mínimo de *CV* pode ser verificada claramente na Figura 7.4h. Contudo, as magnitudes de *CV* simuladas não possuem a mesma ordem de grandeza. O modelo simula corretamente uma variabilidade mais baixa no oceano em relação à variabilidade do continente, porém superestima o *CV* que deveria ser da ordem de 10% (Figura 7.5a), mas é na ordem de 30%. Da mesma forma, a magnitude dos máximos é superestimada pelo modelo. Os

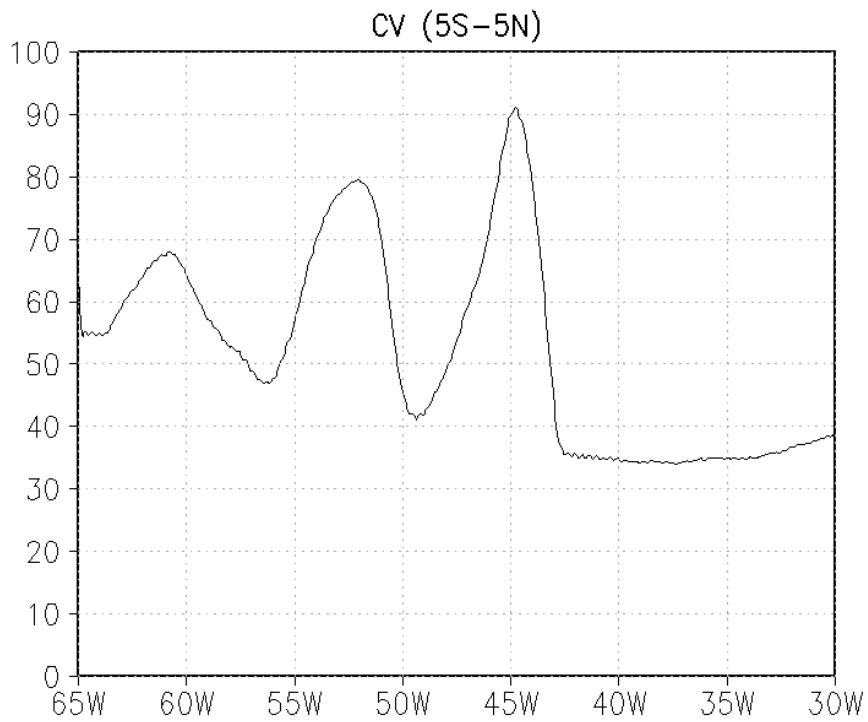
máximos de *CV* nos dados observados são de 70%, 50% e 45%, respectivamente, enquanto que o modelo simula o *CV* de 90%, 80% e 70%, respectivamente.

No Capítulo 6 é discutida a importância da advecção de SC e da brisa para a formação dos diferentes regimes do CDP no NB. Para estudar a importância destes processos para o CDP via modelagem, são realizados quatro testes de sensibilidade com o modelo conceitual, em uma simulação para 30 dias. Na Tabela 7.1 são mostrados os testes de forma sintetizada. No primeiro experimento (*Exp1*), nenhum processo é acrescentado, o segundo experimento (*Exp2*) considera apenas a advecção das nuvens, o terceiro (*Exp3*) considera a advecção e o agrupamento de nuvens e o quarto (*Exp4*) considera a advecção, o agrupamento de nuvens e a formação da brisa marítima na costa.

Os resultados dos testes de sensibilidade são mostrados na Figura 7.6. O primeiro experimento (*Exp1*) considera apenas a iniciação, o desenvolvimento e a dissipação. De maneira geral este experimento consegue reproduzir a grande variabilidade do continente ($CV \approx 130\%$) e a pequena variabilidade do oceano ($CV \approx 10\%$). O *CV* do oceano obtido no *Exp1* é muito próximo do observado, o modelo simula bem inclusive a magnitude. Uma explicação para a pequena flutuação do CDP no oceano é que as nuvens nascem a todo o momento no oceano (devido a função fonte oceânica) e não mudam de posição até seu decaimento. Neste caso, o modelo gera pequena quantidade de chuva em todos os horários do dia, o que explica a pequena variação no CDP.



(a)



(b)

Figura 7.6 – Coeficiente de variação (*CV*) médio entre 5°N e 5°S do ciclo diário de precipitação (a) observado pelo TRMM e (b) simulado pelo modelo conceitual.

Tabela 7.1 – Descrição dos experimentos rodados como teste de sensibilidade.

Rodadas	Advecção	Agrupamento	Brisa
Exp 1	desligado	desligado	desligado
Exp 2	ligado	desligado	desligado
Exp 3	ligado	ligado	desligado
Exp 4 (controle)	ligado	ligado	ligado

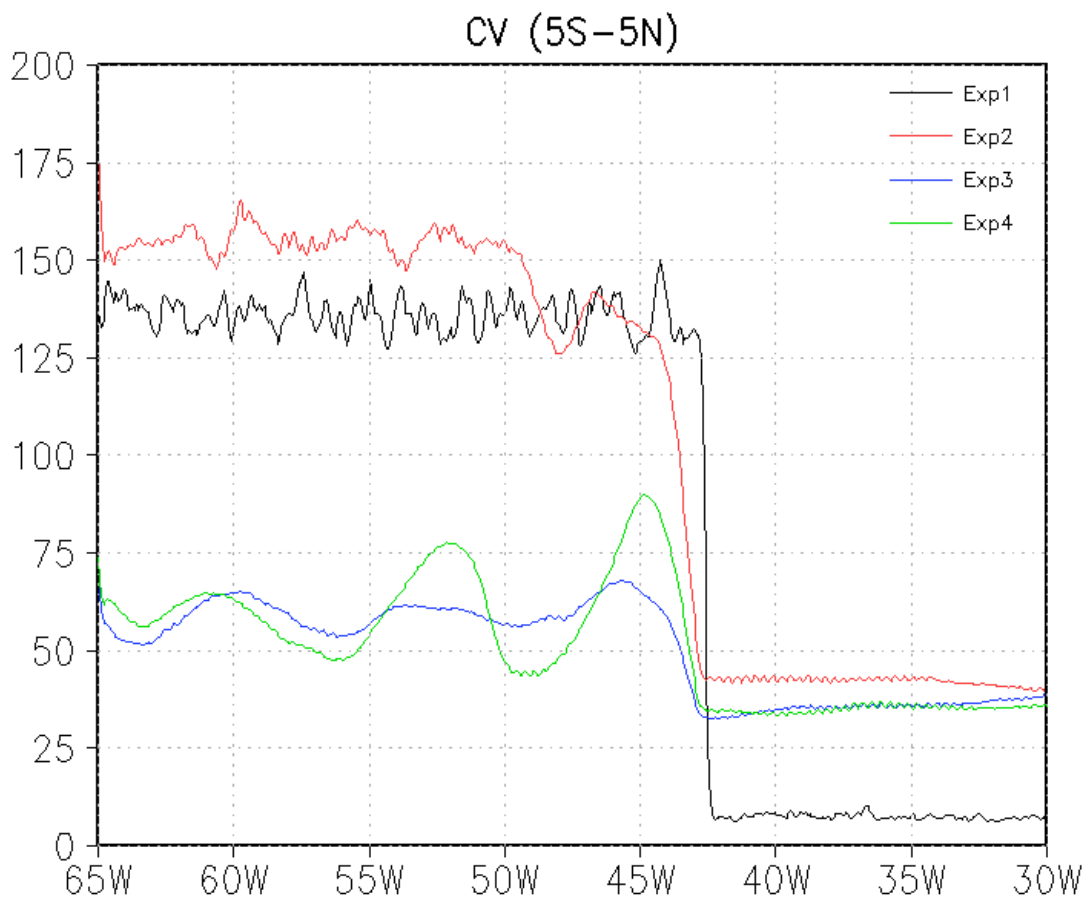


Figura 7.7 – Testes de sensibilidade com o modelo conceitual.

Quando ocorre a transição do oceano para o continente, o *CV* sofre um aumento abrupto, o que já era esperado, pois a inclinação da costa não foi incluída no modelo. A grande variabilidade no continente é obtida pela função fonte continental que gera nuvens somente à tarde devido ao efeito de aquecimento. Assim, a chuva é gerada somente à tarde e nos outros horários não há formação de chuva acarretando o *CV* alto. O padrão

geral é bem representado, no entanto, as flutuações de *CV* encontradas no interior do continente (discutidas nos Capítulos 5 e 6 deste documento) não são capturadas.

A inclusão da advecção (*Exp2*) introduz grandes diferenças no *CV* oceânico e um ciclo diário mais variável no continente. Uma explicação para o CDP mais variável no continente é o transporte das nuvens. Quando a nuvem se desloca, passa a não afetar alguns pontos de grade. A chuva pode chegar a zero nestes pontos de grade pela ausência de nuvens. Os “zeros” podem contribuir para que o CDP tenha maior variabilidade. Pelo mesmo motivo, a variabilidade aumenta no oceano em relação ao *Exp1*. Mesmo que haja um maior número de nuvens sendo geradas a todo passo de tempo no oceano, isto não implica que existam nuvens em todos os pontos de grade em todo passo de tempo.

O terceiro experimento (*Exp3*) traz uma informação importantíssima para o CDP continental. O agrupamento de nuvens é um processo fundamental para descrever as variações do ciclo diário no interior do continente. Os três picos de *CV* dos dados observados (Figura 7.5a) são representados no *Exp3* da Figura 7.6, sendo um pico na costa e outros dois no interior do continente. O segundo pico é reduzido, mas possível de ser observado. O posicionamento longitudinal dos picos (em 45°W, 55°W e 60°W, respectivamente) está muito próximo do posicionamento encontrado na Figura 7.5a. Os dados observados apresentam um pico com grande magnitude na costa. Conforme se adentra ao continente, os outros dois picos diminuem a magnitude de *CV*.

O *Exp3* não mostra nitidamente este decréscimo entre o máximo da costa e os próximos máximos. O quarto experimento (*Exp4*) traz uma contribuição neste sentido, pois ajusta um máximo alto na costa com uma diferença maior para o segundo e terceiro pico, mais próximo do que acontece na realidade. A magnitude maior de *CV* na costa é realçada pela presença da brisa marítima, que acontece principalmente no horário da tarde e início da noite intensificando os processos diurnos no continente. O *Exp4* mostra que a inclusão da brisa marítima é fundamental para a representação básica do CDP no NB, reforçando o papel da brisa no local. O resultado obtido com os testes de sensibilidade mostra que um modelo conceitual simples de nuvens com advecção, agrupamento e brisa é capaz de reproduzir o padrão geral do CDP observado. Além disso, mostra que o agrupamento é o processo fundamental para a representação do CDP.

A importância do agrupamento (*upscaling*) ratifica uma nova tendência para os modelos numéricos atuais, os quais resolvem os processos no ponto de grade, mas não incluem o mecanismo de agrupamento de nuvens, e sugere que a inclusão do mecanismo de agrupamento em modelos numéricos pode oferecer um ganho na reprodução das variações intradiárias de precipitação. Os resultados deste trabalho vão ao encontro ao trabalho de Mapes e Neale (2011), que são pioneiros na ideia de incluir a organização em escalas maiores utilizando o modelo CAM5. A ideia é capturar os efeitos de vários fenômenos de escala menor e incluir em uma única variável, em vez de introduzir um tratamento físico elaborado. Os resultados obtidos pelos autores foram no sentido de melhorar as parametrizações de convecção profunda atuais, trazendo à tona uma nova linha de pensamento para os modelos.

8. CONSIDERAÇÕES FINAIS

Neste trabalho, foram caracterizados detalhadamente os regimes do ciclo diário de precipitação (CDP) no norte do Brasil (NB) durante o outono austral, quando os totais de precipitação são elevados devido à influência direta da Zona de Convergência Intertropical sobre a região. Uma das motivações do trabalho foi a existência de áreas no NB com regimes diferentes daqueles propostos anteriormente por Kikuchi e Wang (2008). Por exemplo, na região do Centro de Lançamento de Alcântara (CLA), localizada no litoral do Maranhão, o CDP é bastante uniforme no outono austral, o que significa um ciclo com baixa amplitude. Isso difere do regime costeiro continental, caracterizado por amplitude maior, que seria esperado para a região.

Os dados do TRMM 3B42 mostraram, em média, uma correlação acima de 80% em relação aos dados coletados *in situ*, e também uma boa representação do horário de máximo e mínimo diário. No entanto, não consegue estimar a magnitude de precipitação horária com destreza, pois o TRMM subestima a precipitação (viés negativo). Esta subestimativa pode acontecer por causa da precipitação de nuvens quentes que prejudica a estimativa por satélites. Além disso, o algoritmo do TRMM é diferente para regiões oceânicas e continentais, o que acarreta uma diferenciação nos dados nestas duas regiões. Por isso os resultados obtidos neste trabalho que se referem à interface continente-oceano merecem confirmação com outros conjuntos de dados.

Na parte I, foram utilizadas as estimativas de precipitação dos dados do TRMM e foi tomado o *CV*, que é o desvio padrão do CDP dividido pela média, como métrica básica da variabilidade diária, complementado com a análise harmônica. Os resultados mostram a necessidade de inclusão e modificação dos quatro regimes do CDP propostos por Kikuchi e Wang (2008) para o NB. A quantidade de regimes foi expandida para oito com o fim de agrupar de forma mais adequada os CDP observados no NB.

1. Constatou-se a existência de um novo regime, o regime costeiro de transição – **regime 3** – que possui um *CV* mínimo e se localiza ao longo do litoral continental, na interface entre continente e oceano (a menos de 2° de distância da costa). O seu ciclo é caracterizado por 2 máximos reduzidos (um no final da tarde representando a característica continental, e outro durante a manhã

- representando a característica oceânica). A região do CLA estaria sob influência deste regime.
2. Foi realizada a divisão do regime costeiro continental em dois: o regime costeiro continental – Tipo I, chamado de **regime 4**, e o regime costeiro continental – Tipo II, chamado de **regime 5**. A semelhança entre os dois regimes é a presença de um ciclo não uniforme e a proximidade da costa. Enquanto no regime 4 ocorre um pronunciado máximo à tarde, no regime 5 ocorre propagação de fase, ou seja, o máximo do regime 4 propaga-se continente adentro durante a noite. Outra diferença é que o regime 4 possui *CV* alto, e o regime 5 possui *CV* em diminuição. Para fins de classificação, o regime 4 se localiza no continente a menos de 2° de distância em relação à costa, e o regime 5 fica a uma distância maior da costa (entre 2° e 7°).
 3. Notaram-se diferenças dentro do regime continental que acarretou a sua divisão em outros três regimes: o regime continental quase-uniforme, chamado de **regime 6**, o regime continental – Tipo I, chamado de **regime 7**, e o regime continental – Tipo II, chamado de **regime 8**. No interior do continente, i.e., em regiões que distam mais do que 7° da costa, como o interior da Amazônia, há dois modos de variabilidade intradiária. No primeiro modo, correspondente ao regime 6, o *CV* é baixo e o ciclo é quase-uniforme, com dois máximos pouco pronunciados: um no fim da tarde devido ao aquecimento diurno e outro de madrugada/manhã devido à propagação de fase ou processos de convecção noturna. No segundo modo, correspondente aos regimes 7 e 8, a variabilidade é maior (ciclo não-uniforme) com o máximo no fim da tarde um pouco maior. A diferença entre os regimes 7 e 8 é que o regime 7 não possui propagação de fase e o regime 8 possui. A existência de muitas regiões com o regime 8 mostra que a propagação de fase ocorre não somente próximo à costa, mas também no interior do continente.

Na parte II, foram utilizados os dados do ForTraCC para avaliar o comportamento dos SC e seus processos em relação ao CDP. Existe uma boa relação entre os padrões espaciais do CDP e de frequência de SC (FREQ) e fração de área convectiva (FAC); isso indica que os mecanismos físicos e dinâmicos afetam a precipitação por meio da atuação de SC. Muitos trabalhos sobre o CDP assumem esta relação implicitamente, mas ela ainda não havia sido demonstrada explicitamente. Os processos relativos aos

SC estudados neste trabalho foram: iniciação/dissipação, fusão/separação, expansão/retração de área e advecção. A iniciação de sistemas ocorre de forma mais concentrada no tempo, enquanto a dissipação ocorre de forma mais distribuída. A iniciação (dissipação) está diretamente associada com a fusão (separação) de sistemas. A semelhança da iniciação e fusão sugere que os mecanismos físicos que favorecem a iniciação também podem favorecer a expansão de área e posterior fusão dos sistemas. A expansão líquida da área dos SC (saldo entre expansão e retração de área) é processo que explica melhor as variações temporais de FAC. Os processos de advecção e iniciação líquida são importantes em algumas regiões/horários, e contribuem para moldar os diferentes regimes de ciclo diário propostos na parte I. O regime oceânico (regime 1) possui valores pequenos da taxa de variação temporal de FAC, o que explica a menor variabilidade intradiária da região. O aumento de área líquida é contrabalançado primariamente por dissipação líquida e secundariamente por advecção negativa. A fase da advecção é um fator importante na diferenciação entre os regimes 4 e 5. Nos regimes puramente continentais (6, 7 e 8), a advecção é pequena devido a pequenos gradientes horizontais de FAC. Parametrizando a expansão de área como dependente da iniciação, a escala de tempo de decaimento de FAC (τ), ou seja, o tempo de decaimento sob condições ambientais desfavoráveis à iniciação (período noturno/matinal), varia entre 6 e 12 horas. Essa escala de tempo é compatível com a de sistemas convectivos organizados em escalas maiores, como os sistemas convectivos de mesoescala, não com a escala de SC individuais. Logo, os resultados sugerem que, no período vespertino, ocorre *upscaling* (organização em escalas maiores) dos SC em toda a região continental devido à intensa expansão de área dos SC; e esses sistemas organizados decaem lentamente durante o período noturno/matinal, levando a um ciclo mais uniforme no interior do continente.

Na parte III elaborou-se um modelo conceitual simples que descreve a evolução temporal de SC. O modelo foi configurado em um domínio simplificado no qual a transição entre continente e oceano é um meridiano, supondo que os SC se propagam zonalmente. Representações idealizadas dos mecanismos físicos e dinâmicos foram agregadas ao modelo de acordo com os resultados obtidos na parte II. Com o modelo, testou-se a hipótese de que os diferentes regimes do CDP seriam o resultado da atuação de mecanismos básicos, tais como agrupamento em escalas maiores (*upscaling*), advecção e brisa marítima. Os resultados dos testes de sensibilidade indicaram que o

mecanismo mais importante para a representação dos CDP continentais é o agrupamento/organização dos SC em escalas maiores. Com esse mecanismo, os dois modos de variabilidade no interior do continente são claramente representados. A brisa marítima teria o papel de aumentar a variabilidade do CDP no regime 4.

Para aprofundar a pesquisa realizada sobre o CDP no NB, são feitas as seguintes sugestões para trabalhos futuros:

- Utilizar dados com maior resolução espacial para identificar de forma mais precisa os limites do regime 3 (regime costeiro de transição). Uma ideia seria utilizar os dados do CMORPH (*Climate Prediction Center Morphing Technique*) que é um dos conjuntos com maior resolução espacial (≈ 8 km no Equator) atualmente. Dados observados ao longo de localidades no litoral do NB poderiam ser também utilizados para confirmar as características observadas do regime 3.
- Investigar quais mecanismos físico/dinâmicos são os mais importantes para explicar as diferenças entre os regimes 6 e 7. Provavelmente, os mecanismos não são iguais para todas as regiões, mas um estudo detalhado, entre duas regiões próximas, mas com regimes diferentes, poderia ser útil para esclarecer a questão.
- Acrescentar mais mecanismos ao modelo conceitual, tal como a brisa terrestre. Isso permitiria, em princípio, representar a transição do regime 1 ao 4 (ou seja, representar os regimes 2 e 3).

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALCÂNTARA, C. R., SILVA DIAS, M. A. F., SOUZA, E. P., COHEN, J. C.P. Verification of the role of the low level jets in Amazon squall lines, **Atmospheric Research**, v. 100, n.1, p. 36-44, April 2011, 2011. ISSN 0169-8095, <http://dx.doi.org/10.1016/j.atmosres.2010.12.023>.
- ANGELIS, C. F.; MCGREGOR, G. R.; KIDD, C. Diurnal cycle of rainfall over the Brazilian Amazon. **Climate Research**, v. 26, p 139–149, 2004.
- BARBOSA, R. L. **Interação das perturbações convectivas iniciadas na costa norte do Brasil com os distúrbios ondulatórios de leste**. 2007. 151 p. (INPE-14433-TDI/1132). Dissertação (Mestrado em Meteorologia) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2005. Disponível em: <http://urlib.net/sid.inpe.br/jeferson/2005/07.06.19.23>>. Acesso em: 26 nov. 2013.
- BARBOSA, T. F.; CORREIA, M. F. Sistemas Convectivos Intensos no Semi-árido Brasileiro: O Controle da Grande Escala. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 20, n. 3, p. 395-410, 2005.
- BARBOSA, R. L.; OYAMA, M. D.; MACHADO, L. A. T. Climatologia das perturbações convectivas iniciadas na costa norte do Brasil. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 21, n. 1, p. 107-117, Ap. 2006. (INPE-14133-PRE/9266).
- BARROS, S. S. B.; OYAMA, M. D. The influence of convective systems on the diurnal cycle of precipitation over tropical South America. In: INTERNATIONAL CONFERENCE ON SOUTHERN HEMIPHERE METEOROLOGY AND OCEANOGRAPHY (10TH ICSHMO), 10., 2012, Noumea, Nova Caledônia. **Proceedings...** Noumea: AMS , 2012.
- BARROS, S. S. **Precipitação no Centro de Lançamento de Alcântara: aspectos observacionais e de modelagem**. 2008. 112 p. (INPE-15319-TDI/1362). Dissertação (Mestrado em Meteorologia) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2008. Disponível em: <http://urlib.net/8JMKD3MGP8W/33END9S>>. Acesso em: 26 nov. 2013.
- BOWMAN, K. P., COLLIER, J. C.; NORTH, G. R.; WU, Q.; HA, E.; HARDIN, J. Diurnal cycle of tropical precipitation in Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM) satellite and ocean buoy rain gauge data, **J. Geophys. Res.**, v. 110, D21104, 2005. doi:[10.1029/2005JD005763](https://doi.org/10.1029/2005JD005763).
- CAVALCANTI, I. F. A. **Um estudo sobre interações entre sistemas de circulação de escala sinótica e circulações locais**. 1982. 140 p. (INPE-2494-TDL/097). Dissertação (Mestrado em Meteorologia) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos. 1982. Disponível em: <http://urlib.net/sid.inpe.br/MTCm13@80/2005/08.24.13.44>>.
- COHEN, J. C. P. **Um estudo observacional de linhas de instabilidade na Amazônia**. 1989. 174 p. (INPE-4865-TDL/376). Dissertação (Mestrado em Meteorologia) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos. 1989.

- COHEN, J. C. P.; DIAS, M. A. F. S.; NOBRE, C. A. Environmental-conditions Associated with Amazonian squall lines - a case-study. **Monthly Weather Review**, v. 123, n. 11, p. 3163-3174, Nov. 1995. (INPE-10721-PRE/6182).
- COLLISCHONN, B.; ALLASIA, D.; COLLINSCHONN, W.; TUCCI, C.E.M. Desempenho do satélite TRMM na estimativa de precipitação sobre a bacia do Paraguai superior. **Revista Brasileira de Cartografia**, v. 59, n. 1, p. 93-99, 2007.
- COTTON, W. R., BRYAN, G. H., HEEVER, S. C. van den. **Storm and cloud dynamics**. 2ed. Academic Press, 2010.
- COTTON, W. R.; ANTHES, R. A. **Storm and cloud dynamics**. New York, NY: Academic Press-Harcourt Brace Jovanovich, 1989. 880p.
- CURTARELLI, M. P.; ALCÂNTARA, E. H.; STECH, J. L.; LORENZZETTI, J. A.; KAMPEL, M. Avaliação do produto TRMM 3B42 diário sobre a Região Hidrográfica do Tocantins-Araguaia até o reservatório de Tucuruí-PA. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE SENSORIAMENTO REMOTO, 16. (SBSR), 2013, Foz do Iguaçu. **Anais...** São José dos Campos: INPE, 2013. p. 5816-5823. DVD, Internet. ISBN 978-85-17-00066-9 (Internet), 978-85-17-00065-2 (DVD). Disponível em: <<http://urlib.net/3ERPFQTRW34M/3E7G6JK>>. Acesso em: 16 fev. 2014.
- CUTRIM, E. M. C.; MARTIN, D. W.; BUTZOW, D. G.; SILVA, I. M.; YULAEVA, E. Pilot Analysis of Hourly Rainfall in Central and Eastern Amazonia. **J. Climate**, v. 13, p. 1326–1334, 2000.
- DANELICHEN, V. H. M. MACHADO, N. G. BIUDES, M. S. SOUZA, C. S. TRMM satellite performance in estimated rainfall over the Midwest region of Brazil. **Revista Brasileira de Climatologia**, Ano 9, v. 12, p. 22-31, 2013.
- FIGUEROA, S. N.; NOBRE, C. A. Precipitations Distribution over Central and Western Tropical South America. **CLIMANÁLISE- Boletim de Monitoramento e Análise Climática**, v.5, n.6, p. 36-45, 1990.
- GARREAUD, R. D., WALLACE, J. M. The diurnal march of convective cloudiness over the Americas. **Mon. Wea. Rev.**, v. 125, p. 3157–3171, 1997.
- GRAY, W. M., JACOBSON, R. W. Diurnal Variation of Deep Cumulus Convection. **Mon. Wea. Rev.**, p. 105, p. 1171–1188, 1977.
- GONÇALVES, W. A. **Uma avaliação do efeito dos aerossóis na organização e estrutura das nuvens convectivas**. 2013. 155 p. (sid.inpe.br/mtc-m18/2013/04.09.10.49-TDI). Tese (Doutorado em Meteorologia) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), São José dos Campos, 2013. Disponível em: <<http://urlib.net/8JMKD3MGP8W/3DSF2H8>>. Acesso em: 26 nov. 2013.
- GUEDES, R. L.; MACHADO, L. A. T. Climatologia da estrutura vertical das perturbações convectivas sobre a América do Sul e adjacências. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 18, n. 2, p. 215-230, dez 2003.

HIROSE, M.; RIKO, O.; SHUJIS.; MISAKO, K.; TOMOHIKO, H. Finescale Diurnal Rainfall Statistics Refined from Eight Years of TRMM PR Data. **J. Appl. Meteor. Climatol.**, 47, 544–561, 2008.

doi: <http://dx.doi.org/10.1175/2007JAMC1559.1>

HOUSTON, A. L.; WILHELMSON, R. B. The Dependence of Storm Longevity on the Pattern of Deep Convection Initiation in a Low-Shear Environment. **Mon. Wea. Rev.**, v. 139, p. 3125–3138, 2011. doi: <http://dx.doi.org/10.1175/MWR-D-10-05036.1>

HOUZE, R. A. Jr. **Cloud dynamics**. New York: Academic Press, 1993. 573 p.

HUFFMAN, G.J.; BOLVIN, D. T.; NELKIN, E. J.; WOLFF, D. B. The TRMM Multisatellite Precipitation Analysis (TMPA): quasi-global, multiyear, combined-sensor precipitation estimate at fine scales. **Journal of Hydrometeorology**, v. 8, p. 38-55, 2007.

JANOWIACK, J. E.; KOUSKY, V. E.; JOYCE, R. J. Diurnal cycle of precipitation determined from the CMORPH high spatial and temporal resolution global precipitation analyses, **J. Geophys. Res.**, v. 110, D23105, 2005. doi:10.1029/2005JD006156.

JEONG, J., WALTHER, A., NIKULIN, G., CHEN, D., JONES, C. Diurnal cycle of precipitation amount and frequency in Sweden: observation versus model simulation. **Tellus A**, North America, v. 63, n. 4, Aug. 2011. Available at: <<http://www.tellusa.net/index.php/tellusa/article/view/15850>>. Date accessed: 22 Nov. 2013.

KIDDER, S. Q.; HAAR, V. **Satellite meteorology: an introduction**. Academic Press, 1995.

KIKUCHI, K.; WANG, B. Diurnal Precipitation Regimes in the Global Tropics. **J. Climate**, v. 21, p. 2680–2696, 2008.

KOUSKY, V. E. Diurnal rainfall variation in Northeast Brazil. **Mon. Wea. Rev.**, v. 108, p. 488–498, 1980.

KOUSKY, V. E.; JANOWIAK, J. E.; JOYCE, R. J. The diurnal cycle of precipitation over South America based on CMORPH. In: INTERNATIONAL CONFERENCE ON SOUTHERN HEMISPHERE METEOROLOGY AND OCEANOGRAPHY, 8. (ICSHMO), 2006, Foz do Iguaçu. **Proceedings...** São José dos Campos : INPE, 2006. p. 1113-1116. CD-ROM, On-line. Disponível em: <http://urlib.net/cptec.inpe.br/adm_conf/2005/10.03.10.43>. Acesso em: 10 dez. 2013.

LAURENT, H.; L. A. T. MACHADO; C. MORALES; L. DURIEUX. Characteristics of Amazonian mesoscale convective systems observed from satellite and radar during the WETAMC/LBA experiment. **J. Geophys. Res.**, v. 107, p. 8054, 2002. doi:10.1029/2001JD000337.

LEIVAS, J. F.; RIBEIRO, G. G.; SOUZA, M. B.; ROCHA FILHO, J. Análise comparativa entre os dados de precipitação estimados via satélite TRMM e dados observados de superfície em Manaus. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE SENSORIAMENTO REMOTO, 14. (SBSR), 2009, Natal. **Anais...** São José dos Campos: INPE, 2009. p. 1611-1616. DVD, On-line. ISBN 978-85-17-00044-7. Disponível em: <<http://urlib.net/dpi.inpe.br/sbsr@80/2008/11.17.18.40>>. Acesso em: 16 fev. 2014.

MACEDO, S.R.; MACHADO, L.A.T.; VILA, D.A.; MORALES, C.A.; LAURENT, H. Monitoramento de Sistemas Convectivos de Mesoescala atuantes no Brasil utilizando o FORTRACC (Forecast and Tracking of active and convective cells). In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 12, 2002, Fortaleza, (CE). **Anais...**, Rio de Janeiro: SBMet, 2004.

MACHADO, L. A. T.; LAURENT, H. The Convective System Area Expansion over Amazonia and Its Relationships with Convective System Life Duration and High-Level Wind Divergence. **Mon. Wea. Rev.**, v. 132, p. 714–725, 2004.
doi: [http://dx.doi.org/10.1175/1520-0493\(2004\)132<0714:TCSAEO>2.0.CO;2](http://dx.doi.org/10.1175/1520-0493(2004)132<0714:TCSAEO>2.0.CO;2)

MACHADO, L. A. T.; ROSSOW, W. B.; GUEDES, R. L.; WALKER, A. W. Life cycle variations of mesoscale convective systems over the Americas. **Mon. Wea. Rev.**, v. 126, n. 6, pp. 1630-1654, 1998.

MACHADO, L. A. T.; DUVEL, J. P.; DESBOIS, M. Diurnal variation and modulation by Easterly Waves of the size distribution of convective cloud clusters over west Africa and Atlantic Ocean. **Mon. Wea. Rev.**, v. 121, p. 37-49, 1993.

MACHADO, L. A. T.; ROSSOW, W. B. Structural characteristics and radiative properties of tropical cloud clusters. **Mon. Wea. Rev.**, v. 121, p. 3234–3260, 1993.

MAPES, B. E.; NEALE, R. B. Parameterizing Convective Organization to Escape the Entrainment Dilemma, **J. Adv. Model. Earth Syst.**, v. 3, n. 6, 2011. M06004.

MOTA, G. V. **Characteristics of rainfall and precipitation features defined by the tropical rainfall measuring mission over South America.** 2003. 201p. Tese (Doutorado) - University of Utah, Utah, EUA, 2003. 201p.

NESBITT, S. W.; ZIPSER, E. J. The Diurnal Cycle of Rainfall and Convective Intensity according to Three Years of TRMM Measurements. **J. Climate**, v. 16, p. 1456–1475, 2003.

NÓBREGA, R. S.; SOUZA, E. P.; GALVÍNCIO, J. D. Análise da estimativa de precipitação do TRMM em uma sub-bacia da Amazônia ocidental. **Revista de Geografia**, v. 25, n. 1, p. 6-20, 2008.

ORLANSKI, I. A rational subdivision of scales for atmospheric processes. **Bull. Amer. Meteor. Soc.** v. 56, p. 527-530, 1975.

QUADRO, M. F. L. ; MACHADO, L. H. R. ; CALBETE, S. ; BATISTA, N. N. M. ; SAMPAIO, G. . Climatologia e Precipitação e Temperatura no período de 1986 a 1996. **Revista Climanálise** - Edição Comemorativa de 10 anos, CPTEC/INPE, 1996.

REBOITA, M. S.; GAN, M. A.; DA ROCHA, R. P.; AMBRIZZI, T. Regimes de Precipitação na América do Sul: Uma Revisão Bibliográfica. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 25, n. 2, p. 193-212, 2010.

RICKENBACH, T. M. Nocturnal Cloud Systems and the Diurnal Variation of Clouds and Rainfall in Southwestern Amazonia. **Mon. Wea. Rev.**, v. 132, p. 1201–1219, 2004. doi: [http://dx.doi.org/10.1175/1520-0493\(2004\)132<1201:NCSATD>2.0.CO;2](http://dx.doi.org/10.1175/1520-0493(2004)132<1201:NCSATD>2.0.CO;2).

SAPIANO, M. R. P.; ARKIN, P. A. An Intercomparison and Validation of High-Resolution Satellite Precipitation Estimates with 3-Hourly Gauge Data. **J. Hydrometeorol**, v. 10, p. 149–166, 2009. doi: <http://dx.doi.org/10.1175/2008JHM1052.1>

SATYAMURTY, P.; NOBRE, C.; SILVA DIAS, P. L. South America: In Meteorology of The Southern Hemisphere. In: Karoly, D.; Vicent, D.G. (Orgs.) **Meteorological monographs**. 1ed. Boston: American meteorological Monograph, v. 16, p. 119-139, 1998.

SILVA, C. M. S. Ciclo diário e semidiário de precipitação na costa norte do Brasil. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 28, p. 34-42, 2013.

SPIEGEL, M. R. **Probabilidade e estatística**. São Paulo, McGraw-Hill do Brasil, 1978.

TEIXEIRA, R. F. B. O fenômeno da brisa e sua relação com a chuva sobre Fortaleza – CE. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 23, n. 3, p. 282-291, 2008.

TERAMOTO, P. M.; FISCH, G. F. **Comparação entre dados de precipitação obtidos por satélites e por pluviômetros no Centro de Lançamento de Alcântara**. São José dos Campos: Instituto de Aeronáutica e Espaço, 2009. 5p. Relatório final de iniciação científica.

TORRES, R. R.; FERREIRA, N. J. Case Studies of Easterly Wave Disturbances over Northeast Brazil Using the Eta Model. **Weather and Forecasting**, v. 26, n. 2, p. 225-235, Sep. 2011. doi: <[10.1175/2010WAF2222425.1](http://dx.doi.org/10.1175/2010WAF2222425.1)>

TURK, F.; ARKIN, J. P; SAPIANO, M. R. P.; EBERT, E. E. Evaluating High-Resolution Precipitation Products. **Bull. Amer. Meteor. Soc.**, v. 89, p. 1911–1916, 2008. doi: <http://dx.doi.org/10.1175/2008BAMS2652.1>

VELASCO, I.; FRITSCH, J. M. Mesoscale convective complexes in the Americas. **Journal of Geophysical Research**, v. 92, n. D8, p. 9591-9613, 1987.

VIANNA, D. R.; FERREIRA, N. J.; CONFORTE, J. C. Avaliação das estimativas de precipitação 3B42 e 3B43 do satélite TRMM na região Sul do Brasil. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA (CBMET), 16., 2010, Belém, PA. **Anais...** Belém: SBMET, 2010. Artigos. On-line. Disponível em: <http://www.cbmet2010.com/anais/artigos/787_15704.pdf>. Acesso em: 08.ago.2012.

VILA, D. A. **Sistemas convectivos precipitantes de mesoescala sobre Sudamerica:** Ciclos de vida y circulación en gran escala asociada (Rainy mesoscale convective systems over South America: Life cycle and the associated large scale environment). 2005. 132p. Ph.D. thesis, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires, Buenos Aires, Argentina, 2005.

VILA, D. A.; MACHADO, L. A. T.; LAURENT, H.; VELASCO, I. Forecast and Tracking the Evolution of Cloud Clusters (ForTraCC) Using Satellite Infrared Imagery: Methodology and Validation. **Weather and Forecasting**, v. 23, n. 2, p. 233–245, 2008.

YANG, G. Y.; J. SLINGO. The diurnal cycle in the tropics. **Mon. Wea. Rev.**, v. 129, p. 784–801, 2001.

YANG, S.; SMITH, E. A. Mechanisms for Diurnal Variability of Global Tropical Rainfall Observed from TRMM, **Journal of Climate**, v. 19, n. 20, p. 5190-5226, 2006.

WALLACE, M. J.; HOBBS, P. V. **Atmospheric science:** an introduction survey. 2 ed. New York, NY: Academic Press, 2006. 488 p.

WILKS, D. S. **Statistical methods in the atmospheric sciences.** 2. ed. San Diego: Academic Press, 2006. 467p.

APÊNDICE A

A.1 – Cortes transversais nos mapas de FREQ e FAC

Os mesmos cortes transversais realizados na seção 5.3 são feitos para FREQ e FAC, para fins de discussão. Como os resultados são similares aos dois, são mostradas apenas as figuras referentes à FAC que se mostraram melhores na representação espacial do ciclo diário de precipitação.

O primeiro corte transversal que atravessa a região do Pará é mostrado na Figura A.1. O *CV* da FAC segue a mesma regra de transição observada para o *CV* de precipitação. Conforme se adentra ao continente o *CV* aumenta. O ciclo diário da FAC é muito similar ao CDP para os quatro pontos escolhidos. O ponto A do segundo painel (Figura A.1 b) pertence ao oceano e ciclo diário da FAC neste ponto é uniforme, com mínimo de área convectiva à noite (00 UTC) e máximo de área convectiva de manhã (09 UTC). O ciclo diário da FAC muito similar ao CDP neste ponto (Figura 6.9). O mesmo acontece para o ponto B, a diferença é que o *CV* é maior para o ciclo diário da FAC, acarretando em um ciclo com maior amplitude e mantendo o máximo e o mínimo no mesmo horário. Os pontos C e D apresentam a variabilidade maior por se tratar de uma região continental (faixa I), com máximo à tarde da mesma forma como o CDP. Observa-se a propagação de fase de C (18 UTC) para D (00 UTC). A propagação continua no próximo painel (Figura A.1 c), de A (00 UTC) até D (06 UTC). A amplitude dos máximos diminui com a propagação de fase. Os mínimos aumentam a sua magnitude, o que leva a uma diminuição do *CV*. Isto significa que a FAC se propaga para o interior do continente da mesma forma que os máximos de precipitação. Esta é mais uma característica da faixa II, dominada pela propagação de fase. Destaca-se que a propagação de fase é a única característica não observada para a frequência de SC. Todas as outras são muito similares a FAC. No último painel (Figura A.1 d) são mostrados os pontos que caracterizam a faixa III (de reintensificação). As curvas B e C pertencem a uma região cuja FAC atinge seus maiores valores à tarde (18 UTC) e seus menores valores de madrugada (06 UTC). Por isso, gera um *CV* mais elevado em relação aos pontos A e D. O padrão obtido para a FAC é também muito similar ao CDP.

No segundo corte que atravessa a região de Alcântara (não mostrado), não é possível observar o regime costeiro de transição nem em *FREQ* e nem na *FAC*. Trata-se de uma região muito estreita, com menos de 1° de extensão à partir da costa. Como a metodologia utilizada para computar os SC usa a área de $2.5^\circ \times 2.5^\circ$, fica realmente impossível de visualizar esta estreita área de transição com os dados do ForTraCC. As faixas I e III foram bem caracterizadas pela frequência de SC e pela *FAC*. Porém, a região II dominada pela propagação de fase é menos intensa no CDP e, portanto, mas difícil de observar na *FAC*.

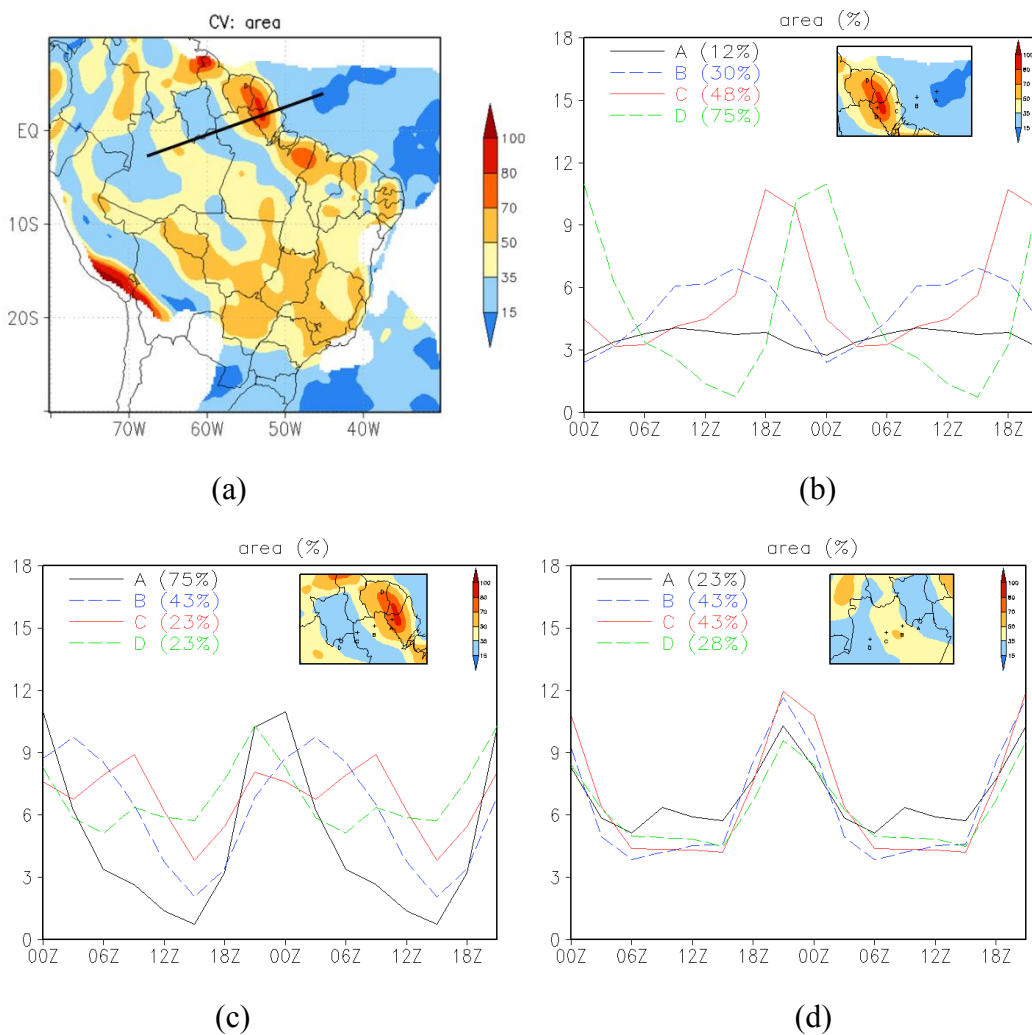


Figura A.1 - Transição do ciclo diário de *FAC* a partir da região do Pará. O painel (a) mostra o mapa de *CV* com a localização do corte transversal. Os painéis (b), (c) e (d) possuem o CDP de cada um dos pontos indicados no quadro menor do canto superior esquerdo.

APÊNDICE B

B.1 – Ciclo diário da FREQ e FAC

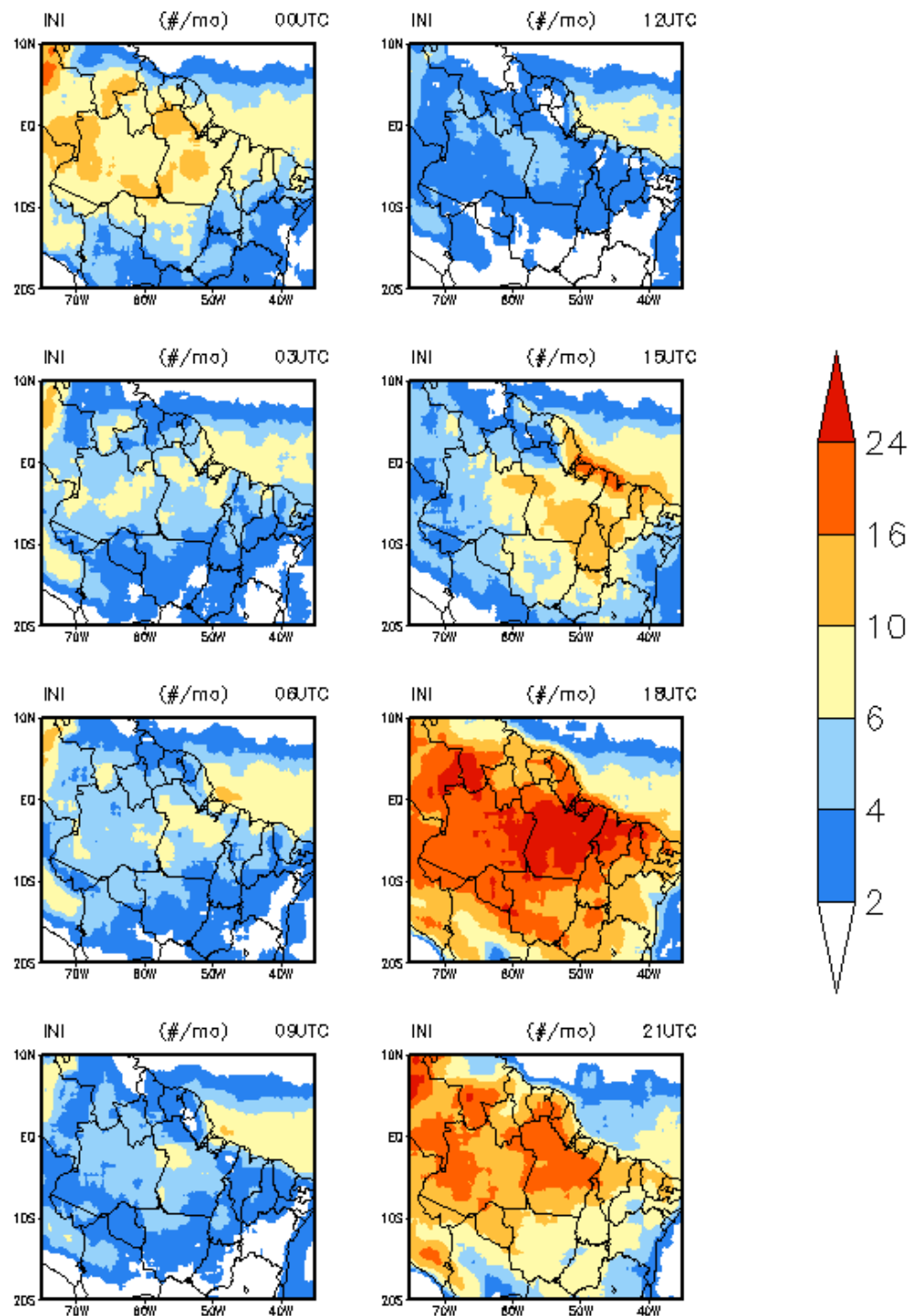


Figura B.1 – Ciclo diário da iniciação de SC (a) 15 UTC, (b) 18 UTC, (c) 21 UTC, (d) 00 UTC, (e) 03 UTC, (f) 06 UTC, (g) 09 UTC e (h) 12 UTC.

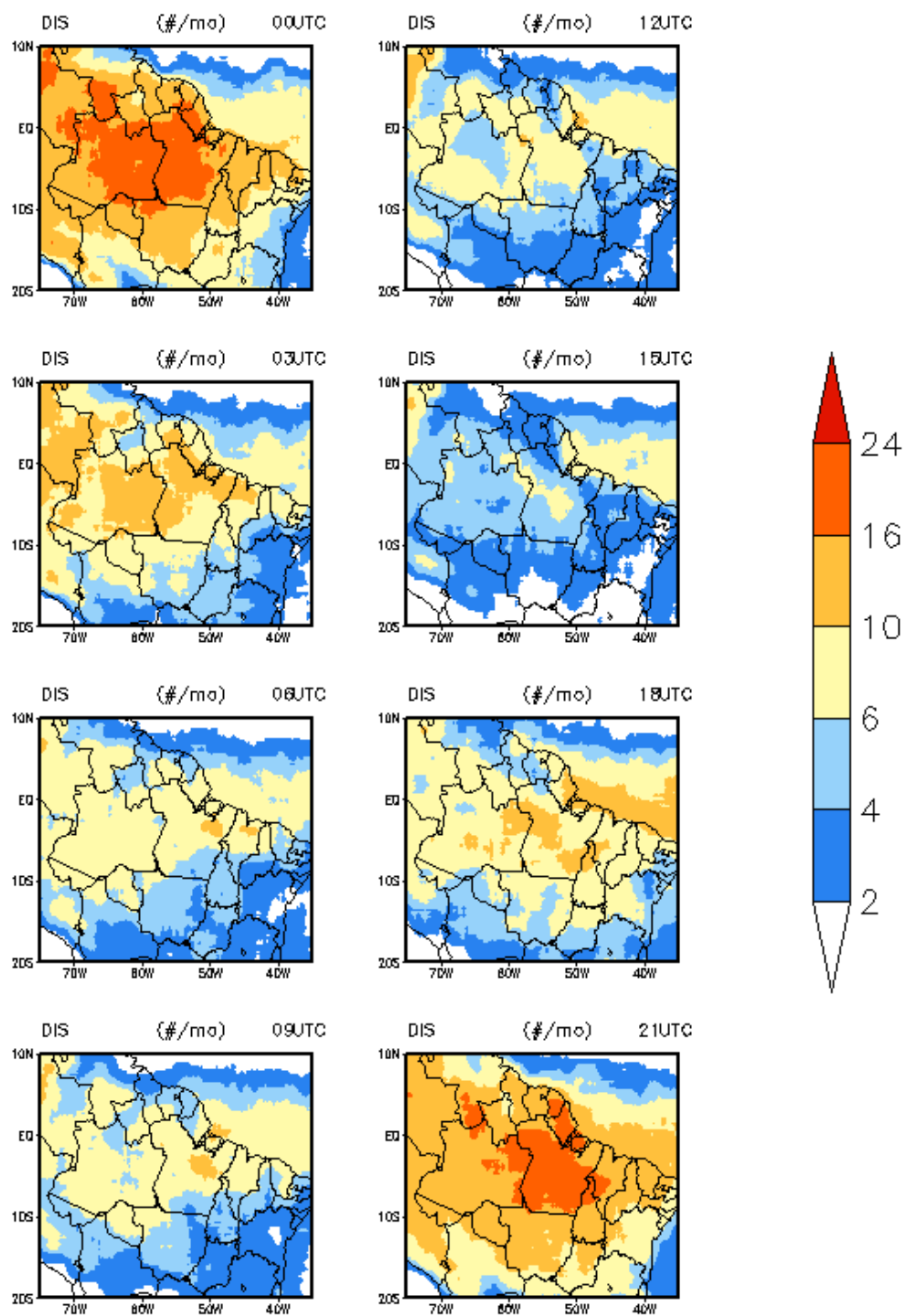


Figura B.2 – Ciclo diário da dissipação de SC (a) 15 UTC, (b) 18 UTC, (c) 21 UTC, (d) 00 UTC, (e) 03 UTC, (f) 06 UTC, (g) 09 UTC e (h) 12 UTC.

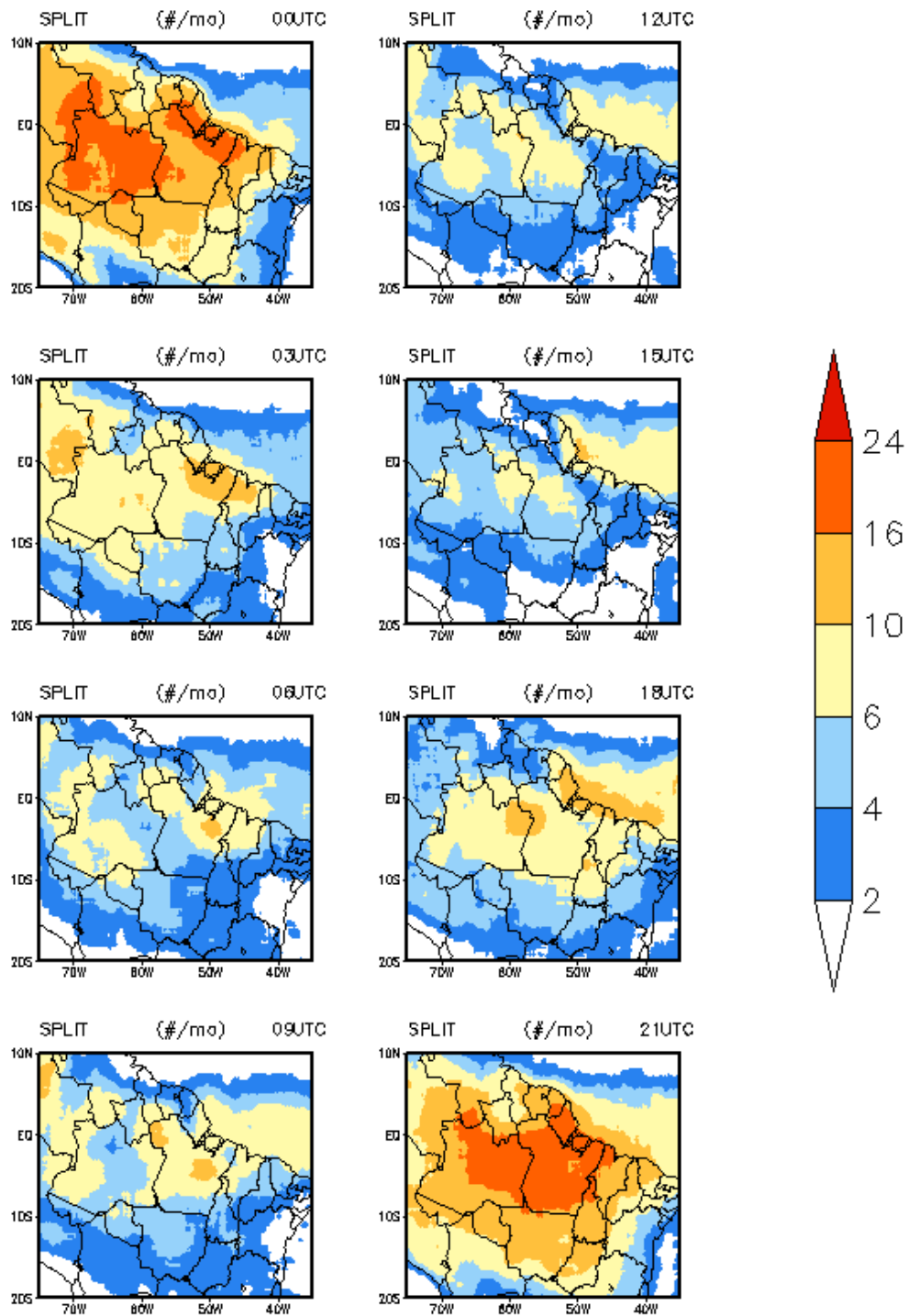


Figura B.3 - Ciclo diário da separação de SC: (a) 15 UTC, (b) 18 UTC, (c) 21 UTC, (d) 00 UTC, (e) 03 UTC, (f) 06 UTC, (g) 09 UTC e (h) 12 UTC.

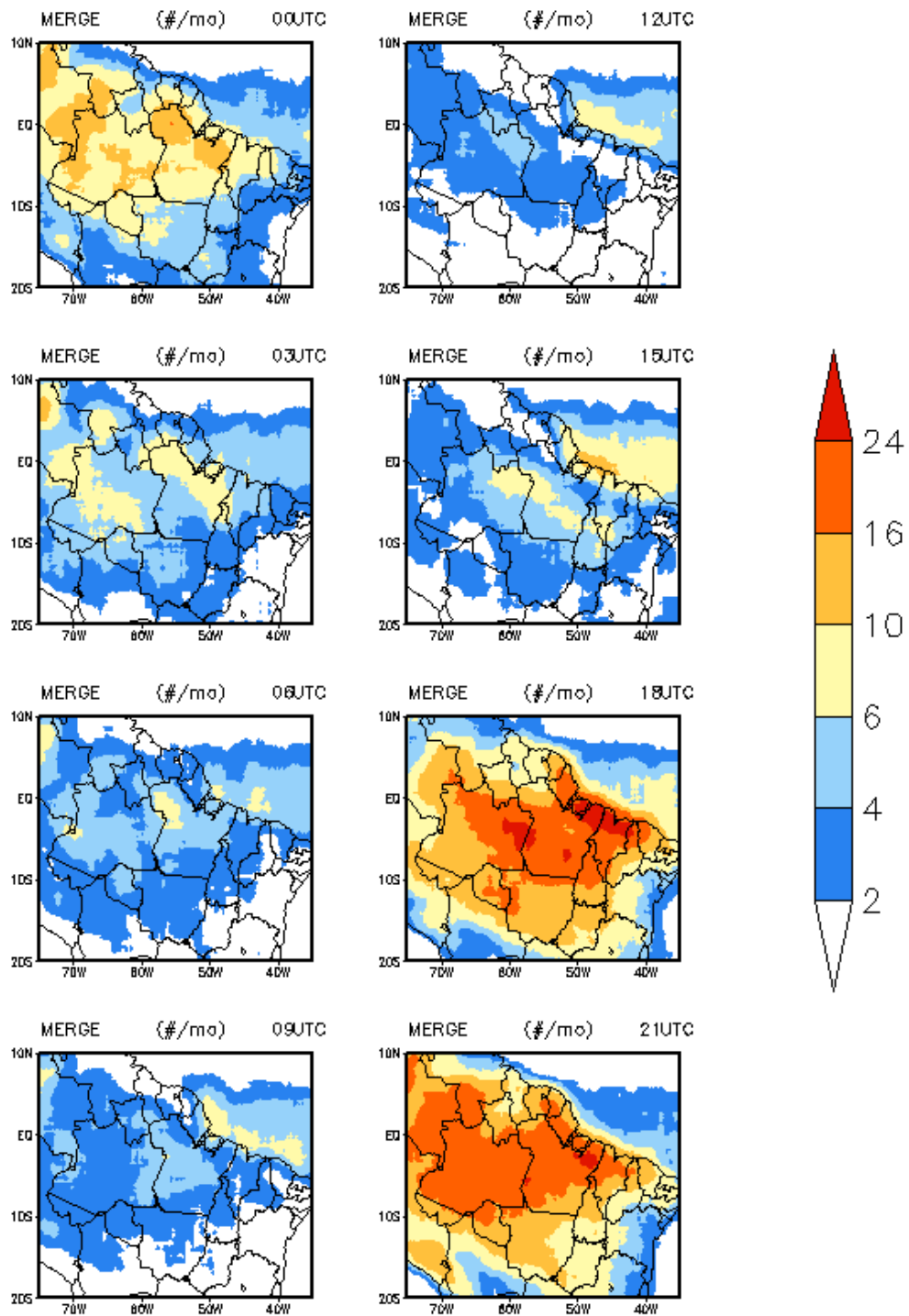


Figura B.4 - Ciclo diário da fusão de SC: (a) 15 UTC, (b) 18 UTC, (c) 21 UTC, (d) 00 UTC, (e) 03 UTC, (f) 06 UTC, (g) 09 UTC e (h) 12 UTC.