UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARÁ

INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

FACULDADE DE METEOROLOGIA

TRABALHO DE CONCLUSÃO DE CURSO

FLÁVIO AUGUSTO FARIAS D'OLIVEIRA

PAPEL DA TOPOGRAFIA SOBRE LINHAS DE INSTABILIDADE NO LESTE DA AMAZÔNIA

N°: 320

BELÉM – PARÁ

MARÇO – 2013

FLÁVIO AUGUSTO FARIAS D'OLIVEIRA

PAPEL DA TOPOGRAFIA SOBRE AS LINHAS DE INSTABILIDADE NO LESTE DA AMAZÔNIA

Trabalho de Conclusão de Curso apresentado à Faculdade de Meteorologia do Instituto de Geociências (IG) da Universidade Federal do Pará (UFPA), como requisito para a obtenção do título de Bacharel em Meteorologia.

Orientadora: Prof[a]. Dr[a]. Julia Clarinda Paiva Cohen

BELÉM – PARÁ

MARÇO – 2013

Dados Internacionais de Catalogação-na-Publicação (CIP)
Sistema de Bibliotecas da UFPA

O48p Oliveira, Flávio Augusto Farias d'

Papel da topografia sobre as linhas de instabilidade no leste da Amazônia / Flávio Augusto Farias d'Oliveira; Orientador: Julia Clarinda Paiva Cohen – 2013

29f. : il.

Trabalho de Conclusão de Curso (graduação em meteorologia) – Universidade Federal do Pará, Instituto de Geociências, Faculdade de Meteorologia, Belém, 2013.

1. Topografia. 2. Linha de instabilidade. 3. BRAMS. 4. CMORPH. 5. Santarém (PA). I. Cohen, Julia Clarinda Paiva, *orient.* II. Universidade Federal do Pará. III. Título.

CDD 22ª ed.: 526.98098115

FLÁVIO AUGUSTO FARIAS D'OLIVEIRA

PAPEL DA TOPOGRAFIA SOBRE AS LINHAS DE INSTABILIDADE NO LESTE DA AMAZÔNIA

Trabalho de Conclusão de Curso apresentado à Faculdade de Meteorologia do Instituto de Geociências (IG) da Universidade Federal do Pará (UFPA), como requisito para a obtenção do título de Bacharel em Meteorologia.

Aprovado em __/__/2013.

Conceito:

Banca examinadora:

_____

Prof. Julia Clarinda Paiva Cohen – Orientadora
Doutora em Meteorologia
Universidade Federal do Pará

_____

Prof. Everaldo Barreiros de Souza – Membro
Doutor em Meteorologia
Universidade Federal do Pará

_____

Prof. Galdino Viana Mota – Membro
Doutor em Meteorologia
Universidade Federal do Pará

“Dedico esta monografia à minha família, em especial aos meus pais, pelo seu eterno apoio, carinho e incentivo,”.

AGRADECIMENTOS

Agradeço especialmente aos meus pais, Manoel Walmir Botelho D'Oliveira e Deury Sales Farias, por sempre estarem ao meu lado e pelo apoio em toda a minha jornada até aqui.

À minha família, por sempre me apoiar e torcer pelo meu sucesso profissional.

À minha noiva, Lis Ribeiro Gondim, por sempre me incentivar nos estudos e me apoiar em todos os momentos de dificuldade.

À minha professora e orientadora Júlia Cohen, por seu carisma e gentileza, que foi essencial na elaboração deste trabalho e por me ter proporcionado a enorme oportunidade de ingressar na iniciação cientifica, sempre disposta a me auxiliar e impulsionar a seguir minha trajetória profissional e acadêmica.

Ao professor Paulo Kuhn, que sempre me ajudou e me concedeu a oportunidade de ser voluntário no LAMAZ e aprofundar o conhecimento da computação na meteorologia.

Aos demais professores da Faculdade de Meteorologia, pelos ensinamentos durante o curso.

À Universidade Federal do Pará, onde encontrei a oportunidade para o passo inicial de minha jornada acadêmica que pretendo seguir ao longo de minha vida.

Aos amigos por sempre estarem presentes nos momentos que precisei.

GEOCIÊNCIAS
UFPA

“Não conquiste o mundo e perca a sua alma. Sabedoria é mais importante que ouro e prata.”

Bob Marley

RESUMO

Este trabalho avaliou o papel da topografia sobre o desenvolvimento das Linhas de Instabilidade que ocorrem na costa do estado do Pará através de estudos observacionais e modelagem numérica. Utilizando precipitação estimada por satélite do CMORPH (http://www.cpc.ncep.noaa.gov), com resolução espacial de 0.25°, realizou-se uma quantificação da precipitação acumulada associada aos dias que ocorreram as linhas de instabilidade com propagação do tipo 2 durante os anos de 2003 a 2010. Através de simulação numérica com o modelo regional BRAMS (http:// http://brams.cptec.inpe.br) de um estudo de caso de uma linha de instabilidade ocorrida no dia 30 de Maio de 2011, avaliou-se o papel da topografia durante o desenvolvimento da mesma desde sua formação, as 15 horas local, até 18 horas após a sua formação. Observou-se que a precipitação associada a este tipo de linha de instabilidade intensifica-se conforme ela se propaga continente adentro. O máximo de precipitação encontra-se em uma região de topografia de até 300 metros, onde a taxa de precipitação dessa linha de instabilidade é mais intensa.

Palavras-chave: Topografia. Linha de instabilidade. BRAMS. CMORPH. Santarém (PA).

GEOCIÊNCIAS
UFPA

ABSTRACT

This study evaluated the role of topography on the development of squall lines occurring on the coast of the state of Pará through observational studies and numerical modeling. Using satellite rainfall estimate of CMORPH (http://www.cpc.ncep.noaa.gov), with spatial resolution of 0.25°, a quantification of accumulated precipitation associated with the days that occurred squall lines with propagation type 2 during the years 2003 to 2010 was made. Through numerical simulation with the regional model BRAMS (http:// http://brams.cptec.inpe.br) a case study of a squall line that occurred on May 30, 2011, the role of topography was evaluated during its development since its formation, at 15 hours local until 18 hours after its formation. It was observed that precipitation associated with this type of squall line is intensified as it propagates inland. The maximum precipitation is in a region with topography up to 300 meters, where the precipitation rate of this squall line is more intense.

Keywords: Topography, Squall lines, BRAMS, CMORPH, Santarém.

GEOCIÊNCIAS
UFPA

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

Figura 1.1 – Esquema de uma Linha de Instabilidade. 14
Figura 1.2 – Modelo conceitual da estrutura do escoamento para uma linha de instabilidade costeira na região amazônica. 15
Figura 2.1 – Linha de instabilidade com intensidade de média a forte, e a nebulosidade da Zona de Convergência Intertropical, nos dias 23 de março de 1979 (a) e 18 de abril do mesmo ano (b). 18
Figura 2.2 – Representação das Grades 1 e 2 utilizadas na simulação numérica. 20
Figura 3.1 – Acumulado de precipitação em mm estimada do CMORPH associada as LIP2 durante o período de 2003 a 2010: (A) quando as LIP2 estão na costa no período de 18 as 00 UTC, (B) quando as LIP2 estão propagando continente adentro no período de 00 as 09 UTC do dia seguinte após sua formação. 21
Figura 3.2 – Topografia da grade 2 do BRAMS utilizada no experimento *Controle*. 23
Figura 3.3 - Taxa de precipitação observada em mm h^{-1} durante o desenvolvimento da LIP2: (A) precipitação estimada do CMORPH, (B) experimento *Controle* e (C) experimento *Teste*. 23
Figura 3.4 - Diferença entre a taxa de precipitação em mm h^{-1} dos experimentos *Teste* e *Controle*. 25

GEOCIÊNCIAS
U F P A

LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

ABLE-2B	- Amazonian Boundary Layer Experiment
BOS	- Basin Occurring Systems
BRAMS	- Brazilian developments on Regional Atmospheric Modelling System
CLA	- Centro de Lançamento de Alcântara
CMORPH	- CPC Morphing Technic
COS	- Coastal Occurring Systems
INPE	- Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais
LI	- Linha de Instabilidade
LIC	- Linha de Instabilidade Costeira
LIP1	- Linha de Instabilidade com Propagação do tipo 1
LIP2	- Linha de Instabilidade com Propagação do tipo 2
LOS	- Local Occurring Systems
NCEP	- National Center for Environmental Prediction
NOAA	- National Oceanic and Atmospheric Administration
TSM	- Temperatura da Superfície do Mar
USGS	- United States Geological Survey
ZCIT	- Zona de Convergência Intertropical

SUMÁRIO

1 **INTRODUÇÃO** 12

1.1 OBJETIVO GERAL 13

1.2 OBJETIVOS ESPECÍFICOS 13

2 **REVISÃO BIBLIOGRÁFICA** 14

3 **MATERIAIS E MÉTODOS** 16

3.1 OBSERVACIONAL 17

3.2 SIMULAÇÃO NUMÉRICA 18

4 **RESULTADOS** 21

4.1 OBSERVACIONAL 21

4.2 SIMULAÇÃO NUMÉRICA 22

5 **CONCLUSÃO** 27

REFERÊNCIAS 28

GEOCIÊNCIAS
UFPA

1 INTRODUÇÃO

A Amazônia destaca-se como a maior floresta tropical do mundo onde a atividade convectiva é muito intensa. A convecção nesta região é um importante mecanismo de aquecimento da atmosfera tropical e suas variações possuem um papel importante na determinação do tempo e clima desta região. A região Amazônica possui uma precipitação média de aproximadamente 2300 mm ano^{-1}, embora tenham regiões em que o total anual atinge 3500 mm (FIGUEROA; NOBRE, 1990). Estes valores de precipitação elevada encontram-se próximo à Cordilheira dos Andes, e deve-se à ascensão orográfica da umidade transportada pelos ventos alísios de leste da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT). A precipitação é um dos elementos climáticos mais importantes a ser analisado na região tropical, pois induz as características e comportamento dos outros elementos, tais como temperatura, umidade relativa, ventos, etc. Entretanto, apesar de parecer simples, sua medida é uma das variáveis meteorológicas mais difíceis de ser medida, uma vez que possuem erros instrumentais, de exposição e até mesmo de localização (MOLION; DALLAROSA, 1990).

Molion (1987, 1993) estudou as circulações de macro e mesoescala que atuam na Amazônia e os processos dinâmicos que organizam e promovem a precipitação. Segundo este autor, os mecanismos que provocam chuva na Amazônia podem ser agrupados em 3 tipos: a) convecção diurna resultante do aquecimento da superfície e condições de larga-escala favoráveis; b) linhas de instabilidade originadas na costa norte-nordeste do litoral do atlântico e c) aglomerados convectivos de meso e larga escala, associados com a penetração de sistemas frontais na região sul-sudeste do Brasil, interagindo com a região Amazônica. A costa norte e nordeste do Brasil sofre influência de diversos sistemas atmosféricos precipitantes, onde se destacam as Linhas de Instabilidade (LIs). As LIs que ocorrem na Amazônia são responsáveis por parte da precipitação próximo à costa litorânea dos estados do Pará e Amapá, bem como na Amazônia Central, durante a estação seca. Estudos preliminares de Cohen et al. (1989) mostraram que estas LIs são um dos sistemas atmosféricos atuantes na área leste do Pará e que contribuem com 45 % da chuva que cai durante o período chuvoso. Dessa forma, estas LI parecem desempenhar importante participação na distribuição da chuva na Amazônia. Assim, o objetivo deste trabalho é analisar o papel da topografia no noroeste do Pará sobre o desenvolvimento das linhas de instabilidade, que se formam junto à costa

Atlântica da Amazônia, visto que Cohen et al. (1995) observaram casos de LI com atividade convectiva forte durante a madrugada, quando esse sistema está atravessando a região.

1.1 **OBJETIVO GERAL**

Este trabalho tem como objetivo geral analisar o papel da topografia no desenvolvimento das Linhas de Instabilidade com propagação do tipo 2 que se formam na costa do continente no leste da Amazônia.

1.2 **OBJETIVOS ESPECÍFICOS**

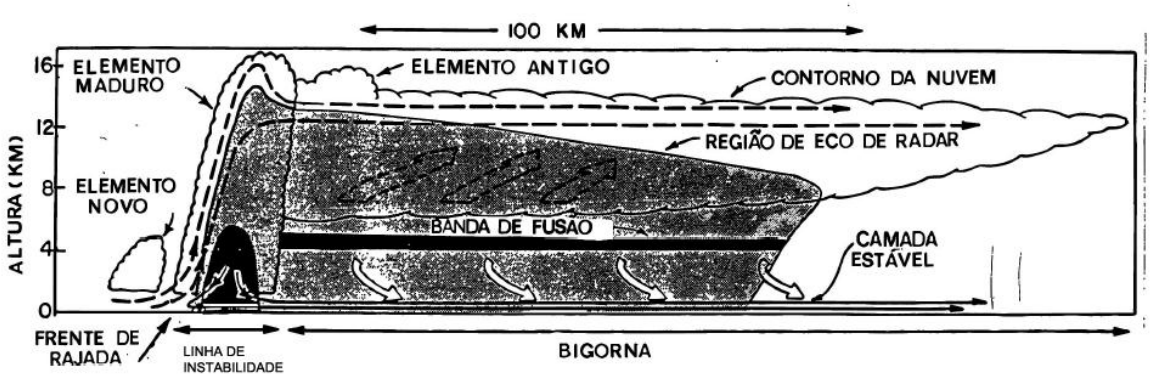
- Quantificar a precipitação associada a LIP2 utilizando dados da precipitação estimada através do CMORPH (CPC Morphing Method) para o período de 2003 a 2010.
- Analisar o papel da topografia no desenvolvimento da LIP2 durante a madrugada ao passar pela região de Santarém através de simulação numérica.

GEOCIÊNCIAS
U F P A

2 **REVISÃO BIBLIOGRÁFICA**

A linha de instabilidade tropical foi primeiramente descrita como um fenômeno meteorológico distinto por Hamilton e Archbold (1945). Gamache e Houze (1982) definem uma linha de instabilidade tropical como sendo uma região da dianteira de um distúrbio que se propaga em mesoescala. Constitui-se basicamente de nuvens do tipo *cumulonimbus* (Cbs) e em sua retaguarda por uma nuvem extensa na forma de "bigorna". Em geral possui bastante precipitação na região da linha de instabilidade, enquanto que na região da bigorna, em contrate com a intensa região convectiva da linha de instabilidade, tem uma estrutura predominante estratiforme (Figura 1.1).

Figura 1.1 – Esquema de uma LI. As linhas tracejadas representam o fluxo relativo ao sistema em escala convectiva, enquanto as setas representam o fluxo em mesoescala. As regiões mais escuram representam aquelas cujo eco do radar é mais forte.

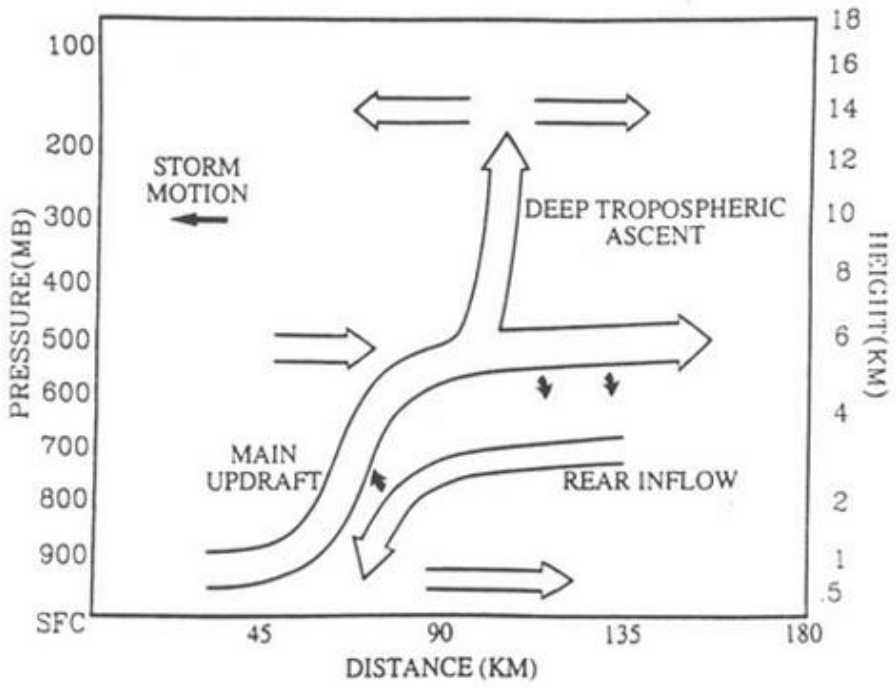


Fonte: Adaptado de Gamache e Houze (1982).

Greco et al. (1990) caracterizaram a convecção da Amazônia central em três categorias: Sistemas Costeiros (COS), Sistemas de Bacia (BOS) e Sistemas Locais (LOS). Os COS são sistemas de mesoescala a escala sinótica que geralmente tem forma linear que se formam na costa norte-nordeste do Brasil e se propagam pelo interior do continente. Estes sistemas formam-se ao longo da costa norte-nordeste da América do Sul como resultado de convecção induzida pela brisa marítima (KOUSKY, 1980) e são chamados Linhas de Instabilidade Costeiras na Amazônia (ACSL) (GARSTANG et al, 1994). Esses autores apresentaram um modelo conceitual de ACSL conforme a Figura 1.2.

Kousky (1980) verificou que o horário em que há maior atividade convectiva em Belém (próximo à região de formação dos sistemas) ocorre no período da tarde, enquanto que o máximo de precipitação no interior do continente ocorre principalmente durante a noite e madrugada, possivelmente associado a estas linhas de instabilidade. Cohen (1989) classificou os sistemas conforme sua propagação continente adentro: Linhas de Instabilidade Costeira (LIC), que se propagam no máximo até 170 km da costa; Linha de Instabilidade com Propagação tipo 1 (LIP1), que se propagam entre 170 a 400 km da costa; e Linhas de Instabilidade com Propagação tipo 2 (LIP2), que se propagam acima de 400 km da costa. Algumas vezes estas LIP2 alcançam a região de Manaus e encosta dos Andes cerca de 48 horas após sua formação, respectivamente.

Figura 1.2 – Modelo conceitual da estrutura do escoamento para uma linha de instabilidade costeira na região amazônica. As setas maiores indicam o escoamento.



Fonte: Garstang et al (1994)

Cohen (1989) analisou a frequência dos casos das LIs na Amazônia durante o período de 1979 a 1986 e encontrou que 67% desses sistemas são do tipo LIC, 11% do tipo LIP1 e

27% do tipo LIP2. Estes sistemas apresentam um máximo de ocorrências no mês de julho e um máximo secundário em maio.

Segundo Greco et al. (1990), as LI se propagam com velocidades de 50 a 60 km h^{-1} e possuem um ciclo de vida entre 24 a 48 horas. Outro resultado encontrado por estes autores foi que ocorreram 12 eventos desses sistemas durante a segunda fase do ABLE-2B (Amazon Boundary Layer Experiment), que foi realizado entre Abril e Maio de 1987, e que sozinhos foram responsáveis por 40% de toda a precipitação registrada durante o experimento. Oliveira (2012) notou que há uma relação entre a frequência de LI e o acumulado mensal de precipitação na região do Centro de Lançamento de Alcântara (CLA), embora estas relações não sejam de proporcionalidade. O autor encontrou que na região da CLA, cerca de 30% da precipitação está associada às LIs, mas que como ocorre uma grande variabilidade interanual (10 a 60%), uma grande frequência de ocorrências de LI não garante que haja um grande acumulado mensal de precipitação naquela região. Cohen et al. (1995) definiram as principais características desses sistemas, assim como apontaram que os distúrbios oscilatórios de leste no Atlântico e fontes de calor transientes no oeste da Amazônia, poderiam estar atuando na intensificação dos jatos de leste, culminando na propagação das LIs para o interior da bacia Amazônica. Esses autores também estudaram a penetração das LIs na região Amazônica Central, durante o experimento ABLE-2B (GARSTANG et al., 1994) nos meses de abril-maio de 1987. Neste período as LIC compreenderam 23 % dos casos, sendo o restante de LIP1 e LIP2.

Cohen e Fitzjarrald (2008), utilizando um modelo de alta resolução, sugeriram que a acentuada topografia encontrada de 400 a 500 metros no noroeste do Pará e sul do Amapá, também exerce importante papel na manutenção das LIs durante o período da madrugada, quando esses sistemas normalmente encontram-se naquela região. Próximo a cidade de Santarém, ao norte do rio Amazonas e a oeste do rio Tapajós, também existe uma topografia de até 300 metros que possivelmente junto com a circulação de brisa fluvial, exerçam importante papel sobre o escoamento e a distribuição da precipitação.

3 **MATERIAIS E MÉTODOS**

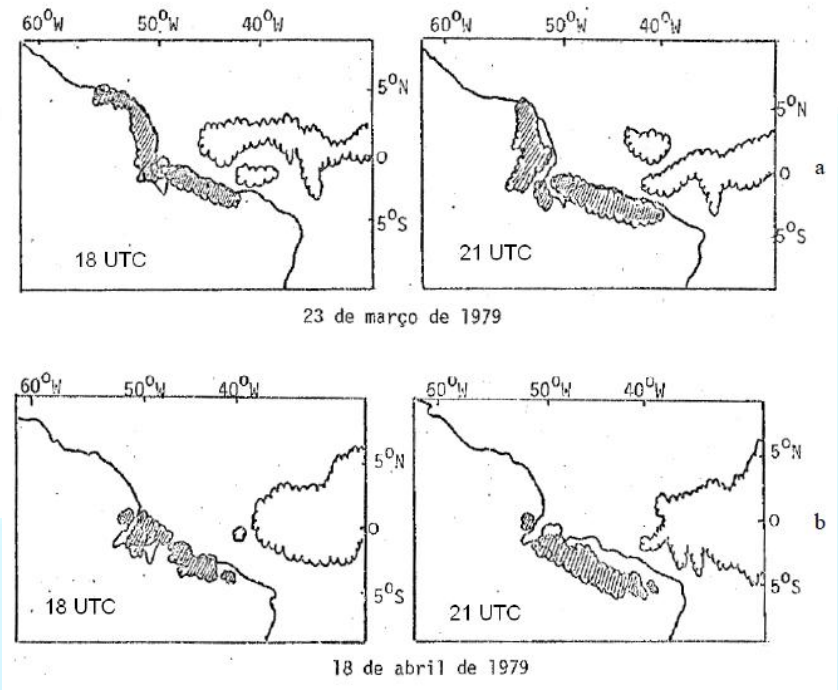
Para alcançar o primeiro objetivo específico foi feita uma análise observacional das LIP2 enquanto que para o segundo objetivo específico, selecionou-se um caso de uma LIP2, o qual foi utilizado na simulação numérica.

3.1 **OBSERVACIONAL**

Para esta análise foram utilizadas imagens do satélite geoestacionário GOES 12 a cada 3 horas, no canal Infravermelho, para identificação das LIP2 ocorridas durante o período dos anos de 2003 a 2010. As LIs foram identificadas de modo subjetivo conforme descrito em Cavalcanti (1982), onde foram consideradas como referencia as LIs formadas nos dias 23 de março e 18 de abril de 1979, como mostrado na Figura 2.1, que são LIs com intensidade média a forte. Cavalcanti relaciona intensidade da LI à dimensão de suas células convectivas. Apesar de algumas LIP2 terem ciclo de vida de mais de 24 horas, elas são contabilizadas pelo dia de sua formação. Após esta identificação, foram utilizados dados de precipitação estimada através do CMORPH (JOYCE et al. 2004), com resolução espacial de 0,25 graus e resolução temporal de 3 horas para avaliar a precipitação associada aos casos específicos de LIP2 quando encontravam-se na costa (18 as 00 UTC) e propagando para o interior do continente (00 as 09 UTC do dia seguinte a sua formação). Esta técnica estima a precipitação através de dados obtidos por sensores de microondas passivas, instalados em satélites com órbita baixa, combinado com dados de satélites geoestacionários. O CMORPH é derivado basicamente de sensores microondas instalados em satélites de órbita polar. As estimativas derivadas do microondas são geradas pelos algoritmos de Ferraro (1997) para o sensor SSM/I, Ferraro et al. (2000) para o sensor AMSU-B, e Kummerow et al. (2001) para o sensor TMI. Uma característica desse método é a sua flexibilidade, onde estimativas de precipitação de qualquer fonte a partir do microondas pode ser incorporada. Como a resolução espacial e temporal dos satélites de órbita polar ainda não são suficientes para representar a faixa de domínio do CMORPH, são utilizados os sensores infravermelhos a bordo dos satélites geoestacionários,

com a finalidade de propagar a varredura do microondas no tempo e no espaço. O produto CMORPH utilizado neste trabalho é disponibilizado operacionalmente no endereço: ftp.cpc.ncep.noaa.gov/precip/global_CMORPH/3-hourly_025deg/ (JOYCE et al., 2004).

Figura 2.1 – Linha de instabilidade (área hachurada) com intensidade de média a forte, e a nebulosidade da Zona de Convergência Intertropical (área clara indicando as nuvens), nos dias 23 de março de 1979 (a) e 18 de abril do mesmo ano (b).



Fonte: Adaptado de Cavalcanti (1982)

3.2 **SIMULAÇÃO NUMÉRICA**

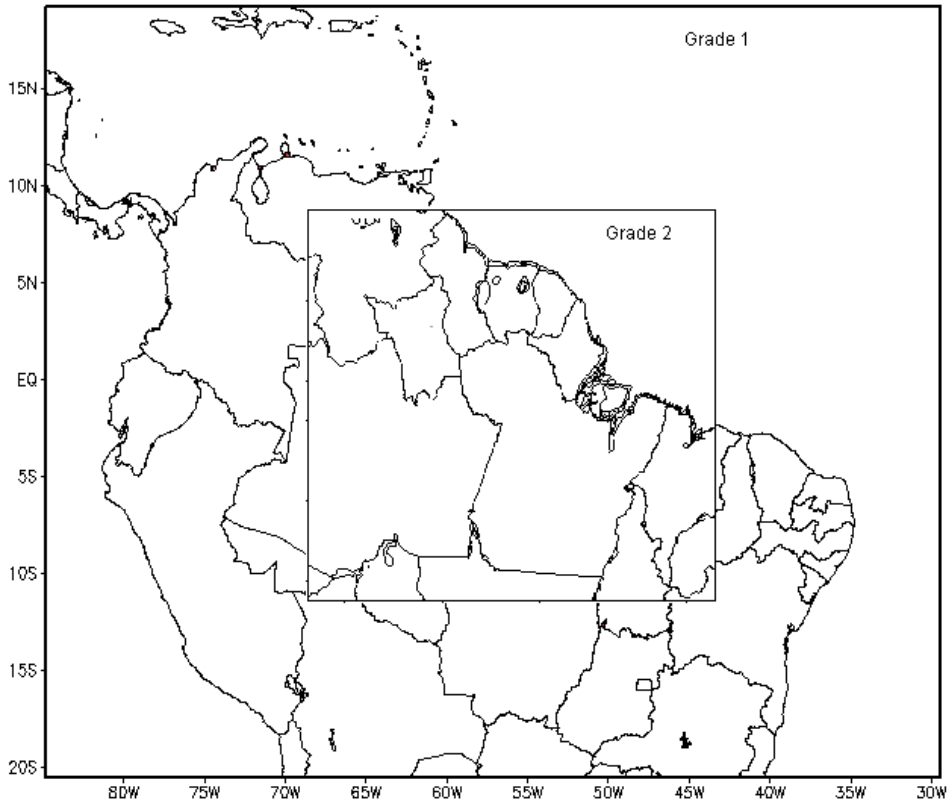
Nesta etapa foi selecionado um caso de LIP2 que ocorreu no dia 30 de maio de 2011 para realização de um estudo de caso através do modelo regional BRAMS (Brazilian developments on the Regional Atmospheric Modelling System). Essa LI formou-se na costa do continente as 18 UTC do dia 30 e passou pela região de Santarém em torno das 07 UTC do dia seguinte a sua formação. O BRAMS (http://brams.cptec.inpe.br) é um modelo tridimensional não-hidrostático que consiste de um conjunto de equações prognósticas,

incluindo dinâmica, termodinâmica e microfísica de hidrometeoros. O Regional Atmospheric Modeling System (RAMS), do qual o BRAMS foi originado (FREITAS et al., 2009), foi desenvolvido pela Universidade do Estado do Colorado sendo uma junção de vários modelos (PIELKE et al., 1992). De acordo com Cotton et al. (2003), o modelo possui um conjunto de opções físicas que podem ser alteradas de acordo com o tipo de estudo a ser realizado. O BRAMS possibilita o aninhamento de múltiplas grades, no qual grades mais finas podem ser usadas para resolver fenômenos de pequena escala, enquanto as grades mais grossas podem tanto alimentar a grade mais refinada, quanto simular sistemas de grande escala.

Também foram utilizados dados do CMORPH na mesma resolução da primeira etapa, para se obter a taxa de precipitação associada a essa LIP2, para efeito comparativo com os resultados encontrados na simulação numérica.

As simulações foram realizadas utilizando-se duas grades cuja resolução horizontal foi de 72 km para a grade 1 e 24 Km para a grade 2. A matriz horizontal para a simulação numérica incluem 82×60×25 pontos para a grade 1 e 113×89×25 pontos para a grade 2. A resolução vertical é a mesma para todas as grades, com espaçamento inicial de 300 metros, aumentando para cima pelo fator de 1,2 até o espaçamento vertical atingir 1000 metros. A grade 1 foi centrada em 1° S e 57,5° W, a grade 2 foi centrada em 1° S e 57° W. Para a inicialização do modelo foram utilizados reanalises do National Center for Environmental Prediction (NCEP), dados de vegetação do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), dados de topografia global do United States Geological Survey (USGS) e dados de Temperatura da Superfície do Mar (TSM) provenientes do National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA). A Figura 2.2 mostra o domínio das grades utilizadas no BRAMS.

Figura 2.2 – Representação das Grades 1 e 2 utilizadas na simulação numérica.



A parametrização de convecção profunda utilizada nas simulações desta LIP2 foi o esquema de Grell. A descrição matemática dessa parametrização foi feita em Grell (1992). Cohen (2002) explica que esse esquema determina a chuva, supondo que a coluna atmosférica é estabilizada pela convecção à mesma taxa que o escoamento de grande escala desestabiliza. Para a radiação, foi utilizada a parametrização de Chen e Cotton (1987).

Inicialmente uma integração numérica de 24 horas foi feita a partir das 12 UTC do dia 30 até as 12 UTC do dia 31 de maio de 2011, que corresponde o período em que a LIP2 se forma até a passagem pela região de Santarém. Após a obtenção do experimento *Controle*, realizou-se um teste de sensibilidade sobre o experimento *Controle* onde a topografia foi removida, permitindo que se faça uma análise da importância da topografia sobre a LIP2, sendo este experimento denominado de *Teste*.

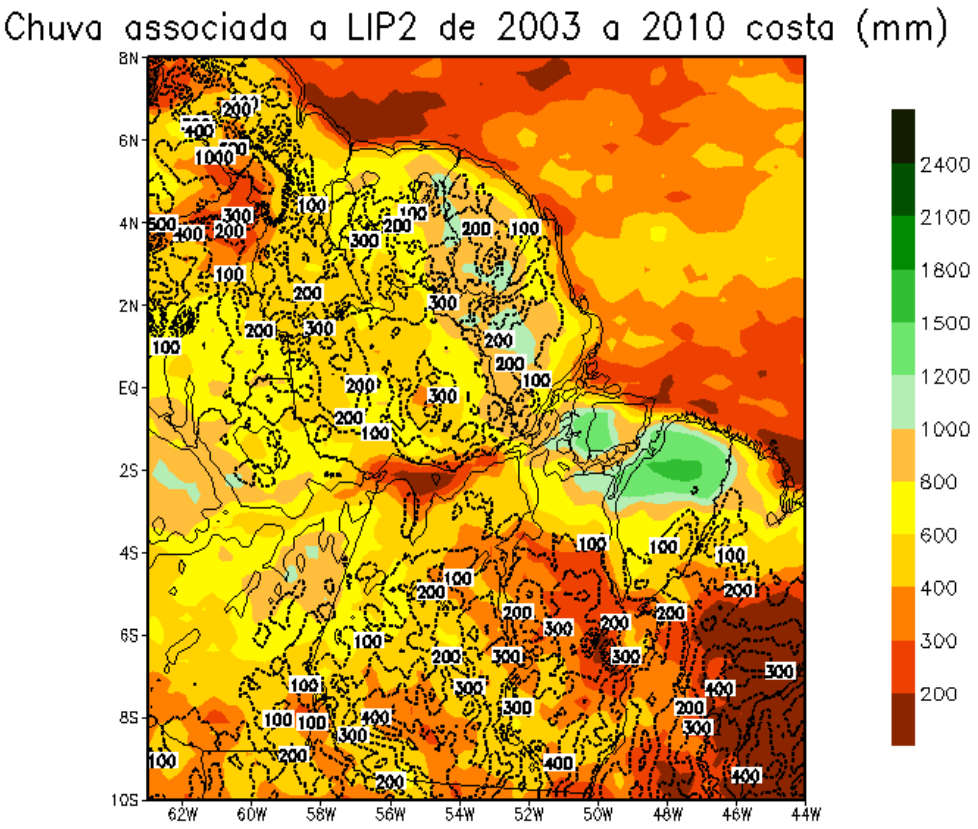
4 **RESULTADOS**

4.1 **OBSERVACIONAL**

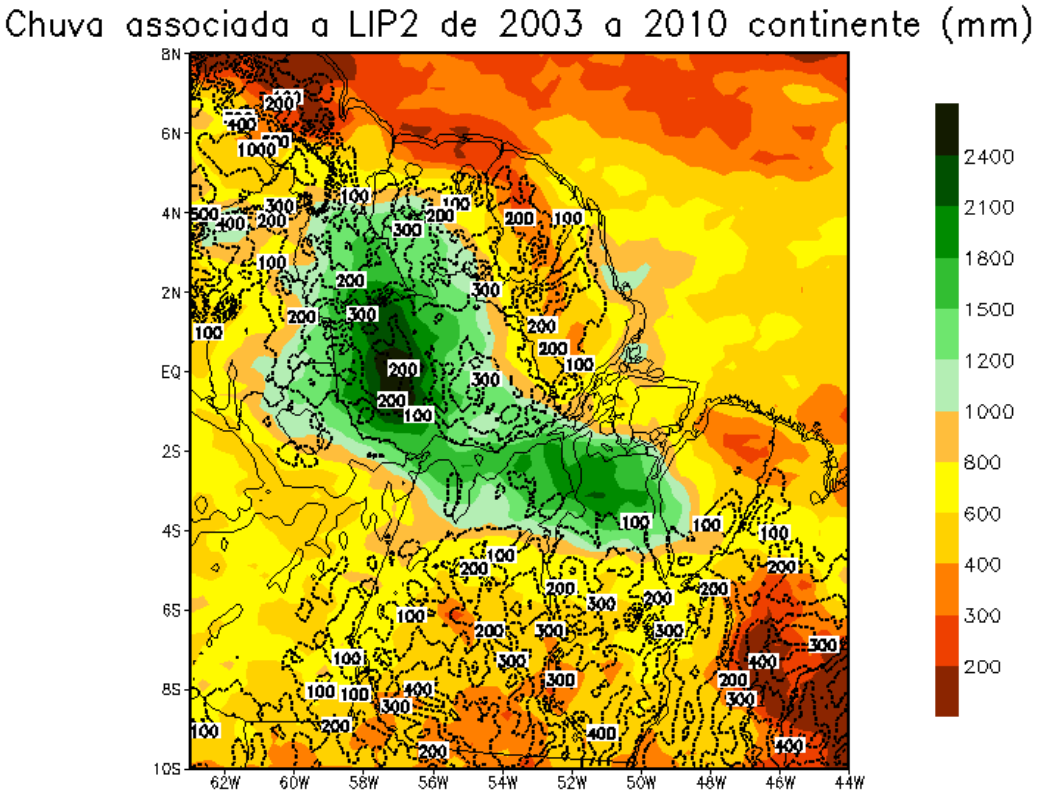
A Figura 3.1 mostra o acumulado da precipitação associada às LIP2 no horário em que ainda se encontram na costa do continente (de 18 as 00 UTC), e no horário em que as mesmas encontravam-se passando pela região de Santarém (de 03 as 09 UTC). Observa-se a intensificação da precipitação conforme a LIP2 adentra o continente, principalmente na região cuja topografia pode atingir até 300 metros, no noroeste do estado do Pará.

Figura 3.1- Acumulado de precipitação em mm estimada do CMORPH associada as LIP2 durante o período de 2003 a 2010: (A) quando as LIP2 estão na costa no período de 18 as 00 UTC, (B) quando as LIP2 estão propagando continente adentro no período de 00 as 09 UTC do dia seguinte após sua formação. As linhas tracejadas são isolinhas de topografia.

(A) 18 as 00 UTC



(B) 00 as 09 UTC



4.2 **SIMULAÇÃO NUMÉRICA**

A Figura 3.2 representa a topografia da Grade 2 utilizada no BRAMS para o experimento *Controle*. Ressalta-se que para o experimento *Teste*, essa topografia foi removida.

A Figura 3.3 apresenta a evolução da LIP2 observada através da taxa de precipitação estimada pelo CMORPH, experimento *Controle* e experimento *Teste*.

Observa-se que a taxa de precipitação simulada, tanto no experimento *Controle* como *Teste*, foram superestimadas em relação a aquela obtida através do CMORPH. Entretanto a comparação do experimento *Controle* mostra que esta simulação conseguiu capturar o desenvolvimento da LI junto à costa até sua propagação continente adentro. A análise

comparativa entre os resultados dos experimentos *Controle* e *Teste*, mostra uma LIP2 com menor taxa de precipitação quando a topografia foi removida da simulação.

Figura 3.2- Topografia utilizada na grade 2 do BRAMS para a simulação do experimento *Controle*.

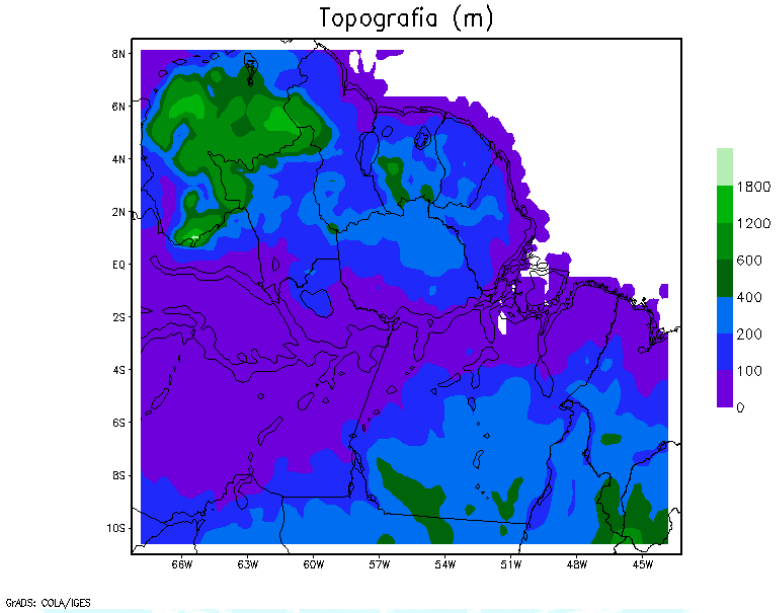
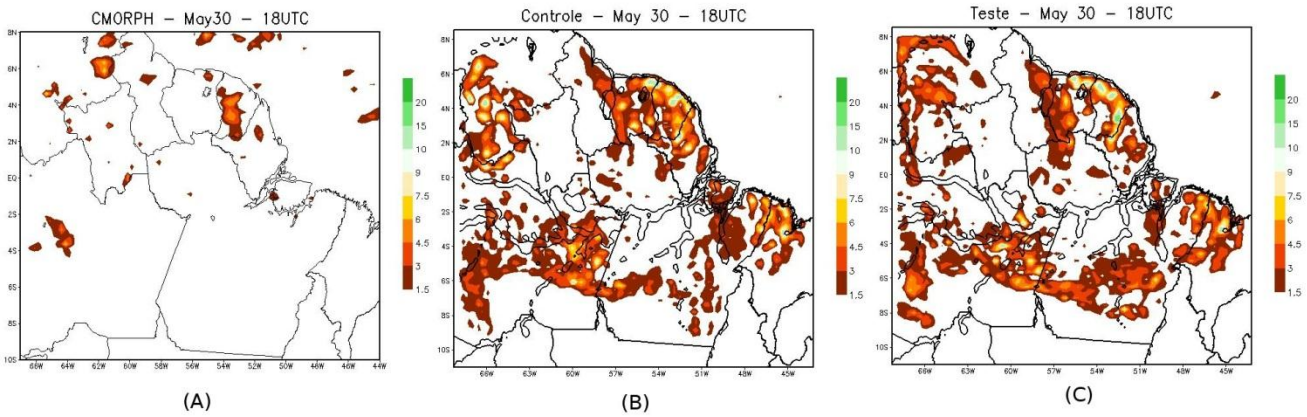
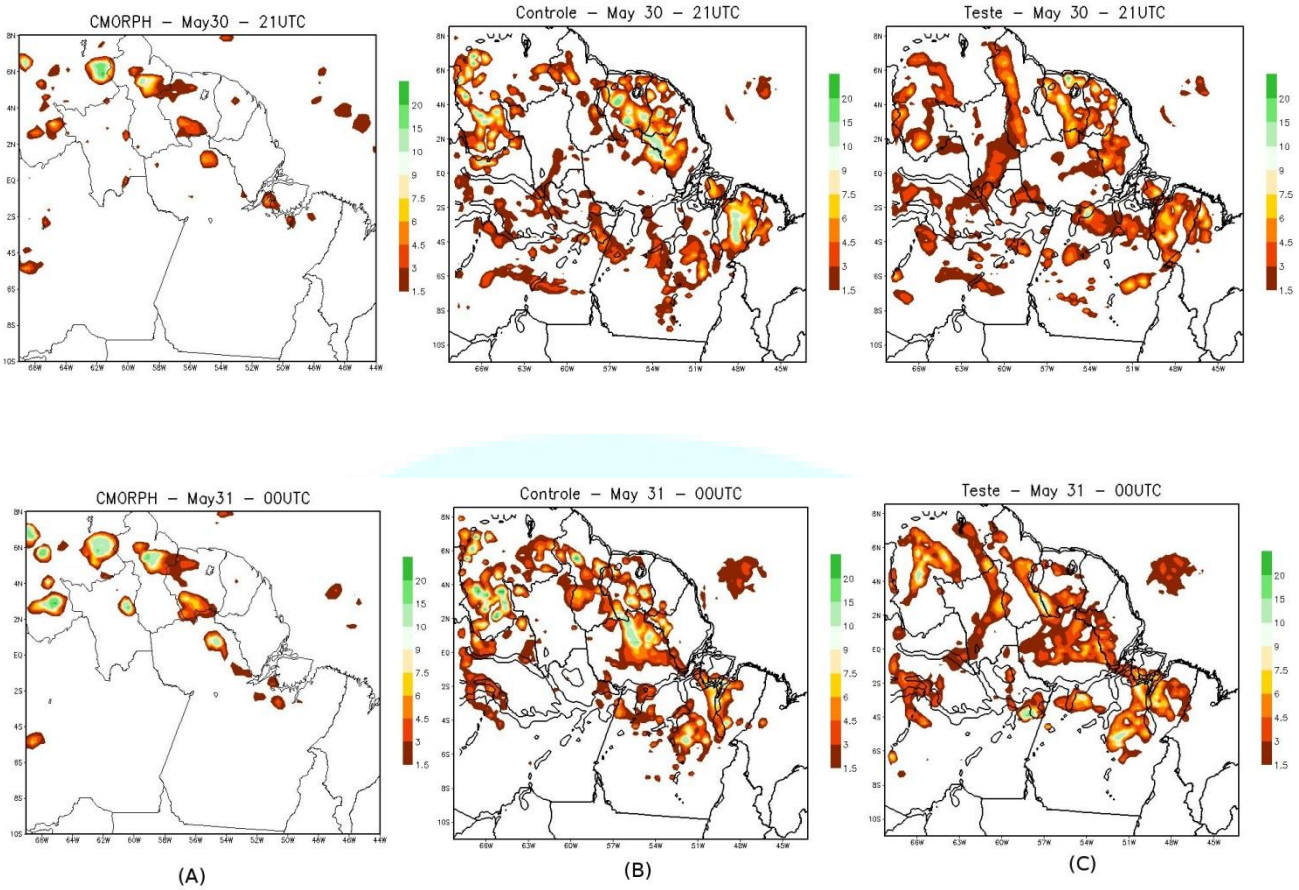
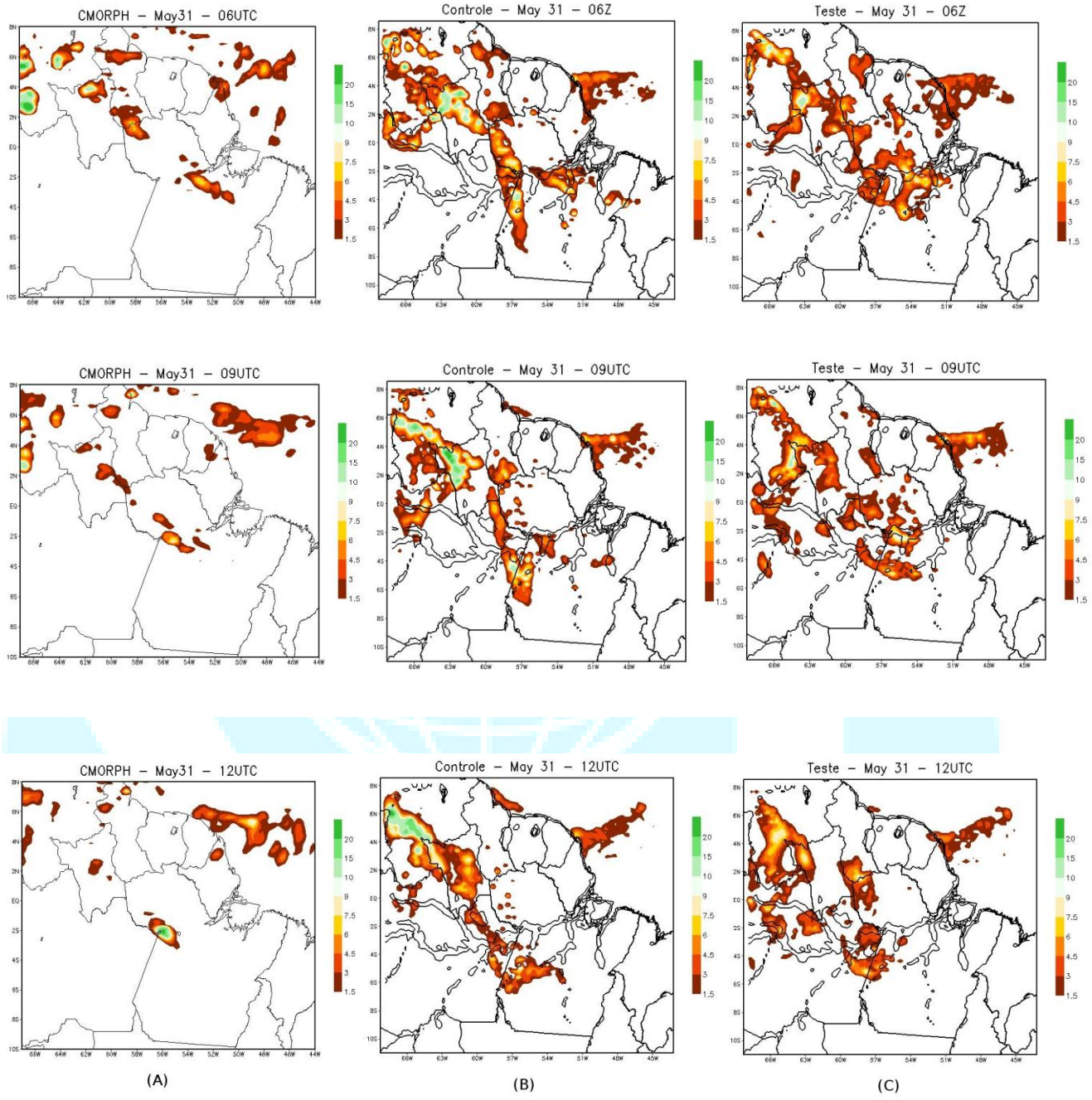


Figura 3.3 – Taxa de precipitação observada em mm h^{-1} durante o desenvolvimento da LIP2: (A) precipitação estimada do CMORPH, (B) experimento *Controle* e (C) experimento *Teste*.

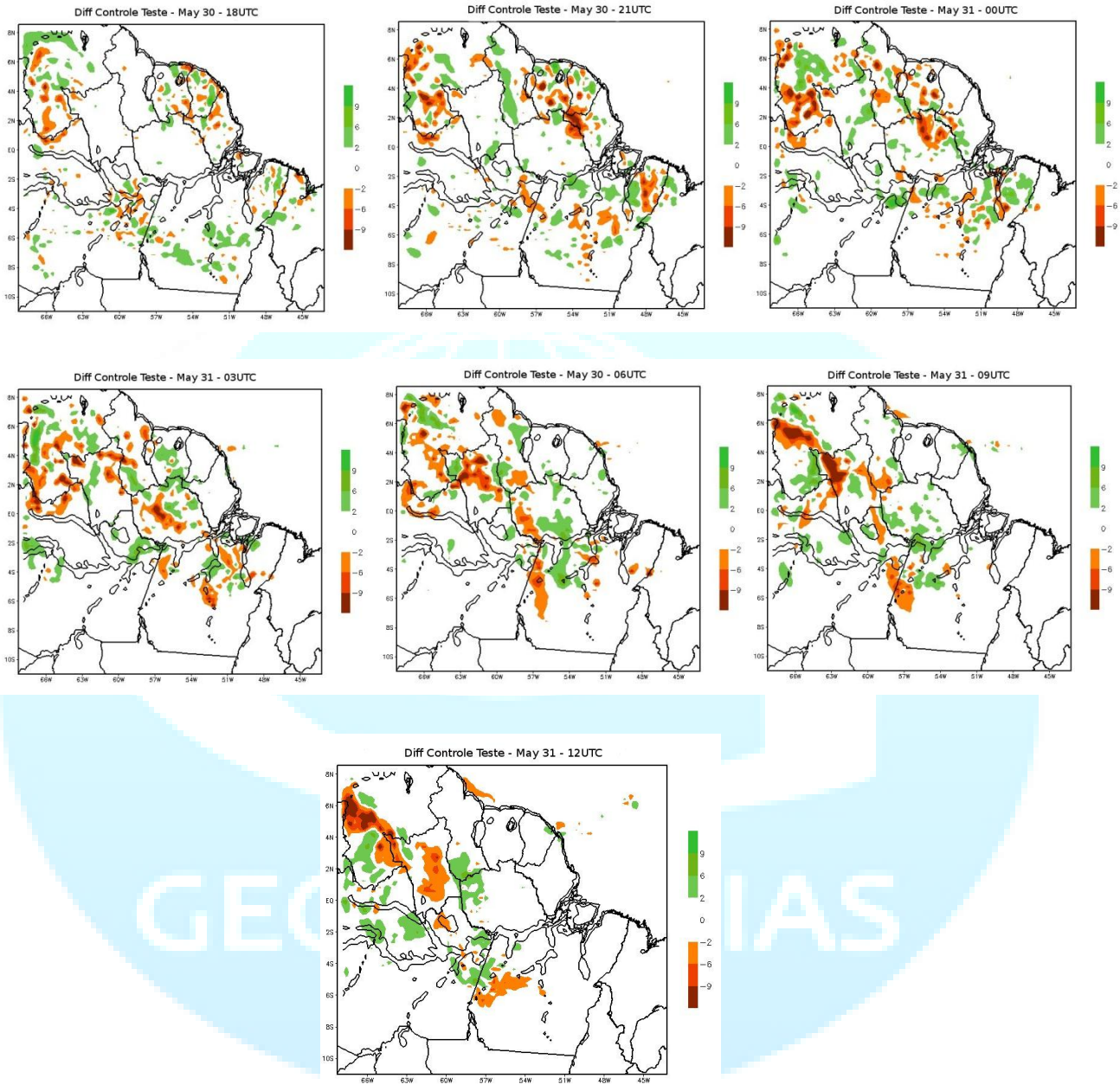



CMORPH – May30 – 21UTC
Controle – May 30 – 21UTC
Teste – May 30 – 21UTC
CMORPH – May31 – 00UTC
Controle – May 31 – 00UTC
Teste – May 31 – 00UTC
(A)
(B)
(C)
CMORPH – May31 – 03UTC
Controle – May 31 – 03UTC
Teste – May 31 – 03UTC



A Figura 3.4 mostra a diferença da taxa de precipitação encontrada nos experimentos *Teste* e *Controle*, onde valores negativos significam que a precipitação do experimento *Controle* foi maior que a obtida pelo *Teste*. Portanto, onde há uma topografia mais elevada, a precipitação associada a LIP2 foi maior no experimento *Controle* do que a encontrada no experimento *Teste*. É possível que ondas de gravidade interna exerçam o papel de manutenção da convecção associada a LIP2 durante a madrugada, visto que neste horário não há disponibilidade de energia para a convecção, como sugerido por Molion (1987).

Figura 3.4 – Diferença entre a taxa de precipitação em mm h^{-1} dos experimentos *Teste* e *Controle*.



5 **CONCLUSÃO**

Através da chuva estimada pelo CMORPH, pode-se fazer uma análise observacional sobre a quantidade de chuva associada as LIP2 no leste da Amazônia durante o período de 2003 a 2010 e com análise de um estudo de caso de uma LIP2, através de simulação numérica pelo modelo regional BRAMS, pode-se analisar o papel da topografia do noroeste do Pará no desenvolvimento desse sistema convectivo. Conclui-se que a precipitação associada à LIP2 se intensifica quando adentra o continente, principalmente na região onde há uma topografia mais elevada que se encontra no noroeste do Pará e sul do Amapá. Este resultado mostra-se contrário aquele sugerido por Molion (1987), em que o mínimo de precipitação na região de Santarém estaria associado à passagem da LIP2 durante a madrugada com menor atividade convectiva. Os resultados da simulação numérica do BRAMS, dos experimentos Controle e Teste, confirmam que a esta topografia exerce importante influência na manutenção da LIP2 durante o período da madrugada, que é quando este sistema convectivo encontra-se propagando nessa região. Estes resultados estão de acordo Cohen e Fitzjarrald (2008), que sugeriram que esta topografia exerce influência sobre a LI na região.

REFERÊNCIAS

CHEN, C.; COTTON, W. The physics of the marine stratocumulus-capped mixed layer. *Journal of the Atmospheric Sciences*, v. 44, n.20, p. 2951-2977. 1987.

COHEN, C.: A Comparison of cumulus parametrizations in idealized sea-breeze simulations, Mon. Wea. Rev., v.130, p. 2554-2571, 2002.

COHEN, J. C. P. *Um Estudo observacional de linhas de instabilidade na Amazônia*. 1989. 153f. Dissertação (mestrado em meteorologia) - INPE, São José dos Campos, 1989.

COHEN, J. C. P.; FITZJARRALD, D. Squall Lines moving over Santarem. In: CONFERENCIA CIENTIFICA INTERNACIONAL, 2008, Manaus. *Amazônia em Perspectiva Ciência Integrada para um Futuro Sustentável*, Manaus: LBA, GEOMA, PPBIO, 2008. p. 1.

COHEN, J. C. P.; SILVA DIAS, M. A. F.; NOBRE, C. A. Environmental conditions associated with Amazonian squall lines: a case study. *Mon. Wea. Rev.*, v.123, n. 11, p. 3163–174. 1995.

COTTON, W. R.; PIELKE, R. A.; WALKO, R. L.; LISTON, G. E.; TREMBACK, C. J.; JIANG, H.; MCANELLY, R. L.; HARRINGTON, J. Y.; NICHOLLS, M. E.; CARRIO, G. G.; MCFADDEN, J. P. RAMS 2001: current status and future directions. *Meteorology and Atmospheric Physics*, v.82, n.1, p. 5-29. 2003.

FERRARO, R.R. Special sensor microwave imager derived global rainfall estimates for climatological applications. *Journal of Geophysical Research*, v.102, p. 16715-16735. 1997.

FERRARO, R. R.; WENG, F.; GRODY, N.C.; ZHAO, L. Precipitation characteristics over land from the NOAA-15 AMSU sensor. *Geophysical Research Letters*, v. 27, p. 2669-2672. 2000.

FIGUEROA, S.N. ; NOBRE, C.A. Precipitation distribution over central and western tropical South America. *Climanálise*, n.5,v.6, p. 36-45. 1990.

FREITAS, S. R.; LONGO, K. M.; SILVA DIAS, M. A. F.; CHATIFIELD, R.; SILVA DIAS, P. L.; ARTAXO, P.; ANDREAE, M.; GRELL, G.; RODRIGUES, L. F.; FAZENDA, A. L.; PANNETA, J. The Coupled aerosol and tracer Transport model to the Brazilian developments on the regional atmospheric modeling system (CCAT-BRAMS). Part 1: model description and evaluation. *Atmospheric Chemistry and Physics* (Online), v.9, p. 2843-2861. 2009.

GARSTANG, M.; MASSIE JR., H. L.; HALVERSON, J.; GRECO, S.; SCALA, J. Amazon coastal squall lines, part I: Structure and kinematics. *Mon. Wea. Rev.*, v. 112, p. 608-622. 1994.

GAMACHE, J. F.; HOUZE JR., R. A. Mesoscale air motions associated with a tropical squall lines. *Mon. Wea. Rev.*, v. 111, 118-135. 1982.

GRECO, S.; SWAP, R.; GARSTANG, M.; ULANSKI, S.; SHIPHAM, M.; HARRIS, R. C.; TALBOT, R.; ANDREAE, M. O.; ARTAXO, P. Rainfall and surface kinematic conditions over central Amazonia ABLE 2B. *Jour. Geophys. Res.*, v. 95-D10, p. 17001-17014. 1990.

GRELL, G. A. Prognostic evaluation of assumptions used by cumulus parametrizations. *Mon Wea Review*, v. 121, n.3, p 764-787. 1993.

HAMILTON, R. A.; ARCHBOLD, J. W. Meteorology of Nigeria and adjacent territory. *Quart. Jour. Roy. Meteor. Soc.*, v. 71, p. 231 – 262. 1945.

JOYCE, R. J.; JANOWIAK, J. E.; ARKIN, P. A.; XIE, P. CMORPH: A Method that produces global precipitation estimates from passive microwave and infrared data at high spatial and temporal resolution. *Journal of Hydrometeorology*, v.5, p.487-503. 2004.

KOUSKY, V. E. Diurnal rainfall variation in the Northeast Brazil. *Mon. Wea. Rev.*, v. 108, n. 04, p. 488 – 498. 1980.

KUMMEROW, C.D.; HONG, Y.; OLSON, W.S.; YANG, S.; ADLER, R.F.; MCCOLLUM, J.; FERRARO, R.; PETTY, G.; SHIN, D.B.; WILHEIT, T.T. Evolution of the Goddard profiling algorithm (GPROF) for rainfall estimation from passive microwave sensors. *Journal of Applied Meteorology*. v.40, p. 1801-1820. 2001.

MOLION, L.C.B. Climatologia dinâmica da região Amazônica: mecanismos de precipitação. *Revista Brasileira de Meteorologia*, v.2, n.1, p. 107–117. 1987.

MOLION, L. C. B.; Dallarosa, R. L. G. Pluviometria da Amazônia: são os dados confiáveis? *Climanálise – Boletim de Monitoramento e Análise Climática*, v.5, n.3, p. 40-42. 1990.

MOLION, L. C. B. Amazonian rainfall and its variability. In: HYDROLOGY and water management in the humid tropics. [S.l. : s.n.], 1993. p. 99-111

OLIVEIRA, F. P. *Fatores associados à iniciação de linhas de instabilidade na região do Centro de Lançamento de Alcântara no mês de julho*. 2012. 80f. Dissertação (mestrado em meteorologia) - INPE, São José dos Campos, 2012.

PIELKE, R. A.; COTTON, W. R.; WALKO, R. L.; TREMBACK, C. J.; LYONS, W. A.; GRASSO, L. D.; NICHOLLS, M. E.; MORAN, M. D.; WESLEY, D. A.; LEE, T. J.; COPPELAND, J. H. A Comprehensive meteorological modeling system-RAMS. *Meteorology and Atmospheric Physics*, v.49, n. 1, p. 69-91. 1992.

GEOCIÊNCIAS
UFPA