



Ministério da
**Ciência, Tecnologia
e Inovação**



sid.inpe.br/mtc-m18/2012/02.06.17.21-TDI

FATORES ASSOCIADOS À INICIAÇÃO DE LINHAS DE INSTABILIDADE NA REGIÃO DO CENTRO DE LANÇAMENTO DE ALCÂNTARA NO MÊS DE JULHO

Fernando Pereira de Oliveira

Dissertação de Mestrado do Curso de Pós-Graduação em Meteorologia, orientada pelo Dr. Marcos Daisuke Oyama, aprovada em 17 de fevereiro de 2012.

URL do documento original:

<<http://urlib.net/8JMKD3MGP8W/3BATESB>>

INPE
São José dos Campos
2012

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:

Vivéca Sant´Ana Lemos - Serviço de Informação e Documentação (SID)



Ministério da
**Ciência, Tecnologia
e Inovação**



sid.inpe.br/mtc-m18/2012/02.06.17.21-TDI

FATORES ASSOCIADOS À INICIAÇÃO DE LINHAS DE INSTABILIDADE NA REGIÃO DO CENTRO DE LANÇAMENTO DE ALCÂNTARA NO MÊS DE JULHO

Fernando Pereira de Oliveira

Dissertação de Mestrado do Curso de Pós-Graduação em Meteorologia, orientada pelo Dr. Marcos Daisuke Oyama, aprovada em 17 de fevereiro de 2012.

URL do documento original:

<<http://urlib.net/8JMKD3MGP8W/3BATESB>>

INPE
São José dos Campos
2012

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação (CIP)

Oliveira, Fernando Pereira de .
O14f Fatores associados à iniciação de linhas de instabilidade na região do Centro de Lançamento de Alcântara no mês de julho / Fernando Pereira de Oliveira. – São José dos Campos : INPE, 2012.
xx + 79 p. ; (sid.inpe.br/mtc-m18/2012/02.06.17.21-TDI)

Dissertação (Meteorologia) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2012.

Orientador : Dr. Marcos Daisuke Oyama.

1. linha de instabilidade. 2. Centro de Lançamento de Alcântara. 3. radiossondagem. 4. modelagem. I.Título.

CDU 551.515.6(811)

Copyright © 2012 do MCT/INPE. Nenhuma parte desta publicação pode ser reproduzida, armazenada em um sistema de recuperação, ou transmitida sob qualquer forma ou por qualquer meio, eletrônico, mecânico, fotográfico, reprográfico, de microfilmagem ou outros, sem a permissão escrita do INPE, com exceção de qualquer material fornecido especificamente com o propósito de ser entrado e executado num sistema computacional, para o uso exclusivo do leitor da obra.

Copyright © 2012 by MCT/INPE. No part of this publication may be reproduced, stored in a retrieval system, or transmitted in any form or by any means, electronic, mechanical, photocopying, recording, microfilming, or otherwise, without written permission from INPE, with the exception of any material supplied specifically for the purpose of being entered and executed on a computer system, for exclusive use of the reader of the work.

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

Dr. Nelson Jesus Ferreira



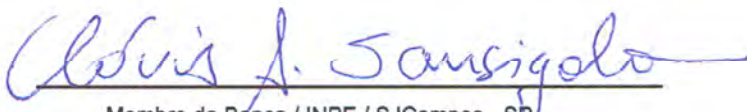
Presidente / INPE / SJCampos - SP

Dr. Marcos Daisuke Oyama



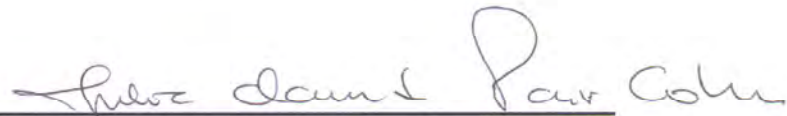
Orientador(a) / IAE/CTA / SJCampos - SP

Dr. Clóvis Angeli Sansigolo



Membro da Banca / INPE / SJCampos - SP

Dra. Julia Clarinda Paiva Cohen



Convidado(a) / UFPA / Belém - PA

Este trabalho foi aprovado por:

() maioria simples

() unanimidade

Aluno (a): Fernando Pereira de Oliveira

São José dos Campos, 17 de fevereiro de 2012

“The mind that opens to a new idea never returns to its original size”.

Albert Einstein

AGRADECIMENTOS

Ao Dr. Marcos Daisuke Oyama pela orientação, apoio, ajuda, amizade e principalmente pela confiança em mim depositada.

Ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq) pela cessão da bolsa de estudos.

A todos da EMEF Áurea Cantinho Rodrigues, pelo total apoio e incentivo.

À Divisão de Satélites e Sistemas Ambientais, pela cessão de imagens de satélite.

À Divisão de Ciências Atmosféricas, pela cessão de dados de radiossondagens.

Aos colegas: Adilson, Aline, André, Anthony, Bruno, Camila, Cláudia, Daniel, Fábio, Fernando Brandão, Livia, Luciana, Michelyne, Minella, Priscila, Silvia, Theomar e Urias, por terem contribuído para meu aprendizado e amadurecimento.

À secretaria e ao corpo docente da PGMET, por todo apoio durante a realização do curso de mestrado.

RESUMO

O presente trabalho objetivou identificar os fatores associados à iniciação de linhas de instabilidade costeiras (LIs) em julho que afetam a região do Centro de Lançamento de Alcântara (CLA; Alcântara, MA), localizado na costa norte do Brasil. Para identificação subjetiva das ocorrências de LIs, foram utilizadas imagens do satélite GOES no canal infravermelho de 1999 a 2009. Obteve-se a frequência média de 9 LIs em julho, sendo que 6 ocorrem sobre a região que se estende do Pará ao Ceará (ou seja, afetando a região do CLA). Para esta região (do Pará ao Ceará), foi elaborado um método objetivo (MO) de identificação de LIs baseado nas saídas do FORTRACC (*Forecast and Tracking the Evolution of Cloud Clusters*) de 2004 a 2009. Com o uso do MO, a frequência média foi de 6 LIs e houve boa correspondência com os casos identificados subjetivamente. Utilizando estimativas de precipitação do TRMM (*Tropical Rainfall Measuring Mission*) para a região do CLA, constatou-se que cerca de 30% da precipitação de julho está associada a eventos de LI. Com o uso de perfis verticais sobre o CLA para o horário de 12 UTC obtidos de dados de radiossondagens e Reanálises do ERA-Interim no período de 2004 a 2009, verificou-se que, para um dado dia de julho, maior umidade em baixos e médios níveis (700 e 500 hPa) e escoamento de nordeste em altos níveis (350 hPa) às 12 UTC estariam associados à iniciação da LI no final da tarde ou início da noite. Constatou-se, por meio de simulações curtas (24 h) e longas (1 mês), que o modelo regional MM5 é capaz de simular a formação de LIs. As simulações curtas (longas) mostraram que a simulação de eventos de LI é pouco sensível a diferentes fontes de dados (à condição inicial).

CONDITIONS RELATED TO SQUALL LINES INITIATION IN THE ALCÂNTARA LAUNCH CENTER REGION IN JULY

ABSTRACT

The main goal of this work is to identify the conditions related to the initiation of Squall Lines (LI) that affect the Alcântara Launch Center (CLA) region (located at Brazil's northern coast) in July. Infrared GOES images for 1999-2009 were used to identify the occurrence of LI. It was found that over CLA region 6 LIs are formed in July and the average frequency was 9 LIs for the whole coast. An objective method (MO) of LI identification based on FORTRACC (Forecast and Tracking the Evolution of Cloud Clusters) output was developed. This method identifies the occurrence of LI in the region from Pará to Ceará States. For the period from 2004 to 2009, 6 LIs cases were identified using the MO, and there was good agreement with LI cases identified subjectively. Using the TRMM (Tropical Rainfall Measuring Mission) precipitation analyses, it was found that LI related rainfall accounts for about 30% of the precipitation in July at CLA. Vertical profiles over CLA from radiosounding and reanalysis (ERA-Interim) data were used to identify the conditions related to LIs initiation. It was found that higher humidity values at low and mid-levels (700 and 500 hPa) and northerly circulation at high-levels (350 hPa) are related to LIs initiation. Short (24 h) and long term (1 month) simulations showed that the MM5 regional model is able to represent the frequency of LI cases. The short (long) term simulation was not sensitive to the data source (the initial condition).

LISTA DE FIGURAS

	<u>Pág.</u>
Figura 1.1 – Imagem do satélite GOES-10 no canal infravermelho do dia 6 de julho de 2008 às 2045 UTC. As setas indicam a LI.....	3
Figura 1.2 – Modelo conceitual da estrutura do escoamento para uma linha de instabilidade costeira da região amazônica. Setas maiores indicam o escoamento. Linha tracejada separa parte convectiva da estratiforme. Canto superior esquerdo (direito): estrutura de referência da circulação da parte convectiva (estratiforme).....	4
Figura 1.3 – Localização da região de estudo	5
Figura 2.1 – LI (área hachurada) com intensidade de média para forte, e a nebulosidade da ZCIT (áreas claras indicando nuvens), dos dias 23 de março de 1979 (a) e 18 de abril de 1979 (b).....	12
Figura 2.2 – Localização das categorias das LIs.	13
Figura 2.3 – Fluxograma da análise feita a cada 15 min para o período das 18 as 01UTC para identificar a presença da LI.	15
Figura 2.4 – Frequência de LI conforme o boletim Climanálise e a obtida no presente trabalho (Oliveira).	17
Figura 2.5 – Frequência média das Linhas de Instabilidade por diferentes autores e períodos de abrangência dos dados (entre parênteses).....	18
Figura 2.6 – Frequência de LI por classificação: 1 - LI que se situa sobre o estado do Amapá; 2 - LI que se situa na região entre Pará e Ceará; 3 – LI que se estende do Amapá ao Ceará (Figura 2.2).	19
Figura 2.7 – Frequência de CC por classificação. A classificação é a mesma da Figura 2.6.....	21
Figura 2.8 – Frequência de LI identificadas pelos métodos subjetivo e objetivo.	21
Figura 2.9 – Frequência de LI identificadas por ambos os métodos: subjetivo e objetivo.	22
Figura 3.1 – Localização do CLA aproximadamente centrado entre 4 pontos de grade. Linhas delimitam as áreas (caixas) centradas no CLA com diferentes arestas: de 0,5° a 5°.....	27
Figura 3.2 – Fração da precipitação proveniente das LIs para diferentes áreas.	28
Figura 3.3 – Frequência de LI pelos métodos objetivo e subjetivo, e precipitação acumulada mensal para o mês de julho de 6 anos (2004-2009).....	29
Figura 3.4 – Fração da precipitação proveniente das LIs identificadas pelos métodos objetivo e subjetivo para uma área quadrada centrada no CLA com aresta de 50 km (Figura 3.1). O período é o mesmo da Figura 3.3.	30
Figura 4.1 – Localização do CLA nas Reanálises do ERA-Interim (em destaque) aproximadamente centrado entre 4 pontos de grade.	34
Figura 4.2 – Perfil vertical médio do vento zonal.	37
Figura 4.3 – Perfil vertical médio do vento meridional.....	37
Figura 4.4 – Perfil vertical médio da depressão psicrométrica para as radiossondagens.	39
Figura 4.5 – Perfil vertical média do vento zonal (a) e meridional (b)	41

Figura 4.6 – Perfil vertical médio da depressão psicrométrica para as Reanálises.	41
Figura 4.7 – Campos de dep700: média mensal (a), LI (b), nLI (c), diferença entre LI e nLI (d). (Continua)	46
Figura 4.8 – Linha de corrente ao nível de 350 hPa: média mensal (a), LI (b) e nLI (c).	49
Figura 5.1 – Domínio das simulações realizadas com o modelo MM5.	55
Figura 5.2 – Imagem IR do satélite GOES-12 das 21 UTC do dia 8 de julho de 2005 (a) e campo de FCN simulado das 15 UTC para NCEP1 (b), ERA1 (c), NCEP2 (d) e ERA2 (e).....	58
Figura 5.3 – Imagem IR do satélite GOES-12 das 21 UTC do dia 7 de julho de 2005 (a) e campo de FCN simulado das 15 UTC para NCEP1 (b), ERA1 (c), NCEP2 (d) e ERA2 (e).....	59
Figura 5.4 – Imagem IR do satélite GOES-12 das 21 UTC do dia 2 de julho de 2005 (a) e campo de FCN simulado das 15 UTC para NCEP1 (b), ERA1 (c), NCEP2 (d) e ERA2 (e).....	60
Figura 5.5 – Simulações referentes ao dia 26 de julho de 2006. Campos de FCN (a), CAP (b) e q500 (c) do Membro I; campos de FCN (d), CAP (e) e q500 (f) do membro II; e campos de FCN (g), CAP (h) e q500 (i) do membro III.	65
Figura 5.6 – simulações referentes ao dia 29 de julho de 2006. Campos de FCN (a), CAP (b) e q500 (c) do Membro I; campos de FCN (d), CAP (e) e q500 (f) do membro II; e campos de FCN (g), CAP (h) e q500 (i) do membro III.	66
Figura 5.7 – simulações referentes ao dia 15 de julho de 2006. Campos de FCN (a), CAP (b) e q500 (c) do Membro I; campos de FCN (d), CAP (e) e q500 (f) do membro II; e campos de FCN (g), CAP (h) e q500 (i) do membro III.	67

LISTA DE TABELAS

	<u>Pág.</u>
Tabela 2.1 – Tabela de contingência 2x2 aplicada à comparação entre as identificações subjetiva e objetiva de LIs.....	15
Tabela 2.2 – Quadro-resumo das medidas de exatidão e desempenho para tabela de contingência 2x2.....	16
Tabela 2.3 – Tabela de contingência 2x2 aplicada à comparação entre as identificações subjetiva e objetiva de LIs.....	21
Tabela 2.4 – Testes não-paramétricos. Os símbolos estão definidos na Tabela 2.3.....	22
Tabela 4.1 – Lista de variáveis das Reanálises utilizadas no trabalho	32
Tabela 4.2 – Variáveis contidas nas radiossondagens e Reanálises. Em destaque, variáveis que não foram obtidas para os dados de Reanálise devido à baixa densidade de dados no perfil.....	35
Tabela 4.3 – Média, desvio-padrão e <i>t</i> para as variáveis contidas nas radiossondagens. Os símbolos estão definidos na Tabela 4.2. Em destaque, variáveis que apresentam significância estatística para a diferença de médias entre as categorias.....	38
Tabela 4.4 – Média, desvio-padrão e <i>t</i> para as variáveis contidas nas Reanálises. Os símbolos estão definidos na Tabela 4.2. Em destaque, variáveis que apresentam significância estatística para a diferença de médias entre as categorias.....	42
Tabela 4.5 – Perfil vertical da diferença média entre as variáveis contidas nas radiossondagens e nas Reanálises para os casos com a formação de LI... 44	44
Tabela 5.1 – desenho experimental.....	54
Tabela 5.2 – Tabela de contingência 2x2 aplicada às simulações.....	55
Tabela 5.3 – Característica dos membros do conjunto (simulações longas).....	56
Tabela 5.4 - Quadro-resumo das medidas de exatidão e desempenho das identificações feitas a partir dos experimentos NCEP1 (a) e ERA1 (b).....	61
Tabela 5.5 - Quadro-resumo das medidas de exatidão e desempenho das identificações feitas a partir dos experimentos NCEP2 (a) e ERA2 (b).....	62
Tabela 5.6 – datas das identificações de LIs. 0 – sem a presença de LI; 1 – LI identificada no campo de FCN; 2 – LI identificada no campo de CAP; 3 – LI identificada no campo de q500; 4 – LI identificada nos três campos. Sombreado indica LI identificada pelos métodos objetivo e subjetivo.....	64
Tabela 5.7 – frequências de LIs para o mês de julho de 2006.....	68
Tabela A.1 – Datas das identificações das LIs para o mês de julho. 0 – Sem a presença de LI; 1 – LI identificada somente por Oliveira; 2 – LI identificada somente pelo boletim Climanálise; 3 – LI identificada tanto por Oliveira como pelo boletim Climanálise.....	77
Tabela A.2 – Datas de ocorrência de LIs e CCs. Os números referem-se a classificação de acordo com o local de formação (Cf. seção 2). 0 – não ocorrência; 1 – ocorrência sobre o estado do Amapá; 2 – ocorrência sobre os estados do Pará ao Ceará; 3 – ocorrência da Guiana Francesa ao Ceará.....	78

Tabela A.3 – Datas das identificações de LI. 0 – sem a formação de LI, identificada pelos métodos subjetivo e objetivo. 1 – LI identificada pelos métodos subjetivo e objetivo; 2 – LI identificada somente pelo método objetivo; 3 – LI identificada somente pelo método subjetivo. 79

LISTA DE SIGLAS E ABREVIATURAS

ABLE-2B	Atmospheric Boundary Layer Experiment
ACA	Divisão de Ciências Atmosféricas
B	Bias
RAMS	Brazilian developments on the Regional Atmospheric Modelling System
CAP	Conteúdo de Água Precipitável
CAPE	Energia Potencial Disponível para Convecção
CC	Convecção Costeira
CLA	Centro de Lançamento de Alcântara
CPTEC	Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos
CSI	Critical Success Index
dep250	Depressão psicrométrica ao nível de 250 hPa
dep350	Depressão psicrométrica ao nível de 350 hPa
dep500	Depressão psicrométrica ao nível de 500 hPa
dep700	Depressão psicrométrica ao nível de 700 hPa
dep850	Depressão psicrométrica ao nível de 850 hPa
dep950	Depressão psicrométrica ao nível de 950 hPa
DOL	Distúrbio Ondulatório de Leste
DSA	Divisão de Satélites e Sistemas Ambientais
ECMWF	European Centre of Medium Weather Forecast
EMAQS	Estagnação de Massa de Ar Quente e Seco
ESPESSURA	Espessura da camada entre 1000 e 500 hPa
F	False Alarm Rat
FAR	False Alarm Rat
FCN	Fração de Cobertura de Nuvens
FORTRACC	Forecast and Tracking the Evolution of Cloud Clusters
GOES	Geostationary Operational Environmental Satellite
GSS	Gustav Skill Score
H	Hit Rate
HL	Hora Local
HSS	Hiedike Skill Score
IAE	Instituto de Aeronáutica e Espaço
ICT	Índice Cross Totals
IK	Índice K
IK_1	Primeiro termo do índice K
IK2	Segundo termo do índice K
IK950	Índice K calculado substituindo-se o nível de 850 hPa por 950 hPa
IK950_1	Primeiro termo de IK950
IK950_2	Segundo termo de IK950
ILEV	Índice de Levantamento
IR	Infravermelho
IS	Índice de Showalter
ITT	Índice Total Totals
IVT	Índice Vertical Totals

KSS	Kuipers Skill Score
LI	Linha de Instabilidade
LIC	Linha de Instabilidade sem Propagação
LICON	Linha de Instabilidade Continental
LIP	Linha de Instabilidade que se Propaga
MA	Maranhão
MO	Método Objetivo
MRF-PBL	médium-range forecast – planetary boundary layer
nLI	Sem formação de Linha de Instabilidade
Noah-LSM	Noah land surface model
PA	Pará
PC	Proportion of Correct
q500	Umidade ao nível de 500 hPa
RAMS	Regional Atmospheric Modelling System
ROLE	Radiação de Onda Longa Emergente
RRTM	Rapid radiative transfer model
SC	Sistema Convectivo
SR	Success Rate
SWEAT	Severe Weather Threat
THETA	Temperatura Potencial média dos primeiros 500 metros
TRMM	Tropical Rainfall Measuring Mission
u250	Vento zonal ao nível de 250 hPa
u350	Vento zonal ao nível de 350 hPa
u500	Vento zonal ao nível de 500 hPa
u700	Vento zonal ao nível de 700 hPa
UTC	Universal Time Coordinate
v250	Vento meridional ao nível de 250 hPa
v350	Vento meridional ao nível de 350 hPa
v500	Vento meridional ao nível de 500 hPa
v700	Vento meridional ao nível de 700 hPa
ZCIT	Zona de Convergência Intertropical
Γ 700	Lapse rate de 700 até 500 hPa
Γ 850	Lapse rate de 850 até 500 hPa
ΔN	Espessura da camada do vento máximo

SUMÁRIO

	<u>Pág.</u>
1. INTRODUÇÃO	1
2. IDENTIFICAÇÃO DE LINHAS DE INSTABILIDADE.....	9
2.1. INTRODUÇÃO	9
2.2. DADOS.....	10
2.3. METODOLOGIA	11
2.4. RESULTADOS	16
2.5. CONCLUSÕES	22
3. FRAÇÃO DA PRECIPITAÇÃO ASSOCIADA ÀS LINHAS DE INSTABILIDADE	25
3.1. INTRODUÇÃO	25
3.2. DADOS.....	25
3.3. METODOLOGIA	26
3.4. RESULTADOS	27
3.5. CONCLUSÕES	30
4. IDENTIFICAÇÃO DE FATORES ASSOCIADOS À OCORRÊNCIA DE LINHAS DE INSTABILIDADE	31
4.1. INTRODUÇÃO	31
4.2. DADOS.....	31
4.3. METODOLOGIA	32
4.4. RESULTADOS	36
4.5. CONCLUSÕES	50
5. MODELAGEM NUMÉRICA	51
5.1. INTRODUÇÃO	51
5.2. DADOS.....	52
5.3. DESCRIÇÃO DO MODELO REGIONAL MM5	52
5.4. METODOLOGIA	53
5.5. RESULTADOS	57
5.6. CONCLUSÕES	68
6. CONSIDERAÇÕES FINAIS.....	69

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	71
APÊNDICE A – DATAS DAS IDENTIFICAÇÕES DE LINHAS DE INSTABILIDADE	77

1. INTRODUÇÃO

A região da costa norte do Brasil sofre a influência de diversos sistemas meteorológicos associados à ocorrência de precipitação, que se organizam em diferentes escalas: na escala sinótica, tem-se Zona de Convergência Intertropical (ZCIT), Vórtice Ciclônico em Altos Níveis, Distúrbio Ondulatório de Leste, Sistema Frontal, Linha de Instabilidade (LI); em mesoescala, Complexo Convectivo de Mesoescala; e, em escala local, tempestade isolada (KOUSKY, 1980; CAVALCANTI, 1982, COHEN, 1989; MOLION; BERNARDO, 2002; BARBOSA et al., 2006; BARROS; OYAMA, 2010). Embora o regime de precipitação nesta região seja dominado pela influência da ZCIT, as LIs são responsáveis por grandes acumulados de precipitação (COHEN, 1989; GRECO ET AL., 1990; BARROS, 2008).

A LI é uma linha de nebulosidade contendo regiões de convecção profunda, que pode ser contínua ou não. Ocorrem LIs na costa norte do Brasil (KOUSKY, 1980; CAVALCANTI, 1982, COHEN, 1989; GARSTANG et al., 1994; GRECO et al., 1994; BARROS, 2008; ALCÂNTARA et al., 2011), que são chamadas de costeiras¹. Em média, a banda de nebulosidade associada a uma LI tem 1400 km (170 km) de comprimento (largura), e a maior atividade convectiva ocorre no fim da tarde ou início da noite (CAVALCANTI, 1982; COHEN, 1989; GARSTANG et al., 1994). Um exemplo de LI é mostrado na Figura 1.1.

As LIs foram notadas primeiramente por Kousky (1980), que propôs que o aquecimento solar e a circulação de brisa seriam os mecanismos de sua formação. As características gerais das LIs foram descritas por Garstang et al. (1994). A nebulosidade associada às LIs pode ter temperatura de topo menor que 213 K (indicando alturas de aproximadamente 13-14 km) e conter nuvens Cb com temperatura de topo abaixo de 193 K (indicando alturas de aproximadamente 16-17 km). Na região convectiva da LI, há convergência na baixa troposfera e divergência em altos níveis; na região

¹ Nesta região há ocorrência de outro tipo de linha de instabilidade que se inicia no interior do continente orientada perpendicularmente à costa, chamadas de continentais (LICON; Cohen e Gandu, 2002; Cohen et al., 2004; Braga e Cohen, 2004). Aqui, abordam-se somente as LIs de origem costeira.

estratiforme, há convergência em níveis médios e divergência em níveis baixos e altos. Um modelo conceitual do escoamento da LI é apresentado na Figura 1.2. Segundo Greco et al. (1994), uma única LI pode ser responsável pelo transporte para os níveis mais altos de 15-25% do total de energia necessária para equilibrar o saldo de calor da região tropical. Além disso, em condições anteriores à ocorrência de LI, o cisalhamento do vento na baixa troposfera apresenta rotação anti-horária (COHEN et al., 1995), e o cisalhamento vertical em baixos níveis pode ser considerado um mecanismo importante para a duração das LIs (GARSTANG et al., 1994). As LIs foram classificadas por Cohen em linhas que ficam confinadas à costa (LIC) e que se propagam continente a dentro (LIP). O tempo de vida médio de uma LI é de 10 h (20 h) para as LIC (LIP) (COHEN et al., 2009). As LIP foram chamadas de *Coastal Occurring Systems* por Greco et al. (1990) e de *Amazon coastal squall lines* por Garstang et al. (1994) e Greco et al. (1994).

As LIs na costa norte do Brasil foram estudadas por diferentes autores com vários enfoques, p.ex., apresentaram sua frequência mensal (CAVALCANTI, 1982; COHEN, 1989; SANTOS NETO, 2004; BARROS; OYAMA, 2010), analisaram a relação entre o perfil vertical do vento e a ocorrência de LI (SILVA DIAS; FERREIRA, 1992; COHEN et al., 1995; ALCÂNTARA et al., 2011), constataram interação com sistemas de grande escala (CAVALCANTI, 1982) e encontraram semelhanças com outros sistemas atuantes na região (COHEN et al., 2004; BARBOSA et al., 2006). Embora estes autores tenham abordado a ocorrência da LI em diversos aspectos, **ainda faltam estudos que apresentem características do ambiente associado à iniciação da LI**, incluindo características termodinâmicas.

A LI pode atuar em conjunto com sistemas de grande escala (BARROS, 2008), sendo que a interação entre LI e ZCIT foi estudada por Cavalcanti (1982). Cavalcanti mostrou que estes sistemas interagem de tal forma que o local de formação de LI se desloca latitudinalmente acompanhando a posição da ZCIT. Isto pode ocorrer pelo fato de que o deslocamento da ZCIT para norte provoca movimentos subsidentes – associados ao ramo subsidente da célula de Hadley – sobre o nordeste brasileiro (MOLION; BERNARDO, 2002), inibindo a formação de convecção (LI) nesta região.

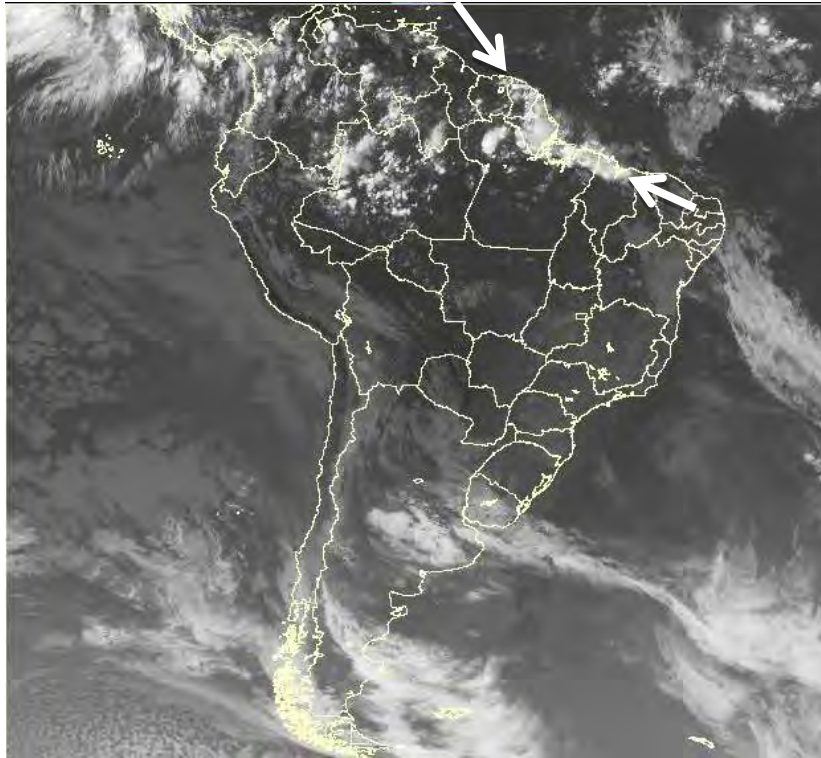


Figura 1.1 – Imagem do satélite GOES-10 no canal infravermelho do dia 6 de julho de 2008 às 2045 UTC. As setas indicam a LI.

Cohen et al. (2004) e Barbosa et al. (2006) notaram semelhança entre as LIs e outros fenômenos que se formam na região norte do Brasil. Cohen et al. notaram semelhança entre o ambiente anterior à formação da LICON e da LIC. Ambos os sistemas apresentaram convergência de umidade em baixos níveis e movimentos verticais ascendentes em 500 hPa com configuração horizontal linear em seus locais de iniciação, indicando condições de grande escala favoráveis ao desenvolvimento de convecção. Barbosa et al. notaram comportamento semelhante na propagação das LIs e das perturbações convectivas (PC), que representam a organização da convecção entre as escalas ‘meso- α ’ e ‘macro’ (ORLANSKI, 1975). Cerca de 45% das PC com duração maior que três horas tiveram deslocamento menor que 200 km; 25%, entre 200 e 500

km; e 35%, acima de 500 km. Trata-se de um resultado similar ao de Cohen (1989) para as LIs.

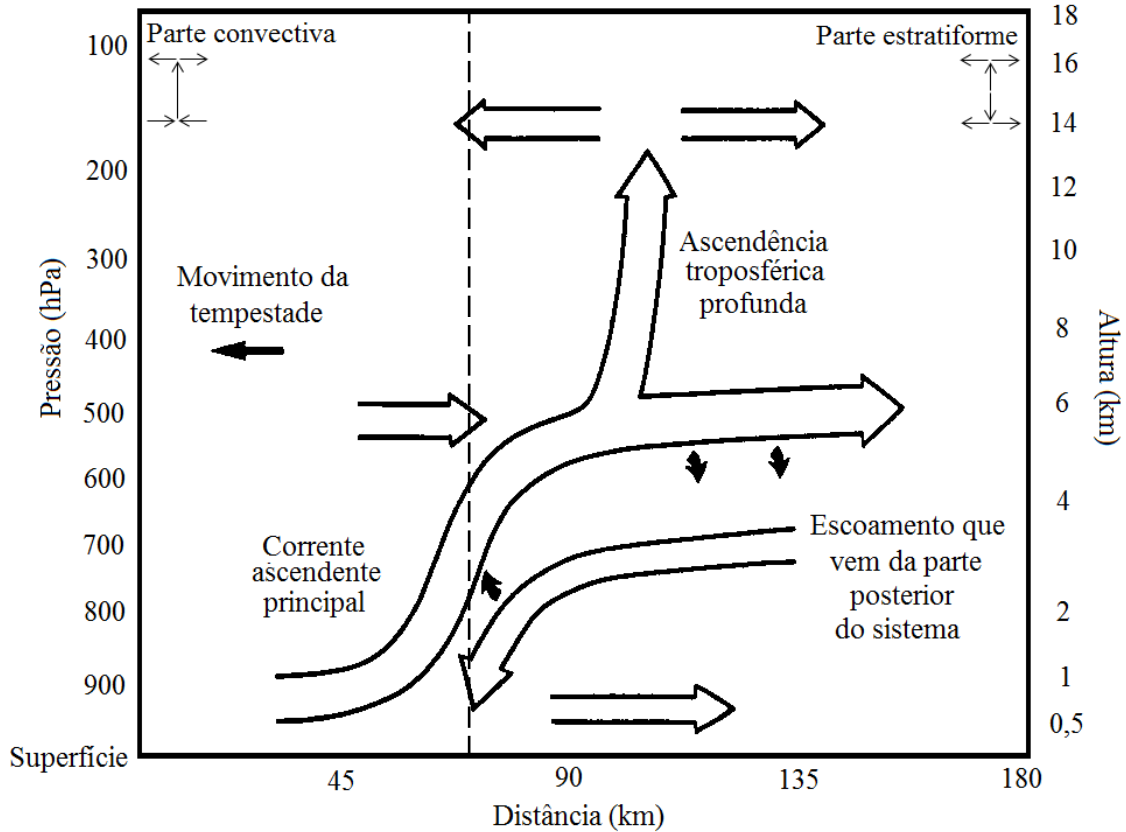


Figura 1.2 – Modelo conceitual da estrutura do escoamento para uma linha de instabilidade costeira da região amazônica. Setas maiores indicam o escoamento. Linha tracejada separa parte convectiva da estratiforme. Canto superior esquerdo (direito): estrutura de referência da circulação da parte convectiva (estratiforme).

Fonte: adaptado de Garstang et al. (1994).

Este trabalho enfoca a ocorrência de LI em uma região específica: a região do Centro de Lançamento de Alcântara (CLA, Alcântara, MA; 2° 22'S, 44° 23'W), localizado na

costa norte do Nordeste do Brasil (Figura 1.3). O lançamento de foguetes projetados e construídos no Instituto de Aeronáutica e Espaço (IAE, São José dos Campos, SP) é realizado no CLA, que possui um setor de Meteorologia responsável pela coleta de diversos dados meteorológicos (MARQUES; FISCH, 2005). Pereira et al. (2002) obtiveram as principais características climatológicas da região que abrange o CLA: a estação chuvosa (seca) ocorre entre os meses de janeiro e junho (julho e dezembro), e os máximos (mínimos) de precipitação ocorrem nos meses março e abril (setembro e novembro). Nos meses chuvosos (secos) os ventos são menos (mais) intensos. A variação sazonal da temperatura média mensal é pequena. Quanto ao ciclo diário, a cobertura de nuvens é maior (menor) entre 07 e 12 HL (entre 21 e 02 HL), os ventos mais (menos) intensos ocorrem no período diurno (noturno), e a temperatura máxima (mínima) ocorre entre 12 e 14 HL (entre 05 e 06 HL).

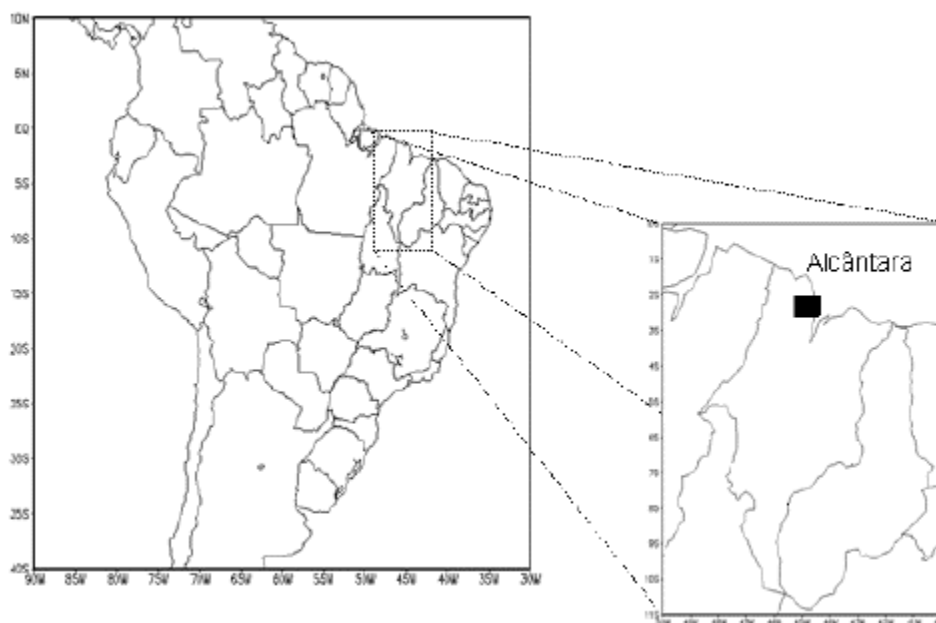


Figura 1.3 – Localização da região de estudo

Fonte: Barros (2008)

Para a região do CLA, os principais sistemas atuantes são a ZCIT - correspondendo a mais de 50% do total de eventos de precipitação anual - e a LI - correspondendo aproximadamente 25% a 33% do total de precipitação anual (BARROS, 2008). No trimestre junho, julho e agosto, o horário de 18 a 03 HL se apresenta como preferencial para ocorrência de precipitação, indicando que a precipitação pode estar associada à ocorrência de LI (KOUSKY, 1980). No mês de julho, não há precipitação associada à ZCIT (que é o principal sistema associado à precipitação na região); assim, a LI deve ser o principal sistema produtor de precipitação, pois outros sistemas possuem atuação menor (BARROS; OYAMA, 2010). Barros (2008) mostrou que a precipitação média no CLA para o mês de julho é de aproximadamente 100 mm, correspondendo a aproximadamente 6 % da precipitação média anual. Portanto, para focar somente as LI, evitando associação entre LI e outros sistemas (como a associação entre LI e ZCIT na estação chuvosa), as LIs serão analisadas neste trabalho somente para o mês de julho.

Modelos numéricos vêm sendo amplamente utilizados para estudos e previsões de tempo e clima. Os modelos utilizados possuem cobertura global e regional. Modelos regionais abrangem regiões mais localizadas, apresentando menor gasto computacional e, assim, são utilizados com resoluções mais altas, representando fenômenos de escala menor com maior detalhamento espacial e temporal. Podem ser utilizados para se fazer *downscaling* de previsões obtidas por modelos globais, complementando essas previsões. O presente trabalho procura avaliar se o modelo atmosférico regional MM5 (GRELL et al., 1995) seria capaz de simular os eventos de LIs na costa norte do Brasil.

Para a região do CLA, o modelo MM5 vem sendo utilizado em estudos de modelagem (BARROS, 2008; PEREIRA NETO, 2010). Barros mostrou que o modelo MM5 representa o ciclo mensal de precipitação de modo semelhante ao observado, porém superestima os totais de precipitação. Este erro foi abordado por Pereira Neto, que propôs alterações no esquema de parametrização de Kain-Fritsch (KF2; KAIN, 2004) com intuito de se melhorar a previsão de precipitação e, assim, melhorar a representação do ciclo mensal de precipitação.

Este trabalho tem como objetivo geral identificar fatores associados à iniciação de LI na costa norte do Brasil no mês de julho e avaliar a capacidade destes eventos serem reproduzidos por um modelo atmosférico regional. Os objetivos específicos são (para o mês de julho):

- obter a frequência de LIs de modo subjetivo e elaborar um método objetivo para a sua identificação;
- caracterizar a contribuição da LI para a precipitação;
- identificar fatores associados à iniciação de LI;
- avaliar o desempenho do modelo regional MM5 em simular eventos de LI.

A sequência do trabalho está estruturada em capítulos. Cada capítulo aborda um dos objetivos específicos, e os capítulos estão estruturados de forma semelhante, contendo uma breve introdução, a descrição dos dados e da metodologia, e a apresentação dos resultados e das conclusões. O capítulo com considerações finais encerra o trabalho.

2. IDENTIFICAÇÃO DE LINHAS DE INSTABILIDADE

2.1. INTRODUÇÃO

A atuação da LI pode ser notada nas imagens de satélites no canal infravermelho. Nos estudos em que a LI é abordada, sua identificação é feita de modo subjetivo seguindo a metodologia subjetiva de identificação descrita em Cavalcanti (1982), que é baseada na análise de imagens das 21 UTC do canal infravermelho dos satélites GOES. A metodologia descrita por Cavalcanti é seguida, p.ex., por Cohen (1989), Santos Neto (2004) e Barros (2008), para obter a frequência mensal de LI. Comparando-se estes quatro estudos, nota-se que eles apresentam divergências nas frequências mensais médias de LI. Esta divergência pode ser notada no mês considerado o de maior frequência média: agosto (CAVALCANTI, 1982), julho (COHEN, 1989), abril (BARROS, 2008) ou maio (SANTOS NETO, 2004). Essas diferenças podem decorrer dos diferentes períodos de dados utilizados e da metodologia subjetiva de identificação. Apesar das diferenças no máximo, os estudos concordam que a frequência de LI é menor na primavera austral.

Neste capítulo os objetivos são:

- Obter a frequência de LIs, de modo subjetivo, para o mês de julho dos anos de 1999 a 2009². Este período é adotado devido à disponibilidade contínua de imagens de satélite;
- Elaborar um método objetivo (MO) de identificação de LIs³, para o mês de julho dos anos de 2004 a 2009. Este período é adotado devido a disponibilidade dos dados utilizados.

² Cf. Oliveira e Oyama (2011a).

³ Cf. Oliveira e Oyama (2011b).

2.2. DADOS

- **Imagens de satélite no canal infravermelho**

São utilizadas imagens do canal infravermelho (IR) dos satélites GOES. As imagens se referem a dados de temperatura de brilho, que permitem estimar a altura do topo da nebulosidade. Estas imagens são utilizadas para a identificação subjetiva de LIs. As imagens de satélites são disponibilizadas de forma *online* pela Divisão de Satélites e Sistemas Ambientais⁴ (DSA) do Centro de Previsão do Tempo e Estudos Climáticos (CPTEC). Para o mês de julho dos anos de 1999 a 2009, as imagens possuem frequência de pelo menos 3 horas.

- **Boletins Climanálise**

O Boletim Climanálise descreve e analisa mensalmente os sistemas meteorológicos que atuam no Brasil. Este Boletim é editado pelo CPTEC/INPE (Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais) e disponibilizado em formato impresso e *online*⁵. Os fascículos do Boletim Climanálise são utilizados para se fazer uma comparação quantitativa da ocorrência de LI.

- **Diagnostico das imagens de Satélite**

A técnica de previsão e rastreamento da evolução de agrupamento de nuvens (FORTRACC; VILA et al., 2008) é um algoritmo que permite rastrear as propriedades radiativas e morfológicas dos Sistemas Convectivos (SC) e prever a evolução das propriedades físicas dos SC usando imagens de satélite do canal IR. A técnica é completamente automatizada e composta por quatro módulos independentes: detecção de nuvens baseada em um limiar de tamanho (90 pixels) e temperatura de brilho do topo (235 K); obtenção das características físicas e morfológicas dos SC; algoritmo de rastreamento baseado na superposição de imagens; previsão da evolução do SC. O FORTRACC opera na DSA em duas versões: uma operacional, destinada a fazer o rastreamento dos SC e também previsões da evolução de até duas horas, e outra não-

⁴ <http://satelite.cptec.inpe.br/pedidoweb/pedido.formulario.logic>

⁵ <http://climanalise.cptec.inpe.br/~rclimanl/boletim/>

operacional, que realiza diagnósticos dos SC (Macedo et al., 2004). Aqui são utilizados os diagnósticos dos SC como entrada do método objetivo.

2.3. METODOLOGIA

- **Identificação Subjetiva de Linhas de Instabilidade**

As LIs são identificadas de modo subjetivo seguindo Cavalcanti (1982). Cavalcanti estimou a intensidade, comprimento e largura a partir das imagens entre 18 e 23 UTC; pois as LIs se mostram melhor definidas no fim da tarde ou início da noite. Aqui, são analisadas as imagens de 18 UTC a 00 UTC. São consideradas como referência as LIs formadas nos dias 23 de março e 18 de abril de 1979 (Figura 2.1), que são LIs com intensidades de média para forte (a intensidade se refere à dimensão das células convectivas) conforme Cavalcanti. As LIs com duração maior que 24 h são contabilizadas somente no dia de sua formação. Utilizando esta metodologia:

- não são contabilizadas como LI a nebulosidade linear descontínua com núcleos esparsos e pouco profundos;
- a nebulosidade linear descontínua com núcleos esparsos e pouco profundos é contabilizada como convecção costeira (CC) juntamente com qualquer outro tipo de convecção organizada que não seja uma LI (p.ex., ZCIT, Complexo Convectivo de Mesoescala);
- não é contabilizada como LI ou CC a nebulosidade pontual e esparsa ou a que se forma fora da região da costa norte do Brasil.

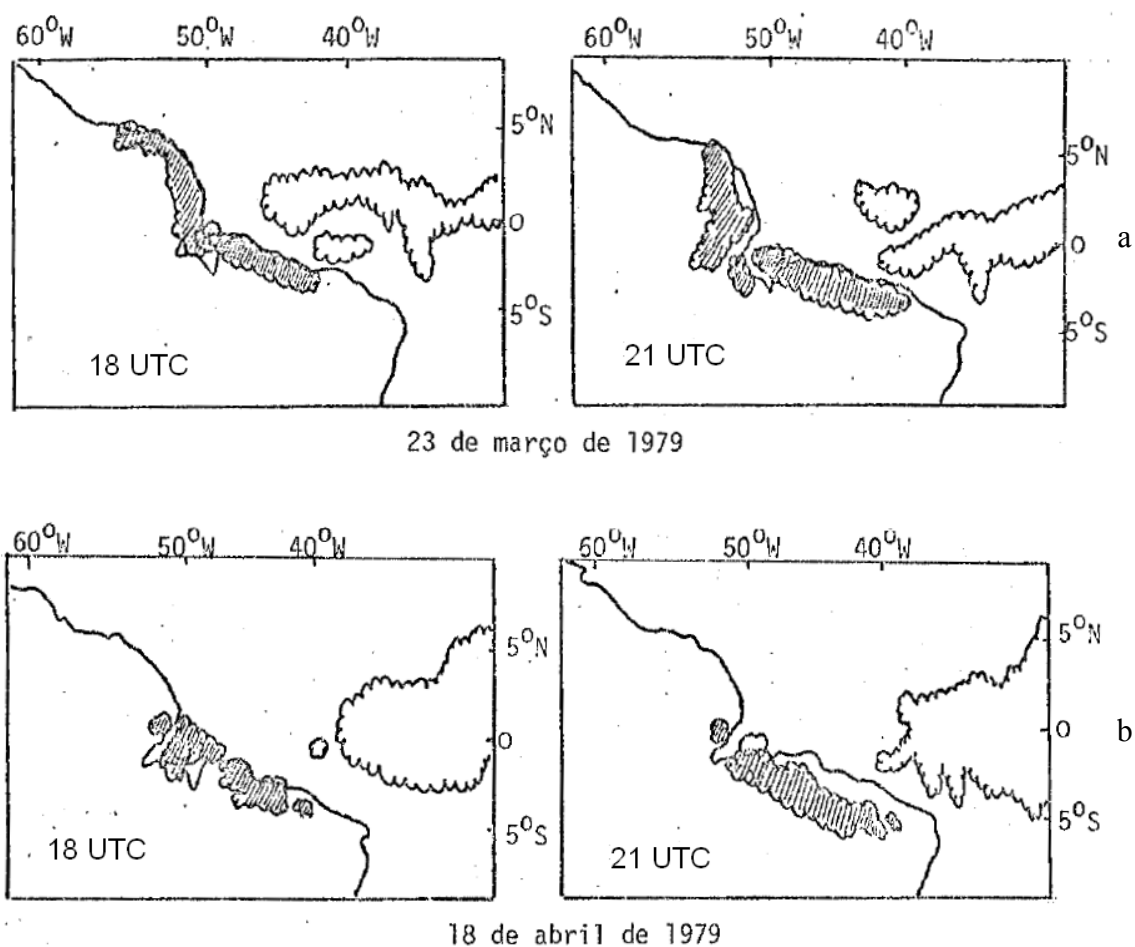


Figura 2.1 – LI (área hachurada) com intensidade de média para forte, e a nebulosidade da ZCIT (áreas claras indicando nuvens), dos dias 23 de março de 1979 (a) e 18 de abril de 1979 (b).

Fonte: adaptado de Cavalcanti (1982)

Uma vez identificadas, as LIs são classificadas em três categorias de acordo com seu local de formação:

1 – LIs que ocorrem sobre o estado do Amapá, alinhando-se meridionalmente, podendo se estender sobre a região fora do território brasileiro (a oeste) ou uma pequena parte do estado do Pará (não chegando à Belém) (Figura 2.2);

2 – LIs que se formam na região situada entre Belém e São Luis, podendo se estender até a divisa com o estado do Amapá em sua extremidade oeste e até o Ceará em sua extremidade leste (p.ex., Figura 2.1b, Figura 2.2);

3 – LIs que se estendem da divisa do estado do Pará com o Maranhão até a Guiana, podendo em seu extremo oeste chegar ao litoral venezuelano e em seu extremo leste ao litoral cearense (p.ex., Figura 2.1a, Figura 2.2).

Esta classificação é feita com o intuito de separar as LIs que se formam na região do CLA para estudar as condições associadas à sua formação. Para estas análises as LIs com classificação 1 são descartadas, pois não afetam a região do CLA. A região do CLA é escolhida pela disponibilidade de dados (radiosondagens; Cf. seção 4.2) e, por simplicidade, para se evitar a influência direta da ZCIT, uma vez que ela pode influenciar a região de classificação 1 (Amapá).

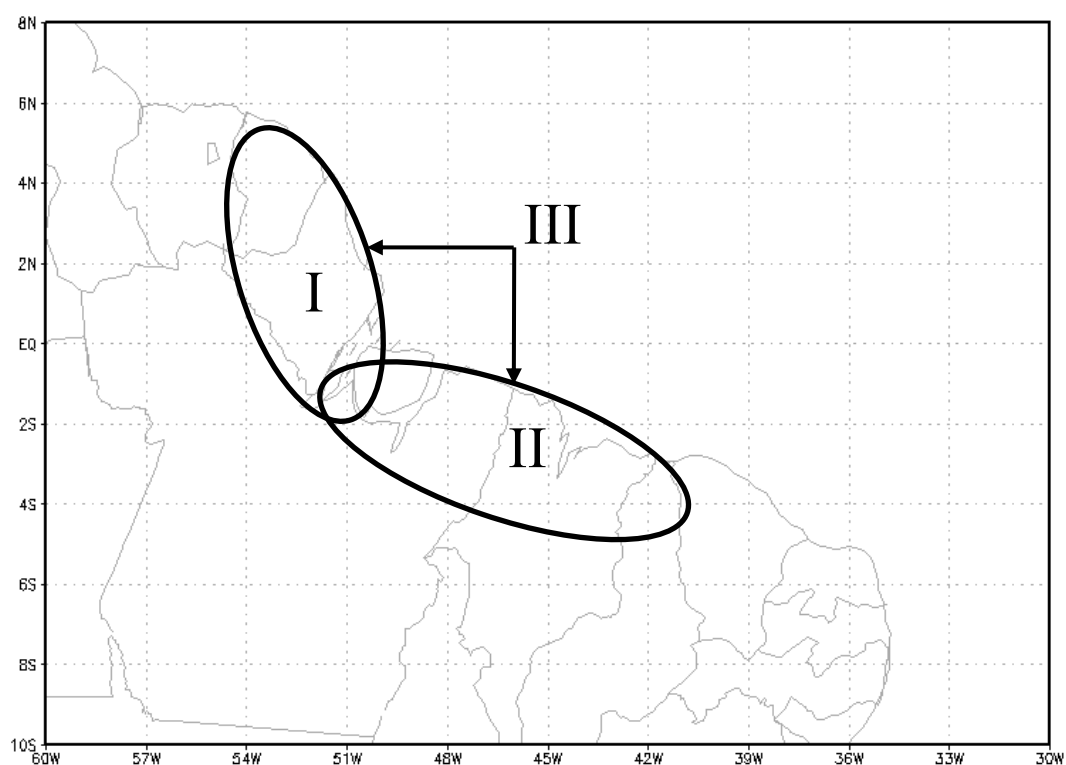


Figura 2.2 – Localização das categorias das LIs.

- **Método Objetivo de Identificação de Linhas de Instabilidade**

Os critérios utilizados pelo método subjetivo são utilizados como base para a elaboração de uma rotina computacional (em FORTRAN), que utiliza como entrada os sistemas diagnosticados pelo FORTRACC. São utilizadas as saídas do FORTRACC como uma alternativa às imagens digitais, uma vez que as saídas do FORTRACC são mais compactas e de fácil manipulação.

O MO é baseado em critérios relacionados às características da nebulosidade presente na costa norte do Brasil, sendo que aqui são identificadas somente as LIs classificadas como 2 ou 3, ou seja, as que atuam na costa dos estados do Pará e Maranhão. O MO consiste em uma rotina computacional que faz a leitura dos sistemas convectivos descritos nas saídas do FORTRACC e, inicialmente, seleciona os sistemas que ocorrem na região costeira para o período entre 18 e 01 UTC com área maior do que 100 pixels (1600 km²) e inclinação menor do que 2,5° (valores de inclinação menores do que 2,5° indicam que o sistema tende a se alinhar paralelamente à região costeira). A nebulosidade é analisada a cada 15 min, seguindo esquema apresentado na Figura 2.3, para identificar a presença da LI.

A identificação objetiva é feita somente para os anos de 2004 a 2009 em decorrência da disponibilidade dos diagnósticos das imagens de satélite (saídas do FORTRACC). O MO é avaliado por meio de testes não-paramétricos (tabela de contingência, Tabela 2.1), conforme Wilks (2006) e Oliveira e Oyama (2007). A partir dessa tabela, calculam-se as medidas de exatidão e desempenho (Tabela 2.2). As medidas de exatidão (desempenho) situam o sistema entre dois extremos: acerto total e nenhum acerto (acerto total e aleatoriedade). A identificação objetiva é confrontada com a identificação subjetiva descrita anteriormente. Um quadro-resumo das medidas de exatidão e de desempenho e seus valores para interpretação são apresentados na Tabela 2.2. Mediante análise das medidas, algumas poderão ser descartadas para evitar redundâncias (pois pode existir semelhança entre as medidas).

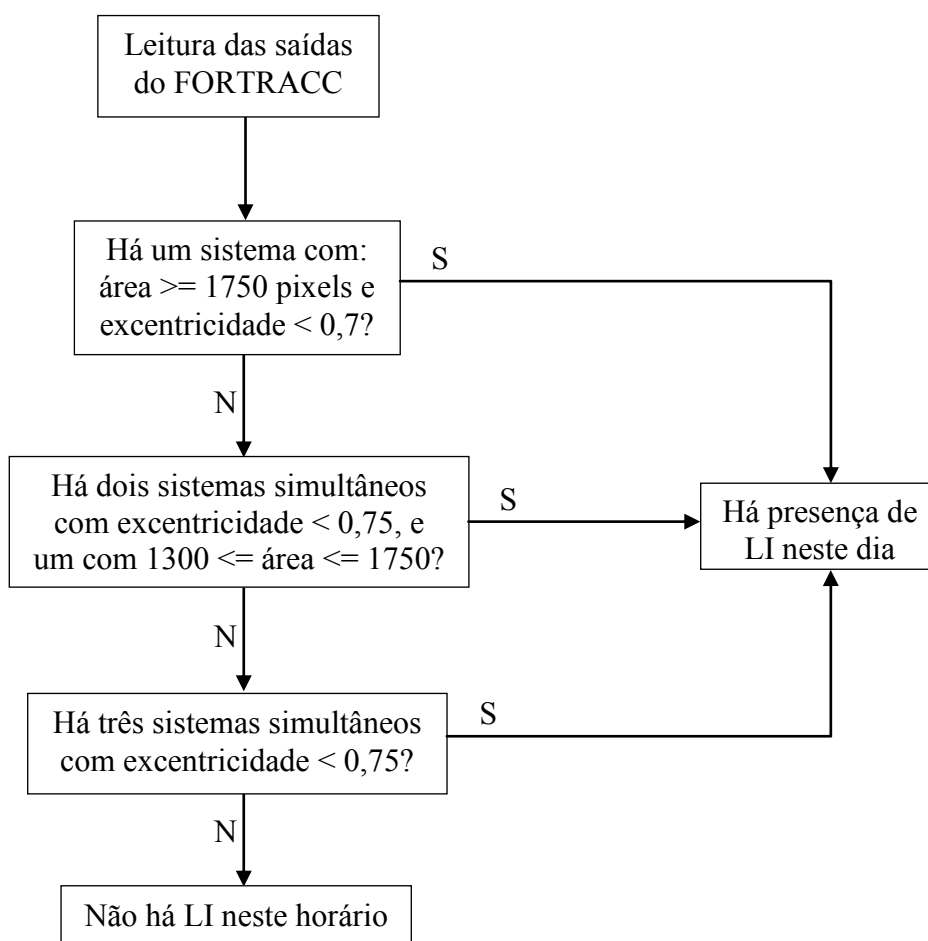


Figura 2.3 – Fluxograma da análise feita a cada 15 min para o período das 18 as 01UTC para identificar a presença da LI.

Tabela 2.1 – Tabela de contingência 2x2 aplicada à comparação entre as identificações subjetiva e objetiva de LIs.

		Identificação subjetiva		Total
		Sim (O_1)	Não (O_2)	
Identificação objetiva	Sim (F_1)	a	b	$a + b$
	Não (F_2)	c	d	$c + d$
Total		$a + c$	$b + d$	$n = a + b + c + d$

Tabela 2.2 – Quadro-resumo das medidas de exatidão e desempenho para tabela de contingência 2×2.

	Medidas	Tradução dos nomes das medidas	Definição matemática	Valores para interpretação		
				Acerto total (b=c=0)	Aleatório (ad=bc)	Nenhum acerto (a=d=0)
medidas de exatidão	<i>Proportion Correct</i>	Proporção de Acerto	$PC = \frac{a+d}{n}$	+1	varia	0
	<i>Critical Success Index¹</i>	Índice Crítico de Sucesso	$CSI = \frac{a}{a+b+c}$			
	<i>Hit Rate</i>	Taxa de Acerto	$H = \frac{a}{a+c}$			
	<i>Success ratio</i>	Razão de Sucesso	$SR = \frac{a}{a+b}$			
	<i>False alarm ratio</i>	Razão de Alarme Falso	$FAR = \frac{b}{a+b}$	0	varia	+1
	<i>False alarm rate</i>	Taxa de Alarme Falso	$F = \frac{b}{b+d}$	0	varia	+1
	<i>Bias</i>	Viés	$B = \frac{a+b}{a+c}$	= +1: imparcial > +1: superestima < +1: subestima		
	medidas de desempenho	Heidke	Heidke	$HSS = \frac{2 \cdot (ad - bc)}{(a+c)(a+d) + (a+b)(b+d)}$	+1	0
Peirce ²		Peirce	$KSS = \frac{ad - bc}{(a+c)(b+d)}$	-1/3		
Gilbert ³		Gilbert	$GSS = \frac{ad - bc}{n(a+c) + ad - bc}$			

¹ Ou *Threat Score (TS)*.

² Ou *True Skill Statistic (TSS)*.

³ Ou *Equitable Threat Score (ETS)*.

Fonte: adaptada de Oliveira e Oyama (2007)

2.4. RESULTADOS

- **Identificação subjetiva de LI**

A frequência encontrada foi menor do que a dada pelo boletim Climanálise para quase todos os anos, exceto para os anos de 2000 e 2004 (Figura 2.4). Embora haja semelhança entre as frequências, observam-se grandes disparidades em alguns anos (2000, 2007 e 2008). No ano de 2000, foram identificadas mais LIs do que o indicado

pelo boletim Climanálise; esta diferença pode ser atribuída ao fato do boletim não ter contabilizado LIs de menor extensão. Nos anos de 2007 e 2008, o boletim Climanálise contabilizou LIs que se formaram fora do território brasileiro e alguns eventos em que a nebulosidade possuía núcleos esparsos.

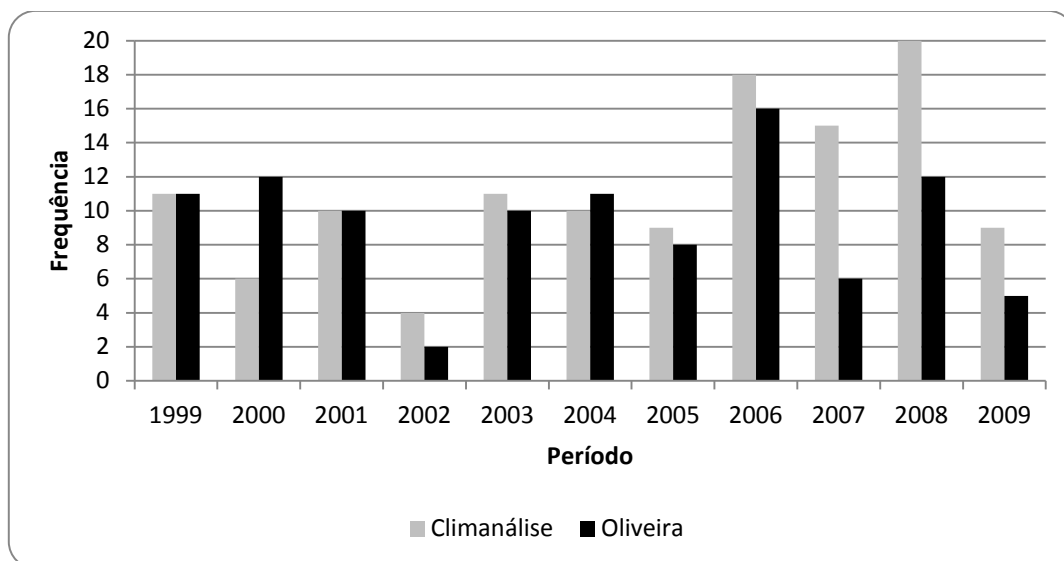


Figura 2.4 – Frequência de LI conforme o boletim Climanálise e a obtida no presente trabalho (Oliveira).

A frequência média de LIs para o mês de julho de 1999 a 2009 foi de aproximadamente 9 LIs, ao passo que para o mesmo período a frequência dada pelo boletim Climanálise foi de aproximadamente 11 LIs (ver Figura 2.5). Outros trabalhos, analisando dados com diferentes períodos de abrangência, encontraram diferentes frequências médias para o mês de julho (ver Figura 2.5); porém, de uma maneira geral, estes trabalhos indicam, em média, a ocorrência de cerca de 10 LIs neste mês. Assim, pode-se concluir que ocorrem cerca de 10 LIs no mês de julho.

A diferença entre a frequência aqui encontrada e a dada pelo boletim Climanálise, em média, foi de 2 LIs; porém as datas de ocorrência apresentaram maior diferença (Apêndice, Tabela 0.1); em média, houve coincidência de datas de identificação da LI em cerca de 6 dias no mês. Esta divergência pode ser atribuída a dois fatores: ao boletim

Climanálise contabilizar LIs que se formam fora do território brasileiro, uma vez que a seção que trata das LIs se chama “Linha de Cumulonimbus na Costa Norte/Nordeste da América do Sul” e à metodologia subjetiva de identificação da LI, pois nesta região pode haver formação de nebulosidade associada a outros sistemas (p.ex., casos de convecção associada à circulação de brisa, mas com núcleos esparsos).

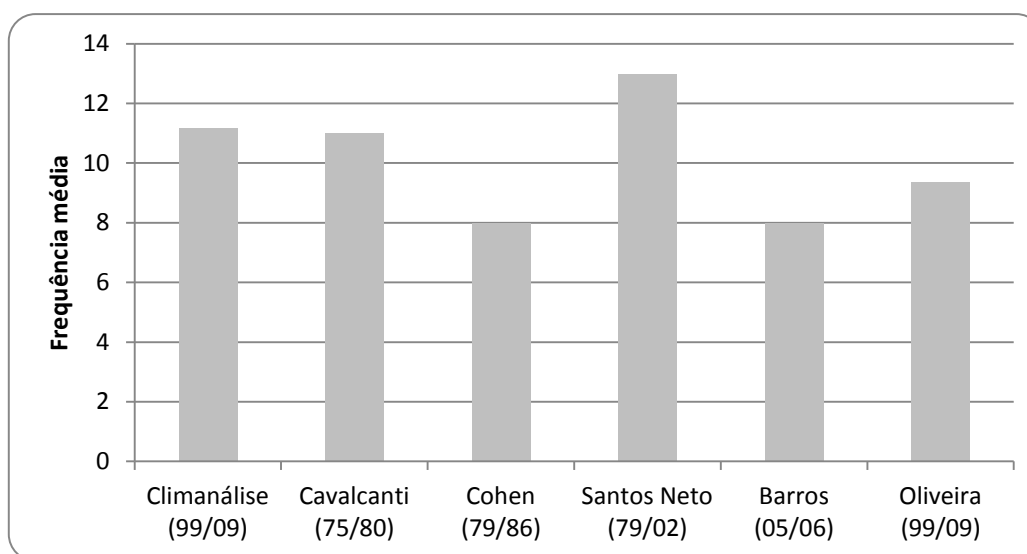


Figura 2.5 – Frequência média das Linhas de Instabilidade por diferentes autores e períodos de abrangência dos dados (entre parênteses).

Divergências sobre as frequências médias de LIs entre diferentes trabalhos também foi notada por Cohen (1989) e por Santos Neto (2004). Cohen comparou sua identificação (dados de 1979 a 1986) com a feita por Cavalcanti (1982) (dados de 1975 a 1980) e atribuiu a diferença entre as frequências à subjetividade das identificações e ao fato de que em seu estudo foram contabilizadas somente as LIs bem definidas. Santos Neto comparou a frequência de Cohen com a dada pelo boletim Climanalise para o período de 1987 a 2002 e também atribuiu a diferença à metodologia subjetiva das identificações.

As LIs com classificação 3 apresentam maior frequência, como pode ser visto na Figura 2.6, tendo frequência média de aproximadamente 4 LIs e correspondendo a 45% dos eventos. As LIs com classificação 1 e 2 correspondem a 31% e 24% dos eventos, respectivamente. Da mesma forma que os casos de LI, os eventos de CC com classificação 3 apresentam maior frequência, como pode ser visto na Figura 2.7, tendo frequência média de aproximadamente 9 eventos de CC e correspondendo a cerca de 46% dos casos. Os eventos de CC com classificação 1 e 2 correspondem à 26% e 28% dos eventos, respectivamente. Como a categoria 3 representa a união das outras duas, a região de classificação 1 – Amapá – em média sofre influência de LI (CC) em cerca de 7 (15) dias no mês de julho, já a região de classificação 2 – do Pará à divisa dos estados do Tocantins e Ceará – sofre a influência de LI (CC) em cerca de 6 (15) dias no mês de julho. Logo, não se tem presença de convecção na região de classificação 1 (2) em cerca de 9 (10) dias no mês de julho (Apêndice, Tabela 0.2).

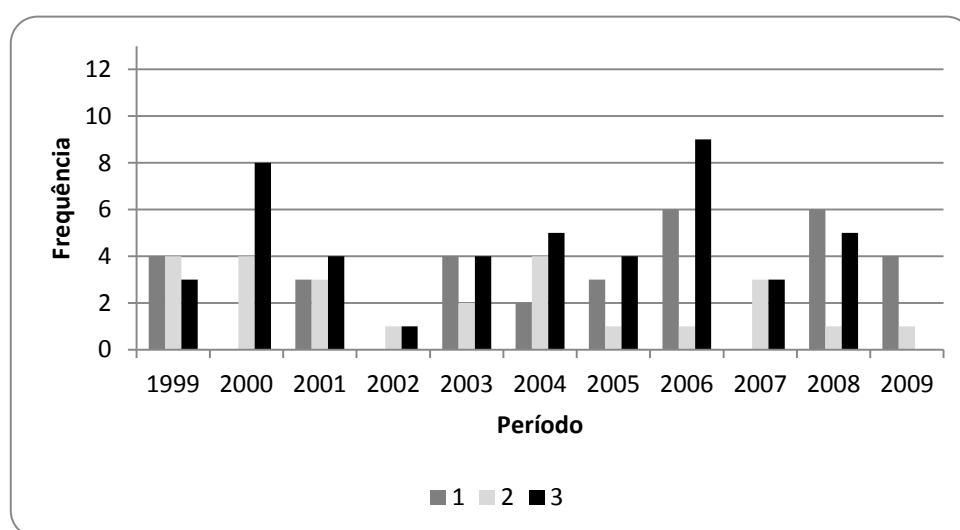


Figura 2.6 – Frequência de LI por classificação: 1 - LI que se situa sobre o estado do Amapá; 2 - LI que se situa na região entre Pará e Ceará; 3 - LI que se estende do Amapá ao Ceará (Figura 2.2).

- **Identificação objetiva de LI**

O MO é utilizado para identificar a ocorrência de LIs que se formam na costa do Pará ao Ceará, assim, são confrontadas com as LIs observadas que se formam nesta região (LIs com as classificações 2 e 3). Para o mês de julho de 2004 a 2009, foram

identificadas pelo MO em média 8 LIs, enquanto que subjetivamente foram identificadas em média 6 LIs (Figura 2.6), ou seja, o MO identificou em média 2 LIs a mais do que a identificação subjetiva. As frequências de LIs identificadas subjetiva e objetivamente são apresentadas na Figura 2.8. Embora haja uma diferença média de 2 LIs entre os métodos, há relativa concordância entre as datas das identificações (Apêndice, Tabela 0.3). Além disso, a diferença de 2 LIs está dentro da escala de diferença entre identificações subjetivas, sendo, inclusive, a mesma diferença encontrada entre a frequência média descrita anteriormente e a dada pelo boletim Climanálise para o período de 1999 a 2009.

Para a comparação entre as identificações feitas pelos métodos subjetivo e objetivo, foi elaborada uma tabela de contingência 2×2 (Tabela 2.3), que foi utilizada para o cálculo das medidas de exatidão e de desempenho (Tabela 2.4). A concordância entre as identificações pode ser vista na Tabela 2.3, onde se nota que somente 3 LIs identificadas subjetivamente não foram identificadas objetivamente. Esta concordância também é aparente na Tabela 2.4, segundo a qual as medidas de exatidão e de desempenho indicam acerto acima de 0,65 e desempenho maior que 0,70. Como as medidas obtidas são maiores que 0,70, o desempenho do MO está próximo ao acerto total.

Analisando as medidas de exatidão que indicam acerto, pode se notar que PC indica grande proporção de acerto; isso se deve ao fato de d (concordância sobre a não-formação de LI) ser muito maior que a , b e c , levando d a ser aproximadamente igual a n . Analisando os casos onde houve a identificação de LI por pelo menos um dos métodos, pode se notar que CSI e H apresentam diferenças, relacionadas ao fato de b (LIs identificadas somente pelo método objetivo) ser muito maior que c (LIs identificadas somente pelo método subjetivo).

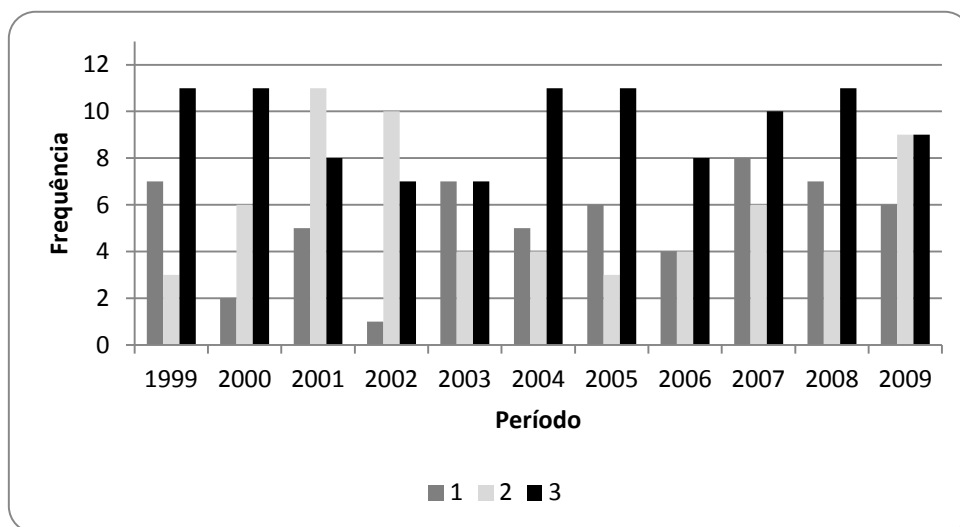


Figura 2.7 – Frequência de CC por classificação. A classificação é a mesma da Figura 2.6.

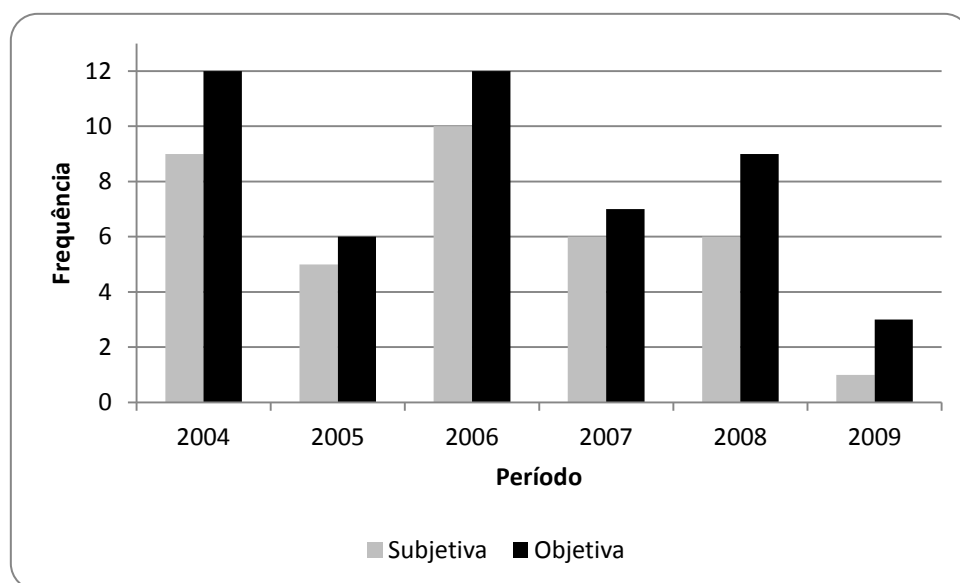


Figura 2.8 – Frequência de LI identificadas pelos métodos subjetivo e objetivo.

Tabela 2.3 – Tabela de contingência 2x2 aplicada à comparação entre as identificações subjetiva e objetiva de LIs.

		Identificação subjetiva		Total
		Sim (O_1)	Não (O_2)	
Identificação objetiva	Sim (F_1)	34	15	49
	Não (F_2)	3	134	137
Total		37	149	186

Tabela 2.4 – Testes não-paramétricos. Os símbolos estão definidos na Tabela 2.3.

PC	CSI	H	SR	FAR	F	B	HSS	KSS
0,90	0,65	0,92	0,69	0,31	0,10	1,32	0,73	0,82

A Figura 2.9 apresenta a frequência de LIs para julho dos anos de 2004 a 2009. A frequência considera somente as LIs formadas na costa do Pará ao Ceará que tiveram sua ocorrência detectada tanto pelo método subjetivo como pelo objetivo. Desta forma, nota-se que a LI é identificada por ambos os métodos, em média, em cerca de 6 dias no mês de julho, tendo frequência semelhante à obtida de modo subjetivo (aproximadamente 6), o que já era esperado pelo fato de somente 3 LIs que foram identificadas subjetivamente não terem sido detectadas pelo método objetivo.

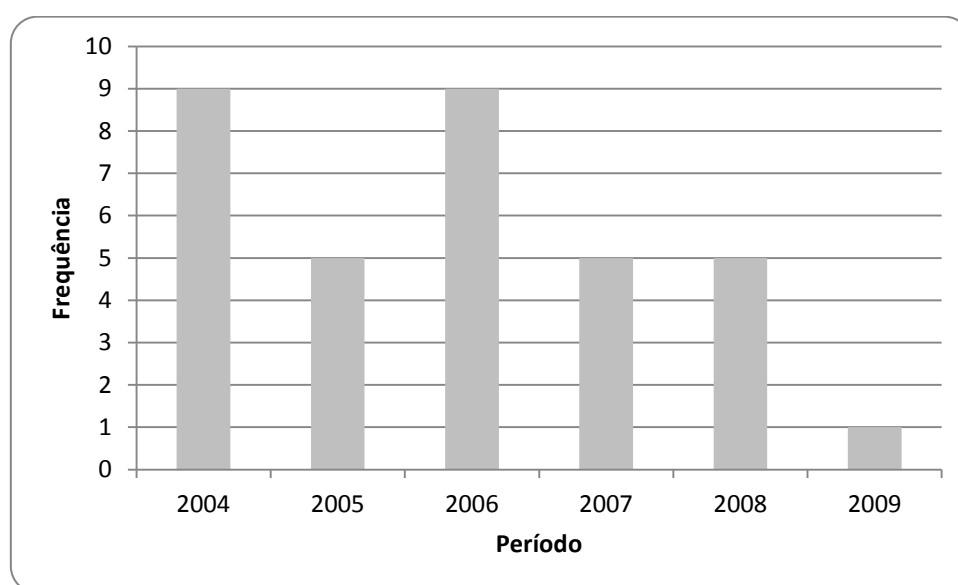


Figura 2.9 – Frequência de LI identificadas por ambos os métodos: subjetivo e objetivo.

2.5. CONCLUSÕES

As principais conclusões são:

- A frequência de LI aqui encontrada mostra-se coerente com a obtida em outros estudos para o mês de julho (aproximadamente 10 ocorrências). As divergências

entre as frequências decorrem do diferente período de abrangência de dados e da subjetividade do método, o que motivou a elaboração de um método objetivo para a identificação de LIs.

- A classificação de LI e CC por regiões de formação mostrou que as LIs e CCs com classificação 3 (da Guiana Francesa ao Ceará) se formam com maior frequência do que as outras.
- Cerca de $\frac{3}{4}$ do total de LIs, do mês de julho, se formam sobre a região do CLA.
- Não há presença de convecção organizada em cerca de um terço dos dias no mês de julho na região da costa norte do Brasil.
- O método objetivo de identificação de LI, baseado nas saídas do FORTRACC, apresentou bom desempenho quando comparado à subjetiva.

3. FRAÇÃO DA PRECIPITAÇÃO ASSOCIADA ÀS LINHAS DE INSTABILIDADE

3.1. INTRODUÇÃO

A região do CLA sofre a influência de diversos sistemas meteorológicos. Os principais sistemas atuantes nesta região são a ZCIT e a LI. A ZCIT é responsável por mais de 50% do total de eventos de precipitação anual, enquanto que a LI é responsável por aproximadamente 30% do total de eventos de precipitação anual (BARROS; OYAMA, 2010). A fração da precipitação associada a LI foi abordada por diferentes autores (COHEN, 1989; GRECO et al., 1990; BARROS, 2008) para diferentes períodos e regiões em que a LI pode atuar. Cohen estimou que as LIs são responsáveis por 45% da precipitação observada no leste paraense durante o período chuvoso. Greco et al. mostraram que 40% da precipitação observada durante o ABLE-2B (*Atmospheric Boundary Layer Experiment*, realizado na região de Manaus-AM no período de 1 de abril à 14 de maio de 1987), foram provenientes das LIs. Barros mostrou que as LIs foram responsáveis por aproximadamente 30% da precipitação anual sobre o CLA.

Neste capítulo o objetivo é quantificar a contribuição da LI para a produção de precipitação na região do CLA no mês de julho de 2004 a 2009.

3.2. DADOS

São utilizadas estimativas de precipitação a cada 3 horas na faixa tropical do TRMM (*Tropical Rainfall Measuring Mission*; HUFFMAN et al., 2007). O TRMM é resultante de uma parceria entre a Agência Espacial Norte Americana e a Agência de Exploração Aeroespacial do Japão. O TRMM destina-se a monitorar e estudar a distribuição de precipitação na região tropical. Os produtos gerados pelo TRMM variam de acordo com a combinação de instrumentos usada no algoritmo de cálculo. O produto utilizado neste estudo se refere à estimativa de precipitação por meio do algoritmo 3B42, que utiliza estimativas de precipitação em microondas corrigidas por informações da estrutura vertical das nuvens obtidas por meio de precipitação estimada por radar. Os dados são

disponibilizados pelo *Goddard Space Flight Center/National Aeronautics and Space Administration*⁶. Estes dados possuem grade horizontal regular com espaçamento de 0,25° cobrindo a faixa latitudinal (longitudinal) de 50°S a 50°N (180°O a 180°E). Para a região do CLA, Pereira Neto (2010) mostrou que os totais mensais de precipitação do TRMM (algoritmo 3B42) possuem comportamento semelhante aos dados pluviométricos coletados no CLA.

3.3.METODOLOGIA

A partir das estimativas de precipitação pelo algoritmo 3B42 do TRMM é calculada a fração de precipitação associada à LI. Para se quantificar a contribuição das LIs na produção de precipitação na região do CLA, são calculados os acumulados mensais de precipitação e acumulados de precipitação associada à LI. A precipitação associada à LI é computada para o período das 18 UTC às 03 UTC dos dias em que há formação de LI (capítulo 2). Como é contabilizada toda a precipitação ocorrida no período das 18 às 03 UTC, e a LI pode atuar por período menor, a fração obtida aqui representa um limitante superior (*upper bound*) da precipitação associada à LI.

A região do CLA se encontra aproximadamente centrada entre 4 pontos de grade do conjunto de dados (Figura 3.1). Assim, inicialmente, analisa-se a precipitação média para diferentes áreas centradas no CLA, com o intuito de verificar a sensibilidade da fração associada às LIs em função da área.

⁶ <http://trmm.gsfc.nasa.gov/3b42.html>

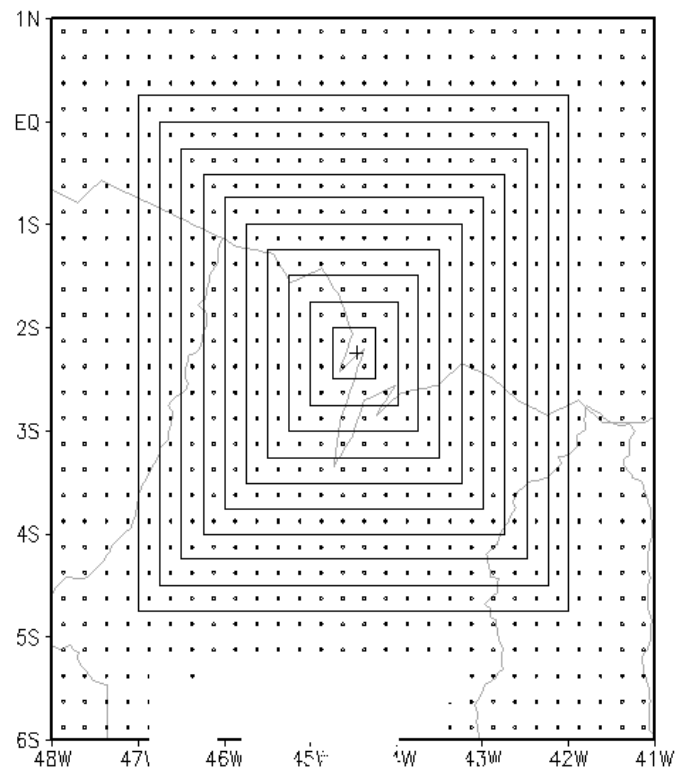


Figura 3.1 – Localização do CLA aproximadamente centrado entre 4 pontos de grade. Linhas delimitam as áreas (caixas) centradas no CLA com diferentes arestas: de 0,5° a 5°.

3.4.RESULTADOS

A Figura 3.2 mostra a fração de precipitação associada às LIs para o mês de julho dos anos de 2004 a 2009, para as frequências de LIs identificadas tanto de modo subjetivo como de modo objetivo. A fração de precipitação associada às LIs é maior para as identificações objetivas do que para as subjetivas – em média 8% –, o que pode ser explicado pelo fato de o método objetivo apresentar maior frequência de LI – em média 2. Como a sensibilidade em relação à área é pequena (menor que 10%), escolhe-se a área centrada no CLA com aresta de 0,5° para a análise de precipitação, pois essa área fornece uma informação mais específica do CLA.

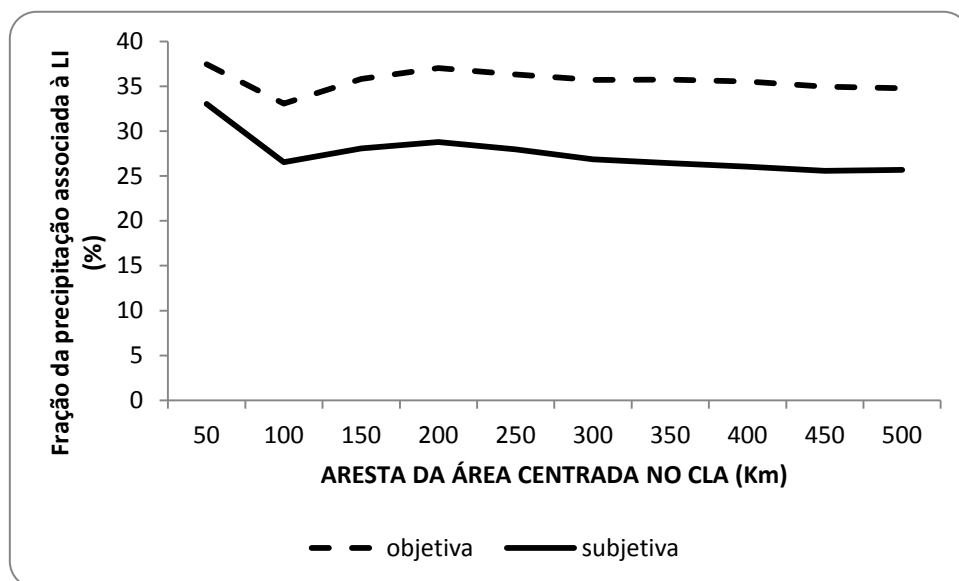


Figura 3.2 – Fração da precipitação proveniente das LIs para diferentes áreas.

A variabilidade interanual da frequência de LI e da precipitação acumulada possuem características semelhantes (ver Figura 3.3). Pode-se notar que há coincidência entre os máximos e mínimos locais, indicando que há uma relação entre a precipitação e a frequência de LI. Embora haja concordância entre os máximos e mínimos locais, claramente se nota que não é uma relação de proporcionalidade, uma vez que os máximos e mínimos globais não são coincidentes. Assim, uma alta (baixa) frequência de LI não garante grande (pequeno) acumulado mensal de precipitação.

A variabilidade interanual da fração de precipitação proveniente das LIs apresenta relação com a frequência de LIs, porém com seus máximos e mínimos locais em ordem inversa (Figura 3.4). Isto pode ocorrer devido ao fato de que nos meses com anomalias negativas de precipitação os eventos tendem a se concentrar em sistemas mais organizados, ou seja, tendem a ocorrer nos dias em que há formação de LI. Nos meses com anomalias positivas de precipitação, podem ocorrer mais eventos localizados. Desta forma, meses mais secos apresentam maior fração da precipitação associada às LIs, enquanto que os meses mais úmidos apresentam uma fração menor de precipitação associada às LIs.

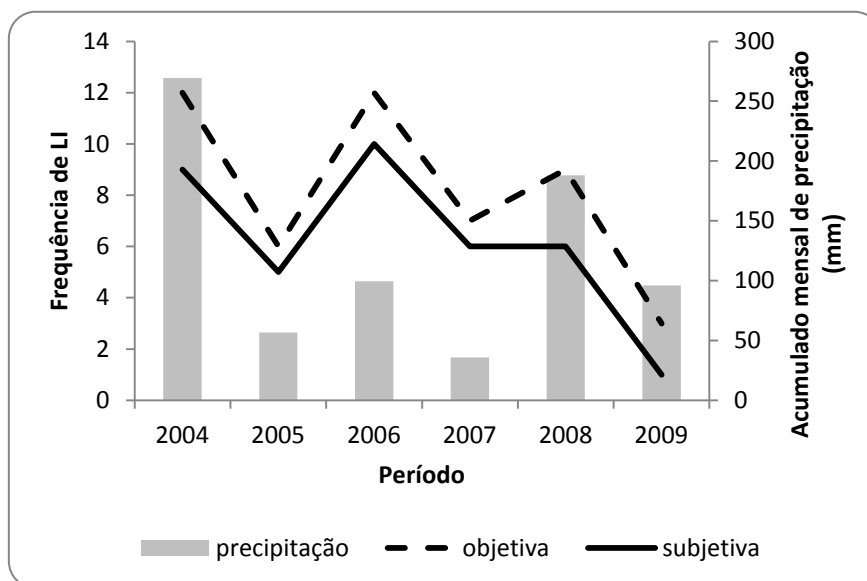


Figura 3.3 – Frequência de LI pelos métodos objetivo e subjetivo, e precipitação acumulada mensal para o mês de julho de 6 anos (2004-2009).

Em média, cerca de 30% da precipitação na região do CLA no mês de julho está associada à ocorrência de LIs, e essa fração está sujeita a grande variabilidade interanual (10% a 60%) (ver Figura 3.4). Isso pode estar associado ao fato da ocorrência de precipitação associada a sistemas mais organizados e também ao local de formação das LIs, uma vez que ela pode se formar a oeste da região do CLA, sem influenciar esta região. A fração de 30% da precipitação estar associada a eventos de LI é coerente com os resultados de Barros (2008) e Greco et al. (1990). Barros mostrou que as LIs foram responsáveis por cerca de 30% da precipitação ocorrida nos anos de 2005 e 2006, ao passo que Greco et al. mostraram que cerca de 40% da precipitação ocorrida durante o ABLE-2B (abril-maio de 1987) foram provenientes das LIs.

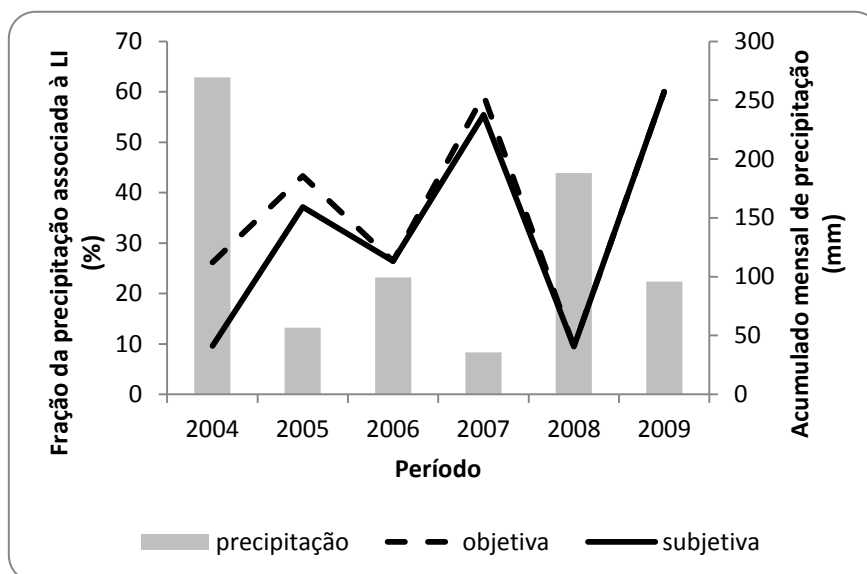


Figura 3.4 – Fração da precipitação proveniente das LIs identificadas pelos métodos objetivo e subjetivo para uma área quadrada centrada no CLA com aresta de 50 km (Figura 3.1). O período é o mesmo da Figura 3.3.

3.5.CONCLUSÕES

- Em média, cerca de 30% da precipitação ocorrida no mês de julho na região do CLA está associada às LIs, embora haja grande variabilidade interanual (10-60%).
- Uma grande frequência de LIs não garante grande acumulado mensal de precipitação na região do CLA.

4. IDENTIFICAÇÃO DE FATORES ASSOCIADOS À OCORRÊNCIA DE LINHAS DE INSTABILIDADE

4.1. INTRODUÇÃO

Algumas características do ambiente associado às LIs foram abordadas em estudos anteriores. Cohen et al. (1995) mostrou que sobre a região de Belém o ambiente anterior a ocorrência da LI apresenta perfil vertical do vento com rotação anti-horária na baixa troposfera. Cohen et al. (1995) e Alcântara et al. (2011) analisaram o papel da intensidade e da espessura da camada do vento máximo encontrado no perfil vertical em baixos níveis na diferenciação entre LIC e LIP. Cohen et al. (1995), utilizando dados de radiossondagens, encontraram que os dias com LIC (LIP) apresentam vento máximo menos (mais) intenso do que dias sem LI; porém, Alcântara et al. (2011), utilizando dados de reanálises produzidas pelo ECMWF, sugeriram que a diferença na intensidade não é suficiente para a diferenciação entre LIC, LIP e não ocorrência de LI. Por outro lado, Cohen et al. e Alcântara et al. mostraram que a camada do vento máximo se apresentou mais (menos) espessa para as LIP (sem formação de LI) do que para as LIC. Embora estes autores tenham analisado o perfil vertical do vento associado à formação da LI, ainda faltam estudos que apresentem características termodinâmicas do ambiente anterior (6 a 9 horas) à formação da LI. Neste capítulo, o objetivo é identificar esses fatores.

4.2. DADOS

- **Radiossondagens**

Os dados provêm de sondagens realizadas no CLA diariamente às 12 UTC. As sondagens são disponibilizadas pela Divisão de Ciências Atmosféricas (ACA) do IAE. A série possui lacunas (radiossondagens não realizadas), mas nenhum procedimento de preenchimento é realizado para evitar eventuais distorções nos resultados.

- **Reanálises**

São utilizados dados de Reanálises do ERA-Interim, produzidas e disponibilizadas pelo ECMWF⁷. Os dados possuem cobertura global com espaçamento de 1,5° de latitude × 1,5° de longitude e frequência de 6 horas, dispostos em 37 níveis entre 1000 hPa e 50 hPa. Uma descrição detalhada dos dados encontra-se em Dee et al. (2011). Aqui será usado somente o horário das 12 UTC.

As variáveis utilizadas para identificação de fatores de grande escala associados à formação de LI encontram-se listadas na Tabela 4.1. Foi utilizado um número maior de níveis para a componente zonal do vento para permitir o cálculo da espessura da camada do vento máximo.

Tabela 4.1 – Lista de variáveis das Reanálises utilizadas no trabalho

Variável	Nível (hPa)
Componente zonal do vento	150, 200, 250, 300, 350, 400, 450, 500, 550, 600, 650, 700, 750, 775, 800, 825, 850, 875, 900, 925, 950, 975, 1000
Componente meridional do vento, umidade específica e temperatura	250, 350, 500, 700, 850, 950

4.3.METODOLOGIA

- **Análise do perfil vertical**

As variáveis meteorológicas contidas nos dados de radiossondagens e Reanálises do ERA-Interim são avaliadas por meio de compostos para identificar condições favoráveis à formação de LI. São utilizadas duas categorias:

- 1- LIs que ocorrem na região do CLA (tipos 2 e 3) identificadas por ambos os métodos, subjetivo e objetivo (LI);
- 2- Não-formação de LIs sobre a região a região do CLA constatada por ambos os métodos (nLI);

⁷ <http://www.ecmwf.int/research/era/>

Como a Reanálise possui cobertura global em pontos de grade com resolução espacial de 1,5°, e o CLA se encontra aproximadamente centrado entre 4 pontos de grade (ver Figura 4.1), considerou-se como sendo o perfil vertical sobre o CLA o perfil médio destes 4 pontos de grade. As variáveis meteorológicas contidas (ou derivadas) nas radiossondagens e Reanálises são apresentadas na Tabela 4.2. O cálculo das variáveis derivadas é feito seguindo Bolton (1980) (para temperatura potencial), Oliveira e Oyama (2009) (para energia potencial disponível para convecção e para os índices K, K950, Showalter, *Total Totals* e índice de Levantamento), Nascimento (2005) (*Severe Weather Threat*) e também Alcântara et al. (2011) (para a espessura da camada do vento máximo⁸). De modo complementar, também são analisados o primeiro e o segundo termo das variáveis IK e IK950. O primeiro termo de IK (IK_1) é expresso por:

$$IK_1$$

onde T_i representa a temperatura do ambiente ao nível de i hPa. O segundo termo de IK (IK_2) é a temperatura do ponto de orvalho no nível de 850 hPa. O primeiro (IK950_1) e o segundo (IK950_2) termo de IK950 são obtidos ao se substituir o nível de 850 hPa por 950 hPa em IK_1 e IK_2.

⁸ A espessura da camada do vento máximo em baixos níveis (abaixo de 500 hPa) consiste na diferença entre a pressão do nível onde o vento é máximo e a pressão do nível acima onde o vento é um terço do máximo.

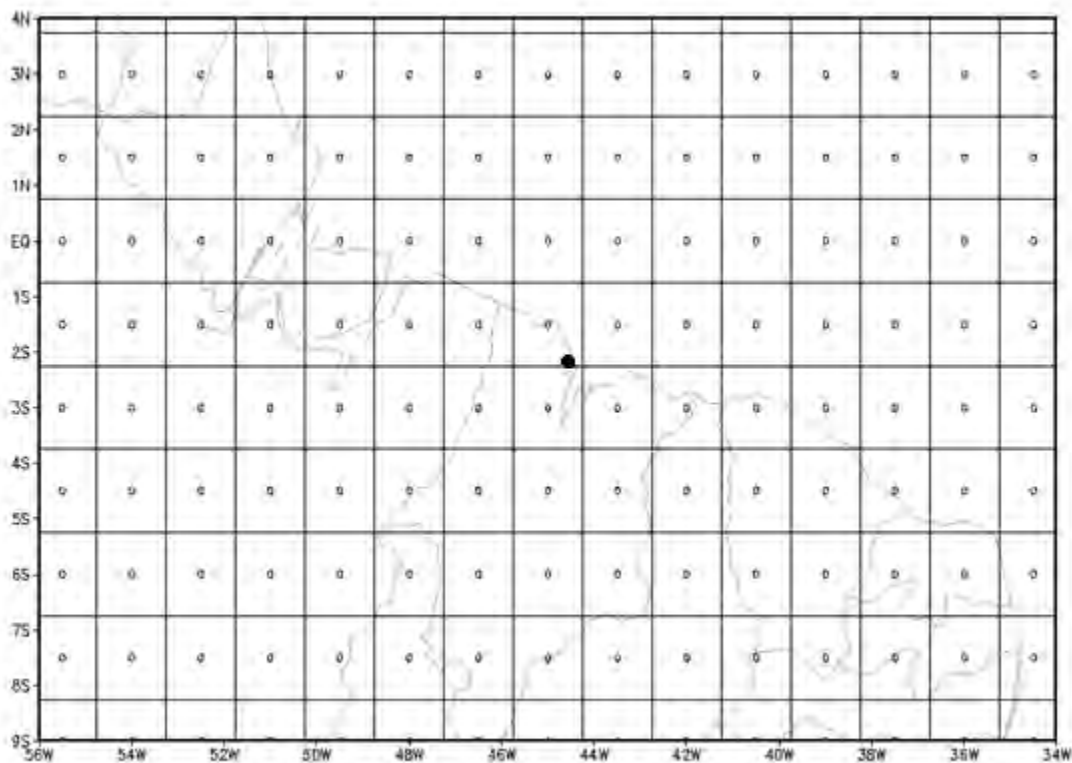


Figura 4.1 – Localização do CLA nas Reanálises do ERA-Interim (em destaque) aproximadamente centrado entre 4 pontos de grade.

A significância estatística da diferença entre os compostos será avaliada utilizando o teste t de Student (Spiegel, 1978):

$$\frac{\bar{x}_1 - \bar{x}_2}{\sqrt{\frac{s_p^2}{n_1} + \frac{s_p^2}{n_2}}}$$

Onde o numerador representa a diferença de médias e s_p^2 é a variância ponderada, expressa por:

$$s_p^2 = \frac{(n_1 - 1)s_1^2 + (n_2 - 1)s_2^2}{n_1 + n_2 - 2}$$

Onde e e representam o número total de casos de C_1 e C_2 , com variâncias (e e) expressas por:

—

Onde $m=1, 2$.

Tabela 4.2 – Variáveis contidas nas radiossondagens e Reanálises. Em destaque, variáveis que não foram obtidas para os dados de Reanálise devido à baixa densidade de dados no perfil.

Índice de Showalter (IS) e de Levantamento (ILEV)
Índice K (IK) e K utilizando o nível de 950 hPa ao invés de 850 hPa (IK950)
Índice <i>Cross Totals</i> (ICT), <i>Vertical Totals</i> (IVT) e <i>Total Totals</i> (ITT)
Energia Potencial Disponível para Convecção (CAPE)
<i>Severe Weather Threat</i> (SWEAT)
Temperatura Potencial média para os primeiros 500 m (THETA)
Espessura da camada de 1000 a 500 hPa (ESPESSURA)
<i>Lapse rate</i> entre 850 e 500 hPa (Γ_{850})
<i>Lapse rate</i> entre 700 e 500 hPa (Γ_{700})
Depressão psicrométrica ao nível de 850 hPa (dep850), 700 hPa (dep700), 500 hPa (dep500), 350 hPa (dep350) e 250 hPa (dep250).
Vento zonal nos níveis de 700 hPa (u700), 500 hPa (u500), 350 hPa (u350) e 250 hPa (u250)
Vento meridional nos níveis de 700 hPa (v700), 500 hPa (v500), 350 hPa (v350) e 250 hPa (v250)
Espessura da camada do vento máximo em baixos níveis (ΔN)

O valor de t calculado é comparado ao valor de t tabelado ($t_{critico}$) para a distribuição t de Student com $n_1 + n_2 - 2$ graus de liberdade. Se o valor de $|t|$ é maior que o tabelado, rejeita-se a hipótese nula (H_0 ; médias iguais), ou seja, a probabilidade de que as médias sejam iguais é menor que o nível de significância adotado. Aqui, adota-se o nível de significância de 5% e, para o teste bilateral, $t_{critico}=2,01$ ($t_{critico}=1,99$) para as

radiossondagens (Reanálises), pois abrangem 50 (86) casos. As radiossondagens abrangem menos casos que as Reanálises, em decorrência de radiossondagens não-realizadas no período.

- **Análise dos campos de grande escala**

Os campos meteorológicos de grande escala são avaliados por meio de compostos para se analisar as condições favoráveis à formação de LI. São utilizadas duas categorias que se referem à identificação das LI, conforme descrito anteriormente. As variáveis analisadas são as que, mediante os resultados para o perfil vertical, apresentarem maior significância estatística para diferença de médias entre as duas categorias.

4.4.RESULTADOS

4.4.1. Análise do perfil vertical das radiossondagens

Inicialmente foi analisado o perfil vertical médio do vento zonal (u) para os dias em que houve a formação de LI (LI) e para os dias sem a formação de LI (nLI), motivado pelos resultados de Alcântara et al. (2011). Pode-se notar na Figura 4.2 que u para os casos em que houve formação de LI apresenta-se praticamente constante em baixos níveis até níveis médios onde decai até mudar de direção em altos níveis, enquanto que u para os casos sem a formação de LI apresenta uma intensificação em níveis médios. Como os perfis de u em LI e nLI são semelhantes era esperado que ΔN não apresentasse diferença significativa entre LI e nLI (Tabela 4.3).

Embora Cohen (1989), Cohen et al. (1995) e Alcântara et al. (2011) tenham dado ênfase ao perfil vertical de u , aqui se notou que, embora haja diferença entre os perfis verticais de u entre LI e nLI, elas são pequenas e não apresentam diferenças significativas (Tabela 4.3). Por outro lado, os perfis verticais de vento meridional (v) apresentam diferenças significativas entre LI e nLI. Os perfis verticais de v em LI e nLI são semelhantes até o nível de 450 hPa e apresentam diferenças significativas nos níveis mais altos (Figura 4.3), onde v é de norte para LI e de sul para nLI. O perfil de v apresenta diferença significativa entre LI e nLI especialmente ao nível de 350 hPa

(Tabela 4.3), indicando que o escoamento em altos níveis possui influência importante na formação da LI.

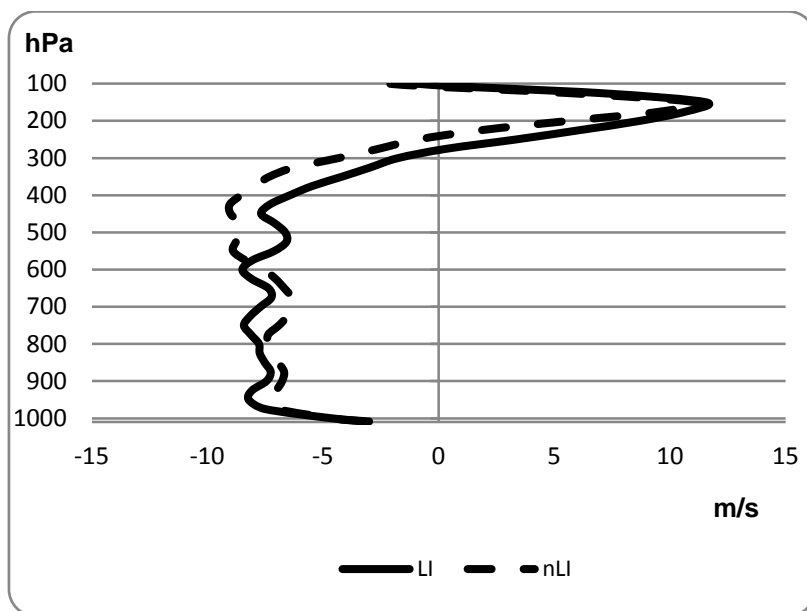


Figura 4.2 – Perfil vertical médio do vento zonal.

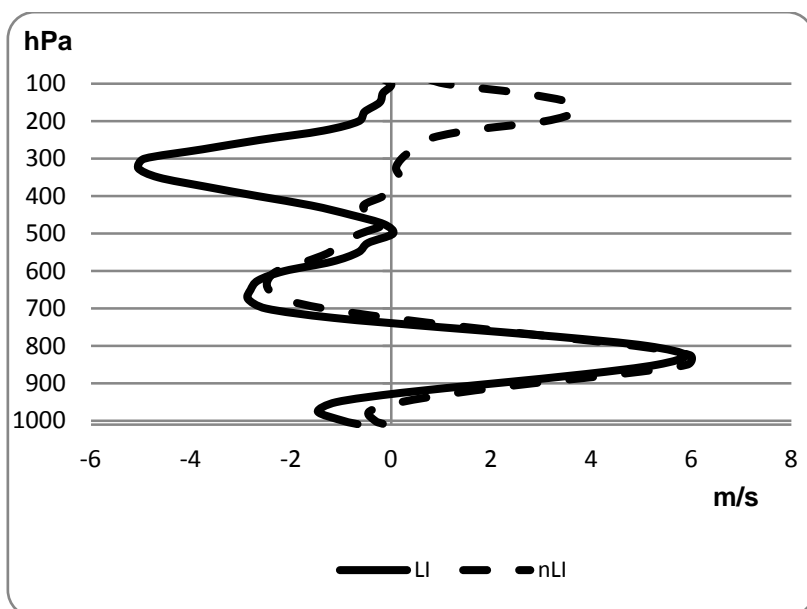


Figura 4.3 – Perfil vertical médio do vento meridional.

Tabela 4.3 – Média, desvio-padrão e t para as variáveis contidas nas radiossondagens. Os símbolos estão definidos na Tabela 4.2. Em destaque, variáveis que apresentam significância estatística para a diferença de médias entre as categorias.

Variável	LI		nLI		t
		S_2		S_2	
dep950	3,42	1,85	3,15	1,78	0,51
dep850	4,63	1,48	5,64	2,79	-1,49
dep700	8,34	3,87	13,67	6,37	-3,35
dep500	19,84	9,89	29,99	8,02	-3,99
dep350	24,48	6,85	28,29	7,73	-1,78
dep250	19,99	5,60	20,35	5,63	-0,22
IK	26,90	4,77	20,41	7,61	3,39
IK_1	22,86	1,29	22,55	1,24	0,86
IK_2	12,38	1,43	11,54	2,55	1,35
IK950	39,69	5,01	34,09	7,02	3,08
IK950_1	28,65	0,90	28,14	0,72	2,21
IK950_2	19,38	1,67	19,62	1,69	-0,49
IS	2,64	1,70	3,73	2,06	-1,96
ILEV	-2,80	1,59	-2,21	1,41	-1,37
CAPE	1206,74	671,74	856,55	750,91	1,68
SWEAT	177,28	145,41	174,42	71,69	0,09
ITT	41,09	2,62	39,45	2,70	2,13
ICT	18,23	1,69	16,91	2,45	2,10
IVT	22,86	1,29	22,55	1,24	0,86
THETA	300,20	0,31	300,11	0,39	0,87
Γ 850	5,27	0,30	5,19	0,29	0,90
Γ 700	5,24	0,43	5,18	0,38	0,50
ESPESSURA	5754,50	8,14	5757,98	13,24	-1,05
ΔN	285,00	151,94	290,83	156,45	-0,13
u700	-7,71	2,48	-6,35	3,28	-1,59
u500	-6,64	3,55	-8,48	4,68	1,49
u350	-4,19	5,95	-7,34	6,88	1,67
u250	3,31	8,27	-0,92	9,73	1,60
v700	-2,50	2,78	-1,35	3,14	-1,33
v500	0,04	3,16	-0,61	3,78	0,63
v350	-4,65	4,01	0,18	5,49	-3,38
v250	-2,63	5,29	0,67	5,79	-2,04

Além de v em altos níveis (250 e 350 hPa) as outras variáveis que apresentaram médias diferentes ao nível de significância de 95% foram: dep500, dep700, IK, IK950, ICT,

ITT e também o primeiro termo de IK950 (IK950_1), como pode ser visto na Tabela 4.3. Estes resultados são coerentes com os obtidos por Oliveira e Oyama (2009) que mostraram que IK, IK950, dep700 e ITT apresentam diferenças entre períodos secos e úmidos, e concordam com estudos que apontam maior umidade nesta camada como fator importante à transição de cúmulos rasos para profundos (Zhang e Klein, 2010). As variáveis IK e IK950 são dominadas por dep700, ou seja, estes resultados indicam que a depressão psicrométrica se apresenta como principal fator associado à iniciação da LI. Nota-se na Figura 4.4 que há diferenças no perfil vertical da depressão psicrométrica entre as categorias entre os níveis de 800 e 350 hPa, porém havendo diferença significativa somente para os níveis de 700 e 500 hPa (Tabela 4.3).

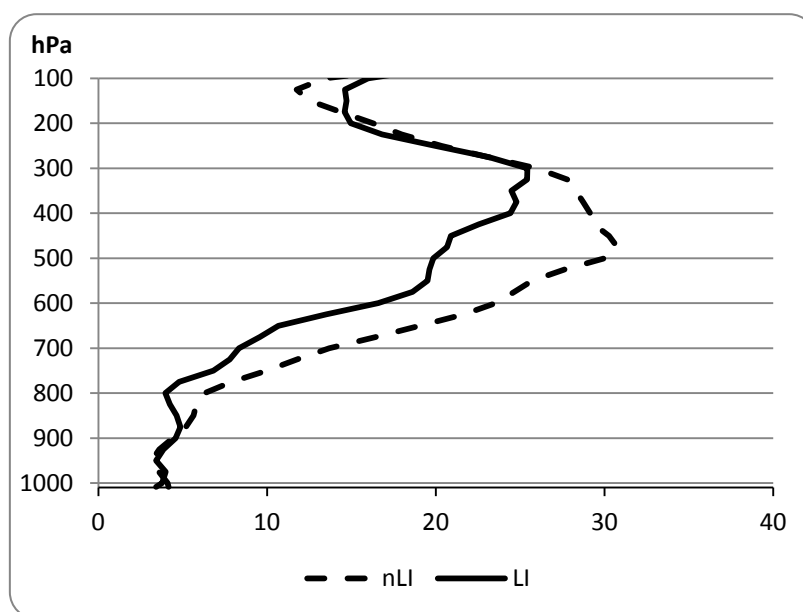


Figura 4.4 – Perfil vertical médio da depressão psicrométrica para as radiossondagens.

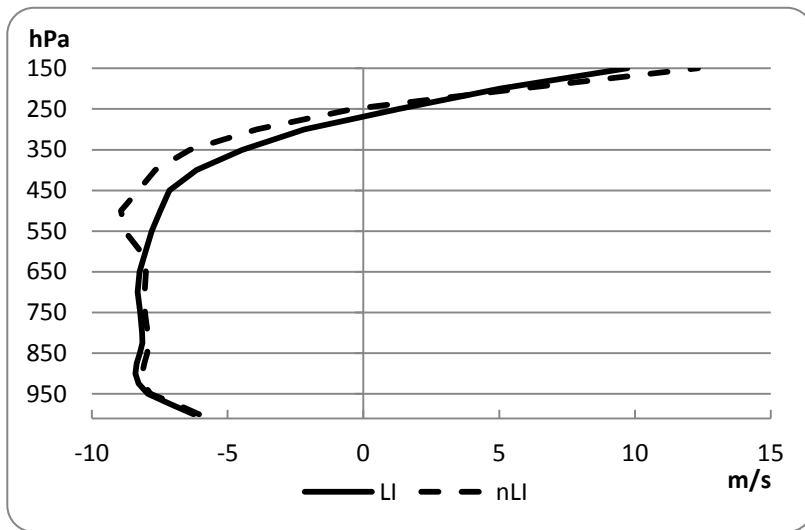
Portanto, associada à formação de LI estão a umidade nos níveis de 700 e 500 hPa e o escoamento em altos níveis (250 e 350 hPa). As variáveis meteorológicas nos níveis mais baixos (abaixo de 800 hPa) não apresentam condições associadas a ocorrência de LIs.

- **Análise do perfil vertical das Reanálises do ERA-Interim**

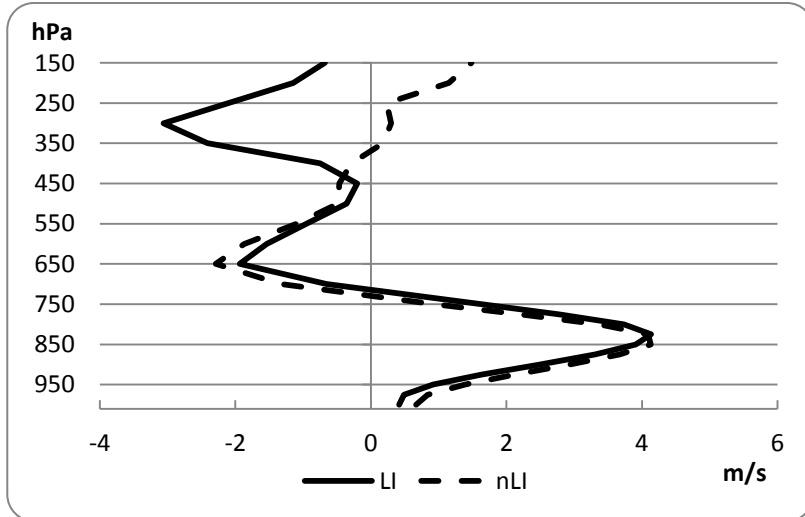
Aqui será feita a mesma análise do item anterior, mas utilizando os dados das 12 UTC das Reanálises do ERA-Interim. Motivado pelos resultados obtidos por Alcântara et al. (2011), inicialmente, analisou-se o perfil vertical médio de u para os dias em que houve a formação de LI (LI) e para os dias sem a formação de LI (nLI).

Nota-se que os perfis verticais de u e v , para os níveis abaixo de 600 hPa, apresentam-se de modo semelhante entre LI e nLI (ver Figura 4.5). A semelhança notada no perfil vertical de u nos níveis mais baixos faz com que ΔN não apresente diferença significativa entre as categorias (ver Tabela 4.4). Logo, para a região do CLA a espessura do vento zonal máximo proposta por Alcântara et al. (2011) não apresentou diferença entre os casos em que houve a formação de LI e os casos sem a formação de LI. Os perfis verticais de u e v apresentam diferenças entre as categorias nos níveis mais altos (especialmente ao nível de 350 hPa). Porém, o perfil vertical de u não apresenta diferença significativa entre as categorias (Cf. Tabela 4.4). Por outro lado, v apresenta diferença significativa no nível de 350 hPa.

Além de v_{350} , as outras variáveis que apresentaram diferença significativa entre as categorias (ver Tabela 4.4) foram: IK, IK950, IK_2, IK950_2, dep950, dep850, dep700, dep500, dep350, dep250, ITT e ICT. Estas variáveis indicam que todo o perfil vertical apresenta maior umidade para os casos em que há formação da LI. Nota-se na Figura 4.6 que o perfil vertical da depressão psicrométrica apresenta diferença entre as categorias, especialmente na camada situada entre 800 e 300 hPa. Assim, maior umidade em todo o perfil vertical e o escoamento no nível de 350 hPa estão associados à iniciação da LI.



a



b

Figura 4.5 – Perfil vertical média do vento zonal (a) e meridional (b)

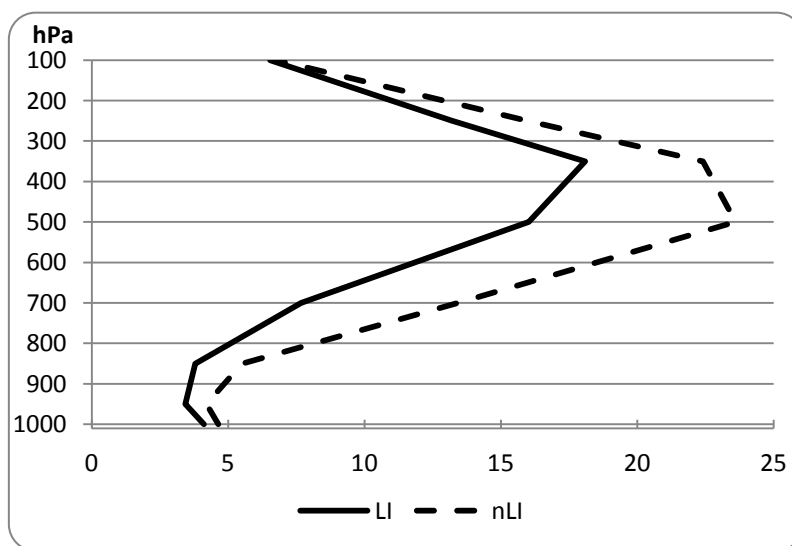


Figura 4.6 – Perfil vertical médio da depressão psicrométrica para as Reanálises.

Tabela 4.4– Média, desvio-padrão e t para as variáveis contidas nas Reanálises. Os símbolos estão definidos na Tabela 4.2. Em destaque, variáveis que apresentam significância estatística para a diferença de médias entre as categorias.

Variável	LI		nLI		t
		S_2		S_2	
dep950	3,43	0,70	4,17	1,21	-3,22
dep850	3,79	0,87	5,45	1,58	-5,57
dep700	7,67	3,41	13,30	5,34	-5,45
dep500	16,02	6,50	23,42	7,32	-4,79
dep350	18,09	3,99	22,32	5,66	-3,78
dep250	13,20	2,96	15,90	4,67	-3,00
IK	27,56	3,58	20,02	6,05	6,55
IK_1	22,38	0,75	22,05	0,96	1,68
IK_2	12,85	0,77	11,26	1,40	6,05
IK950	38,97	3,34	32,52	5,48	6,14
IK950_1	27,90	0,63	27,66	0,97	1,28
IK950_2	18,74	0,59	18,16	0,90	3,33
ITT	40,97	1,53	38,65	2,29	5,18
ICT	18,59	0,99	16,60	1,72	6,10
IVT	22,38	0,75	22,05	0,96	1,68
Γ 850	5,26	0,18	5,18	0,23	1,68
Γ 700	5,23	0,37	5,23	0,49	-0,07
ESPESSURA	5636,25	7,13	5637,40	7,58	-0,70
Δ N	566,70	181,03	580,78	175,54	-0,36
u700	-8,31	2,79	-8,05	2,42	-0,46
u500	-7,48	3,09	-8,92	3,77	1,86
u350	-4,46	4,61	-6,40	6,79	1,46
u250	1,32	6,76	-0,36	8,82	0,94
v700	-0,66	1,85	-1,33	2,05	1,55
v500	-0,36	2,50	-0,49	2,92	0,21
v350	-2,41	3,22	0,18	5,39	-2,52
v250	-2,11	4,15	0,23	7,04	-1,75

- **Comparação entre radiossondagem e Reanálise**

Notou-se que os perfis verticais de u e v das Reanálises do ERA-Interim apresentaram-se semelhantes aos das radiossondagens (ver Figura 4.2, Figura 4.3 e Figura 4.5). Assim, para ambos os conjuntos de dados, v350 (Δ N e o perfil vertical de u) apresentou

(não apresentaram) diferença significativa entre LI e nLI. Porém, notou-se que v250 apresentou diferença significativa entre as categorias somente para as radiossondagens. Notou-se ainda que o perfil vertical da depressão psicrométrica apresentou-se de modo distinto entre os conjuntos de dados (ver Figura 4.4 e Figura 4.6). Isto pode ser visto nos níveis abaixo (acima) de 700 hPa (500 hPa) onde a depressão se apresentou distinta entre LI e nLI somente para as Reanálises. Outras variáveis que se mostraram distintas entre as categorias somente para um dos conjuntos de dados foram: IK_2, IK950_1 e IK950_2. Destas, IK950_1 mostrou-se distinta somente para as radiossondagens, ao passo que as outras se mostraram distintas somente para as Reanálises. As outras variáveis (dep700, de500, IK, IK950, ICT e ITT) apresentaram-se distintas entre as categorias para ambos os conjuntos de dados.

Além disso, foram analisados os perfis verticais da diferença média e desvio-padrão, das variáveis, entre as radiossondegens e Reanálises tanto para os casos em que há formação de LI (Tabela 4.5) como para os casos sem a formação de LI (não mostrado). A variável que mostra grandes diferenças para todo o perfil é a altura geopotencial, enquanto que as outras variáveis apresentaram pequenas diferenças. Embora todas as variáveis apresentem uma diferença maior nos níveis mais baixos (1000, 950 e 850 hPa), esta diferença apresenta pequeno desvio-padrão, indicando que o perfil vertical da reanálise é suavizado próximo a superfície e que a diferença se apresenta como um erro sistemático. Assim, os perfis verticais da Reanálise e da radiossondagem se apresentam de modo semelhante, embora apresentem algumas (poucas) diferenças.

Para as Reanálises, a depressão psicrométrica apresentou médias diferentes entre as categorias para os níveis de 950hPa a 250hPa, diferentemente das radiossondagens, onde as diferenças significativas foram restritas aos níveis de 700 e 500 hPa. Esta diferença entre as variáveis que apresentam médias diferentes entre LI e nLI pode ser atribuída às diferenças encontradas entre os perfis verticais destes dados, uma vez que uma pequena variação nas médias pode fazer com que $|t|$ se torne maior que $t_{critico}$, levando uma variável a apresentar diferença significativa entre as categorias.

Tabela 4.5 – Perfil vertical da diferença média entre as variáveis contidas nas radiossondagens e nas Reanálises para os casos com a formação de LI.

Níveis (hPa)	Altura (média)	Altura (desvio-padrão)	T (média)	T (desvio-padrão)	Razão de mistura (média)	Razão de mistura (desvio-padrão)	U (média)	U (desvio-padrão)	V (média)	V (desvio-padrão)
1000	2,089	3,479	1,614	0,693	2,321	0,988	1,833	1,115	-1,270	0,655
950	12,633	3,604	0,487	0,392	0,574	1,593	-0,090	1,057	-1,917	1,318
850	31,991	3,608	0,208	0,391	-0,253	0,886	0,839	1,218	1,326	1,476
700	63,887	4,692	0,041	0,700	0,106	0,787	0,951	0,886	-1,256	1,720
500	118,113	7,135	-0,092	0,593	-0,285	0,344	1,002	1,639	0,069	1,754
350	168,425	8,434	-0,303	0,542	-0,126	0,084	-0,087	1,659	-1,375	1,726
250	210,411	11,336	-0,363	0,391	-0,05	0,019	0,356	1,718	0,225	2,208
100	333,322	15,859	2,271	0,922	-0,002	0,001	0,872	2,351	-0,412	2,361

Portanto, os resultados encontrados para os perfis verticais das Reanálises do ERA-Interim sobre a região do CLA mostraram que estes fazem caracterização semelhante às radiossondagens, indicando que a Reanálise faz caracterização local consistente.

- **Campos de grande escala**

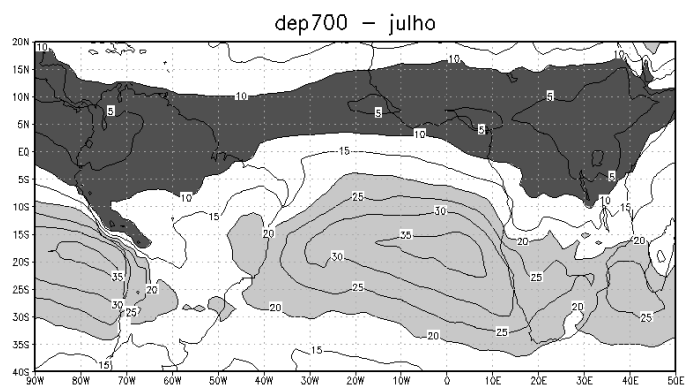
São analisados os campos de grande escala de dep700 e v350, pois mostraram-se distintas entre LI e nLI para ambos os conjuntos de dados. As variáveis dep500, IK, IK950 e ITT também mostraram-se distintas entre as categorias, mas como são semelhantes ao campo de dep700 não serão discutidas. A depressão psicrométrica indica alta umidade quanto menor for a depressão, ao passo que os outros índices apresentam maior umidade ou probabilidade de haver convecção quanto maior forem (limiares de referência para estes índices podem ser encontradas em Oliveira e Oyama, 2009).

O campo médio de dep700 para o mês de julho (Figura 4.7a) apresenta alta umidade sobre o noroeste do continente sul-americano e África central que são unidas pela umidade associada à ZCIT, apresentando depressão abaixo de 10°C. A umidade associada à floresta amazônica não se estende sobre a porção sudeste do Pará; esta umidade se une a umidade associada à ZCIT sobre a divisa do estado do Pará com o Maranhão. Além disso, nota-se uma região com baixa umidade associada à Alta

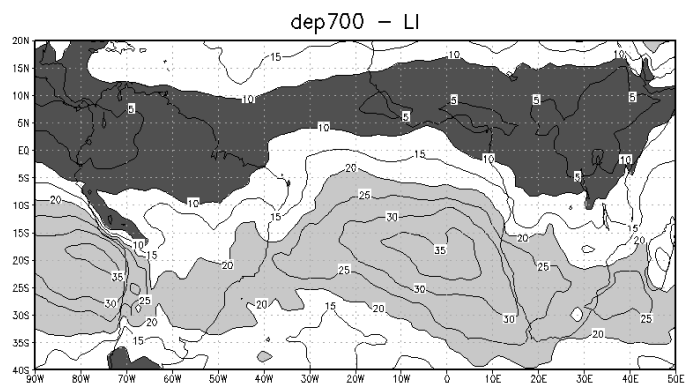
Subtropical do Atlântico Sul. Esta região com baixa umidade se estende até o continente sul-americano cobrindo parte dos estados do Rio de Janeiro, Bahia e Minas Gerais.

Os campos de dep700 para LI (Figura 4.7b) e nLI (Figura 4.7c) apresentam características gerais semelhantes ao campo médio mensal, porém as regiões com alta e baixa umidade possuem extensões diferentes. Para a categoria LI (nLI) a umidade associada a floresta amazônica (não) se estende sobre os estados do Pará e Maranhão, sendo que para esta categoria esta região com mais umidade se estende até o estado do Ceará. Indicando, para LI (nLI), uma região mais úmida com maior (menor) extensão sobre a costa norte do Brasil do que a média mensal. Além disso, a região com baixa umidade, associada à Alta subtropical possui maior extensão para os casos de LI e nLI do que a média mensal. Para nLI, a região localizada sobre o continente sul-americano se situa sobre a mesma região da média mensal, porém possui extensão maior sobre os estados de Minas Gerais e Bahia. Para LI, esta região de baixa umidade se estende desde o oceano Pacífico até o Índico passando pelos continentes sul-americano e africano. Sobre o Brasil, esta região não se estende sobre o estado da Bahia, porém abrange toda a região sul e sudeste do país.

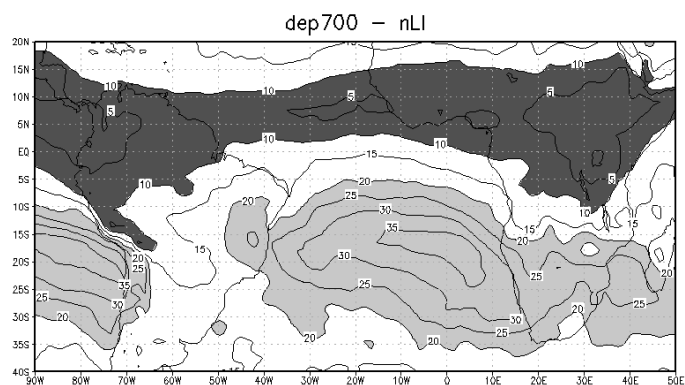
Nota-se que as principais diferenças entre LI e nLI se situam na porção leste da região norte do Brasil e também na região que se estende desde o sudeste do país até o Paraguai (Figura 4.7d). Para região mais próxima ao equador, LI apresenta maior umidade do que nLI, ao passo que para a região próxima ao Paraguai LI apresenta menor umidade do que nLI.



a

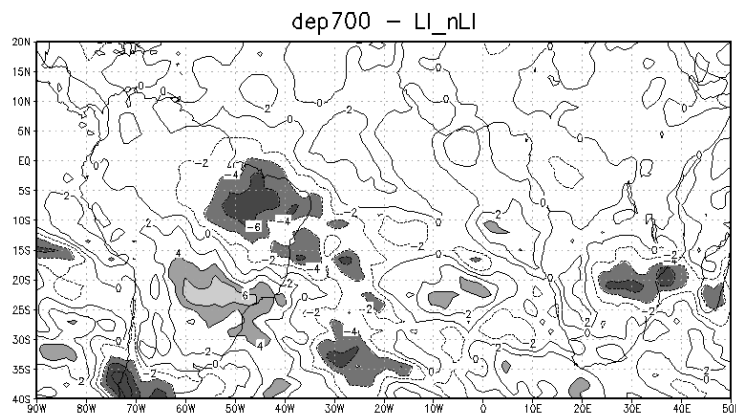


b



c

Figura 4.7 – Campos de dep700: média mensal (a), LI (b), nLI (c), diferença entre LI e nLI (d). (Continua)



d

Figura 4.7 – Conclusão.

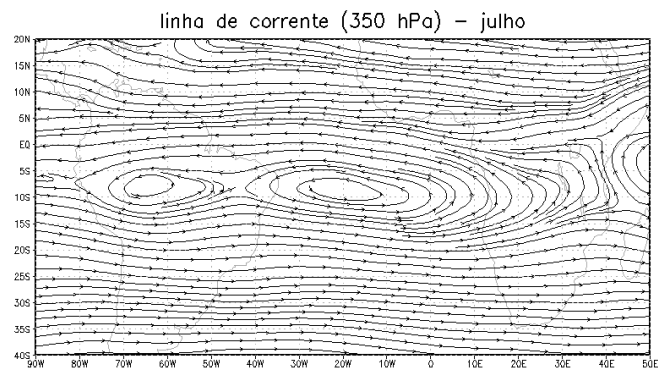
O distúrbio ondulatório de leste (DOL) se propaga sobre o oceano Atlântico equatorial em sentido à costa do Brasil, fornecendo uma quantidade adicional de umidade para as regiões costeiras. Isto sugere que o DOL pode ser responsável por fornecer umidade para a formação de LI. Esta relação entre DOL e LI - e também entre a convecção sobre o oeste da Amazônia e a LI - foi sugerida por Cohen et al. (1995). Estes autores sugeriram que DOL e convecção sobre Amazônia intensificam o jato de baixos níveis que favorecem a propagação da LI. Além disso, para os casos de LI se notou a presença de ar mais seco sobre a região sudeste do Brasil e Paraguai com configuração semelhante à configuração da Estagnação de Massa de Ar Quente e Seco (EMAQS) (PADILHA; SATYAMURTY, 2005). Segundo Padilha e Satyamurty (2005), a EMAQS inibe o avanço de sistemas frontais sobre a região central e sudeste do Brasil. Se massas de ar úmidas advindas de regiões tropicais também forem inibidas de avançar para estas regiões, haverá mais umidade disponível na região tropical que poderão atuar como aporte de umidade para a região. Assim, a presença de EMAQS pode atuar de forma indireta fornecendo umidade para a formação da LI.

O escoamento médio ao nível de 350 hPa para o mês de julho é aproximadamente de leste sobre a costa norte do Brasil (Figura 4.8a). Nota-se a presença de dois anti-ciclones localizados sobre o sul da região amazônica e sobre o Atlântico equatorial formando

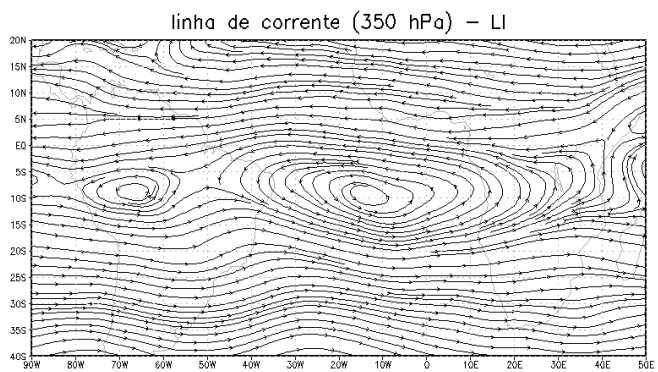
uma região de colo aproximadamente sobre o Piauí. Estes anti-ciclones podem se formar devido a influência de fontes de calor tropicais (GILL, 1980). Aqui, as fontes de calor são a floresta amazônica e a ZCIT.

Para os casos de LI e nLI, o escoamento ao nível de 350 hPa é de nordeste (Figura 4.8b) e leste (Figura 4.8c), respectivamente. Da mesma forma que o campo médio para o mês de julho, ambas as categorias apresentam dois anti-ciclones situados sobre o sul da região amazônica e sobre o Atlântico e equatorial. Para LI (nLI) os anti-ciclones apresentam maior (menor) extensão meridional do que a média mensal. Estes anti-ciclones induziram a formação de uma região de colo localizada sobre o Pará (Piauí) para os casos de LI (nLI). Além disso, para LI, houve a formação de um cavado se estendendo da região de colo até o oceano atlântico, situado sobre os estados de Minas Gerais, Espírito Santo e Rio de Janeiro.

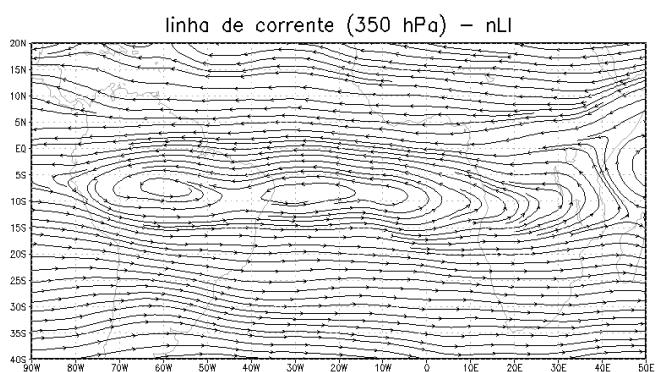
A formação de um cavado em altos níveis à leste da circulação anti-ciclônica é formação típica de uma circulação induzida por fonte de calor (GILL, 1980, GANDU; SILVA DIAS, 1998). Para nLI, não se observou a formação de um cavado sobre esta região. Assim, como houve mais umidade sobre a região amazônica para os casos de LI, a fonte de calor situada sobre esta região pode ter apresentado maior intensidade para os casos de LI, justificando a diferença do escoamento entre as categorias.



a



b



c

Figura 4.8 – Linha de corrente ao nível de 350 hPa: média mensal (a), LI (b) e nLI (c).

4.5. CONCLUSÕES

As principais conclusões são:

- A espessura do vento zonal máximo conforme definido por Alcântara et al (2011) se apresentou mais espesso para os casos sem a formação de LI do que para os casos de LI, porém não apresentou diferença significativa entre as categorias.
- A umidade em baixos (700 hPa) e médios níveis (500 hPa) e o escoamento em altos níveis (350 hPa) sobre a costa norte do Brasil são fatores associados à formação de LI. Sendo que a umidade em baixos níveis pode ser fator principal para a formação de LI, pois, além de fornecer umidade para o sistema, pode estar atuando como fonte de calor que induz o escoamento em altos níveis (GANDU; SILVA DIAS, 1998).
- Esta umidade em baixos níveis pode estar associada a eventos de DOL e/ou EMAQS, que seriam responsáveis pelo aporte adicional de umidade para a região costeira e, assim, favorecendo a formação de LI.

5. MODELAGEM NUMÉRICA

5.1. INTRODUÇÃO

Estudos envolvendo modelagem numérica são realizados com o intuito de se analisar o desenvolvimento de sistemas e a interação dos processos físicos durante o seu ciclo de vida. Isto é feito devido a grande dificuldade de se obterem medidas de alta resolução espacial e temporal. Neste sentido, Cohen (1996) e Alcântara (2010) através de estudos envolvendo modelagem numérica buscaram avaliar os mecanismos responsáveis pela propagação das LIs. Cohen (1996) realizou experimentos utilizando o modelo RAMS (*Regional Atmospheric Modeling System*) com o intuito de avaliar a importância dos DOL e fontes de calor tropicais na porção oeste da Amazônia na formação da LIP. Alcântara (2010) realizou experimentos utilizando o modelo BRAMS (*Brazilian developments on the Regional Atmospheric Modeling System*) com intuito de avaliar o papel do vento máximo em baixos níveis na diferenciação entre LIC e LIP. Nos estudos de modelagem, o ponto de partida é avaliar a capacidade do modelo em simular o sistema em estudo. Desta forma, este capítulo tem o objetivo de avaliar se o modelo regional MM5 é capaz de simular a formação da LI de forma adequada. Os objetivos específicos são:

- Avaliar se o modelo regional MM5 é capaz de simular a formação de Linha de Instabilidade em integrações de 36h para o mês de julho de 2005 e 2006.
- Avaliar se o modelo regional MM5 é capaz de simular a formação de Linha de Instabilidade (LI) em integrações mensais para o mês de julho de 2006 e se a frequência obtida é coerente com a observada.

São realizadas simulações curtas (36h) e longas (mensais) com o intuito de verificar a dependência da condição inicial. Em simulações curtas, o sucesso na representação de LI dependeria, em tese, da qualidade da condição inicial. Em simulações longas, essa dependência desapareceria e o sucesso dependeria da própria dinâmica do modelo. Por exemplo, um modelo com um viés seco na costa norte do Brasil poderia ser bem sucedido em simulações curtas, pois o secamento ainda seria pequeno nos primeiros

dias (ou seja, a condição inicial sustentaria um valor de umidade suficiente para gerar LI), mas representaria bem menos LI em simulações longas. Assim, a comparação do desempenho de simulações curtas e longas permite avaliar a destreza do modelo de forma mais abrangente.

5.2. DADOS

São utilizados dados de Reanálise do ERA-Interim para o mês de julho dos anos de 2005 e 2006. Estas reanálises são produzidas e disponibilizadas pelo ECMWF⁹ e possuem cobertura global com espaçamento de 1,5° de latitude × 1,5° de longitude e frequência de 6 horas, dispostos em 37 níveis entre 1000 hPa e 50 hPa. Uma descrição detalhada dos dados se encontra em Dee et al. (2011). As reanálises são utilizadas como condição inicial e de contorno para simulações feitas com o modelo regional MM5. O seu uso garante que os dados provêm do mesmo sistema de assimilação de dados para o período estudado.

5.3. DESCRIÇÃO DO MODELO REGIONAL MM5

Neste estudo é utilizado o modelo regional MM5 (GRELL et al., 1995). O MM5 é a quinta geração do sistema de modelagem de mesoescala desenvolvido conjuntamente pela *Pennsylvania State University* e pelo *National Center for Atmospheric Research*. O MM5 é um aplicativo de domínio público e pode ser instalado em diversas plataformas. Possui coordenada vertical sigma, pode ser executado em altas resoluções (por ser não-hidrostático), permite o aninhamento de grades e a assimilação de dados quadrimensional. Possui também diferentes esquemas de parametrização de processos físicos disponíveis (7 opções de convecção profunda, 6 de microfísica de nuvens, 4 de radiação, 7 de camada limite planetária, e 3 de superfície).

No Brasil, o MM5 tem sido usado, p.ex., pelas seguintes instituições: IAE, Instituto de Controle do Espaço Aéreo e Centro Nacional de Meteorologia Aeronáutica, Laboratório

⁹ <http://www.ecmwf.int/research/era/>

de Prognóstico em Mesoescala do Departamento de Meteorologia da Universidade Federal do Rio de Janeiro.

O modelo MM5 utilizado foi implementado em 2003 na ACA/IAE (OYAMA, 2007) e vem sendo utilizado em estudos de modelagem para a região do CLA (BARROS, 2008; PEREIRA NETO, 2010; NOGUEIRA, 2010; CARVALHO, 2011). Barros analisou o desempenho do MM5 em simular os eventos de precipitação ocorridos nos anos de 2005 e 2006; os erros sistemáticos encontrados foram abordados por Pereira Neto, que propôs ajustes no esquema de parametrização de convecção KF2 com intuito de melhorar a previsão de precipitação sobre o CLA, particularmente para as estações chuvosa e seca. Nogueira comparou o uso de aproximação híbrida (uso simultâneo de esquemas de convecção implícita e explícita) e de esquema explícito somente em alta resolução para verificar qual estratégia traria ganho para a previsão de precipitação na região do CLA. Carvalho realizou ajustes no esquema KF2 com o intuito de reduzir os erros sistemáticos relacionados à precipitação da ZCIT na região central do Atlântico tropical.

5.4.METODOLOGIA

5.4.1. Simulações curtas

- **Descrição dos Experimentos**

São realizados experimentos com diferentes configurações para o mês de julho dos anos de 2005 e 2006 com o intuito de verificar a sensibilidade dos eventos de LI simulados ao uso de diferentes configurações e ao uso de diferentes condições iniciais e de contorno. Desta forma, são utilizadas as simulações “controle_1” e “Final” (aqui chamadas de experimento NCEP1 e NCEP2) de Pereira Neto (2010), e realizam-se simulações utilizando as Reanálises do ERA-Interim como condição inicial e de contorno com as mesmas configurações de NCEP1 e NCEP2 (experimentos ERA1 e ERA2, respectivamente). A Tabela 5.1 apresenta um quadro-resumo das configurações utilizadas nos experimentos, sendo que em todos os experimentos são utilizadas as seguintes parametrizações de processos físicos: RRTM (*rapid radiative transfer model*, MLAWER et al., 1997) para radiação; MRF-PBL (*medium-range forecast – planetary*

boundary layer, HONG; PAN, 1996) para camada limite planetária; e Noah-LSM (*Noah land surface model*, CHEN; DUDHIA, 2001) para processos de superfície. O domínio das simulações realizadas é apresentado na Figura 5.1. Este domínio é igual ao utilizado por Barros (2008) e Pereira Neto (2010), abrangendo a área entre 9°S-4°N e 34°W-56°W (aproximadamente centrado no CLA), com espaçamento horizontal de 30 km e 24 níveis na vertical. As integrações do modelo se estendem por 36 horas a partir de 12 UTC. As primeiras 12 horas são descartadas como *spin-up* (tempo necessário para o modelo entrar em equilíbrio), portanto, somente as 24 horas finais da integração [de 00 UTC a 24 UTC (00 UTC do dia seguinte)] são consideradas. Como as LIs se formam no período entre 18 e 24 UTC, as simulações, em princípio, são adequadas para verificar se o modelo consegue representar realisticamente a ocorrência de LI.

Tabela 5.1 – desenho experimental.

Experimento	Parametrização de convecção	Parametrização de Microfísica	Passo de tempo	Condições iniciais e de contorno
ERA1	KF2	Simple ice (Dudhia, 1989)	30s	ERA-INTERIM
NCEP1*	KF2	Simple ice	30s	NCEP
ERA2	KF2 modificado (Pereira Neto, 2010)	Warm rain (Hsie et al., 1984)	60s	ERA-INTERIM
NCEP2**	KF2 modificado	Warm rain	60s	NCEP

* simulação “controle_1” de Pereira Neto (2010).

** simulação “Final” de Pereira Neto (2010).

• Identificação de LI nas simulações

Para a identificação das LIs nas simulações, é feita uma adaptação da metodologia de identificação subjetiva de LIs descrita na seção 2. Nas simulações, a LI é identificada às 15 UTC, uma vez que em testes avulsos observou-se um adiantamento do ciclo diário de precipitação e também a LI simulada se mostrou mais intensa neste horário. Inicialmente, as LIs são identificadas nos campos de fração de cobertura de nuvens (FCN), Radiação de Onda Longa Emergente (ROLE), razão de mistura ao nível de 500 hPa (q500), conteúdo de água precipitável (CAP) e precipitação. As identificações são avaliadas através de testes não-paramétricos (tabela de contingência, Tabela 5.2), conforme Wilks (2006) e Oliveira e Oyama (2007), sendo confrontadas com a frequência de LI apresentada na seção 2, considerando a frequência de LI quando esta

foi identificada tanto pelo método subjetivo quanto pelo método objetivo. A partir dessa tabela, calculam-se as medidas de exatidão e desempenho da mesma forma que na seção 2.

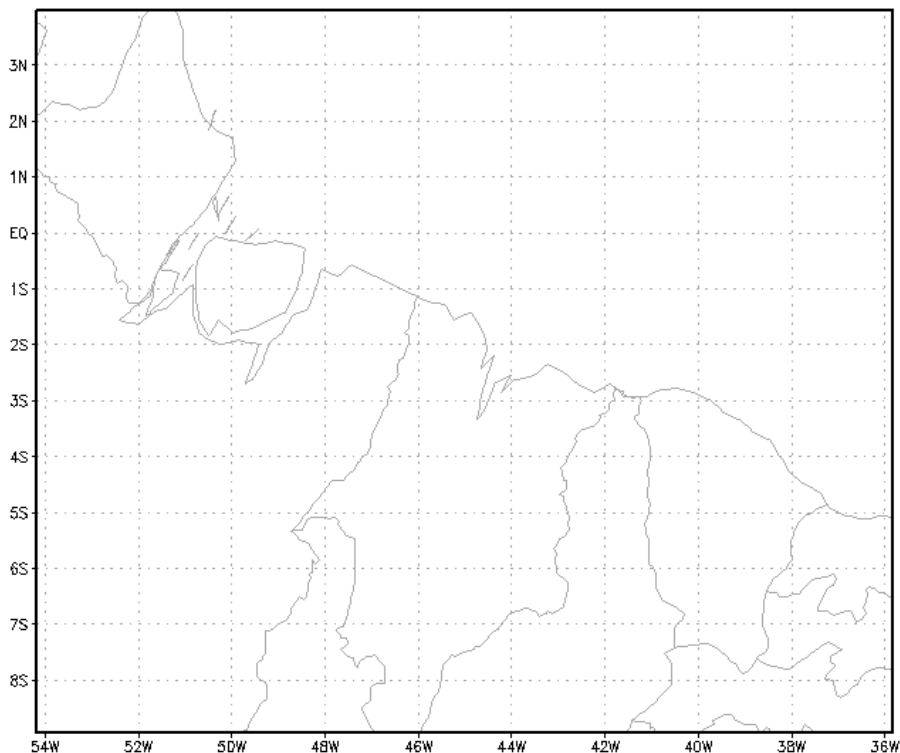


Figura 5.1 – Domínio das simulações realizadas com o modelo MM5.

Tabela 5.2 – Tabela de contingência 2x2 aplicada às simulações.

		Observações		Total
		Sim (O_1)	Não (O_2)	
Simulações	Sim (F_1)	a	b	$a + b$
	Não (F_2)	c	d	$c + d$
Total		$a + c$	$b + d$	$n = a + b + c + d$

5.4.2. Simulações mensais

- **Descrição do Experimento**

São realizadas simulações com o modelo regional MM5 utilizando como condições iniciais e de contorno as Reanálises do ERA-Interim. Utilizam-se as mesmas

configurações adotadas no experimento ERA1: domínio das simulações igual ao utilizado por Barros (2008) e Pereira Neto (2010), abrangendo a área entre 9°S-4°N e 34°W-56°W (aproximadamente centrado no CLA), apresentado na Figura 5.1, com espaçamento horizontal (vertical) de 30 km (24 níveis); parametrizações físicas RRTM (para radiação), MRF-PBL (para camada limite planetária), Noah-LSM (para processos de superfície), KF2 (para convecção) e Simple Ice (para microfísica); passo de tempo de 30s. Este experimento consiste em 3 rodadas de aproximadamente 45 dias com diferentes condições iniciais (20/06/2006 às 00 UTC, 21/06/2006 às 12 UTC e 23/06/2006 às 00 UTC). A Tabela 5.3 mostra as características deste experimento. O conjunto de 3 membros é utilizado com o intuito de se avaliar a sensibilidade das simulações de eventos de LIs e de sua frequência mensal à diferentes condições iniciais. As rodadas se iniciam no segundo terço do mês de junho e se estendem até o fim do mês de julho, sendo que os dias anteriores a julho são descartados como *spin-up* (tempo necessário para o modelo entrar em equilíbrio); portanto, somente o mês de julho é considerado.

Tabela 5.3 – Característica dos membros do conjunto (simulações longas).

Nome	Condição inicial
Membro I	20/06/2006 às 00 UTC
Membro II	21/06/2006 às 12 UTC
Membro III	23/06/2006 às 00 UTC

- **Identificação de LI nas simulações**

Para a identificação das LIs nestas simulações é feita uma adaptação da metodologia de identificação de LIs descrita na seção 5.4.1. Neste experimento a LI é identificada entre 15 UTC e 21 UTC, uma vez que em testes avulsos a LI se mostrou mais intensa nestes horários. As LIs são identificadas nos campos FCN, q500 e CAP, sendo que se considera a ocorrência da LI quando ela é identificada em pelo menos um destes campos.

5.5.RESULTADOS

5.5.1. Simulações curtas

De um modo geral, os experimentos NCEP1 e ERA1 apresentam melhor desempenho, ou seja, as LIs foram melhor representadas nestas simulações do que nos experimentos NCEP2 e ERA2 (um exemplo disto pode ser visto na Figura 5.2). Além disso, os experimentos NCEP2 e ERA2 apresentaram alta FCN, q500 e CAP sobre algumas regiões oceânicas e continentais (não mostrado). Embora os experimentos NCEP1 e ERA1 tenham apresentado melhor desempenho, todos os experimentos simulam alguns eventos de LI de modo semelhante, como pode ser visto na Figura 5.3 (evento de LI que os experimentos simularam adequadamente) e na Figura 5.4 (evento de LI que nenhum dos experimentos simulou adequadamente).

Quantitativamente, o desempenho dos experimentos NCEP1 e ERA1 em simular eventos de LIs pode ser visto na Tabela 5.4, que apresenta as medidas de exatidão e de desempenho calculadas a partir das identificações feitas. Como pode ser visto na Tabela 5.4, as identificações de LIs nos experimentos ERA1 e NCEP1 mostram FCN e q500 como o melhor campo para a identificação de LI, respectivamente. Para ERA1 (NCEP1), FCN (q500) apresentou *Bias* igual a 1 (1,21), magnitudes das medidas de desempenho acima de 50% e medidas de exatidão que indicam acerto acima de 60% (55%) e erro abaixo de 50%. Por outro lado, a precipitação se mostrou como sendo o pior campo para a identificação de LI, tanto em ERA1 como em NCEP1, uma vez que, respectivamente, apresentam *Bias* de aproximadamente 1,6 e 1,4, e magnitudes das medidas de desempenho abaixo de 30% e 35% e possui medidas de exatidão que indicam acerto abaixo de 40% e 45% e erro acima de 60% e 55%.

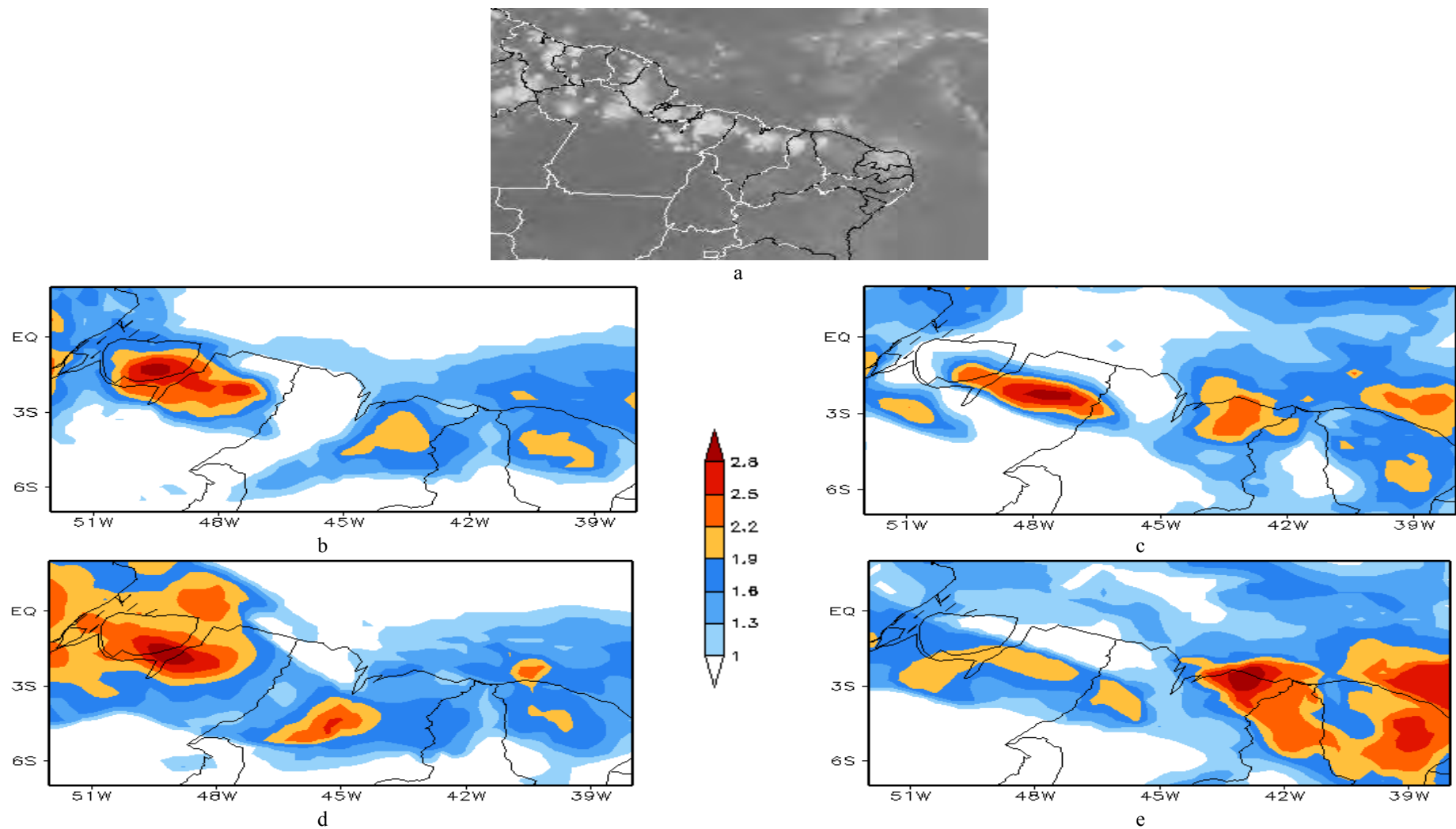
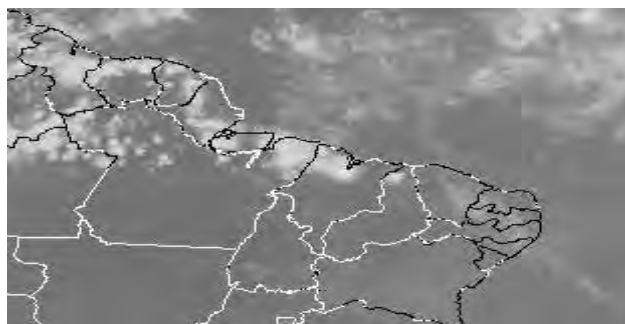
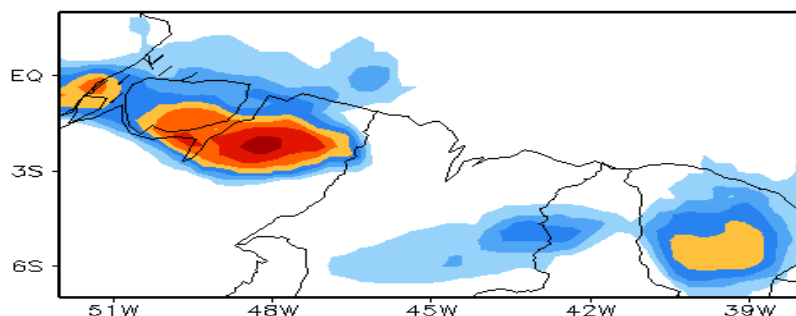


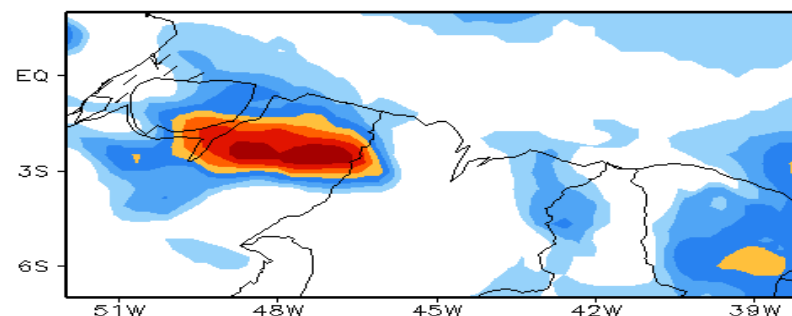
Figura 5.2 – Imagem IR do satélite GOES-12 das 21 UTC do dia 8 de julho de 2005 (a) e campo de FCN simulado das 15 UTC para NCEP1 (b), ERA1 (c), NCEP2 (d) e ERA2 (e).



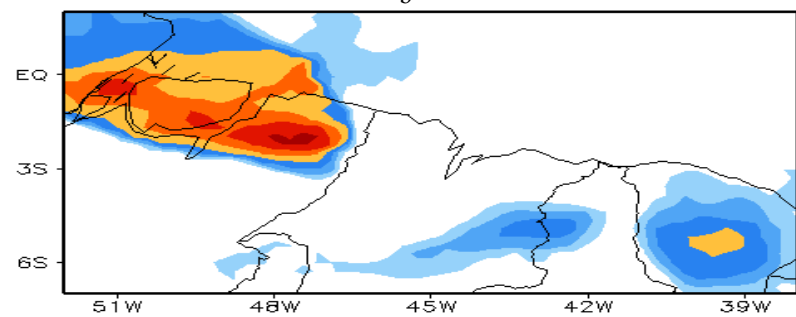
a



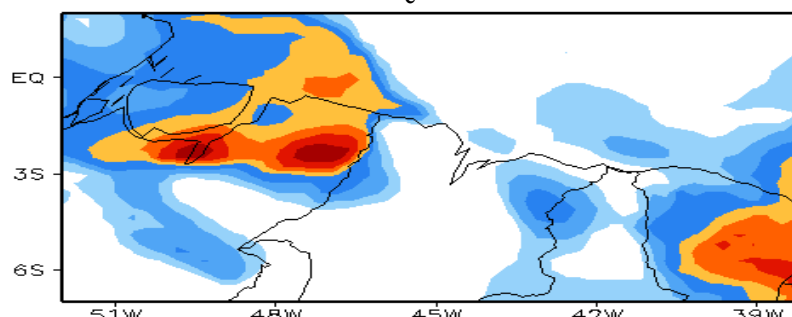
b



c



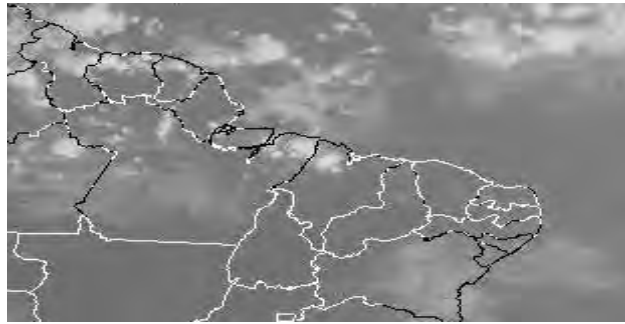
d



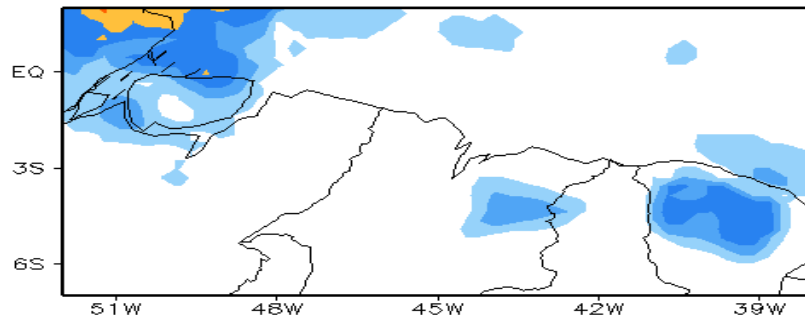
e



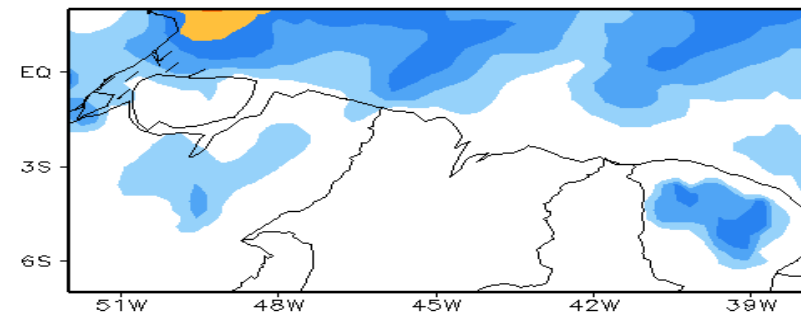
Figura 5.3 – Imagem IR do satélite GOES-12 das 21 UTC do dia 7 de julho de 2005 (a) e campo de FCN simulado das 15 UTC para NCEP1 (b), ERA1 (c), NCEP2 (d) e ERA2 (e).



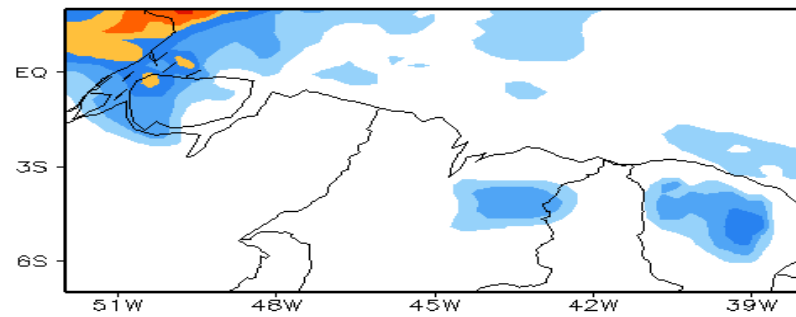
a



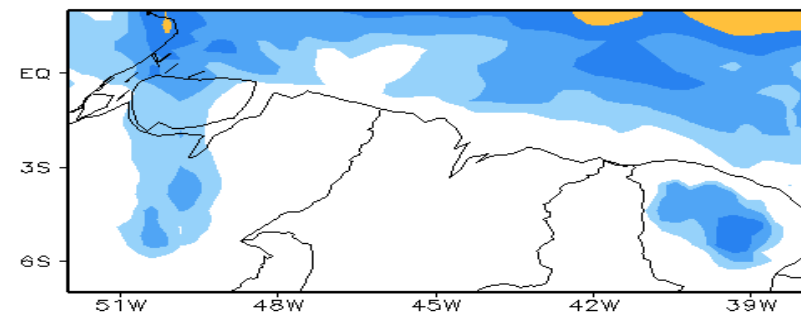
b



c



d



e



Figura 5.4 – Imagem IR do satélite GOES-12 das 21 UTC do dia 2 de julho de 2005 (a) e campo de FCN simulado das 15 UTC para NCEP1 (b), ERA1 (c), NCEP2 (d) e ERA2 (e).

Tabela 5.4 - Quadro-resumo das medidas de exatidão e desempenho das identificações feitas a partir dos experimentos NCEP1 (a) e ERA1 (b).

	FCN	ROLE	CAP	q500	precipitação	teste_1	teste_2
PC	0,76	0,77	0,79	0,82	0,71	0,81	0,81
CSI	0,25	0,26	0,35	0,48	0,31	0,45	0,37
H	0,36	0,36	0,50	0,71	0,57	0,71	0,50
SR	0,45	0,50	0,54	0,59	0,40	0,56	0,58
FAR	0,55	0,50	0,46	0,41	0,60	0,44	0,42
F	0,13	0,10	0,13	0,15	0,25	0,17	0,10
B	0,79	0,71	0,93	1,21	1,43	1,29	0,86
HSS	0,25	0,28	0,38	0,53	0,28	0,50	0,42
KSS	0,23	0,25	0,38	0,57	0,32	0,55	0,40

a

	FCN	ROLE	CAP	q500	precipitação	teste_1	teste_2
PC	0,84	0,76	0,79	0,81	0,68	0,87	0,77
CSI	0,47	0,42	0,35	0,40	0,29	0,60	0,30
H	0,64	0,79	0,50	0,57	0,57	0,86	0,43
SR	0,64	0,48	0,54	0,57	0,36	0,67	0,50
FAR	0,36	0,52	0,46	0,43	0,64	0,33	0,50
F	0,10	0,25	0,13	0,13	0,29	0,13	0,13
B	1,00	1,64	0,93	1,00	1,57	1,29	0,86
HSS	0,54	0,44	0,38	0,45	0,23	0,66	0,32
KSS	0,54	0,54	0,38	0,45	0,28	0,73	0,30

b

De um modo geral, os campos de FCN, q500 e CAP foram os que apresentaram os melhores indicadores, assim, como forma de teste acrescentaram-se outras duas identificações que são baseadas nestes campos: a primeira (segunda) considera a ocorrência da LI quando ela é identificada em pelo menos um (dois) destes campos, denominada teste_1 (teste_2). teste_1 apresentou-se de modo semelhante para os experimentos ERA1 e NCEP1, tendo *Bias* de aproximadamente 1,3, desempenho acima de 50% e medidas de exatidão que indicam acerto (erro) acima de 55% (50%). Teste_1 apresenta os melhores indicadores para ERA1 e para NCEP1 apresenta indicadores semelhantes ao encontrado por q500, que foi a melhor identificação. teste_2 da mesma forma que teste_1 se apresentou de modo semelhante para os experimentos ERA1 e NCEP1, porém apresentou indicadores inferiores aos de teste_1, tendo desempenho inferior a 50%. Assim, os melhores indicadores tanto para NCEP1 como para ERA1 são notados nos campos de FCN, q500, CAP e também em teste_1, logo, nos experimentos ERA2 e NCEP2 somente estas identificações são avaliadas.

Nos experimentos NCEP2 e ERA2 as identificações feitas utilizando os campos de FCN, q500 e CAP apresentaram desempenho inferior a 30% (Tabela 5.5), sendo que as medidas de exatidão que indicam acerto (erro) foram inferiores (iguais) a 30% (50%). Da mesma forma que os experimentos NCEP1 e ERA1, teste_1 foi a identificação que apresentou os melhores indicadores, porém o desempenho para NCEP2 e ERA2 foi inferior a 35%, possuindo medidas de exatidão que indicam acerto (erro) inferiores (superiores) a 40% (50%). Assim, notou-se que os experimentos NCEP1 e ERA1 apresentam melhores indicadores que os experimentos NCEP2 e ERA2, mostrando que **o modelo regional MM5 é capaz de simular os eventos de LI adequadamente.**

Tabela 5.5 - Quadro-resumo das medidas de exatidão e desempenho das identificações feitas a partir dos experimentos NCEP2 (a) e ERA2 (b).

	FCN	CAP	q500	teste_1
PC	0,77	0,77	0,79	0,79
CSI	0,18	0,18	0,13	0,28
H	0,21	0,21	0,14	0,36
SR	0,50	0,50	0,67	0,56
FAR	0,50	0,50	0,33	0,44
F	0,06	0,06	0,02	0,08
B	0,43	0,43	0,21	0,64
HSS	0,19	0,19	0,17	0,31
KSS	0,15	0,15	0,12	0,27

a

	FCN	CAP	q500	teste_1
PC	0,79	0,77	0,77	0,77
CSI	0,24	0,18	0,07	0,26
H	0,29	0,21	0,07	0,36
SR	0,57	0,50	0,50	0,50
FAR	0,43	0,50	0,50	0,50
F	0,06	0,06	0,02	0,10
B	0,50	0,43	0,14	0,71
HSS	0,27	0,19	0,07	0,28
KSS	0,22	0,15	0,05	0,25

b

5.5.2. Simulações mensais

Nos campos de FCN, q500 e CAP, nota-se grande semelhança entre os membros. Assim, de um modo geral, os eventos de LI foram simulados da mesma forma em todos os membros (Tabela 5.6; exemplo na Figura 5.5). Houve também um número menor de casos em que a LI se apresentou bem configurada em somente dois campos nos três

membros (ver Figura 5.6), ou em somente um membro (ver Figura 5.7). De um modo geral, as LIs foram simuladas de modo semelhante em todos os membros, sendo que quando a LI se mostrou bem configurada nos três campos (FCN, q500 e CAP) de um membro, ela se apresentou bem configurada em todos os campos dos outros membros (ver Tabela 5.6).

A frequência de LIs identificadas neste experimento apresenta pequena variabilidade intermembros. Os membros I, II e III apresentam frequência de 10, 9 e 11 LIs, respectivamente, indicando frequência média de 10 LIs, havendo coincidência de datas em 8 casos. Porém, os membros apresentam coincidência de datas com as observações em somente 3 dias (ver Tabela 5.6). As frequências de LIs identificadas neste experimento apresentam-se de forma coerente com as observações para este mês (ver Tabela 5.7), uma vez que a frequência média para o mês de julho é de aproximadamente 9 LIs e que no mês de julho de 2006 se observou a ocorrência de 9 LIs (ver Figura 2.9). A frequência de 9 LIs neste mês representam os casos em que as LIs foram identificadas tanto pelo método subjetivo como pelo método objetivo. Assim, pode-se concluir que **o modelo regional MM5 além de simular a formação da LI de forma adequada, é capaz de simular a frequência de LIs de forma coerente à frequência observada.**

Tabela 5.6 – datas das identificações de LIs. 0 – sem a presença de LI; 1 – LI identificada no campo de FCN; 2 – LI identificada no campo de CAP; 3 – LI identificada no campo de q500; 4 – LI identificada nos três campos. Sombreado indica LI identificada pelos métodos objetivo e subjetivo.

	Membro I	Membro II	Membro III
1	0	0	0
2	0	0	0
3	1	1	1
4	0	0	0
5	0	0	0
6	0	0	0
7	0	0	0
8	3	4	1 e 3
9	0	0	0
10	0	0	0
11	4	4	4
12	4	4	4
13	0	0	0
14	0	0	0
15	0	0	3
16	0	0	0
17	0	0	0
18	0	0	0
19	0	0	0
20	0	0	0
21	1 e 3	0	1 e 3
22	1	0	0
23	0	0	0
24	0	1 e 2	0
25	2	2	2
26	4	4	4
27	0	0	2 e 3
28	0	0	0
29	2 e 3	2 e 3	2 e 3
30	2 e 3	2 e 3	2 e 3
31	0	0	0

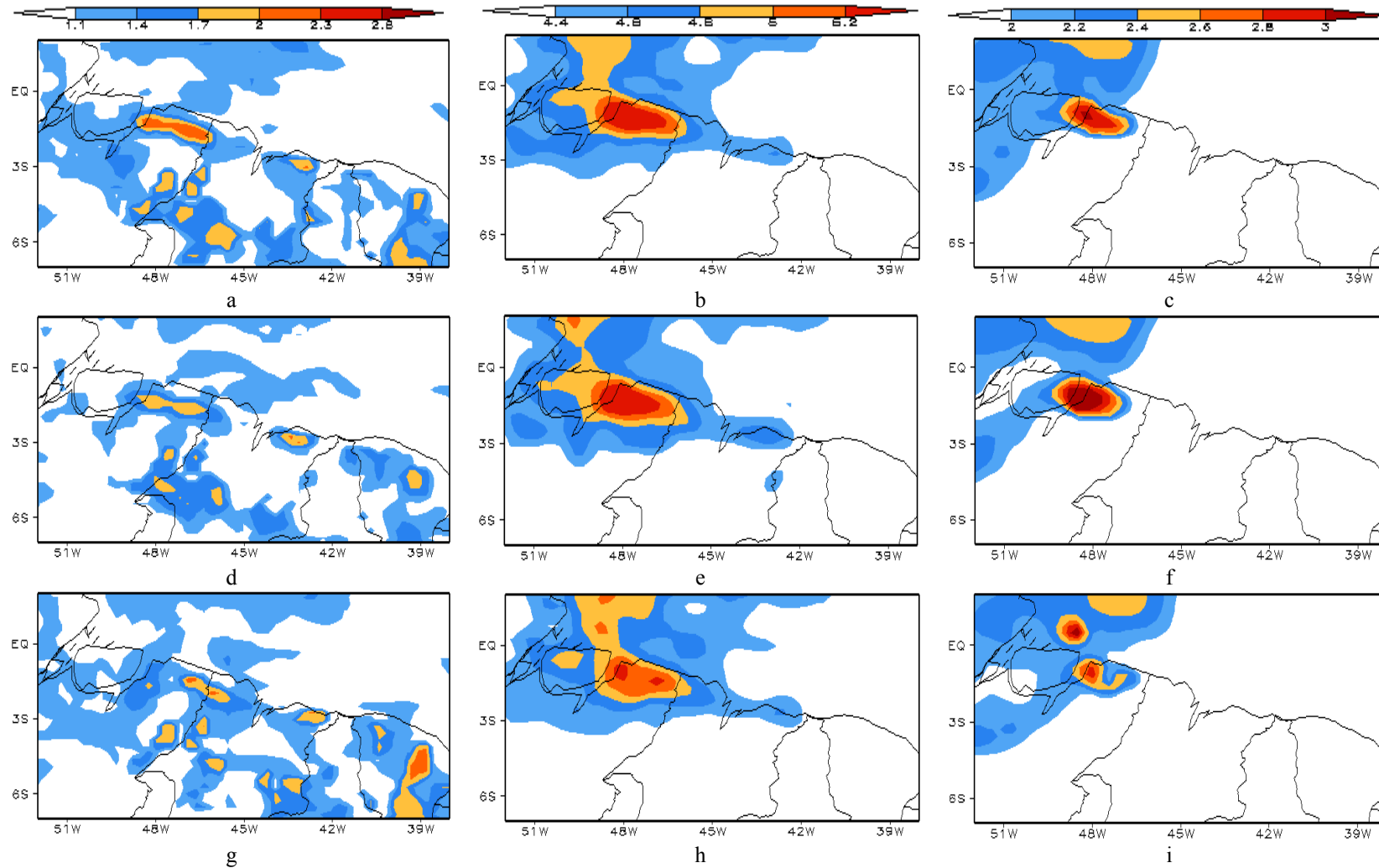


Figura 5.5 – Simulações referentes ao dia 26 de julho de 2006. Campos de FCN (a), CAP (b) e q500 (c) do Membro I; campos de FCN (d), CAP (e) e q500 (f) do membro II; e campos de FCN (g), CAP (h) e q500 (i) do membro III.

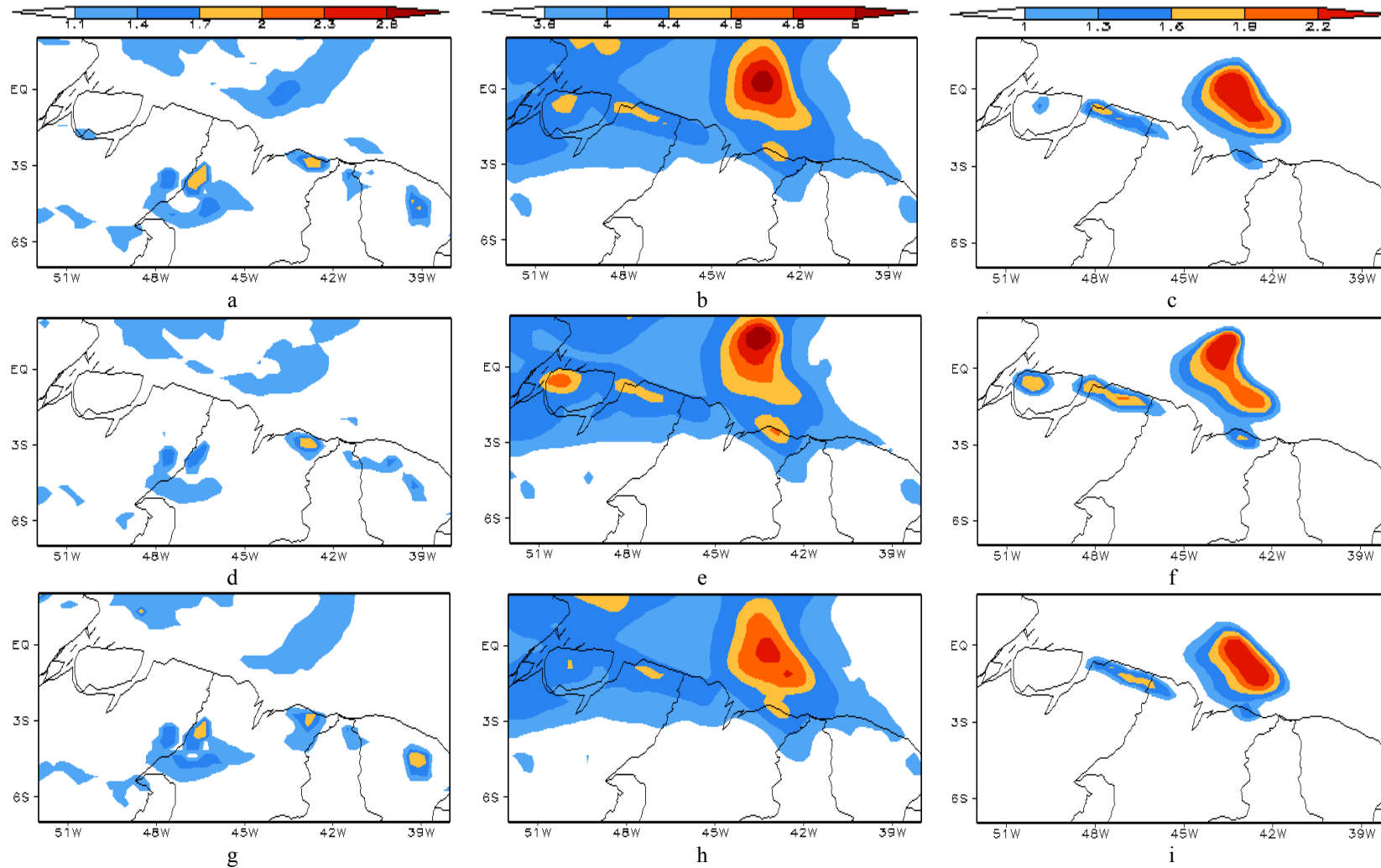


Figura 5.6 – simulações referentes ao dia 29 de julho de 2006. Campos de FCN (a), CAP (b) e q500 (c) do Membro I; campos de FCN (d), CAP (e) e q500 (f) do membro II; e campos de FCN (g), CAP (h) e q500 (i) do membro III.

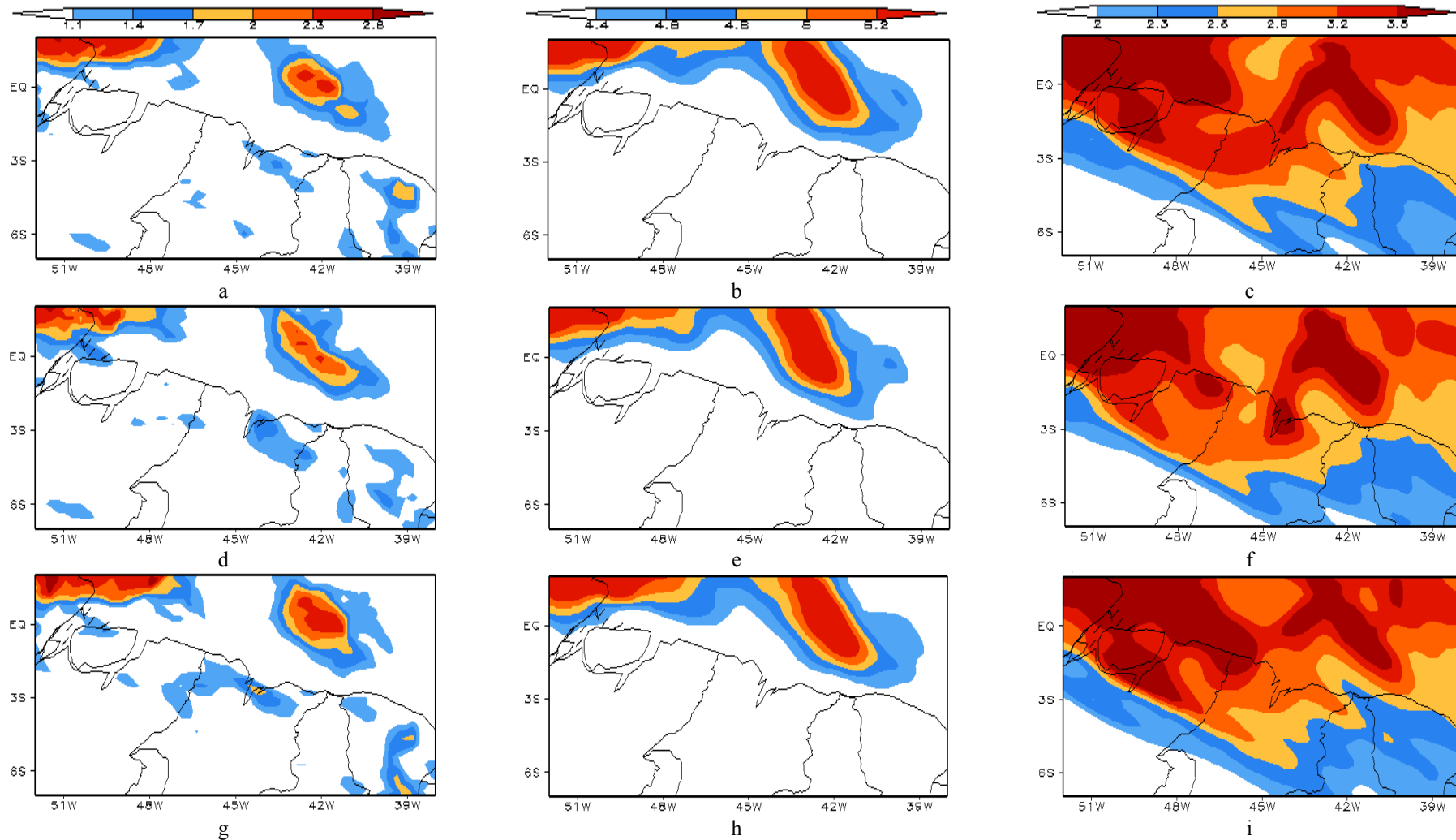


Figura 5.7 – simulações referentes ao dia 15 de julho de 2006. Campos de FCN (a), CAP (b) e q500 (c) do Membro I; campos de FCN (d), CAP (e) e q500 (f) do membro II; e campos de FCN (g), CAP (h) e q500 (i) do membro III.

Tabela 5.7 – frequências de LIs para o mês de julho de 2006.

Identificações	Frequência de LIs
Subjetiva	10
Objetiva	12
Concordância entre as identificações Subjetiva e Objetiva	9
Membro I	10
Membro II	9
Membro III	11
Média entre os membros	10
Concordância entre os membros	8

5.6.CONCLUSÕES

As principais conclusões são:

- Em simulações curtas para o mês de julho dos anos de 2005 e 2006 o modelo regional MM5 mostrou-se capaz de simular a ocorrência de Linha de Instabilidade na costa norte do Brasil. Além disso, as modificações propostas por Pereira Neto não melhoraram o desempenho do modelo quanto à simulação de LI.
- A LI se mostra melhor configurada nos campos de fração de cobertura de nuvens, umidade ao nível de 500 hPa e conteúdo de água precipitável. Sendo que os melhores indicadores foram alcançados ao se considerar a ocorrência da LI quando ela se apresenta bem configurada em pelo menos um destes campos.
- As simulações de eventos de LI se mostraram pouco sensíveis à diferente fonte de dados, porém se mostraram sensíveis ao uso de diferentes combinações de parametrizações.
- Em simulações mensais, o modelo regional MM5 mostrou-se capaz de simular a formação de LI e de simular a frequência mensal de LI de forma coerente à frequência observada. Além disso, estas simulações mostraram pequena variabilidade intermembros.

6. CONSIDERAÇÕES FINAIS

Este trabalho teve como objetivo estudar aspectos relacionados às Linhas de Instabilidade que se formam na região da costa norte do Brasil. Analisou-se somente o mês de julho e a região do CLA como forma de filtrar a ocorrência da ZCIT, uma vez que neste mês e região não há precipitação associada a este sistema que é o principal produtor de precipitação.

Na primeira etapa, verificou-se a frequência de LIs de forma subjetiva para os anos de 1999 à 2009. Para este período a ocorrência de LIs é de aproximadamente 9 LIs, ocorrendo cerca de 6 LIs na região do Pará ao Ceará. Esta frequência mostrou-se coerente com a frequência média para o mês de julho apresentada em outros estudos (aproximadamente 10). Foram observadas divergências entre a frequência aqui encontrada com a dada pelo boletim Climanálise. Estas foram atribuídas à subjetividade do método de identificação da LI. Ainda nesta etapa, elaborou-se um método objetivo para a identificação de LIs que apresentou bom desempenho frente a identificação subjetiva.

Na segunda etapa, avaliou-se a precipitação associada às LIs, onde se notou que há uma relação entre a frequência de LI e o acumulado mensal de precipitação e também com a fração de precipitação associada às LIs, embora se tenha notado que estas relações não sejam de proporcionalidade. Encontrou-se que, para a região do CLA, cerca de 30% da precipitação está associada à LI, embora haja grande variabilidade interanual (10 a 60 %), indicando que, nesta região, uma grande frequência de LIs não garante grande acumulado mensal de precipitação. Esta fração de precipitação associada às LIs mostrou-se coerente à fração encontrada por outros autores (Barros, 2008; Greco et al., 1990) para diferentes períodos.

Em uma terceira etapa, procurou-se identificar fatores associados à iniciação da LI. Inicialmente, avaliou-se a espessura da camada do vento máximo (ΔN) conforme definido por Alcântara et al (2011). ΔN apresentou-se mais espesso para os casos sem a formação de LI do que para os casos de LI, além disso, o perfil vertical do vento zonal não apresentou diferença significativa entre as categorias. Posteriormente, a umidade em baixos e médios níveis (700 e 500 hPa) e o escoamento em altos níveis (de nordeste) (350 hPa) sobre a costa norte do Brasil foram identificados como sendo fatores

associados à iniciação da LI. A umidade em baixos níveis pode ser fator principal para a formação de LI, pois, além de fornecer umidade para o sistema, pode estar atuando como fonte de calor que induz o escoamento em altos níveis (Cf. Gandu e Silva Dias, 1998). Esta umidade em baixos níveis pode estar associada a eventos de DOL e EMAQS, que poderiam ser responsáveis pela umidade adicional na região costeira favorecendo a formação de LI.

Em uma última etapa, avaliou-se a capacidade do modelo regional MM5 em simular eventos de LI sobre a costa norte do Brasil. Por meio de simulações de 36 horas para o mês de julho dos anos de 2005 e 2006 o modelo MM5 mostrou-se capaz de simular a ocorrência de LI na costa norte do Brasil. Por meio de integrações mensais, o modelo mostrou-se capaz de simular a formação de LI e de simular a frequência mensal de LI de forma coerente à observada. Além disso, estes resultados indicaram que: a LI simulada nas simulações curtas são pouco sensíveis ao uso de diferentes fontes de dados, porém é sensível ao uso de diferentes combinações de parametrizações; a LI simulada nas simulações longas são pouco sensíveis às condições iniciais, apresentando pequena variabilidade intermembros.

Como forma de expandir o conhecimento sobre as LI que se formam na costa norte do Brasil, sugerimos como trabalhos futuros:

- Estender o estudo para todos os meses do ano, uma vez que aqui foi analisado somente o mês de julho, com o intuito de verificar se os fatores associados à formação da LI para o mês de julho permanecem os mesmos durante todo o ano, caso não, avaliar quais fatores são comuns para o ano todo e quais estão presentes em diferentes épocas do ano.
- Justificar a presença dos fatores associados à formação das LI, i.e., uma vez os fatores identificados, explicar como estes se originaram.
- Utilizar um modelo regional, o WRF por exemplo, em altíssima resolução para se analisar o ambiente durante os diferentes estágios (iniciação, maduro e dissipação) da LI para se analisar os processos físicos envolvidos e como os fatores associados a sua formação interagem entre si.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ALCÂNTARA, C. R.; SILVA DIAS, M. A. F.; Souza, E. P. Teoria de dutos atmosféricos aplicada a um caso de linha de instabilidade da Amazônia. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 16., 2010, Belém - PA. **Anais...** Rio de Janeiro: SBMet, 2010. Amazônia e o Clima Global.

ALCÂNTARA, C. R.; SILVA DIAS, M. A. F.; Souza, Enio P.; COHEN, J. C. P. Verification of the Role of the Low Level Jets in Amazon Squall Lines. **Atmospheric Research**, v. 100, p. 36-44, 2011.

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). Disponível em: <<http://urlib.net/sid.inpe.br/mtc-m15@80/2006/08.08.14.41>>. Acesso em: 18 fev. 2011.

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/sid.inpe.br/mtc-m18@80/2008/07.11.13.43>>. Acesso em: 18 fev. 2011.

BARROS, S. S.; OYAMA, M. D. Sistemas Meteorológicos Associados à Ocorrência de Precipitação no Centro de Lançamento de Alcântara. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 25, n.3, p. 333-344, 2010.

BOLTON, D. The Computation of Equivalent Potential Temperature. **Mon. Wea. Rev.**, v.108, p.1046-1053, 1980.

BRAGA, R. H. M.; COHEN, J. C. P. Estudo de casos de linhas de instabilidade no leste da Amazônia. caso 2: linha de instabilidade continental. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 13., 2004, Fortaleza. **Anais...** Rio de Janeiro: SBMet, 2004.

CARVALHO, M. Â. V. **Variabilidade da largura e intensidade da zona de convergência intertropical atlântica**: aspectos observacionais e de modelagem. Versão: 2011-05-13. 135 p. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos. 2011. Disponível em: <<http://urlib.net/8JMKD3MGP8W/398CUDH>>. Acesso em: 14 maio 2011.

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/MTC-m13@80/2005/08.24.13.44>>. Acesso em: 18 fev. 2011.

CHEN, F.; DUDHIA, J. Coupling an advanced land-surface/ hydrology model with the Penn State/NCAR MM5 modeling system, part I: model implementation and sensitivity. **Mon. Wea. Rev.**, v.129, p.569-585, 2001.

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. Disponível em: <<http://urlib.net/sid.inpe.br/MTC-m13@80/2005/08.18.17.31>>. Acesso em: 18 fev. 2011.

COHEN, J. C. P.: **Mecanismos de propagação das linhas de instabilidade na Amazônia.** Tese (Doutorado em Meteorologia) – USP, IAG, São Paulo, 1996. 173 p.

COHEN, J. C. P.; GANDU, A. W. Linha de Instabilidade Continental na Amazônia. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 12., 2002, Foz do Iguaçu. **Anais...** Rio de Janeiro: SBMet, 2002.

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. 3163-3174, 1995.

COHEN, J. C. P.; GANDU, A. W.; CHIBA, C. Y. B.; BRAGA, R. H. M. Linhas de Instabilidade Formadas ao Longo Da Costa Atlântica No Interior do Continente: Estudo de Casos com Modelo de Alta Resolução. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 13., 2004, Fortaleza. **Anais...** Rio de Janeiro: SBMet, 2004.

COHEN, J.; CAVALCANTI, I. F. A.; BRAGA, R. H. M.; SANTOS NETO, L. Parte I - Sistemas meteorológicos que afetam o tempo na América do Sul: Linhas de Instabilidade na costa N-NE da América do Sul. In: CAVALCANTI, I.F.A.; FERREIRA, N.J.; SILVA, M.G.A.J.; SILVA DIAS, M.A.F. (Eds.). **Para entender tempo e clima.** São Paulo: Oficina de Textos, 2009. p. 75-93. ISBN 978-85-86238-92-5.

DEE, D. P.; UPPALA, S. M.; SIMMONS, A. J.; BERRISFORD, P.; POLI, P.; KOBAYASHI, S.; ANDRAE, U.; BALMASEDA, M. A.; BALSAMO, G.; BAUER, P.; BECHTOLD, P.; BELJAARS, A. C. M.; van de BERG, L.; BIDLOT, J.; BORMANN, N.; DELSOL, C.; DRAGANI, R.; FUENTES, M.; GEER, A. J.; HAIMBERGER, L.; HEALY, S. B.; HERSBACH, H.; HÓLM, E. V.; ISAKSEN, L.; KÅLLBERG, P.; KÖHLER, M.; MATRICARDI, M.; McNALLY, A. P.; MONGE-SANZ, B. M.; MORCRETTE, J.-J.; PARK, B.-K.; PEUBEY, C.; de ROSNAY, P.; TAVOLATO, C.; THÉPAUT, J.-N.; VITART, F. The ERA-Interim reanalysis: configuration and performance of the data assimilation system. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 137, p. 553–597, 2011.

DUDHIA, J. Numerical study of convection observed during winter monsoon experiment using a mesoscale two-dimensional model. **J. Atmos. Sci.**, v.46, p.3077-3107, 1989.

GANDU, A. W.; SILVA DIAS, P. L. Impact of tropical heat sources on the South American tropospheric upper circulation and subsidence. **Journal of Geophysical Research**, v. 103, n. D6, p. 6001-6015, Mar. 1998.

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

- GILL, A. E. Some simple solutions for heat induced tropical circulation. **Q. J. R. Meteorol. Soc.**, v. 106, p. 447-462, 1980.
- GRECO, S.; SCALA, J.; HALVERSON, J.; MASSIE Jr. H. L.; TAO, W. K.; GARSTANG, M., 1994. Amazon coastal squall lines. Part II - Heat and moisture Transports. **Mon. Wea. Rev.**, v. 122, p. 623-635.
- GRECO, S.; SWAP, R.; GARSTANG, M.; ULANSKI, S.; SHIPHAM, M.; HARRISS, R. C.; TALBOT, R.; ANDREAE, M. O.; ARTAXO, P., 1990. Rainfall and surface kinematic conditions over central Amazonia during ABLE 2B. **J. Geophys. Res.**, v. 93, p. 17001- 17014.
- GRELL, G.A.; DUDHIA, J.; STAUFFER, D.R. **A Description of the fifth-generation penn state/NCAR Mesoscale Model (MM5)**. Boulder, Colorado: NCAR, 1995. 122p.
- HONG, S.-Y.; PAN, H.-L. Nonlocal boundary layer vertical diffusion in a medium-range forecast model. **Mon. Wea. Rev.**, v. 124, p. 2322-2339, 1996.
- HSIE, E. -Y.; ANTHES, R. A.; KEYSER, D. Numerical simulation of frontogenesis in a moist atmosphere. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 41, n. 17, p. 2581-2594, 1984.
- HUFFMAN, G. J.; ADLER, R.F.; BOLVIN, D.T.; GU, G.; NELKIN, E.J.; BOWMAN, K.P.; HONG, Y.; STOCKER, E.F.; WOLF, D.B. The TRMM Multisatellite Precipitation Analysis (TMPA): Quasi-Global, Multiyear, Combined-Sensor Precipitation Estimates at Fine Scales. **J. Hydrometeor**, v.8, p. 38–55, 2007. doi: <http://dx.doi.org/10.1175/JHM560.1>
- KAIN, J. S. The Kain–Fritsch convective parameterization: An update. **J. Appl. Meteor.**, v. 43, p. 170–181, 2004.
- KOUSKY, V. E. Diurnal Rainfall Variation in Northeast Brazil. **Mon. Wea. Rev.**, v.108, p. 488–498, 1980.
- MACEDO, S. R; VILA, D,; MACHADO, L. B. **Fortracc – previsão a curto prazo e evolução dos sistemas convectivos**. Fortracc v1.1 – guia do usuário. Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, 2004. Disponível em: <http://pirandira.cptec.inpe.br/fortracc/pdf/fortracc.pdf>. Acesso em: 04 de abr. de 2011.
- MARQUES, R.F.C.; FISCH, G.F. As atividades de meteorologia aeroespacial no Centro Técnico Aeroespacial (CTA). **Boletim da Sociedade Brasileira de Meteorologia**, v.29, n.3, p.21-25, 2005.
- MLAWER, E.J.; TAUBMAN, S.J.; BROWN, P.D.; IACONO, M.J.; CLOUGH, S.A. Radiative transfer for inhomogeneous atmosphere: RRTM, a validated correlated-k model for the longwave. **J. Geophys. Res.**, v.102, n. D14, p. 16663-16683, 1997.
- MOLION L. C. B.; BERNARDO, S. O. Uma revisão da dinâmica das chuvas no nordeste brasileiro. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 17, n.1, p. 1-10, 2002.

NASCIMENTO, E. L. Previsão de Tempestades Severas Utilizando-se Parâmetros Convectivos e Modelos de Mesoescala: Uma Estratégia Operacional Adotável no Brasil? **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.20, n.1, p.121-140, 2005.

NOGUEIRA, J. H. A. **Sensibilidade da precipitação simulada na região do Centro de Lançamento de Alcântara a esquemas de convecção explícita**: estudos de casos. 2010. 154 p. (INPE-16718-TDI/1656) Dissertação (Mestrado em Meteorologia) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos. 2010. Disponível em: <<http://mtc-m18.sid.inpe.br/col/sid.inpe.br/mtc-m18@80/2010/04.13.16.18>>. Acesso em: 18 fev. 2011.

OLIVEIRA, F. P.; OYAMA, M. D. **Uso de tabela de contingência 2×2 em meteorologia**: conceitos básicos. São José dos Campos: Divisão de Ciências Atmosféricas, Instituto de Aeronáutica e Espaço. Publicação Interna, PI-007. 2007. 12p. (Revisado em 19/10/2007).

OLIVEIRA, F. P.; OYAMA, M. D. Radiosounding-derived convective parameters for the Alcântara Launch Center. **Journal of Aerospace Technology and Management**, v. 1, p. 211–216, 2009.

OLIVEIRA, F. P.; OYAMA, M. D. Frequência de Linhas de Instabilidade e convecção costeira sobre a costa norte do Brasil. In: Simpósio Internacional de Climatologia, 4., 2011, João Pessoa. **Anais...** Rio de Janeiro: SBMet, 2011a. Mudanças Climáticas e seus Impactos em Áreas Urbanas.

OLIVEIRA, F. P.; OYAMA, M. D. Método Objetivo de Identificação de Linhas de Instabilidade na Costa Norte do Brasil. In: Simpósio Internacional de Climatologia, 4., 2011, João Pessoa. **Anais...** Rio de Janeiro: SBMet, 2011a. Mudanças Climáticas e seus Impactos em Áreas Urbanas.

ORLANSKI, I. A rational subdivision of scales for atmospheric processes. **Bull. Amer. Meteor. Soc.**, v. 56, n. 5, p. 527-530, 1975.

OYAMA, M. D. **Sistema de previsão de tempo para o Centro de Lançamento de Alcântara utilizando o Modelo Regional MM5**: Versão 1.0. São José dos Campos: Divisão de Ciências atmosféricas, Instituto de Aeronáutica e Espaço, 2007. 11p. Publicação interna, PI-008.

PADILHA, C. K. **Estagnação de massa de ar quente e seco sobre a região central do Brasil**. 2008. 143 p. (INPE-14492-TDI/1173). Dissertação (Mestrado em Meteorologia) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2005. Disponível em: <<http://urlib.net/sid.inpe.br/MTC-m13@80/2005/08.18.14.09>>. Acesso em: 17 jan. 2012.

PEREIRA, E.I.; MIRANDA, I.; FISCH, G.F.; MACHADO, L.A.T.; ALVES, M.A.S. **Atlas climatológico do Centro de Lançamento de Alcântara**. São José dos Campos: Centro Técnico Aeroespacial, 2002. Relatório de desenvolvimento, ACA/RT-01/01, GDO-000000/B0047.

PEREIRA NETO, A. V. **Avaliação e ajustes da parametrização de Kain-Fritsch sobre a região do Centro de Lançamento de Alcântara**. 2009. 117 p. (INPE-16650-TDI/1613). Dissertação (Mestrado em Meteorologia) - Instituto Nacional de Pesquisas

Espaciais, São José dos Campos. 2010. Disponível em: <<http://urlib.net/sid.inpe.br/mtc-m18@80/2009/11.18.13.31>>. Acesso em: 18 fev. 2011.

SANTOS NETO, L. A. **Análise observacional das linhas de instabilidade formadas na costa norte-nordeste da América do Sul**. Trabalho de Conclusão de Curso do Curso de Graduação em Meteorologia da Universidade Federal do Pará, 2004. 41 p.

SILVA DIAS, M. A. F.; FERREIRA, R. N. Application of a linear spectral model to study of Amazonian squall lines during GTE/ABLE 2B. **J. Geophys. Res.**, v. 97, p. 20405-20419, 1992.

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

VILA, D. B.; MACHADO, L. B. T.; LAURENT, H.; VELASCO, I. Forecast and tracking the evolution of cloud clusters (ForTracCC) using satellite infrared imagery: methodology and validation. **Weather and Forecasting**, v. 23, p. 233-245, 2008.

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

ZHANG, Y; KLEIN, S. Mechanisms affecting the transition from shallow to deep convection over land: Inferences from observations of the diurnal cycle collected at the ARM southern great plains site. **J. Atmos. Sci.**, v. 67, p. 2943-2959, 2010.

APÊNDICE A – DATAS DAS IDENTIFICAÇÕES DE LINHAS DE INSTABILIDADE

Aqui, são apresentadas as datas de identificações de Linhas de Instabilidade (LIs) formadas na costa norte do Brasil. A Tabela 0.1 apresenta as datas das identificações subjetivas feitas neste trabalho e apresentadas no boletim Climanálise. A Tabela 0.2 apresenta a data de ocorrência de LIs e convecção costeira (CC), não-LI. A Tabela 0.3 mostra as datas das identificações de LIs pelos métodos subjetivo e objetivo.

Tabela 0.1 – Datas das identificações das LIs para o mês de julho. 0 – Sem a presença de LI; 1 – LI identificada somente por Oliveira; 2 – LI identificada somente pelo boletim Climanálise; 3 – LI identificada tanto por Oliveira como pelo boletim Climanálise.

	1999	2000	2001	2002	2003	2004	2005	2006	2007	2008	2009
1	0	1	0	0	1	0	0	3	2	2	3
2	2	1	0	0	0	0	1	3	3	2	3
3	0	0	3	0	2	2	0	2	3	3	0
4	0	2	2	0	0	1	0	2	2	0	2
5	2	1	2	0	1	0	3	3	2	2	2
6	1	0	0	0	3	0	2	0	0	3	0
7	3	0	0	0	2	3	3	0	2	3	2
8	1	0	1	0	3	0	3	0	0	3	0
9	0	0	0	0	3	3	3	2	3	3	0
10	0	1	1	0	0	0	0	0	0	0	0
11	0	0	0	0	3	2	0	3	2	0	0
12	2	3	2	0	0	3	0	2	0	2	3
13	0	0	0	0	0	0	3	3	2	2	3
14	0	0	3	0	2	0	3	3	3	2	0
15	1	0	1	0	0	3	0	3	3	0	0
16	0	1	3	0	0	0	0	0	2	3	0
17	3	3	3	0	0	0	0	1	0	0	1
18	3	1	0	2	2	3	0	2	3	0	2
19	0	0	0	0	2	0	0	1	0	2	2
20	0	0	0	0	2	0	2	1	2	2	0
21	3	0	3	0	0	1	0	2	0	0	0
22	2	0	0	3	0	0	0	1	0	3	0
23	3	3	2	0	0	3	0	2	2	3	0
24	0	0	0	0	0	1	0	3	0	3	0
25	3	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
26	3	3	1	1	1	2	0	3	0	1	0
27	1	3	0	2	3	1	0	1	0	3	0
28	0	0	0	0	1	0	3	3	0	3	0
29	1	1	0	2	1	0	0	3	0	2	0
30	0	1	3	0	0	3	0	0	0	0	0
31	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0

Tabela 0.2 – Datas de ocorrência de LIs e CCs. Os números referem-se a classificação de acordo com o local de formação (Cf. seção 2). 0 – não ocorrência; 1 – ocorrência sobre o estado do Amapá; 2 – ocorrência sobre os estados do Pará ao Ceará; 3 – ocorrência da Guiana Francesa ao Ceará.

	1999		2000		2001		2002		2003		2004		2005		2006		2007		2008		2009	
	LI	CC	LI	CC	LI	CC	LI	CC	LI	CC	LI	CC	LI	CC	LI	CC	LI	CC	LI	CC	LI	CC
1	0	0	3	0	0	1	0	2	2	1	0	3	0	3	3	0	0	2	0	1	1	2
2	0	3	0	3	0	2	0	0	0	3	0	3	2	1	1	0	2	0	0	3	1	2
3	0	1	0	0	2	1	0	3	0	3	0	3	0	3	0	3	3	0	1	0	0	2
4	0	3	0	2	0	2	0	0	0	2	2	0	0	3	0	1	0	3	0	3	0	3
5	0	3	3	0	0	0	0	0	3	0	0	1	1	2	3	0	0	3	0	3	0	3
6	2	1	0	3	0	2	0	0	1	0	0	2	0	1	0	1	0	3	3	0	0	3
7	2	1	0	3	0	3	0	3	0	3	3	0	3	0	0	2	0	1	3	0	0	3
8	2	1	0	3	1	2	0	3	3	0	0	3	3	0	0	0	0	1	1	2	0	0
9	0	3	0	3	0	2	0	3	3	0	3	0	3	0	0	1	3	0	1	0	0	2
10	0	3	3	0	2	1	0	0	0	0	0	0	0	3	0	3	0	1	0	2	0	1
11	0	1	0	3	0	3	0	2	1	0	0	3	0	3	3	0	0	2	0	1	0	2
12	0	0	3	0	0	1	0	2	0	1	2	1	0	3	0	3	0	3	0	1	1	2
13	0	0	0	2	0	2	0	3	0	2	0	0	3	0	1	2	0	3	0	1	1	2
14	0	3	0	3	2	1	0	0	0	3	0	2	1	0	1	0	2	1	0	3	0	3
15	1	0	0	2	3	0	0	0	0	1	3	0	0	1	1	0	2	1	0	1	0	1
16	0	3	2	1	3	0	0	0	0	1	0	2	0	3	0	3	0	3	3	0	0	3
17	3	0	3	0	1	2	0	0	0	1	0	3	0	3	3	0	0	1	0	3	2	1
18	2	1	3	0	0	2	0	2	0	0	2	0	0	1	0	3	3	0	0	3	0	3
19	0	3	0	3	0	0	0	2	0	0	0	3	0	0	1	2	0	1	0	3	0	3
20	0	3	0	3	0	3	0	3	0	2	0	3	0	0	3	0	0	3	0	3	0	0
21	1	2	0	2	3	0	0	3	0	3	3	0	0	0	0	3	0	2	0	3	0	1
22	0	3	0	2	0	2	3	0	0	1	0	3	0	3	2	0	0	0	3	0	0	2
23	1	0	2	0	0	3	0	0	0	3	3	0	0	1	0	1	0	0	1	2	0	3
24	0	3	0	3	0	2	0	2	0	1	1	0	0	0	1	2	0	2	1	0	0	0
25	3	0	0	2	0	3	0	2	0	3	0	1	0	3	0	3	0	0	0	3	0	0
26	3	0	2	0	3	0	2	1	2	0	0	3	0	3	3	0	0	3	1	2	0	0
27	0	0	2	0	0	3	0	2	3	0	2	1	0	1	3	0	0	3	3	0	0	0
28	0	2	0	3	0	0	0	2	1	0	0	1	1	2	3	0	0	2	2	1	0	0
29	1	2	3	0	0	3	0	0	1	2	0	3	0	0	3	0	0	2	0	3	0	2
30	0	1	3	0	1	2	0	2	0	0	1	2	0	0	0	3	0	3	0	1	0	1
31	0	0	0	1	0	3	0	0	0	0	0	0	0	2	0	0	0	1	0	0	0	1

Tabela 0.3 – Datas das identificações de LI. 0 – sem a formação de LI, identificada pelos métodos subjetivo e objetivo. 1 – LI identificada pelos métodos subjetivo e objetivo; 2 – LI identificada somente pelo método objetivo; 3 – LI identificada somente pelo método subjetivo.

	2004	2005	2006	2007	2008	2009
1	0	0	1	0	0	2
2	0	1	2	1	2	0
3	0	0	0	1	0	0
4	1	2	0	2	0	0
5	0	0	3	0	0	0
6	0	0	0	0	1	0
7	1	1	0	0	1	0
8	0	1	0	0	0	0
9	1	1	0	1	0	0
10	0	0	0	0	0	0
11	0	0	1	0	0	0
12	1	0	0	0	0	0
13	0	1	0	0	0	0
14	2	0	0	1	0	0
15	1	0	0	1	0	0
16	0	0	0	2	1	0
17	2	0	1	0	2	1
18	1	0	0	3	0	2
19	2	0	2	0	0	0
20	0	0	1	0	0	0
21	1	0	0	0	0	0
22	0	0	1	0	3	0
23	1	0	0	0	0	0
24	0	0	0	0	0	0
25	0	0	2	0	2	0
26	0	0	1	0	2	0
27	1	0	1	0	1	0
28	0	0	1	0	1	0
29	0	0	1	0	0	0
30	0	0	0	0	0	0
31	0	0	0	0	0	0

PUBLICAÇÕES TÉCNICO-CIENTÍFICAS EDITADAS PELO INPE

Teses e Dissertações (TDI)

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

Manuais Técnicos (MAN)

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

Notas Técnico-Científicas (NTC)

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

Relatórios de Pesquisa (RPQ)

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

Propostas e Relatórios de Projetos (PRP)

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

Publicações Didáticas (PUD)

Incluem apostilas, notas de aula e manuais didáticos.

Publicações Seriadas

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

Programas de Computador (PDC)

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

Pré-publicações (PRE)

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