



MINISTÉRIO DA CIÊNCIA, TECNOLOGIA, INOVAÇÕES E COMUNICAÇÕES
INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS

sid.inpe.br/mtc-m21c/2018/07.04.14.13-TDI

O POTENCIAL DE PWV-GPS EM PREDIZER TEMPESTADES: ESTUDO DE CASO DE LINHAS DE INSTABILIDADE

Thamiris Luisa de Oliveira Brandão Campos

Tese de Doutorado do Curso de Pós-Graduação em Meteorologia, orientada pelo Dr. Luiz Fernando Sapucci, aprovada em 03 de agosto de 2018.

URL do documento original:

<<http://urlib.net/8JMKD3MGP3W34R/3RDBFNH>>

INPE
São José dos Campos
2018

PUBLICADO POR:

Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais - INPE
Gabinete do Diretor (GBDIR)
Serviço de Informação e Documentação (SESID)
CEP 12.227-010
São José dos Campos - SP - Brasil
Tel.:(012) 3208-6923/7348
E-mail: pubtc@inpe.br

**COMISSÃO DO CONSELHO DE EDITORAÇÃO E PRESERVAÇÃO
DA PRODUÇÃO INTELECTUAL DO INPE (DE/DIR-544):****Presidente:**

Dr. Marley Cavalcante de Lima Moscati - Centro de Previsão de Tempo e Estudos
Climáticos (CGCPT)

Membros:

Dra. Carina Barros Mello - Coordenação de Laboratórios Associados (COCTE)

Dr. Alisson Dal Lago - Coordenação-Geral de Ciências Espaciais e Atmosféricas
(CGCEA)

Dr. Evandro Albiach Branco - Centro de Ciência do Sistema Terrestre (COCST)

Dr. Evandro Marconi Rocco - Coordenação-Geral de Engenharia e Tecnologia
Espacial (CGETE)

Dr. Hermann Johann Heinrich Kux - Coordenação-Geral de Observação da Terra
(CGOBT)

Dra. Ieda Del Arco Sanches - Conselho de Pós-Graduação - (CPG)

Silvia Castro Marcelino - Serviço de Informação e Documentação (SESID)

BIBLIOTECA DIGITAL:

Dr. Gerald Jean Francis Banon

Clayton Martins Pereira - Serviço de Informação e Documentação (SESID)

REVISÃO E NORMALIZAÇÃO DOCUMENTÁRIA:

Simone Angélica Del Ducca Barbedo - Serviço de Informação e Documentação
(SESID)

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

EDITORAÇÃO ELETRÔNICA:

Marcelo de Castro Pazos - Serviço de Informação e Documentação (SESID)

Murilo Luiz Silva Gino - Serviço de Informação e Documentação (SESID)



MINISTÉRIO DA CIÊNCIA, TECNOLOGIA, INOVAÇÕES E COMUNICAÇÕES
INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS

sid.inpe.br/mtc-m21c/2018/07.04.14.13-TDI

O POTENCIAL DE PWV-GPS EM PREDIZER TEMPESTADES: ESTUDO DE CASO DE LINHAS DE INSTABILIDADE

Thamiris Luisa de Oliveira Brandão Campos

Tese de Doutorado do Curso de Pós-Graduação em Meteorologia, orientada pelo Dr. Luiz Fernando Sapucci, aprovada em 03 de agosto de 2018.

URL do documento original:

<<http://urlib.net/8JMKD3MGP3W34R/3RDBFNH>>

INPE
São José dos Campos
2018

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação (CIP)

Campos, Thamiris Luisa de Oliveira Brandão.

C157p O potencial de PWV-GPS em prever tempestades: estudo de caso de linhas de instabilidade / Thamiris Luisa de Oliveira Brandão Campos. – São José dos Campos : INPE, 2018.
xxii + 127 p. ; (sid.inpe.br/mtc-m21c/2018/07.04.14.13-TDI)

Tese (Doutorado em Meteorologia) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2018.

Orientador : Dr. Luiz Fernando Sapucci.

1. PWV-GPS. 2. Água precipitável. 3. GSI/WRF.
4. Assimilação de dados. 5. Linha de instabilidade. I.Título.

CDU 551.577:551.509.313



Esta obra foi licenciada sob uma Licença Creative Commons Atribuição-NãoComercial 3.0 Não Adaptada.

This work is licensed under a Creative Commons Attribution-NonCommercial 3.0 Unported License.

Aluno (a): **Thamiris Luisa de Oliveira Brandão Campos**

Título: " O POTENCIAL DO PWV-GPS EM PREDIZER TEMPESTADES: ESTUDO DE CASO DE LINHAS DE INSTABILIDADE"

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

Dr. José Antonio Aravéquia



Presidente / INPE / Cachoeira Paulista - SP

Participação por Vídeo - Conferência

Aprovado **Reprovado**

Dr. Luiz Fernando Sapucci



Orientador(a) / INPE / Cachoeira Paulista - SP

Participação por Vídeo - Conferência

Aprovado **Reprovado**

Dr. Carlos Frederico de Angelis

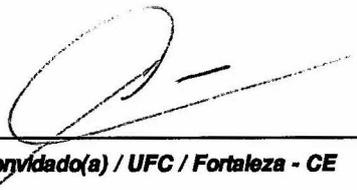


Membro da Banca / CEMADEN / São José dos Campos - SP

Participação por Vídeo - Conferência

Aprovado **Reprovado**

Dr. Adilson Wagner Gandu



Convidado(a) / UFC / Fortaleza - CE

Participação por Vídeo - Conferência

Aprovado **Reprovado**

Este trabalho foi aprovado por:

maioria simples

unanimidade

*“Conheça todas as teorias, domine todas as técnicas, mas ao tocar
uma alma humana seja apenas outra alma humana”.*

CARL JUNG

*A minha mãe **Eurídice** e irmã **Thalita** pelo apoio incondicional.*

*Ao meu querido amigo **Serginho**, que foi embora desta vida nos últimos dias deste processo, uma das principais motivações por ter entrado no doutorado.*

AGRADECIMENTOS

Agradeço a minha mãe Eurídice e irmã Thalita por todo o incentivo e apoio psicológico. Ao Rafael pelo amor, compreensão e incentivos diários.

Agradeço ao meu orientador por ter proposto o tema da pesquisa, o qual eu muito me identifiquei. Foi um tema interessante, desafiante e inspirador. Agradeço a amizade construída, os momentos descontraídos, o incentivo nos momentos difíceis, a cobrança quando necessária e o ensinamento de ética profissional. Todo o trabalho desenvolvido durante o doutorado foi muito construtivo e propício para meu amadurecimento profissional e pessoal.

Agradeço meus colegas do INPE por estarem sempre disponíveis em colaborar, em especial ao Lucas Amarantes, Vivian Machado, Cristiano, Bruno Zanetti, Alice, Bruna Barbosa e Fábio Diniz. Agradeço aos demais colegas pelas horas de descontração e pelas caronas sempre bem vindas. Agradeço aos meus amigos Sérgio, Paula e Rayonil pela amizade e apoio de todo o dia.

Agradeço o grupo do GPT por tornarem nossas manhãs mais felizes com as informações das condições do tempo, aos porteiros pelos "bom dia", as secretárias sempre dispostas a ajudar, a equipe de TI e aos professores da PGMET por compartilhar conhecimento e incentivar o melhor desempenho dos alunos.

Agradeço a FAPESP pelo suporte financeiro na coleta de dados realizada na campanha CHUVA-BELEM dentro do projeto CHUVA (Processo número: 2009/15235-8) e especialmente ao Dr. David Adams, pelo seu empenho pessoal tanto na idealização como na instalação da rede densa de receptores GPS nessa campanha, a qual tornou possível a realização do presente estudo.

Agradeço ao INPE pela concessão da bolsa de Doutorado institucional, via Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES), no período de março de 2014 a abril de 2016.

Agradeço ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq) pela bolsa de Doutorado (processo de número 141330/2016-3) no período de maio de 2017 a março de 2018.

RESUMO

O GPS (*Global Positioning System*) consiste em uma constelação de satélites que transmitem sinais de rádio frequência para um grande número de usuários para as mais variadas aplicações, desde definição de rotas, até aplicações militares. Para as ciências atmosféricas, uma aplicação GPS que se destaca é a quantificação do vapor d'água precipitável-PWV (acrônimo em inglês de *Precipitable Water Vapor*). Os valores de vapor d'água precipitável obtidos por GPS (PWV-GPS) além de apresentar qualidade semelhante aos obtidos por radiossondas (medidas in loco), podem ser obtidos com alta resolução temporal. Explorando essa característica alguns estudos têm capturado padrões de aumento do PWV-GPS antes de precipitações intensas, o que tem contribuído para melhor prever tempestades. A relação entre as tempestades e o comportamento do PWV-GPS é altamente complexa e não linear, na qual diversos aspectos devem ser considerados. As linhas de instabilidade são fenômenos de mesoescala, caracterizados por aglomerados de nuvens convectivas em forma de linha com grande extensão horizontal, as quais são responsáveis por grandes acumulados de chuva. Visando compreender melhor as linhas de instabilidade que se formam na costa norte do Brasil e a variabilidade espacial e temporal da umidade atmosférica, bem como a precipitação à elas associadas, o Projeto CHUVA instalou, junto aos seus equipamentos já utilizados em outras campanhas, uma rede densa de 15 receptores GPS de base terrestre na cidade de Belém-PA durante o mês de junho de 2011. Esse conjunto abundante de dados PWV-GPS e informações da precipitação usando radar e outros equipamentos, criou um laboratório quase ideal para investigar o potencial das observações GPS e sua relação com a ocorrência das tempestades. Assim, o presente estudo investiga a tese de que as estimativas PWV-GPS apresentam potencial para contribuir no aprimoramento das previsões de curtíssimo prazo de precipitação intensa associadas às linhas de instabilidade. Para isso duas frentes de pesquisa foram exploradas. Uma primeira visando desenvolver uma metodologia baseada apenas nos dados PWV-GPS capaz de prever as precipitações que ocorreram durante a atuação das linhas de instabilidade. E uma segunda através da assimilação do PWV-GPS em um modelo de alta resolução, avaliar o impacto nas precipitações, quanto o posicionamento, abrangência e a intensidade das tempestades. Os resultados mostram uma elevação significativa seguida de uma queda de PWV-GPS, que ocorrem em torno de 30 minutos antes do pico de precipitações intensas, o que permitiu definir alguns critérios que permitem prever com margem de acerto de 75% a ocorrência da tempestade associado a passagem das linhas de instabilidade. Quanto à assimilação do PWV-GPS, os resultados mostraram que utilizando uma configuração adequada do sistema de assimilação/previsão o impacto é positivo na melhoria do posicionamento dos eventos de precipitação, embora se observe uma superestimativa na intensidade e abrangência. Os resultados encontrados nesta pesquisa evidenciam o potencial das observações GPS em aplicações *nowcasting* de eventos extremos.

Palavras-chave: PWV-GPS. Água precipitável. GSI/WRF. Assimilação de dados. Linha de Instabilidade.

THE PWV-GPS POTENTIAL IN FORECASTING THUNDERSTORM EVENTS: CASE STUDY OF THE SQUALL LINE

ABSTRACT

Global Positioning System (GPS) consists of a constellation of satellites that transmit radio frequency signals to a large number of users with the most varied applications. To atmospheric sciences, a GPS application that stands out is the quantification of precipitable water vapor-PWV (Precipitable Water Vapor). The values of precipitated water vapor obtained by GPS (PWV-GPS) in addition to presenting similar quality to those obtained by radiosondes (measured in loco), can be obtained with high temporal resolution. Exploring this feature, some studies have been able to capture PWV-GPS growth patterns before intense precipitation, which has contributed to better predict storms. The relationship between the storms and the behavior of the PWV-GPS is highly complex and non-linear, in which several aspects must be considered. The squall lines are mesoscale phenomena, characterized by clusters of convective clouds in the form of a line with great horizontal extension, which are responsible for large accumulations of rainfall. Aiming to better understand about the squall lines that form on the north coast of Brazil and the spatial and temporal variability of atmospheric humidity, as well as the precipitation associated with them, the CHUVA Project installed, along with its equipment already used in other campaigns, a network dense study of 15 ground based GPS in the city of Belém-PA during the month of June 2011. This abundant set of PWV-GPS data and precipitation information using radar and other equipment has created an almost ideal laboratory to investigate the potential of observations and their relation with the occurrence of storms. Thus, the present study investigates the thesis that the PWV-GPS estimates have the potential to contribute to the improvement of the very short-term forecasts of intense precipitation associated with squall lines. Two fronts of research were explored. A first aim was to develop a methodology based only on PWV-GPS data capable of predicting the precipitations that occurred during the performance of the instability lines. And a second through the assimilation of the PWV-GPS in a high-resolution model, assess the impact on precipitation forecast, as well as the positioning, range and intensity of the storms. The results show a significant increase followed by a decrease of PWV-GPS, occurring around 30 minutes before the peak of intense precipitation, which allowed to define some criteria that allow predicting with a margin of success of 75 % the occurrence of storms associated with the passage of instability lines. Regarding the assimilation of the PWV-GPS, the results showed that using a suitable configuration of the assimilation/prediction system, the impact is positive in improving the positioning of precipitation events, although an overestimation of intensity and comprehensiveness is observed. The results found in this research evidence the potential of GPS observations in nowcasting applications of extreme precipitation events.

Keywords: PWV-GPS. Precipitable Water. GSI/WRF. Data Assimilation. Squall Line.

LISTA DE FIGURAS

	<u>Pág.</u>
3.1 Localização das estações GPS de base terrestre instaladas durante a campanha CHUVA-BELÉM do Projeto CHUVA.	22
3.2 Imagens de satélite às 16, 18, 21 UTC do dia 7 e às 00 UTC do dia 8 . . .	24
3.3 Imagens de satélite às 16, 18, 21 UTC do dia 24 e às 00 UTC do dia 25 . . .	25
3.4 Imagens de satélite às 16, 18, 21 UTC do dia 13 e às 00 UTC do dia 14 . . .	25
3.5 Imagens de satélite às 16, 18, 21 UTC do dia 14 e às 00 UTC do dia 15 . . .	26
3.6 Imagens de satélite às 16, 18, 21 UTC do dia 9 e às 00 UTC do dia 10 . . .	26
3.7 Imagens de satélite às 16, 18, 21 UTC do dia 20 e às 00 UTC do dia 21 . . .	27
3.8 Local de lançamento de radiossondas	28
3.9 Componente meridional e zonal do vento nos dias dos eventos	29
3.10 Área de alcance do radar banda X e estações GPS de base terrestre	31
3.11 Comportamento da série temporal de pressão e temperatura durante a passagem da linha no dia 7	34
3.12 Comportamento da série temporal de pressão e temperatura durante a passagem da linha no dia 13	35
3.13 Comportamento da série temporal de pressão e temperatura durante a passagem da linha no dia 20	36
3.14 Comportamento diário, médio e desvio padrão do PWV-GPS nos dias que ocorreram linhas de instabilidade do tipo 1 e costeira, microlinhas e dias que não ocorreram linhas.	38
3.15 Comportamento médio de Pressão, Temperatura e PWV das 5 estações mais atingidas pelas linhas de instabilidade	40
3.16 Composto médio de Vapor d'água das 5 estações mais influenciadas pelas linhas de instabilidade nos dias 7, 13, 14 e 24	42
3.17 Comportamento PWV, até atingir o valor máximo, durante atuação das linhas de instabilidades	44
3.18 Jump-PWV e CAPPI (critério ativo) no dia 7	47
3.19 Jump-PWV e CAPPI (critério ativo) no dia 7	48
3.20 Jump-PWV e CAPPI (critério inativo) no dia 13	49
3.21 Jump-PWV e CAPPI (critério inativo) no dia 24	49
3.22 Composto de Jump de PWV nos Horários de Máxima PRP (LI)	51

4.1	Campos médios das condições iniciais do vento zonal em 200 hPa (U200 hPa), altura do geopotencial em 500 hPa (Z500 hPa), pressão ao nível médio do mar (PNMM) e água precipitável (AP) para os experimentos que utilizaram UR-pseudo, UR-normalizada e a diferença entre UR-pseudo e UR-normalizada em Agosto.	58
4.2	Condição inicial dos campos de divergência em 200 hPa, movimento vertical em 500 hPa e fluxo de divergência de umidade em 925 hPa durante os experimentos que utilizaram PUR e URN em agosto.	61
4.3	Diferença do erro quadrático médio (RMS) entre os experimento PUR e URN para 24, 72 e 120 horas de previsão para os campos de vento zonal em 250 hPa (U250 hPa), altura do geopotencial em 500 hPa (Z500 hPa), pressão ao nível médio do mar (PNMM) e água precipitável (AP).	63
4.4	Série temporal do coeficiente de correlação de anomalia e de valores de RMS da previsão de 48 horas da altura geopotencial em 500 hPa em função de integração no tempo para os experimentos URN e PUR. As correlações apresentaram significância estatística de 99.95%.	64
4.5	Resumo dos valores da correlação de anomalia, RMS e viés entre os experimentos PUR e URN para o domínio local em todas as variáveis disponíveis neste estudo. O triângulo preenchido em preto indica que o experimento que utilizou a PUR foi melhor que o experimento que utilizou a URN e o triângulo branco invertido representa o contrário. Os tamanhos dos triângulos indicam os valores das métricas, pequenos são referentes a valores menos significativos e os maiores representam o contrário. O quadrado em cinza mostra que os valores não são significativos entre as condições iniciais e as previsões.	66
4.6	Diferenças na correlação de anomalia em função do tempo de integração do modelo do vento zonal em 250 hPa, altura do geopotencial em 500 hPa, pressão ao nível médio do mar e água precipitável para os domínios Global, Hemisfério Sul, Hemisfério Norte, Equador e América do Sul.	67
4.7	América do Sul (domínio externo) e costa norte do Brasil (domínio interno)	71
4.8	Fluxograma do esquema de assimilação do ciclo de 3 horas	73
4.9	Localização das estações GPS de base terrestre na malha de 3km	73
4.10	Fluxograma do esquema de assimilação de observações convencionais e radiâncias	74
4.11	Temperatura do topo da nuvem para 8h de previsão (análise do dia 07 às 12 UTC e previsão do dia 07 às 20 UTC) nos experimentos 1 e 2, com GPS e sem GPS. Imagem de satélite do GOES 13 às 20 UTC	77

4.12	Distribuição espacial dos dados PWV-GPS utilizados na assimilação usando o GSI para avaliar os valores de erro padrão.	78
4.13	Valores do RMS, viés e desvio padrão das análise contra os valores observados na estações GPS da RBMC para o período de 1 a 30 de junho de 2012.	80
4.14	Diferença entre observação (O) e background (B) no campo de água precipitável no ciclo de 6 horas (CONFIG.3) e 3 horas (CONFIG.4).	83
4.15	Localização espacial da estação BSPC utilizada para o experimento single-obs	84
4.16	Comportamento de PWV no dia 4 de junho, comportamento médio e desvio padrão diário do mês de junho de 2011	85
4.17	Corte horizontal vertical do incremento da análise do dia 4 de junho	86
4.18	Campos de incremento do PWV-GPS nas análise. Calculado pela diferença da análise com PWV-GPS e da análise sem PWV-GPS no dia 7 às 19 UTC, no dia 9 às 18 UTC e no dia 14 às 06 UTC.	87
4.19	Campos de incremento da análise (IA) da água precipitável do dia 7 de junho de 2011.	88
4.20	Campos de incremento da análise (IA) da temperatura no topo da nuvem.	89
4.21	Caso de evolução temporal da temperatura no topo da nuvem durante a linha de instabilidade do dia 7 de junho de 2011.	91
4.22	Caso de evolução temporal da temperatura no topo da nuvem durante a micro linha fluvial do dia 9 de junho de 2011.	92
4.23	Caso de evolução temporal da temperatura no topo da nuvem durante a linha de instabilidade do dia 14 de junho de 2011.	93
4.24	Caso de evolução temporal da temperatura no topo da nuvem durante a linha de instabilidade do dia 24 de junho de 2011.	94
4.25	Caso de evolução temporal da linha de instabilidade no dia 7 de junho de 2011.	96
4.26	Caso de evolução da linha de instabilidade no dia 9 de junho de 2011.	97
4.27	Precipitação ocorrida no dia 7 às 19, 20 e 21 UTC; destacando a estação BSMG.	98
4.28	Corte vertical na latitude da estação BSMG nos campos de água de chuva, água de nuvem e vapor d'água no dia 7 às 19, 20 e 21 UTC	99
4.29	Comportamento do vento em 700 hPa e precipitação durante atividade mais intensa da linha de instabilidade no dia 7 de junho.	101
4.30	Comportamento do vento em 7000 hPa e precipitação durante atividade mais intensa da linha de instabilidade no dia 9 de junho.	102

4.31	Corte vertical na latitude 1.4 S no campo resultante da soma das razões de mistura de neve, graupel, água de nuvem e de chuva em gkg para os experimento CNT e GPS às 21 UTC do dia 7. Análise de 18 UTC foi utilizada.	102
4.32	Corte vertical na latitude 1.4 S no campo resultante da soma das razões de mistura de neve, granizo, água de nuvem e de chuva em gkg para os experimento CNT e GPS às 20 UTC do dia 9. Análise de 18 UTC foi utilizada.	103
4.33	Refletividade do modelo, do radar banda X e da diferença entre modelo e radar no dia 7 de junho às 20 UTC	104
4.34	Refletividade do modelo, do radar banda X e da diferença entre modelo e radar no dia 7 de junho às 21 UTC	104
4.35	Refletividade do modelo, do radar banda X e da diferença entre modelo e radar no dia 7 de junho às 22 UTC	105
A.1	Comportamento da série temporal de pressão e temperatura durante a passagem da linha no dia 9	125
A.2	Comportamento da série temporal de pressão e temperatura durante a passagem da linha no dia 14	126
A.3	Comportamento da série temporal de pressão e temperatura durante a passagem da linha no dia 24	127

LISTA DE TABELAS

	<u>Pág.</u>
3.1 Posicionamento das estações GPS de base terrestre	22
3.2 Análise dos valores de índices de instabilidade K e TT para as 12 UTC dos respectivos dias.	30
3.3 Descrição das cinco estações mais atingidas pela passagem das linhas de instabilidade do Tipo 1 (LIP1), Costeira (LIC) e Micro Linha Fluvial (MLF).	32
3.4 Descrição das cinco estações mais atingidas pela passagem das linhas de instabilidade.	46
3.5 Tabela de contingência.	50
4.1 Parametrizações selecionadas nas configurações 1 e 2.	75
4.2 Quantidade de observações PW que entraram no ciclo de 6 horas (OmF) no dia 8 às 00 UTC. CONFIG com erro de PWV-GPS igual a 5% e igual a 2%.	81
4.3 Tabela resumo da configuração do sistema de assimilação e modelo WRF para assimilar PWV-GPS	84

SUMÁRIO

	<u>Pág.</u>
1 INTRODUÇÃO	1
1.1 Objetivos	5
1.1.1 Conteúdo do documento	6
2 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	7
2.1 Estimativa de PWV a partir de GPS de base terrestre	7
2.2 Aplicação de PWV-GPS para <i>nowcasting</i> na região tropical	10
2.3 Assimilação de PWV-GPS	12
2.4 Comportamento do vapor d'água e linha de instabilidade na Amazônia	16
3 COMPORTAMENTO DO PWV-GPS DURANTE EVENTOS DE LINHAS DE INSTABILIDADE	21
3.1 Caracterizando as linhas de instabilidade	23
3.2 Relação PWV-GPS e passagem das linhas de instabilidade	39
3.3 Relação PWV-GPS e precipitação durante as linhas de instabilidade	43
3.4 Considerações importantes sobre PWV-GPS e eventos de LI	50
4 IMPACTO DO PWV-GPS NAS PREVISÕES DE TEMPESTADES ASSOCIADAS AS LINHAS DE INSTABILIDADE	53
4.1 A escolha da variável controle de umidade atmosférica no sistema de assimilação de dados	54
4.1.1 Sensibilidade das condições iniciais nos campos do estado básico e da umidade atmosférica	57
4.1.2 Sensibilidade das previsões nos campos do estado básico e da umidade atmosférica	62
4.1.3 Considerações importantes sobre a escolha da variável de controle da umidade na assimilação	68
4.2 Configuração do sistema de assimilação para inserção de PWV-GPS	69
4.2.1 Estrutura do Sistema de modelagem/assimilação utilizado nessa pesquisa	69
4.2.2 Experimentos realizados para a definição da configuração mais adequada para a assimilação de PWV-GPS	74
4.2.2.1 Avaliação da configuração física do modelo	75
4.2.2.2 Definição do erro padrão do PWV-GPS	77

4.2.2.3	Definição do passo de análise	81
4.3	Impacto da assimilação do PWV-GPS nas previsões de precipitação . . .	82
4.3.1	Impacto da assimilação de PWV-GPS na previsibilidade de linhas de instabilidade do norte do Brasil	89
4.3.2	Avaliação objetiva do impacto da assimilação de PWV-GPS	103
4.4	Considerações importantes sobre a assimilação do PWV-GPS	105
5	CONCLUSÕES E PERSPECTIVAS FUTURAS	107
	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	111
	APÊNDICE A - ARTIGO PRODUZIDO DURANTE O DOUTO- RADO	123
	ANEXO A - FIGURAS DO COMPORTAMENTO DE PRESSÃO E TEMPERATURA NOS DIAS 9, 14 E 24.	125

1 INTRODUÇÃO

Ao contrário das demais variáveis atmosféricas, a umidade apresenta altíssima variação temporal e espacial. A variação temporal pode ser notada na alta e baixa frequência, pois depende diretamente do aquecimento da superfície terrestre e indiretamente pode ser modulada via teleconexão por alguns padrões de variabilidade de baixa frequência. A variação espacial ocorre devido a diferentes tipos de superfícies, topografia e processos advectivos. Com relação a topografia, observa-se a barlavento da montanha maior quantidade de vapor d'água do que a sota-vento e sobre regiões de superfícies planas e litorâneas maior armazenamento de vapor d'água do que em regiões mais altas e do interior do continente (SATO; KIMURA, 2003; NÓBREGA et al., 2005). Quantificar com acurácia o campo de umidade atmosférica com todas essas características é um grande desafio.

Atualmente existem alguns sistemas de observações que apresentam vantagens e desvantagens em quantificar o campo de umidade atmosférica. As observações convencionais, obtidas por estações meteorológicas tem a vantagem de obter registros de longo-termo e desvantagem de serem locais e possuir cobertura espacial não uniforme. As radiossondas têm a vantagem de terem boa resolução vertical na baixa troposfera e deficiência por serem onerosas e com restrição de lançamentos, tendo coberturas espacial e temporal limitadas. Os sensores infravermelho e micro-ondas de satélites têm a vantagem de fornecer dados do perfil vertical da coluna de vapor d'água sobre grandes áreas, porém o primeiro tem a desvantagem de ser limitado à regiões de céu claro e o segundo à regiões livres de gelo e oceano. Como pode ser observado, os sistemas de observações disponíveis para estimar o vapor d'água possuem deficiências que os incapacitam de forma isolada a estimativa da umidade em um nível de acurácia suficiente para que aja uma boa representação do campo. Neste contexto, é aceitável afirmar que com uso combinado de todas as fontes disponíveis de dados, menor serão as deficiências na caracterização da umidade atmosférica.

Em 1992, os pesquisadores Bevis et al. (1992) e Rocken et al. (1993) descobriram que poderiam quantificar o vapor d'água na atmosfera por meio do Sistema de Posição Global (GPS, em inglês *Global Position System*). Desde então, diversos estudos têm sido desenvolvidos a fim de caracterizar melhor a umidade atmosférica através deste sistema de observação. O GPS empregado para a Meteorologia possui dois métodos que podem ser utilizados para fornecer propriedades da atmosfera, os de base espacial (YUAN et al., 1993) e os de base terrestre (BEVIS et al., 1992; ROCKEN et al., 1993). O primeiro método é o de Rádio Ocultação, o qual o receptor GPS fica

abordo de um satélite de órbita baixa (LEO, em inglês *Low Earth Orbits*), cujos sinais quando recebidos sofrem efeitos da ionosfera e da troposfera. As posições e velocidades dos satélites GPS e LEO são determinadas com alta precisão, por isso pode-se calcular um perfil de pressão, temperatura e umidade. O segundo método consiste no atraso da propagação dos sinais eletromagnéticos entre os satélites e os receptores em base terrestres devido aos componentes atmosféricos, podendo estimar com precisão a umidade atmosférica presente em toda a coluna. Até mesmo uma pequena quantidade de vapor d'água afeta significativamente a velocidade de propagação do sinal do GPS (ROCKEN et al., 1995). Os GPS de base terrestre podem quantificar a umidade atmosférica por meio de valores do Atraso Zenital Troposférico (ZTD, em inglês *Zenithal Tropospheric Delay*) e do vapor d'água integrado na coluna atmosférica (PWV, em inglês *Precipitable Water Vapor*). Embora o primeiro método apresente um bom potencial para caracterização da umidade atmosférica, inclusive com o uso simultâneo de ambos (HA et al., 2002), essa pesquisa se detém a estudar apenas o segundo método.

Desde a publicação desses primeiros trabalhos (BEVIS et al., 1992; ROCKEN et al., 1993) diversos estudos têm sido desenvolvidos para aplicações de curtíssimo prazo ("*nowcasting*") de eventos extremos de precipitação. O primeiro foi documentado por Haan et al. (2004), o qual mostrou um sinal claro de PWV-GPS durante a passagem de uma frente fria na Holanda e evidenciou que estes dados continham informação da probabilidade de ocorrência de chuvas fortes. Iwabuchi et al. (2006) mostraram, em estudo preliminar, um rápido aumento do ZTD antes da ocorrência de uma chuva forte sobre a cidade de Tóquio.

Dados de PWV-GPS modelados têm sido utilizado em estudos semelhantes dedicados à entender a relação PWV e precipitação nos trópicos. Muller et al. (2009) observaram através de um modelo atmosférico simples de duas camadas um aumento da chuva relacionado a um rápido aumento de PWV próximo a um valor crítico. Nos trópicos, as propriedades termodinâmicas da troposfera podem alterar rapidamente em episódios de chuva e dados que captem a corrente ascendente não são suficientes para os propósitos confiáveis de *nowcasting*. Neste contexto, Chan e Wai (2009) avaliaram o desempenho de PWV e de radiômetro de microondas terrestre durante uma convecção intensa e relataram indicações úteis do acúmulo de vapor de água e do aumento do grau de instabilidade da troposfera antes da ocorrência de chuva forte.

Madhulatha et al. (2013) desenvolveram uma técnica de previsão imediata de tempo

usando os valores do PWV a partir de observações de radiômetro de micro-ondas, de GPS e de sete outros índices termodinâmicos sobre uma estação localizada nos trópicos, Gadanki (13.5°N-79.2°E). Durante 26 casos de trovoadas os autores observaram fortes mudanças nos índices K, índice de umidade, conteúdo de água precipitável, índice de estabilidade e taxa de variação de temperatura potencial equivalente em torno de 4h e 2h antes da ocorrência de tempestades.

Embora a relação de PWV e precipitação também seja encontrada usando outros sensores, o uso do GPS ainda é mais vantajoso, pois é de baixo custo, diferente das típicas medidas de radiossondagens e radiômetros. As observações PWV-GPS tem a vantagem de serem contínuas (BONAFONI; BIONDI, 2016), de alta resolução temporal, podendo ser em tempo real (ROCKEN et al., 1993), de alta resolução espacial, dependendo da localização geográfica e densidade de estações GPS e de ser estimada com acurácia razoável (SAPUCCI et al., 2007).

Estudos recentes tem avaliado que a variação temporal de PWV-GPS tem se mostrado bom precursor para estudar a transição da convecção rasa para profunda (ADAMS et al., 2013) e o desenvolvimento de convecção de mesoescala no norte do Brasil (ADAMS et al., 2015). Visando dar continuidade e aprofundamento nesses estudos, foi implantada uma rede densa de receptores GPS durante o projeto CHUVA (Machado et al. 2015) na região de Belém. A base de dados de precipitação disponível no projeto CHUVA associada com essa rede densa de receptores GPS criou um ambiente de pesquisa muito promissor para avaliar o potencial de dados PWV-GPS em prever chuvas fortes durante a atuação de linhas de instabilidade no norte do Brasil. Nesse contexto, duas linhas de pesquisa podem ser exploradas: (a) O uso do PWV-GPS como um preditor de *nowcasting* para eventos extremos de precipitação, como mostrado em Sapucci et al. (2018), Adams et al. (2013), Adams et al. (2015); (b) A assimilação de uma rede densa de PWV-GPS para melhorar a previsão numérica da umidade atmosférica, semelhante aos trabalhos de Gutman et al. (2004) e GENDT et al. (2004).

O estudo de Sapucci et al. (2018) mostrou por meio de composites e técnica de ondeletas, que na escala de 32 a 64 minutos antes de precipitações intensas há fortes oscilações de PWV-GPS, gerando um significativo aumento do conteúdo de umidade até atingir um valor máximo, subsequentemente há uma forte redução e após um curto período a precipitação atinge um pico máximo. Este padrão foi definido como Jump PWV-GPS. O aumento de PWV-GPS pode ser explicado pela convergência de umidade em baixos níveis que são produzidas por ondas de gravidade geradas por

liberação de calor latente em fortes processos convectivos. A diminuição de PWV-GPS, segundo os autores, pode estar associada a conversão de vapor d'água para água líquida. Esta conversão muda o meio dielétrico, onde a refratividade é induzida pelo deslocamento da descarga elétrica.

As observações PWV-GPS podem ser inseridas em modelo numérico de tempo por meio do processo conhecido como assimilação de dados. Como as observações PWV-GPS tem a capacidade de representar melhor o campo de umidade atmosférica, estas observações podem aprimorar a previsão numérica dos campos de umidade atmosférica. Um estudo de assimilação de rede GPS nos Estados Unidos mostrou melhorias na previsão da umidade relativa em todos os níveis abaixo de 500 hPa (GUTMAN et al., 2004). GENDT et al. (2004) assimilaram uma rede de 170 GPS na Alemanha e países vizinhos e observaram impactos positivos na umidade relativa nos níveis de 800 e 600 hPas na previsão de 12 horas.

O papel de PWV-GPS foi identificado durante a gênese e desenvolvimento das linhas de instabilidade que ocorrem no maior rio da Ásia, o rio Yangtzé (DING et al., 2007). No norte do Brasil também há formação de linhas de instabilidade e com a instalação de uma rede densa de receptores GPS foi possível avaliar o papel do PWV-GPS durante este fenômeno. As linhas de instabilidade são um tipo de sistema convectivo de mesoescala. Elas são caracterizadas por conglomerados de nuvens cúmulonimbus que formam devido à circulação de brisa marítima. Dependendo do tipo de linha de instabilidade a propagação horizontal para o interior do continente pode ser até 400 km, com tempo médio de vida de 12 horas. Como a assimilação de PWV-GPS na Região norte do Brasil ainda não havia sido realizada, optou-se por avaliar o impacto desta observação em um ambiente onde os modelos atmosféricos no geral tendem ter boa eficiência, como no caso das linhas de instabilidade que são sistemas propagantes de mesoescala e por isso menos complexo de simular do que um sistema convectivo. Apesar da representação da parte estratiforme, convectiva e da estrutura vertical das linhas de instabilidade ainda serem alvo de intensas pesquisas.

Dada as variações rápidas do vapor d'água integrado na atmosfera antes de uma chuva de intensidade forte na região tropical, levanta-se a seguinte hipótese: as observações de PWV-GPS apresentam potencial para contribuir no aprimoramento das previsões de curtíssimo prazo de precipitação intensa associadas às linhas de instabilidade. Sendo assim, o interesse desta pesquisa é avaliar o potencial de PWV-GPS em estabelecer um critério que indique precipitações durante atuação de linhas de instabilidade no norte do Brasil e avaliar o potencial da sua assimilação para

aprimorar os campos de umidade atmosférica na previsão numérica de tempo em alta resolução.

1.1 Objetivos

Avaliar o potencial de PWV-GPS na previsão em curtíssimo prazo de tempestades que ocorreram durante as linhas de instabilidade. Este objetivo principal pode ser dividido em duas frentes de pesquisa, avaliar o potencial de PWV-GPS em estabelecer um critério que indique precipitações durante atuação de linhas de instabilidade e como meio de aprimorar o campo de umidade atmosférica com a assimilação de PWV-GPS na previsão numérica de tempo em alta resolução espacial com ciclo de atualização rápida.

Para avaliar o potencial de PWV-GPS como preditor de tempestades, os seguintes objetivos específicos podem ser destacados:

- a) **Investigar** o comportamento das oscilações dos valores de PWV-GPS durante a passagem das linhas de instabilidade que atuaram durante a campanha de coleta de dados usada nessa pesquisa (junho de 2011) sobre o norte do Brasil;
- b) **Propor** uma metodologia que indique a ocorrência de precipitações intensas que ocorreram durante a atuação das linhas de instabilidade;
- c) **Avaliar** o desempenho dessa metodologia usando dados de precipitação observados e disponíveis para esse estudo.

Para avaliar o potencial de PWV-GPS como meio de aprimorar a previsão numérica de umidade atmosférica dos eventos de linhas de instabilidade, os seguintes objetivos foram propostos:

- a) **Investigar** a configuração mais adequada para assimilar PWV-GPS no modelo WRF e potencializar os benefícios na qualidade da análise de umidade atmosférica e conseqüentemente nas previsões geradas. Esta configuração leva em consideração os ajustes nas parametrizações físicas, o aninhamento entre diferentes resoluções, o erro padrão de PWV-GPS e a estratégia de assimilação;
- b) **Avaliar** o impacto da assimilação do PWV-GPS na qualidade das análises por meio de incremento de análise;
- c) **Avaliar** o impacto da assimilação do PWV-GPS nas previsões dos campos de umidade atmosférica durante eventos de linhas de instabilidade, avaliando seu de-

sempenho na melhoria das variáveis de microfísica, precipitação e refletividade, ao comparar com dados de precipitação observada por radar.

1.1.1 Conteúdo do documento

Para que este estudo atinja devidamente todos os objetivos propostos, o capítulo 2 da tese faz uma breve revisão bibliográfica dos tópicos mais importantes nela tratados, tais como: a metodologia utilizada para estimar o vapor d'água integrado na atmosfera a partir de dados GPS de base terrestre, os estudos mais relevantes sobre o uso dos dados PWV-GPS de base terrestre para *nowcasting* na região tropical, sobre assimilação de PWV-GPS e sobre o comportamento do vapor d'água e das linhas de instabilidade que ocorrem no norte do Brasil. O capítulo 3 trata da aplicação dos dados PWV-GPS como uma ferramenta *nowcasting* de tempestades, no qual é proposta e validada uma metodologia usando os dados da rede densa sobre a Região de Belém-PA. O Capítulo 4 é dedicado à aplicação dos dados PWV-GPS para o mesmo fim, mas no contexto da assimilação desses mesmos dados em modelos de PNT de alta resolução. No capítulo 5 são apresentadas as conclusões do trabalho e as perspectivas futuras de pesquisa nessa linha.

2 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

O vapor d'água é uma variável de grande importância para a manutenção da vida terrestre, como parte do efeito estufa da atmosfera ao absorver a radiação emitida pela superfície terrestre, participa do ciclo hidrológico e absorve parte da radiação solar no infravermelho. O vapor d'água é armazenado na atmosfera e transportado pela circulação geral. Ele participa ativamente nos processos de transporte de energia, como observado na mudança de fase da água da líquida para vapor, onde a energia é retirada da atmosfera, e na mudança de fase do vapor para líquida, onde a energia é liberada para atmosfera. Essa energia liberada funciona como combustível para a formação e intensificação dos sistemas convectivos (BENTON; ESTOQUE, 1954).

Benton e Estoque (1954) observaram que pequenos valores de vapor d'água não estão associados a valores elevados de precipitação, mas a existência de alto valor de vapor d'água é condição necessária mas não suficiente para a ocorrência de chuvas em uma região. Com a descoberta que o GPS fornece medidas de vapor d'água atmosférico em tempo quase real, a citação de Benton e Estoque (1954) tem sido altamente estudada por pesquisadores com o intuito de detectar um padrão do vapor d'água antes de uma precipitação intensa visando aprimorar a previsão do tempo de curto prazo. A relação entre a concentração do PWV e a ocorrência de tempestades é altamente não linear e envolve diversas outras variáveis atmosféricas. Nesse capítulo é apresentado uma revisão bibliográfica com o objetivo de organizar o conhecimento que se tem sobre essa relação e as aplicações para aprimorar a qualidade das previsões de precipitação intensa. Para isso, a próxima subseção apresenta a metodologia para quantificar o PWV a partir dos dados GPS. As subseqüentes tratam da aplicação do PWV como ferramenta de *nowcasting*, da assimilação desses dados em modelos de PNT e na última é apresentado uma revisão dos trabalhos que visaram estudar as linhas de instabilidade que atingem a Amazônia e a relação entre concentração do PWV e ocorrência da precipitação.

2.1 Estimativa de PWV a partir de GPS de base terrestre

Em 1992 uma nova maneira de se estimar o vapor d'água da atmosfera foi descoberta através do sensoriamento remoto baseado em GPS (BEVIS et al., 1992). Desde então geodestas e geofísicos têm idealizado métodos para minimizar os erros na propagação de sinal de radiofrequência entre a constelação de satélites do sistema e um receptor em base terrestre. Um desses erros é o atraso devido a concentração de vapor d'água presente na atmosfera.

A variação na refratividade atmosférica (N) causa mudanças na direção e velocidade das ondas eletromagnéticas emitidas por satélite no espaço e recebido por um receptor na superfície terrestre. A diferença entre o comprimento da trajetória efetivamente percorrida pelo sinal (S) e o comprimento da trajetória geométrica (S_g) é denominado de atraso troposférico (DTROP), conforme mostra a Equação 2.1:

$$DTROP = S - S_g = 10^{-6} \int N ds \quad (2.1)$$

Funções de mapeamento são utilizadas para facilitar a determinação das variações de refratividade atmosférica (N). Elas possibilitam que as variações de refratividade atmosférica em uma direção qualquer possa ser tratada na direção zenital, considerando apenas os gases atmosféricos na coluna vertical. As variações de N são consideradas em função da temperatura (T), densidade do ar (ρ) e da pressão parcial do vapor d'água (e), com valores variando em função da altitude (h). Assim, tem-se o atraso troposférico na direção zenital (SPILKER, 1994):

$$ZTD = 10^{-6} \int_{h_0}^{\infty} K_1 R_d \rho dh + 10^{-6} \int_{h_0}^{\infty} (K_2' \frac{e}{T} Z_W^{-1} + K_3 \frac{e}{T^2} Z_W^{-1}) dh, \quad (2.2)$$

sendo que, ZTD é o atraso zenital troposférico, R_d é a constante específica dos gases para o ar seco ($R_d = 287,0538 \text{ J Kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$), ρ é a densidade total do ar atmosférico, Z_W^{-1} é o inverso da constante de compressibilidade do vapor d'água, K_1 , K_2' e K_3 são constantes de compressibilidade do vapor d'água ($K_1 = 77,60 \text{ K hPa}^{-1}$; $K_2' = 22,10 \text{ K hPa}^{-1}$; $K_3 = 373900 \text{ K}^2 \text{ hPa}^{-1}$).

O atraso zenital troposférico (ZTD) pode ser dividido em duas componentes: úmida (ZWD) formada pela influência do vapor d'água e hidrostática (ZHD) formada pela influência dos demais gases que compõem a atmosfera.

$$ZTD = ZHD + ZWD. \quad (2.3)$$

As componentes ZHD e ZWD são modeladas pela primeira e segunda parcelas, respectivamente, da Equação 2.2. O ZHD depende apenas da densidade do ar atmosférico, por isso seus valores podem ser determinados a partir de medidas de pressão atmosférica realizadas na superfícies (P_s), latitude (φ) e altitude do local (h_s), tal como a Equação 2.4 (DAVIS et al., 1985).

$$ZHD = (2,27671422 * 10^{-3}) \frac{P_s}{(1 - 0,0026 \cos 2\varphi - 0,00028 h_s)} \quad (2.4)$$

A partir da determinação do ZHD e das estimativas do ZTD , encontra-se o ZWD que pode ser convertido em PWV usando uma constante de proporcionalidade (ψ) (BEVIS et al., 1992).

$$PWV = ZWD\psi, \quad (2.5)$$

onde ψ dado por:

$$\psi = \frac{10^6}{R_w [K_2' + \frac{K_3}{T_m}]} \quad (2.6)$$

sendo que, R_w é a constante específica para o vapor d'água ($R_w = 461,5181 \text{ J Kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$) e T_m é a temperatura média do perfil troposférico ponderado pela concentração do vapor d'água (DAVIS et al., 1985).

A qualidade dos valores de PWV está em função da qualidade dos valores de T_m . Os valores de T_m podem ser obtidos a partir de perfis de radiossondagens. Para tornar as medidas de PWV independentes de radiossondas, deve-se modelar os valores de T_m a partir de medidas realizadas em superfície ou empregando modelos de previsão numérica de tempo. Um estudo sobre a modelagem de T_m no Brasil foi realizado por Sapucci et al. (2014), o qual apresentou modelos específicos para a região de estudo. Maiores informações sobre o passo a passo dessas equações podem ser encontradas em (SAPUCCI, 2001; SAPUCCI, 2005).

Essas estimativas de PWV foram comparadas com medidas de radiômetros no canal do vapor d'água e de radiossondas nas estações de Banchao e Taiwan (próximas aos trópicos) no período de 18 a 24 de março de 1998 por Liou et al. (2001). Eles encontraram uma diferença de 2,2 mm de erro quadrático médio nas estimativas de água precipitável observadas por GPS em comparação com radiômetros no canal do vapor d'água. Liou et al. (2001) encontraram valores diferentes dos demais trabalhos reportados na literatura (1 a 2 mm), pois estas regiões são mais úmidas e comportam maior quantidade de vapor d'água.

SAPUCCI (2005) avaliou as medidas de PWV em região de alta concentração de umidade, a Amazônia. O autor fez uma intercomparação entre perfis de umidade das radiossondas de diferentes fabricantes comerciais com as medidas PWV-GPS.

Ele encontrou valores com pouca tendência e dispersão entre de valores de umidade de diferente fabricantes em níveis de mais alta concentração de vapor (próximo a superfície até 3 km de altura), a dispersão entre de valores de umidade de diferente fabricantes aumenta na camada intermediária (3 km a 8 km de altura) e a dispersão aumenta ainda mais na camada acima de 8 km de altura. As medidas de PWV-GPS foram bem coerentes, apresentaram baixos valores de tendencia e dispersão, com os valores de umidade obtidos por diferentes fabricantes de radiossondagens. O valor de erro quadrático médio obtido pela intercomparação entre os diferentes fabricantes de radiossondas com as medidas PWV-GPS foi de apenas 1.3 kg m^{-2} .

Singh et al. (2014) desenvolveram cinco modelos específicos em cinco estações ao redor da Índia para converter o ZWD em água precipitável sem usar parâmetros meteorológicos de superfície e conseguiram aumentar a acurácia da água precipitável estimada por GPS, quando comparada com as estimadas por radiossondas. Alguns estudos, como os de Liou et al. (2001), SAPUCCI (2005), Singh et al. (2014), têm mostrado a importância de usar dados de GPS de base terrestre na região tropical. Além disto, leva-se em conta o fato de que a maior parte das observações de vapor d'água disponíveis nos trópicos são provenientes de satélite, os quais possuem limitações como as medidas de vapor d'água dos satélites no canal infravermelho, restritas a condições de céu claro e no canal micro-ondas serem menos confiáveis sobre superfície continental.

As estimativas de PWV podem ser utilizadas no ramo de *nowcasting*, pois fornecem constantemente informações de umidade atmosférica em tempo quase-real e também podem melhorar as análises de umidade atmosférica quando estas observações passarem por um sistema de assimilação. Estas duas frentes de aplicação desses dados são discutidos nos próximas duas sub-seções.

2.2 Aplicação de PWV-GPS para *nowcasting* na região tropical

Redes de GPS tem sido implantada nos trópicos visando estudos climáticos e meteorológicos para quantificar uma série longa de vapor d'água atmosférico e entender os processos convectivos e os regimes dos ventos alísios. O projeto COCONet (BRAUN et al., 2012) instalou 139 GPS para aprimorar o entendimento da atmosfera no Caribe (BOCK et al., 2008). O experimento GPS de Transeção das Monções Norte Americana U.S./México em 2013 também desenvolveu um estudo meteorológico de mesoescala nos trópicos ao instalar 18 GPS sobre a Sierra Madre Ocidental no noroeste do México (ADAMS et al., 2014).

Na Califórnia os produtos GPS-MEt fornecidos pela NOAA têm sido monitorados operacionalmente pelo Serviço Nacional de Tempo devido aos eventos severos. O plano do projeto *NASA-sponsors* é fornecer ferramentas e técnicas disponíveis para os previsores do Serviço Nacional do Tempo e avaliar o impacto das estimativas de água precipitável na alta escala temporal e espacial em que ocorrem os eventos severos (MOORE et al., 2015) . Apesar de Moore et al. (2015) não analisarem dados de GPS sobre a região equatorial, eles mostraram a importância deste sistema de observação para um evento de Monção que ocorreu na América do Norte durante o verão boreal de 2013. Os autores utilizaram dados de água precipitável de 37 estações GPS de base terrestre (com espaçamento de 30 km entre cada estação) e observações de radiossondas. Os dados PWV-GPS foram extremamente importante, pois a falta de observações de ar superior inviabiliza o prognóstico correto de eventos severos que ocorrem rapidamente. A razão disso é que o transporte de umidade do Golfo da Califórnia e Pacífico Leste para o México e sudoeste Americano, interage com as montanhas e desenvolvem tempestades severas e rápidas.

Nos trópicos, a relação do vapor d'água e desenvolvimento de convecção de mesoescala foi analisada pelo experimento Amazon Dense GNSS Meteorological Network, o qual instalou 20 GPS de base terrestre ao redor de Manaus e 15 GPS foram instalados sobre Belém em colaboração com o Projeto Chuva (ADAMS et al., 2015). Adams et al. (2013) ressaltam que nos trópicos o entendimento de uma transição de convecção rasa para profunda e organização da convecção na mesoescala é difícil devido à escassez de uma série longa de dados de alta resolução espacial e temporal. Visando aprimorar este entendimento e criar uma métrica de caracterização da evolução temporal da convecção profunda sobre a região continental tropical, os autores utilizaram dados GPS da estação em Manaus para o período de julho de 2008 a dezembro de 2011. Os autores analisaram uma climatologia de convecção profunda baseada em temperatura no topo da nuvem e PWV-GPS. A temperatura no topo da nuvem foi obtida por meio do satélite GOES 10/12, canal infravermelho 4, que fornece temperatura de brilho próximo ao nadir com 4 km x 4 km de resolução a cada 15 ou 30 minutos, que coincide com o cone de observação da PWV-GPS. Eles detectaram 320 eventos convectivos nos 3,5 anos de dados e seus resultados indicaram duas características na escala de tempo de convergência do vapor d'água: 8 horas antes apresentou uma fraca convergência de vapor d'água, que se atribui grande parte da evaporação local dada uma intensa forçante de superfície no ciclo diurno, e 4 horas antes uma forte convergência de vapor d'água, que está associada à transição da convecção rasa para a profunda e crescimento de um cúmulonimbus profundo precipitante, atingindo um pico na intensidade 1 hora antes do desenvol-

vimento da convecção profunda gerar precipitação. A escala de tempo de 4 horas é particularmente robusta, independentemente da intensidade convectiva, sazonalidade ou convecção diurna versus noturna.

Desta maneira, observa-se que os dados de PWV-GPS apresentam significativa melhorias no monitoramento do vapor d'água no ramo de *nowcasting*. Além do que, quando estes dados são assimilados por sistemas de assimilação de dados também há impactos positivos nos campos de umidade, conforme será melhor discutido no item seguinte.

2.3 Assimilação de PWV-GPS

A assimilação de dados é o processo o qual as observações do "mundo real" são introduzidas nos processos de previsão numérica onde os modelos atmosféricos tentam descrever o comportamento da atmosfera, impedindo o crescimento dos erros e contribuindo para o aprimoramento das condições iniciais das rodadas sucessivas de tais modelos. Desta forma, a condição inicial de um ciclo anterior retém informações do passado e que são corrigidas com as observações do novo passo de integração, calibrando a trajetória do modelo em cada ponto de seu domínio. O propósito da assimilação de dados é fornecer condições iniciais que irão produzir a melhor previsão possível do modelo, dada as consistências físicas, dinâmicas, numéricas e de resolução. Isto porque, o estado real da atmosfera não é totalmente conhecido então se diz que uma análise pode ser acurada tanto quanto as observações e as limitações do modelo permitirem.

O processo da assimilação de dados se inicia com a comparação entre as previsões de curto prazo do modelo (estado conhecido como *background*) e as observações, que são tomadas ao longo de uma janela de tempo e que passam por uma checagem e controle de qualidade. A diferença entre esses campos é conhecida como incremento de observação, o qual é calculado no espaço das observações. Algumas falhas como a codificação e a transcrição de dados são identificados e corrigidos pelo controle de qualidade no incremento de observações. Após esta correção ocorre o procedimento da análise objetiva, que leva os incrementos das observações de todos os tipos de observação com seus erros característicos e densidade variadas para os pontos da grade do modelo. Esse procedimento da análise objetiva é o processo que mais contribui para o sucesso ou o fracasso na qualidade das previsões do modelo, pois ele procura preservar a consistência espacial presente no *background* e associa-la as correções provenientes de todas as observações em todas as variáveis de estado do modelo de forma coerente, espalhando essas mudanças tanto vertical como horizontalmente.

Como exemplo o vento em 700 hPa que pode ser alterado diretamente pelo vento em 500 hPa do incremento de observação e indiretamente pela mudança do gradiente de T 850 hPa. Alguns métodos de assimilação são mais eficientes nesse processo do que outros, sendo os métodos variacionais um bom exemplo dentre os mais eficientes.

O incremento da análise é a mudança do *background* resultante da soma da contribuição de todas as observações como determinado pelo procedimento de análise objetiva, suavizado para remover detalhes de escala menor que o modelo pode reter. Este passo é mais relevante onde a densidade de dados é maior e onde o modelo é capaz de capturar com nitidez os processos atuantes. Nesses casos o processo de assimilação captura a essência das informações contidas nas observações permitindo que o modelo preserve-as nas previsões produzidas bem como no *background* a ser utilizado no próximo ciclo de assimilação de dados, aprimorando sucessivamente o processo. No contexto cíclico, onde o processo de assimilação se desenvolve é evidente que tanto o modelo de previsão como o sistema de assimilação de dados devem trabalhar afinados. Essa interação, quando efetiva, gera diversos benefícios, tais como o de transmitir informação anterior para o tempo presente de forma consistente com as limitações do modelo. Outro benefício é permitir que um modelo de alta resolução retenha características de pequena escala na evolução das variáveis de estado do modelo. Este processo cíclico também é responsável por manter balanços com parametrizações físicas, pois caso as condições iniciais do modelo não sejam balanceadas com as parametrizações de nuvens adequadas, o modelo pode criar nuvens excessivas e precipitação nas primeiras horas. Por outro lado, não se pode deixar de mencionar que este processo pode também perpetuar erros de forma indesejável, como por exemplo o caso de uma previsão ruim ou com poucas observações, que podem levar vários ciclos de análises até que as informações equivocadamente incluídas sejam eliminadas. Esse problema é evitado com um bom controle de qualidade nos dados, o que minimiza a importância do mesmo na assimilação cíclica.

Uma condição inicial realística depende da disponibilidade de observações meteorológicas provenientes dos mais variados sistemas de observação do sistema terrestre. Além do que, somente adicionar observações ao sistema de assimilação de dados não significa que essas estarão trazendo benefícios, pois esses benefícios dependem de diversos fatores como a distribuição espacial, a variabilidade e a precisão das observações disponíveis (DINIZ, 2012).

No que se refere as observações de umidade esses fatores são muito importantes, pois é a medida atmosférica com maior grau de incerteza e a mais onerosa de obter de

forma apropriada. A alta variabilidade temporal e espacial da umidade, os diferentes estados em que é encontrada água na atmosfera e as mudanças frequentes de um estado para outro, em especial em regiões tropicais e durante sistemas convectivos, faz dessas medidas o sistema de observação com as maiores incertezas, o qual requer grande atenção para que sejam minimizadas no processo. Além disso, os sistemas observações de umidade atmosférica fornecem estimativas que podem ser expressas em diferentes variáveis (umidade específica, umidade relativa, PWV e razão de mistura) e que dependendo da variável de controle da umidade usado na assimilação, vínculos com outras variáveis de estado do ciclo de assimilação são criados. Na assimilação de dados de umidade algo que é preciso levar em consideração é essa escolha da variável de controle da umidade, pois a mesma impacta todo o processo e deve ser devidamente avaliado.

O estudo de [Dee e Silva \(2003\)](#) investigou as consequências da escolha das variáveis de umidade atmosférica (razão de mistura, umidade específica, logaritmo de umidade específica, umidade relativa e umidade pseudo-relativa) como variável controle de umidade no sistema de assimilação Physical-Space/Finite-Volume, desenvolvido pela NASA (National Aeronautics and Space Administration's). Esse estudo demonstra devidamente a complexidade da assimilação de dados de umidade, a qual tem o potencial de contribuir positivamente ou não para a análise das demais variáveis de estado. [Dee e Silva \(2003\)](#) observaram que a análise baseada na razão de mistura ou na umidade específica é inclinada a gerar grandes erros de extrapolação devido à grande variabilidade espacial e temporal destas variáveis e a dificuldade em modelar seus erros na covariância. O uso do logaritmo de umidade específica não melhorou este problema e ainda deixou as estimativas do background mais secas, sem poder ser corrigida nas observações. O uso da umidade relativa foi a melhor escolha do ponto de vista estatístico, pois o campo espacial e temporal é mais coerente, sendo os erros estatísticos mais fáceis de serem corrigidos. A umidade pseudo-relativa se mostrou importante na falta de dados de umidade atmosférica.

A escolha da variável de umidade atmosférica depende dos sistemas de observações disponíveis, do modelo numérico e do sistema de assimilação que está disponível para uma determinada região. Por isso que diferentes centros de previsão do mundo utilizam distintas variáveis de controle da umidade. O National Centers for Environmental Prediction (NCEP) e European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF) usam a umidade específica, o Canadian Meteorological Centre usa o logaritmo da umidade específica, o Met Office usa a umidade relativa e o GSI do CPTEC tem a opção de utilizar duas variáveis, a umidade relativa normalizada e

umidade pseudo-relativa como a variável controle de umidade atmosférica. A escolha da variável de umidade atmosférica no sistema de assimilação de dado é o primeiro passo importante antes de se ajustar ou implementar uma nova observação de umidade no sistema, como o que se propõe nesse estudo, o que é devidamente tratado no desenvolvimento da pesquisa.

A assimilação da água precipitável de receptores GPS de base terrestre pode ser obtida por meio de dois tipos de informações, que apresentam diferentes níveis de processamento, o ZTD-GPS e o PWV-GPS (FACCANI et al., 2005; POLI et al., 2007; BONIFACE et al., 2009; YAN et al., 2009; BENNITT; JUPP, 2012, 2012).

GENDT et al. (2004) recomendam a assimilação de valores do ZTD, pois durante a conversão em PWV, a qualidade do ZTD pode ser deteriorada por erros, como por exemplo os erros instrumentais que estimam a temperatura e pressão. Por outro lado, eles mencionam que a conversão dos valores de ZTD em PWV permite o monitoramento do campo do vapor d'água que pode ser utilizado para prevenção de desastres.

A principal diferença em assimilar ZTD-GPS e PWV-GPS é que a assimilação de ZTD-GPS depende da eficiência do modelo numérico em prever temperatura e pressão, enquanto a assimilação de PWV-GPS independe dos perfis de temperatura e pressão previstos pelo modelo, ou seja, as observações PWV-GPS não são contaminadas pelas incertezas das previsões de temperatura e pressão do modelo. A medida de PWV-GPS entra no sistema de assimilação como observação de umidade atmosférica e espalha sua influencia vertical e horizontalmente para as variáveis correlacionadas.

Alguns estudos têm encontrado uma melhora significativa na previsão com a assimilação de dados de ZTD-GPS, como Cucurull et al. (2004) que observaram redução do erro quadrático médio de 17,8% no campo da umidade específica, no campo da temperatura diminui para 4,1% e na componente do vento diminui para 1,7% quando assimilaram dados do atraso da componente zenital ZTD-GPS com o método variacional de três dimensões no modelo de mesoescala do NCAR. Por outro lado, Tomassini et al. (2002) assimilaram dados PWV-GPS (com auxílio de temperatura e pressão do modelo) com modelo de área limitada do Deutscher Wetterdienst e observaram uma melhora na análise de um evento de chuva severa, porém tende a deteriorar as análises em áreas sem precipitação. A assimilação do PWV-GPS apresenta um benefício em potencial para a previsão numérica de tempo que é minimizar os erros na estrutura vertical da umidade com impactos positivos para a previsão

de fenômenos atmosféricos, principalmente para a previsibilidade da precipitação pluviométrica a curto prazo (KUO et al., 1996). GENDT et al. (2004) utilizaram uma rede de 170 GPS na Alemanha e países vizinhos. Eles observaram que a assimilação de PWV-GPS em um modelo regional (resolução espacial de 7 km e 35 camadas na vertical) para o centro e oeste da Europa apresenta impactos positivos, melhora de 2% da umidade relativa nos níveis de 800 e 600 hPa na previsão de 12 horas e um menor aprimoramento nas previsões de temperatura e velocidade do vento. O impacto após 12 horas foi neutro em todas as variáveis.

GENDT et al. (2004) compararam os resultados das análises e previsões de precipitação com observações de superfície e imagens de radar. Os dados de PWV-GPS deterioraram as análises em áreas em que não houve precipitação e em algumas regiões colocou excesso de precipitação. Os autores mencionam que isto pode estar relacionado ao desacordo no ciclo diário do PWV-GPS e o modelo local. Eles explicam que a quantidade de excesso de umidade fornecida pelo GPS ao meio dia e no início da tarde pode erroneamente acionar a parametrização convectiva, o que pode ser corrigido melhorando o modelo. Porém quando isto não for possível é necessário ajustar as observações ao ciclo diurno do modelo pela média da correção de bias de um dia. Além disso, os casos de impacto negativo podem ser corrigidos através da informação de nebulosidade, que melhoraria a distribuição vertical da influência do valor integrado. Os resultados reportados por GENDT et al. (2004) mostram que a assimilação de umidade atmosférica provenientes de receptores GPS pode impactar positiva e negativamente na previsão de precipitação, e a otimização desses resultados requer ajustes tanto no sistema de assimilação, como no modelo de previsão, em especial na escolha das parametrizações. Este tema será tratado posteriormente no capítulo 4.

2.4 Comportamento do vapor d'água e linha de instabilidade na Amazônia

A Amazônia é uma região com grande quantidade de vapor d'água e temperaturas elevadas durante o ano inteiro. Os trópicos exibem um papel fundamental na circulação geral da atmosfera, pois distribuem calor para todo o globo. Duas células de circulação são responsáveis pela distribuição energética, as células de Hadley e Walker. A célula de Hadley distribui calor do equador para as latitudes de 30° em ambos os hemisférios, por exemplo no verão austral, a célula de Hadley tem o movimento ascendente próximo ao equador e seu ramo de subsidência mais (menos) intenso é sobre a latitude de 30°N (30°S). Este movimento de subsidência em 30° em

ambos os hemisférios está associado com as altas subtropicais nos oceanos. A célula de Walker é uma circulação leste-oeste na região equatorial, a qual apresenta um ramo ascendente intenso sobre o Pacífico oeste central e ramo descendente sobre o oeste da América do Sul. As correntes oceânicas e os distúrbios transientes também são responsáveis por transferir calor da região tropical para regiões subtropicais e extratropicais. Os distúrbios transientes são mecanismos pelos quais a atmosfera procura minimizar o gradiente de energia que se observa entre o equador e os polos devido ao aquecimento diferencial da Terra. Nos trópicos os principais são as nuvens convectivas, que podem se organizar em forma de linhas de instabilidades e micro linha fluvial.

Todos os movimentos que possuem variação de densidade em um fluido à ação de um campo gravitacional constante pode ser chamado de movimento convectivo. Contudo nas ciências atmosféricas, usa-se uma definição mais restrita de convecção, a qual engloba somente uma classe relacionada as circulações térmicas, que resultam da ação da gravidade sobre uma distribuição vertical instável de massa. Quando as nuvens convectivas se tornam profundas o bastante para que os processos de coalescência ou de Bergeron se tornem efetivos de modo a formar água ou cristais de gelo grandes o suficiente para precipitar. Este processo é muito comum na atmosfera tropical, devido ao elevado potencial de radiação solar incidente e a grande quantidade de vapor d'água que levam aos processos de evaporação e convecção, desencadeando em formação de nuvens convectivas e precipitação (KERRY et al., 1994; GRABOWSKI; MONCRIEFF, 2004).

O primeiro experimento que quantificou as medidas de nuvens convectivas foi o projeto Thunderstorm, realizado na Flórida e Ohio em 1946-47. Foi utilizada aeronaves para penetrar em tempestades convectivas. Byers e Braham (1948) detalharam a natureza da convecção diurna sobre o continente. Eles descreveram uma tempestade como um complexo de células convectivas, com ciclo de vida de 30 a 40 minutos, conceituaram três estágios: estado cumulus, maturo e de dissipação.

As nuvens convectivas se apresentam na forma de tempestades isoladas ou tempestades organizadas, possuem fortes correntes verticais de ar, grandes extensões verticais (10 a 20 km) e produzem chuvas intensas, ventos fortes e até granizo. O processo de formação dessas nuvens de tempestades depende basicamente de três fatores: quantidade de vapor na atmosfera, instabilidade vertical e forçantes dinâmicas (WALLACE; HOBBS, 1977).

A instabilidade e o cisalhamento vertical do vento são considerados os ingredientes

principais para o desenvolvimento de tempestades multicelulares (WEISMAN; KLEMP, 1982), porém esse desenvolvimento pode ocorrer em ambiente de cisalhamento fraco, desde que haja proximidade suficiente entre as nuvens (HOUSTON; WILHELMSON, 2011).

As nuvens convectivas podem se organizar em uma configuração linear com regiões de convecção profunda e formar uma banda de nebulosidade denominada linha de instabilidade. As linhas de instabilidade são um tipo de sistema convectivo de mesoescala (COTTON; ANTHES, 1989), representam aglomerados de nuvens convectivas profundas e possuem escalas temporais e espaciais maiores que nuvens de tempestades individuais. Estes sistemas são caracterizados por possuírem regiões convectiva e estratiforme (HOUZE, 2004) e são responsáveis por diversas situações de tempo severo como inundações e intensa atividade elétrica.

A primeira descrição da linha de instabilidade foi feita por Zipser (1969), a qual propôs um modelo conceitual simples. Definiram a região convectiva com convergência em baixos níveis e movimentos ascendentes e a região estratiforme com divergência em baixos níveis e movimentos descendentes. Gamache e Houze (1982) propuseram um modelo conceitual mais aprimorado, convergência em baixos níveis e divergência em altos níveis na região convectiva, e propuseram a existência de correntes descendentes em baixos níveis que são alimentadas pelo ar frio e seco dos níveis médios e formam as piscinas frias próximo a superfície. A expansão da piscina fria leva o ar quente e úmido de camada limite planetária a ascender mecanicamente e favorecer a iniciação de novas nuvens convectivas. Na região estratiforme há convergência em níveis médios e divergência em baixos e altos níveis, levando a gerar correntes descendente em baixos níveis e ascendentes de níveis médios para altos. Assim, após a passagem das linhas de instabilidade há uma atmosfera mais estável, com ar mais frio e seco do que antes da passagem. Além disso, nessa região as nuvens convectivas em estágio de dissipação se unem na região estratiforme

As linhas de instabilidade que se formam na costa Atlântica da Amazônia se caracterizam por conglomerados de nuvens cúmulonimbus que se formam devido à circulação de brisa marítima. Elas são configuradas por nuvens cumulus em desenvolvimento na sua frente, cúmulonimbus com chuvas fortes na borda dianteira e uma ampla camada de nuvens estratiformes na retaguarda. Após as células convectivas começarem a precipitar, a piscina de ar frio, frentes de rajadas, condições termodinâmicas e de cisalhamento que determinam se o crescimento das correntes ascendentes irá propagar as linhas de instabilidade (MONCRIEFF; LIU, 1999; CARBONE et al.,

2000).

Silva-Dias (1987) ao atribuir aspectos dinâmicos na evolução das linhas, explicou que um dos motivos para este fenômeno ter propagação deve-se em função das correntes descendentes geradas pela precipitação que ao chegarem à superfície divergem em diversas direções. Porém, encontra contraste de temperatura e umidade apenas na frente da banda de precipitação, formando assim novas células acima da frente de rajada e define a nova posição da linha.

Kousky (1980) mostrou que as linhas de instabilidade que se formam na costa norte do Brasil podem entrar no continente quando o escoamento médio em 850 hPa for perpendicular à costa. No caso dele ser paralelo a costa, as linhas não se propagam para dentro do continente. Outro indicio para a propagação das linhas de instabilidade serem para dentro do continente é que elas estão associadas com os distúrbios ondulatórios de leste de ondas mais curtas, uma vez que os distúrbios de leste estavam associados a intensificação dos jatos de leste de baixos níveis e torna o ambiente favorável para sua propagação em direção ao continente (COHEN et al., 2009).

Existem três categorias de linhas de instabilidades que foram classificadas por Cohen, et al. (1989), as linhas de instabilidade costeiras que tem deslocamento horizontal de até 170 km, as com propagação do tipo 1 (deslocamento horizontal entre 170 km e 400 km) e do tipo 2 (deslocamento horizontal superior a 400 km). As linhas de instabilidade costeiras não se deslocam continente adentro, já as linhas de instabilidade do tipo 2 se formam ao longo da costa, durante a tarde, e propagam-se para o interior da bacia Amazônica com velocidade entre 50 e 60 km/h.

As linhas de instabilidade estão associadas a circulação de brisa marítima, com variabilidade temporal de um ciclo diurno. Por isso, seus máximos de chuva são observados no final do dia. Elas são observadas durante o ano todo, mas a maior frequência deste fenômeno é entre abril e agosto, que coincide com o período em que o comprimento dos distúrbios ondulatórios de leste é menor (COHEN et al., 2009).

O perfil vertical da divergência de massa na região convectiva e estratiforme da linha de instabilidade foi apresentado por Cohen et al. (2009). Na região convectiva, o perfil caracterizou-se por uma pronunciada convergência entre 600 e 700 hPa e divergência entre 300 e 500 hPa. O perfil vertical da velocidade mostrou na região convectiva um pronunciado movimento vertical ascendente em 500 hPa e máximo movimento vertical descendente em 800 hPa na região da nebulosidade estratiforme e essa corrente descendente foi acompanhada por uma camada em estado de aque-

cimento e secagem. A velocidade vertical, na região estratiforme apresentou movimentos ascendentes fracos acima de 500 hPa e movimentos descendentes na baixa troposfera (COHEN et al., 2009).

As linhas de instabilidade sobre a costa norte do Brasil apresentam-se bem configurada às 21 UTC (1800 LST), horário no qual apresenta sua maior atividade convectiva. A iniciação das linhas de instabilidade nesse horário coincide com a penetração da brisa marítima para o interior do continente, em resposta ao aquecimento continental no período diurno. A circulação de brisa associada ao aquecimento solar foi sugerido por Kousky (1980) como mecanismo de iniciação das linhas de instabilidade. Oliveira e Oyama (2015) estudaram as condições atmosféricas que antecedem a inicialização das linhas de instabilidade da costa norte do Brasil no mês de julho, o qual é independente da forte forçante sinótica associada a Zona de Convergência Intertropical. Os autores analisaram de maneira objetiva e subjetiva as categorias de linha de instabilidade e de não-convecção. Duas condições foram favoráveis para iniciar a linha de instabilidade em julho, uma camada úmida entre 850 e 350 hPa e fluxo de nordeste em 350 hPa.

3 COMPORTAMENTO DO PWV-GPS DURANTE EVENTOS DE LINHAS DE INSTABILIDADE

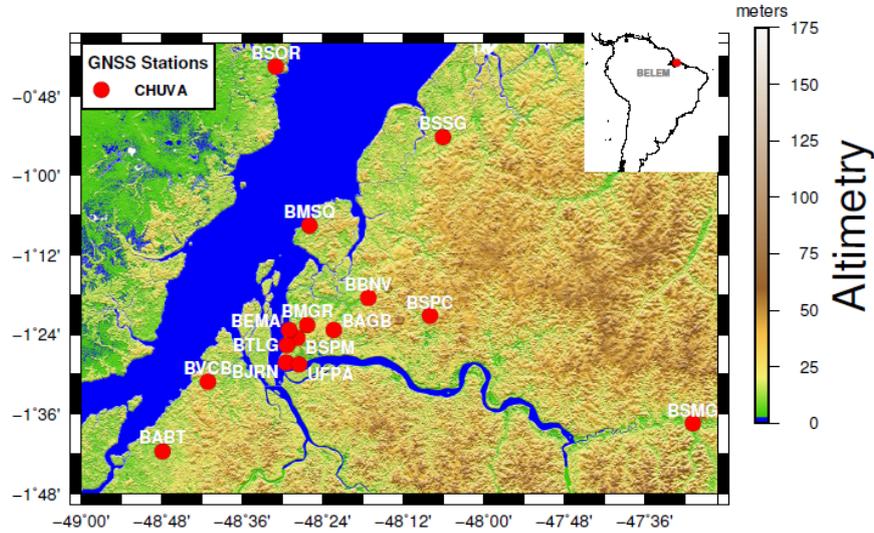
O vapor d'água é um importante constituinte da atmosfera por interferir na distribuição de temperatura, participa ativamente dos processos de emissão e absorção de calor sensível pela atmosfera e, através da mudança de fase da água, atua como veículo de energia ao transferir calor latente de uma região para outra. Neste contexto, o estudo da relação entre PWV e passagem das linhas de instabilidade é importante, pois seu deslocamento associado à mudanças no padrão do PWV transporta energia de uma região para outra (DINIZ, 2006).

Padrões de PWV-GPS antes de precipitações intensas no Vale do Paraíba foram estudados por Sapucci et al. (2018), o que motivou a análise de detecção de padrões PWV antes das precipitações ocasionados nos dias de linhas de instabilidade. Com base nisso foram realizadas duas análises: relação PWV-GPS com a passagem das linhas de instabilidade (3.2) e PWV-GPS com precipitações que ocorreram durante as linhas de instabilidade (3.3).

O projeto CHUVA (MACHADO et al., 2014) visando conhecer melhor a estrutura das linhas de instabilidade que ocorrem na região de Belém-PA, explorou os receptores GPS e sua alta resolução temporal para essa finalidade. Para isso, em uma estratégia diferente das outras campanhas de coleta desse projeto, instalou uma rede densa de 15 GPS de base terrestre sobre a região metropolitana de Belém-PA durante a campanha CHUVA-BELÉM. Os receptores foram instalados sobre uma área de 200 km², fornecendo informações de umidade atmosférica a cada 5 minutos. Esta rede é considerada densa, pois 15 receptores GPS localizados tão próximos um do outro não se faz necessária para aplicações de Geodésia. Contudo, para a meteorologia 15 receptores GPS instalados em área de 200 km² é capaz de registrar a grande variabilidade espacial e temporal de umidade atmosférica. A Figura 3.1 mostra a localização dos receptores GPS instalados durante a campanha CHUVA-BELÉM sobre a Região norte da América do Sul e a Tabela 3.1 apresenta os nomes, siglas, latitudes, longitudes e altitudes de cada um dos receptores GPS.

A campanha de Belém foi realizada em junho de 2011 e neste período ocorreram oito eventos de linhas de instabilidade nos dias 7, 8, 9, 10, 13, 14, 20 e 24, segundo os relatórios técnicos emitidos durante a campanha. Os eventos de linhas de instabilidade são caracterizados na próxima seção para diferenciar os tipos de linhas e suas relações com vapor d'água.

Figura 3.1 - Localização das estações GPS de base terrestre instaladas durante a campanha CHUVA-BELÉM do Projeto CHUVA.



Fonte: Adams et al. (2015)

Tabela 3.1 - Posicionamento das estações GPS de base terrestre

Nome das estações GPS	Siglas	Latitude	Longitude	Altitude
São Miguel do Guamá-PA	BSMG	-1.62	-47.47	10.974 m
Telégrafo-PA	BTLG	-1.42	-48.48	6.275 m
Santa Isabel do Pará-PA	BSPC	-1.35	-48.13	8.251 m
Vigia-PA	BSSG	-0.90	-48.10	14 m
Abaetetuba-PA	BABT	-1.69	-48.79	11.5 m
Vila dos Cabanos-PA	BVCB	-1.51	-48.68	0.252 m
Jurunas-PA	BJRN	-1.47	-48.49	3 m
Mangeirão-PA	BMGR	-1.37	-48.43	3.270 m
Águas Brancas-PA	BAGB	-1.38	-48.37	5.092 m
Guamá-UFPA-PA	UFPA	-1.47	-48.45	2.145 m
Mosqueiro-PA	BMSQ	-1.12	-48.43	8.749 m
Soure-PA	BSOR	-0.72	-48.51	10.292 m
SIPAM-PA	BSPM	-1.40	-48.46	6.368 m
DTCEA-EMA-PA	BEMA	-1.38	-48.48	9.832 m
Benevides-PA	BBNV	-1.30	-48.28	13.631 m

3.1 Caracterizando as linhas de instabilidade

As linhas de instabilidade são caracterizadas como sistemas convectivos de meso escala. As formadas sobre a costa norte do Brasil iniciam-se no final da tarde ou início da noite, quando há desenvolvimento de núcleos de convecção profunda que se organizam como banda de nebulosidade. Em função do deslocamento horizontal para o interior do continente da Amazônia, esses sistemas podem ser classificados de acordo com [Cohen et al. \(1989\)](#) como: (a) linhas de instabilidade costeira, (b) linhas de instabilidade de propagação Tipo 1 e (c) linhas de instabilidade de propagação Tipo 2. As linhas do tipo (a) possuem propagação horizontal de até 170 km e não se desloca continente adentro, as do tipo (b) apresentam deslocamento horizontal entre 170 e 400 km e do tipo (c) apresentam deslocamento horizontal superior a 400 km.

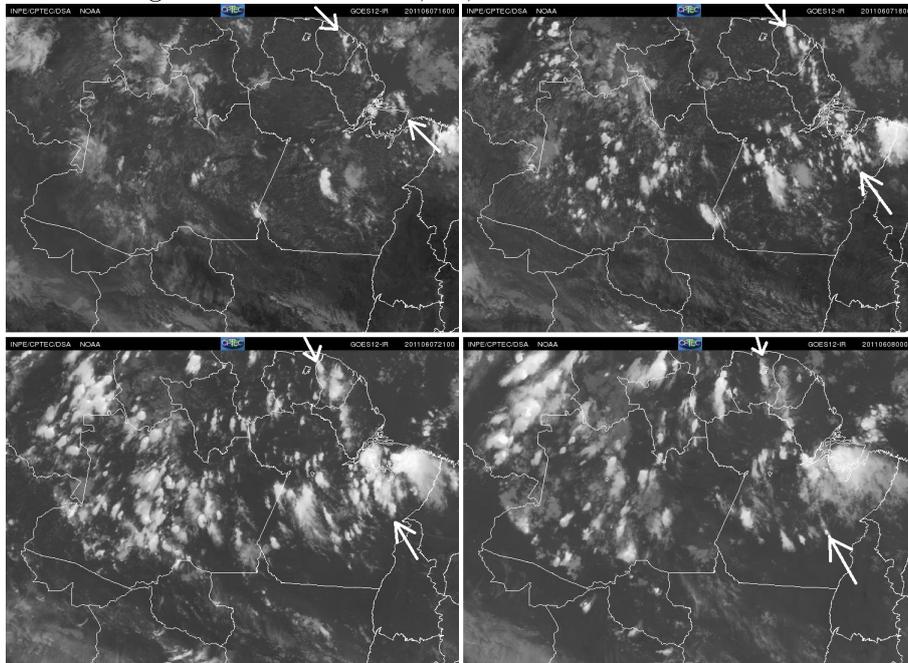
Além das linhas de instabilidade, há sobre a Região de Belém sistemas convectivos que também ocasionam precipitação, como o denominado de Micro Linha Fluvial, que é formado devido a circulação de brisa fluvial proveniente da baía de Marajó. A circulação de brisa fluvial é uma característica notada nos grandes rios da Amazônia. Ela ocorre devido ao contraste térmico entre as superfícies do rio e do continente. [Matos e Cohen \(2014\)](#) encontraram pela primeira vez uma linha sobre a baía do Marajó e a denominaram de micro linha fluvial. A micro linha fluvial é formada através da confluência do vento de norte vindo da baía do Marajó com o escoamento de leste sobre o continente, onde há convergência, movimento ascendente do ar e formação de convecção em formato de micro linha sobre o continente, paralelo à baía de Marajó. [Matos e Cohen \(2014\)](#) mostraram que em sua fase inicial a micro linha fluvial atinge profundidade de 6 Km e ao propagar para oeste se intensifica sobre a baía do Marajó atingindo 13 Km de profundidade.

As linhas de instabilidade estudadas nesta pesquisa foram definidas conforme os relatórios do Projeto CHUVA e baseado em método subjetivo descrito em [Cavalcanti \(1982\)](#). Este método utiliza imagens do canal infravermelho do satélite GOES. O canal infravermelho se refere a dados de temperatura de brilho, que permitem estimar a altura do topo da nebulosidade.

As imagens de satélites foram disponibilizadas pela Divisão de Satélites e Sistemas Ambientais (DSA) do Centro de Previsão do Tempo e Estudos Climáticos (CPTEC) para o mês de junho de 2011. As linhas de instabilidade que atingiram a região de Belém estão apresentadas nas Figuras [3.2](#), [3.3](#), [3.4](#), [3.5](#), [3.6](#) e [3.7](#). As linhas de instabilidade que ocorreram nos dias 7 (Figura [3.2](#)), 24 (Figura [3.3](#)), 13 (Figura [3.4](#)) e

14 (Figura 3.5) apresentaram gênese às 16 UTC, intensificação às 18 UTC, maturidade às 21 UTC e enfraquecimento às 00 UTC. As Micro Linhas Fluvial, que foram observadas pela primeira vez durante o Projeto CHUVA (MATOS; COHEN, 2014), ocorreram nos dias 9 (Figura 3.6) e 20 (Figura 3.7), e apresentam horários distintos nessas 4 fases. O tempo de duração das Micro Linhas são mais curtos, 2 horas em média. Nos dias 9 e 20 as Micro Linhas estavam configuradas e posicionadas à leste da baía do Marajó às 15 UTC e 20:30 UTC, respectivamente. Uma hora depois, em ambos os casos, a Micro Linha se desloca e posiciona-se sobre a costa leste da baía, uma hora depois ela fica posicionada sobre a baía e uma hora depois ela se desloca para a costa oeste da baía do Marajó.

Figura 3.2 - Imagens de satélite às 16, 18, 21 UTC do dia 7 e às 00 UTC do dia 8

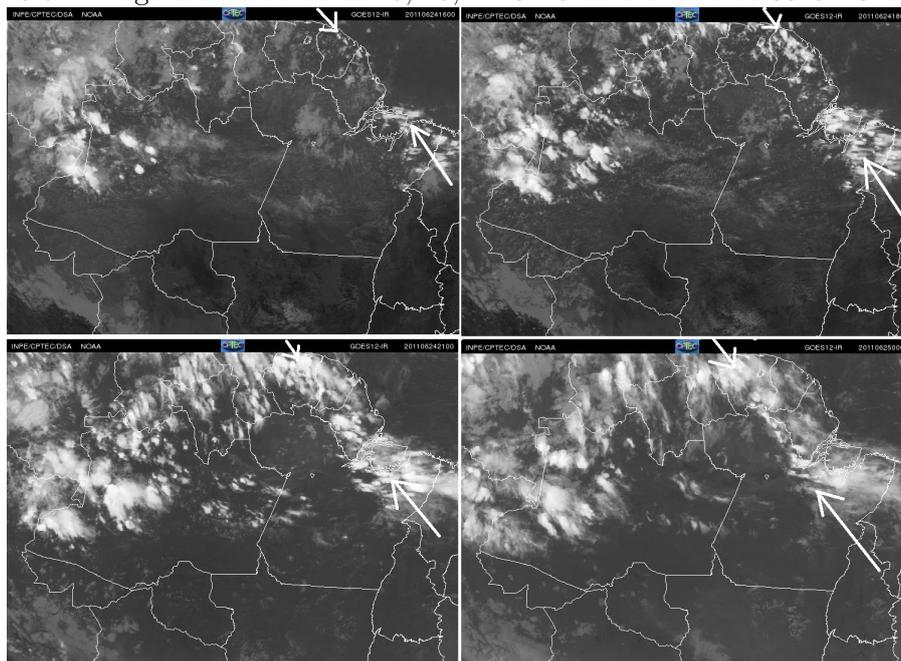


Fonte: Adaptado da Divisão de Satélites e Sistemas Ambientais do CPTEC (2011).

Por meio de imagens de satélite nota-se que as linhas de instabilidades que ocorreram nos dias 7 e 24 apresentam características de propagação Tipo 1, enquanto nos dias 13 e 14 apresentam características de linhas de instabilidade costeira. As Micro Linhas Fluvial ocorreram nos dia 9 e 20 de junho de 2011.

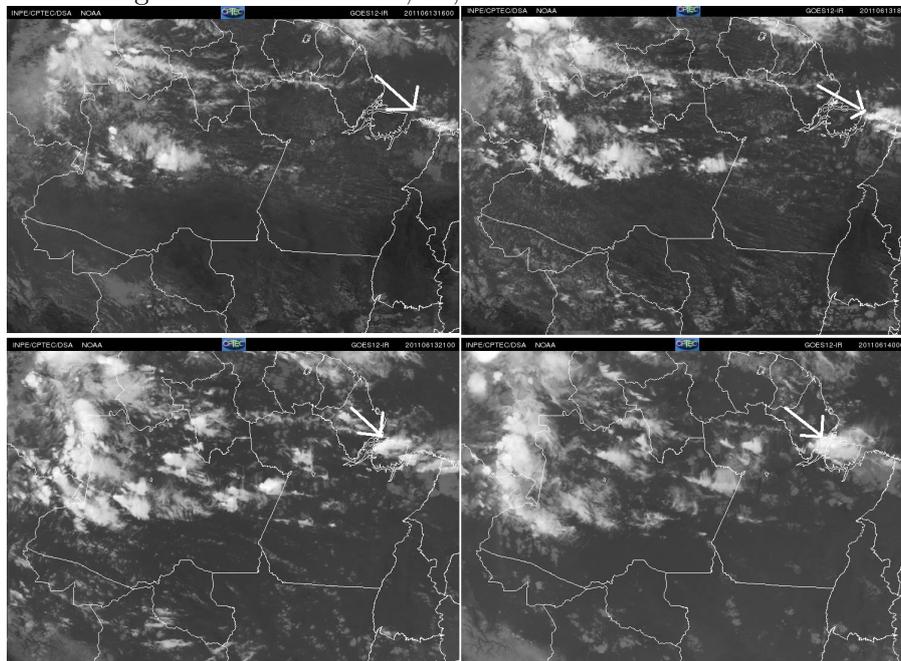
Além das imagens de satélite, a caracterização das linhas de instabilidade costeira também foi baseada em informações de radiossondas, como temperatura do ar, do ponto de orvalho, pressão atmosférica, direção e velocidade do vento.

Figura 3.3 - Imagens de satélite às 16, 18, 21 UTC do dia 24 e às 00 UTC do dia 25



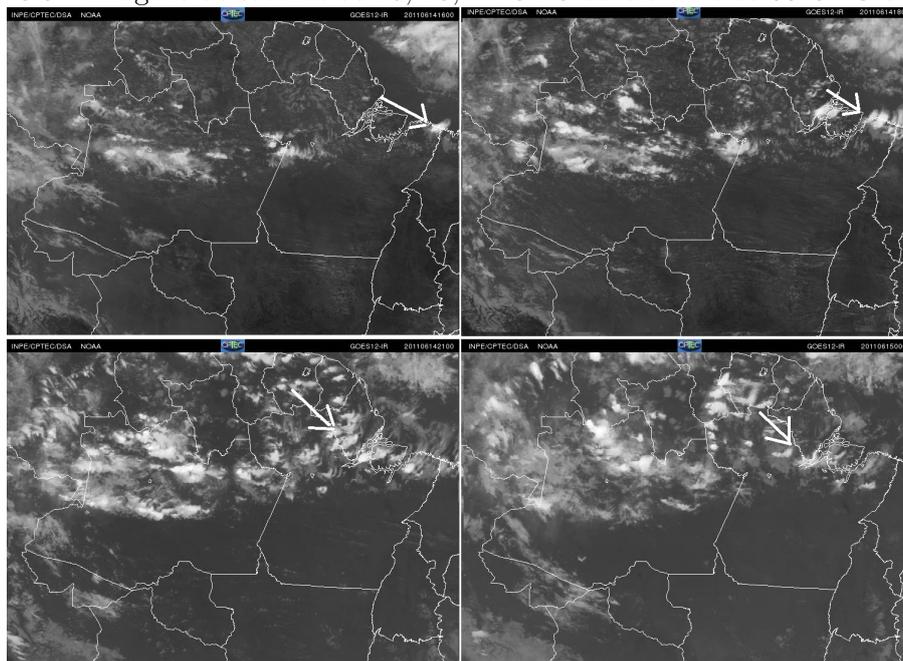
Fonte: Adaptado da Divisão de Satélites e Sistemas Ambientais do CPTEC (2011).

Figura 3.4 - Imagens de satélite às 16, 18, 21 UTC do dia 13 e às 00 UTC do dia 14



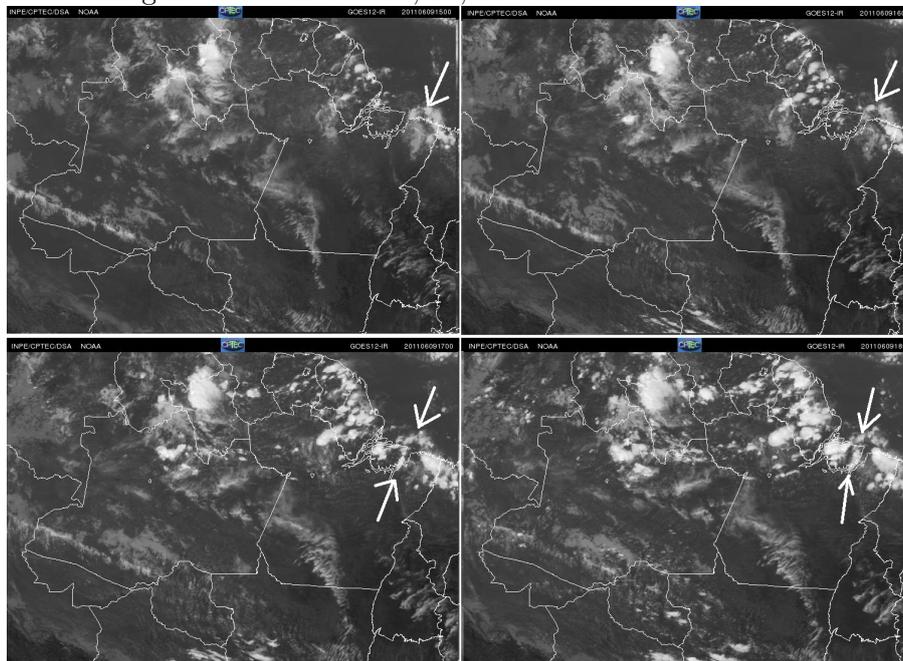
Fonte: Adaptado da Divisão de Satélites e Sistemas Ambientais do CPTEC (2011).

Figura 3.5 - Imagens de satélite às 16, 18, 21 UTC do dia 14 e às 00 UTC do dia 15



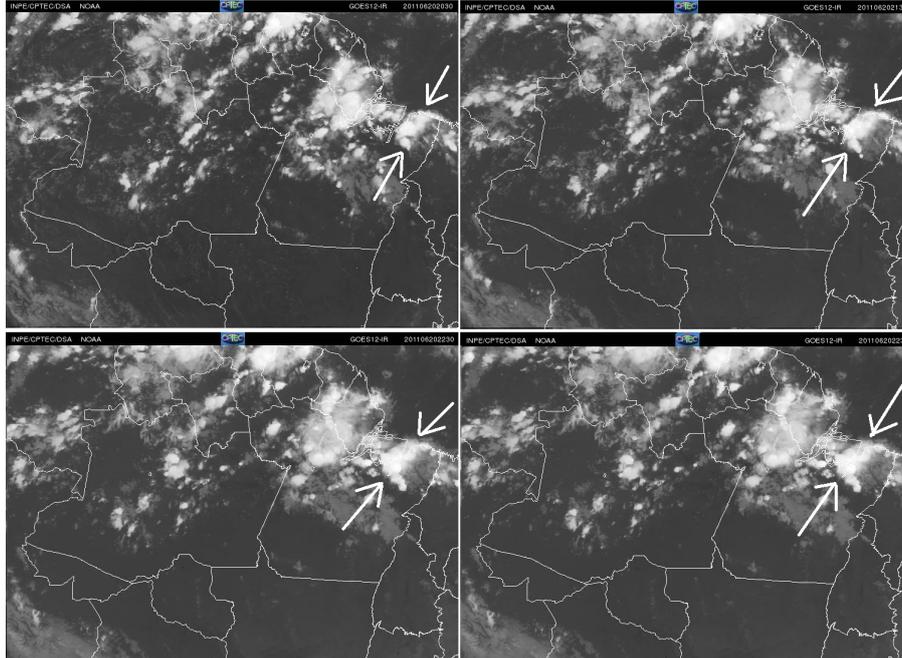
Fonte: Adaptado da Divisão de Satélites e Sistemas Ambientais do CPTEC (2011).

Figura 3.6 - Imagens de satélite às 16, 18, 21 UTC do dia 9 e às 00 UTC do dia 10



Fonte: Adaptado da Divisão de Satélites e Sistemas Ambientais do CPTEC (2011).

Figura 3.7 - Imagens de satélite às 16, 18, 21 UTC do dia 20 e às 00 UTC do dia 21



Fonte: Adaptado da Divisão de Satélites e Sistemas Ambientais do CPTEC (2011).

Durante a campanha de Belém houve lançamentos de radiossondagens no aeroporto DTCEA (R DTCEA) e São Miguel do Guamá (R Guamá). A Figura 3.8 mostra essas localizações. No aeroporto DTCEA as radiossondas foram lançadas às 00 UTC, 12 UTC e 18 UTC. Em São Miguel do Guamá (R Guamá) as radiossondas foram lançadas às 00 UTC, 06 UTC, 12 UTC e 18 UTC. Este estudo limitou-se a utilizar as radiossondas de 12 UTC lançadas no aeroporto DTCEA nos dias 7, 9, 13 e 14, e em São Miguel do Guamá no dia 24. Em São Miguel do Guamá no dia 20 não houve radiossondagem às 12 UTC, utilizando-se o horário de 06 UTC.

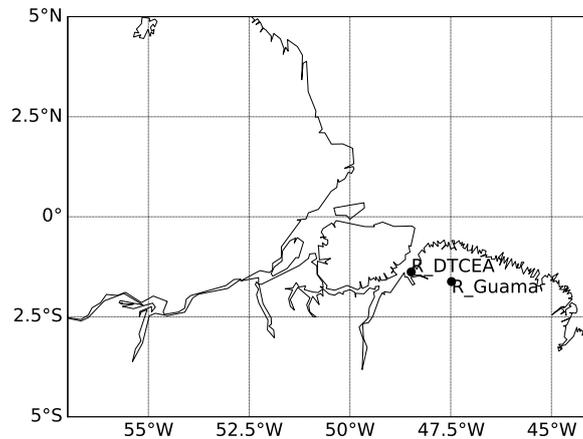
Os valores de direção e velocidade do vento foram aplicados nas Equações 3.1 e 3.2, para obter as componentes zonal e meridional do vento.

$$v = -vel * \cos(rad * dir) \quad (3.1)$$

$$u = -vel * \sin(rad * dir) \quad (3.2)$$

sendo, *vel* a velocidade do vento, *dir* a direção do vento (azimute) e *rad* é uma constante responsável por transformar a direção que está em graus para radianos.

Figura 3.8 - Local de lançamento de radiossondas



Fonte: Produção do autor.

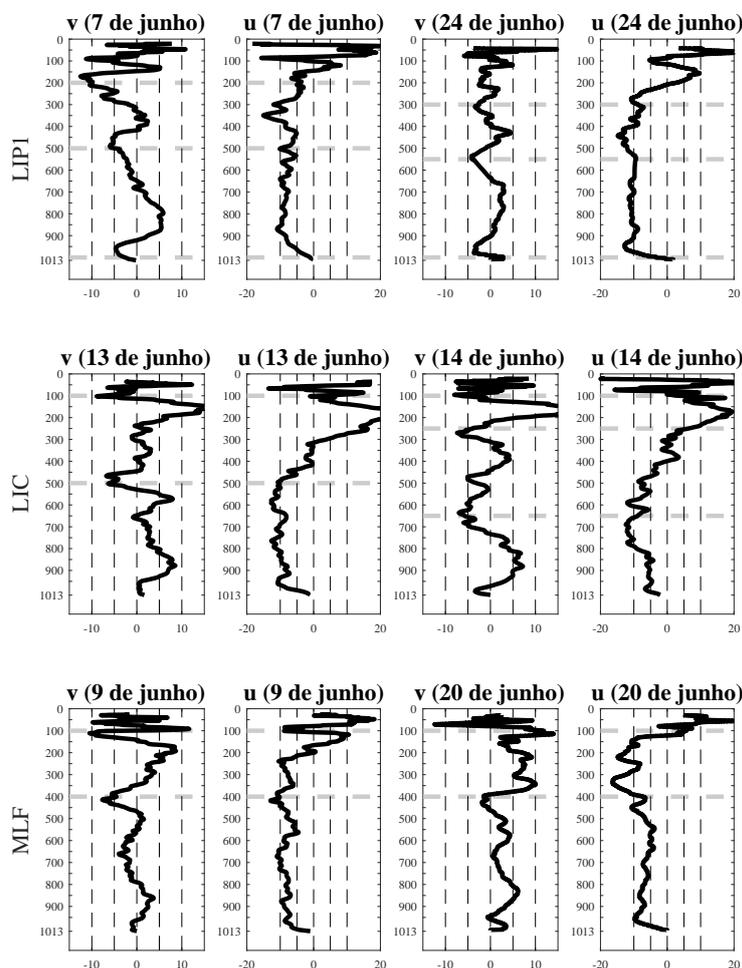
A Figura 3.9 apresenta o perfil vertical da componente meridional (v) e zonal (u) do vento durante atuação das linhas de instabilidade e micro linhas fluviais. Nos dias 7 e 24, quando há linhas de instabilidade de propagação Tipo 1, observa-se vento de norte em superfície (1000 hPa), níveis médio (500 hPa) e alto (200 hPa). Apenas neste tipo de linha foi observada uma componente de norte em superfície, Alcântara (2011) também mostrou vento de nordeste em superfície durante a passagem de linha de instabilidade do tipo 1.

Durante eventos de linhas de instabilidade costeira (Figura 3.9), há vento de norte em níveis médios (nível de 500 hPa no dia 13 e de 750 hPa no dia 14) e altos (nível de 100 hPa no dia 13 e de 250 hPa no dia 14). Oliveira e Oyama (2015) também encontraram vento de norte em nível médio (700 hPa) e em 350 hPa durante as linhas de instabilidade costeira.

Nos eventos de micro linhas fluviais (dias 9 e 20, Figura 3.9) há vento de norte nos níveis 400 e 100 hPa. O padrão de vento durante a passagem da micro linha fluvial encontrado por Matos e Cohen (2014) mostra mudança da componente sul para norte com a entrada da brisa fluvial vindo da baía de Marajó. Os resultados aqui não puderam indicar este padrão, pois o corte vertical do vento foi apenas para o horário das 12 UTC, horário não coincidente com a entrada da brisa nos dias 9 e 20 de junho

A Figura 3.9 mostrou vento de leste nos níveis baixos e médios e de oeste em altos níveis em todos os eventos de linhas de instabilidade e de micro linhas fluviais,

Figura 3.9 - Componente meridional e zonal do vento nos dias dos eventos



Fonte: Produção do autor.

corroborando com estudo de [Oliveira e Oyama \(2015\)](#).

[Oliveira e Oyama \(2015\)](#) identificaram atmosfera significativamente mais úmida entre 850 e 350 hPa durante eventos de linhas de instabilidade costeira do que em eventos sem linhas. Por isso, índices de instabilidade, que dependem de conteúdo de umidade na camada entre 850 e 350 hPa, são significativamente mais úmido durante eventos de linhas de instabilidade costeira.

Em termos da caracterização da instabilidade atmosférica, é comum analisar índices

termodinâmicos como o K e *Total Totals* (TT). Este trabalho calculou por meio da Equação 3.3 o índice de instabilidade K e da Equação 3.4 o índice TT. Os valores dos índices podem ser encontrados na Tabela (3.5). Oliveira e Oyama (2015) encontraram valores de TT (29, com 4.9 desvio padrão) e K (42, com desvio padrão de 2.9) para inicializar linhas de instabilidade costeiras. Os resultados encontrados aqui apresentam os mesmos valores de K e TT para inicializar além das linhas de instabilidade costeira (dias 13 e 14), as linhas de instabilidade do Tipo 1 (dias 7 e 24) e micro linhas fluvial (dias 9 e 20).

$$K = T_{850} - T_{500} + T_{d850} - Dep_{700} \quad (3.3)$$

$$TT = T_{850} + T_{d850} - 2T_{500} \quad (3.4)$$

Tabela 3.2 - Análise dos valores de índices de instabilidade K e TT para as 12 UTC dos respectivos dias.

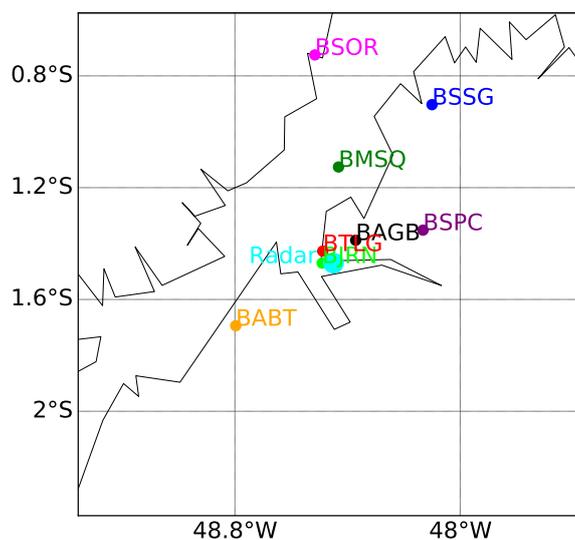
Índices	Dia 7	Dia 9	Dia 13	Dia 14	Dia 20	Dia 24
K	29,1	34,9	28,7	31,9	35,5	33,9
TT	44,3	43,8	43,3	42,9	42,1	44,5

Após a definição dos tipos de linhas de instabilidade por meio de imagens de satélites e das variáveis extraídas de radiossondas, imagens do radar banda X foram utilizadas para que pudesse analisar o deslocamento espacial das linhas de instabilidade sobre a região de estudo e assim identificar as estações GPS de base terrestre que estiveram sobre atuação das linhas de instabilidade.

A área de domínio do radar banda X e as estações GPS de base terrestre disponíveis no alcance do radar podem ser observados na Figura 3.10. As estações GPS de base terrestre que tiverem dados de 1 a 30 de junho foram BSOR, BSSG, BMSQ, BSPC, BAGB, BTLG, BJRN, BAPT e BSMG. Contudo, a estação BSMG está fora do alcance do radar e por isso não entrou na análise de identificação das estações GPS afetadas pelas linhas de instabilidade.

As estações GPS de base terrestre forneceram informações de temperatura do ar, pressão atmosférica, umidade relativa do ar, atraso troposférico, atraso devido a componente umidade e seca, temperatura média e vapor d'água precipitável (PWV)

Figura 3.10 - Área de alcance do radar banda X e estações GPS de base terrestre



Fonte: Produção do autor.

a cada 5 minutos.

O valor de PWV foi fornecido pelo projeto CHUVA após todo o processamento de dados necessários para sua obtenção. Informações da estimativa desta variável pode ser obtida em [Sapucci et al. \(2018\)](#). Para estimar PWV é necessário conhecer o atraso total do zênite (ZTD) e o atraso zenital da componente úmida e hidrostática.

ZTD foi obtido pelo processamento dos dados do GPS usando o software GOA-II [(Gipsy, GPS Inferred Positioning System) (OASIS, Orbit Analysis e Simulation Software II) [Gregorius \(1996\)](#)], aplicando o método de posicionamento preciso em modo de pós-processamento com a efeméride precisa da constelação GPS fornecida pelo Laboratório de Propulsão a Jato da NASA. A taxa de amostragem dos efemérides de satélites GPS utilizados é de 15 min para órbitas e 5 min para o relógio de satélite GPS. A versão 6.3 do software GOA-II foi utilizada para estimar parâmetros com alta resolução temporal, explorando o sofisticado pacote integrador de órbita para estimar a posição do satélite GPS em cada época. O modelo de maré do oceano FES 2004 ([LYARD et al., 2006](#)), recomendado pelo Serviço Internacional de Sistemas de Referência e Rotação da Terra (Convenções IERS 2010), foi aplicado neste processamento. O método de calibração absoluta da antena ([SCHMID et al., 2007](#)) foi aplicado pelo GOA-II para garantir a variação correta do centro de fase das antenas receptoras usando parâmetros fornecidos pelo site do IGS ([MONTENBRUCK et al.,](#)

2015). No processamento de dados, com o software GOA-II para obter estimativas de ZTD, foi selecionado a Função de Mapeamento Global (BOEHM et al., 2006) e a taxa de amostragem das estimativas ZTD de 60 s.

O atraso zenital úmido foi obtido do ZTD após a remoção do atraso zenital hidrostático (equação 2.4), através da aplicação de um modelo de temperatura troposférica representativo e uma medição da pressão em superfície (DAVIS et al., 1985). O atraso zenital úmido foi convertido em PWV usando a relação sugerida por Bevis et al. (1992), a mesma apresentada pela Equação 2.6 e discutida no capítulo 2. As temperaturas médias troposféricas com taxa de amostragem de 5 min foram obtidas a partir da temperatura e pressão medidas na antena GPS, aplicando o modelo regional sugerido por Sapucci et al. (2014), que é o mais adequado para esta região. A taxa de amostragem dos valores de PWV-GPS foi de 5 min.

Considerou-se linhas de instabilidade por meio de imagens de radar quando houve valor de 40 dBZ (CAPPI de 2km) em 100 km de comprimento, por pelo menos 1 hora. As imagens de radar associadas com gráficos de variação temporal de temperatura e pressão de cada evento identificou o instante de passagem das linhas de instabilidade dentre as 5 estações mais atingidas pelas linhas de instabilidade. A Tabela 3.3 indica as estações que mais foram atingidas pelas linhas de instabilidade que ocorreram nos dias 7, 9, 13, 14, 20 e 24.

Tabela 3.3 - Descrição das cinco estações mais atingidas pela passagem das linhas de instabilidade do Tipo 1 (LIP1), Costeira (LIC) e Micro Linha Fluvial (MLF).

Tipos de linhas	Dias	Estações GPS de Base Terrestre
LIP1	7	BSPC, BJRN, BMSQ, BAGB e BTLG
MLF	9	BSPC, BABT, BJRN, BMSQ e BAGB
LIC	13	BSOR, BMSQ, BTLG, BAGB e BJRN
LIC	14	BSPC, BAGB, BMSQ, BABT e BTLG
MLF	20	BTLG, BABT, BJRN, BMSQ e BAGB
LIP1	24	BABT, BSSG, BSPC, BMSQ e BSOR

Este capítulo apresenta 3 eventos que representam cada tipo de Linha. O dia 7 que esteve sobre atuação da linha de instabilidade de propagação do Tipo 1, o dia 13 sobre atuação da linha de instabilidade costeira e o dia 20 que foi influenciado por micro linha fluvial.

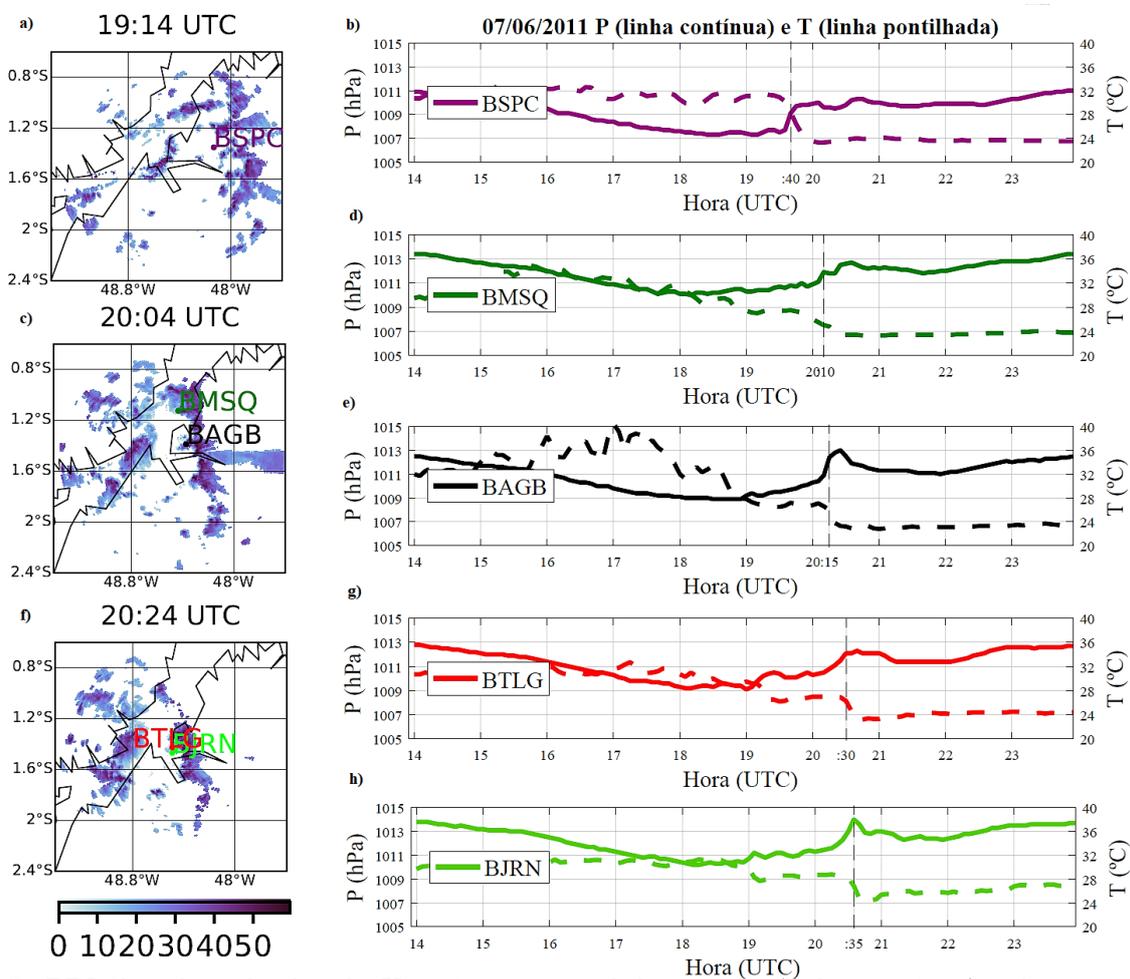
A Figura 3.11 mostra a refletividade do radar banda X e o comportamento temporal

de pressão e temperatura no dia 7 de junho de 2011. A linha de instabilidade esteve bem configurada às 19:14 UTC (3.11-a), propagando-se em direção a estação BSPC (circulo roxo na imagem de radar), porém ainda sem atingir BSPC. Houve um salto de pressão e queda de temperatura às 19:40, comportamento que indica o horário de passagem da linha de instabilidade sobre estação BSPC (3.11-b). As estações BMSQ (circulo verde) e BAGB (circulo preto) estão bem próximas de sofrerem atuação das linhas de instabilidade às 20:04 (3.11-c) e o aumento da pressão e queda da temperatura do ar ocorreu às 20:10 na estação BMSQ (3.11-d) e às 20:15 em BAGB (3.11-e). As estações BTLG e BJRN estão perto de serem afetadas pela linha de instabilidade às 20:24 UTC (3.11-f), o aumento de pressão e diminuição da temperatura ocorreu às 20:30 em BTLG (3.11-g) e 20:35 em BJRN (3.11-h).

A Figura 3.12 mostra a refletividade do radar banda X e o comportamento temporal de pressão e temperatura no dia 13 de junho de 2011. Observa-se refletividade alinhada paralelamente a costa do Estado do Pará, padrão observado em linhas de instabilidade costeira. A linha de instabilidade esteve bem configurada às 18:24 UTC (3.12-a) que coincidiu com salto de pressão e queda de temperatura (3.12-b), atingindo a estação BSOR (circulo rosa na imagem de radar). A linha atingiu a estação BMSQ (circulo verde) às 19:04 UTC (3.12-c) e a refletividade manteve-se elevada na próxima imagem de radar às 19:34 UTC (3.12-f), o salto de pressão e queda de temperatura nesta estação foi observado às 19:35 UTC (3.12-d). A linha estava próxima de atingir a estação BAGB (circulo preto) às 19:04 UTC, às 19:34 UTC ainda havia refletividade sobre a estação e o salto de pressão e queda de temperatura nesta estação foi observado às 19:45 UTC (3.12-e). Às 19:34 UTC a linha passa a se desconfigurar (3.12-f), mas ainda se desloca para as estações BTLG (circulo vermelho) e BJRN (circulo verde). O salto de pressão e queda de temperatura foi observado às 20:05 na estação BTLG (3.12-g) e 20:15 em BJRN (3.12-h).

A Figura 3.13 mostra a refletividade do radar banda X e o comportamento temporal de pressão e temperatura no dia 20 de junho de 2011. A micro linha fluvial começou a se configurar às 21:04 UTC (3.13-a) que coincidiu com o suave aumento de pressão e diminuição de temperatura, atingindo as estações BAGB (3.13-b), BABT (3.13-c) e BJRN (3.13-d; círculos preto, laranja e lima, respectivamente, na imagem de radar (3.13-a)). A linha atingiu a estações BTLG (circulo vermelho) às 21:24 UTC (3.13-e), mas não há salto de pressão e queda de temperatura pronunciadas (3.13-f). Em seguida a linha atingiu a estação BMSQ (circulo verde), sobre a baía do Marajó, às 22:34 (3.13-g) e um suave aumento de pressão e queda de temperatura foi observado às 22:50 UTC (3.13-h). O padrão de salto de pressão e queda de temperatura do ar

Figura 3.11 - Comportamento da série temporal de pressão e temperatura durante a passagem da linha no dia 7



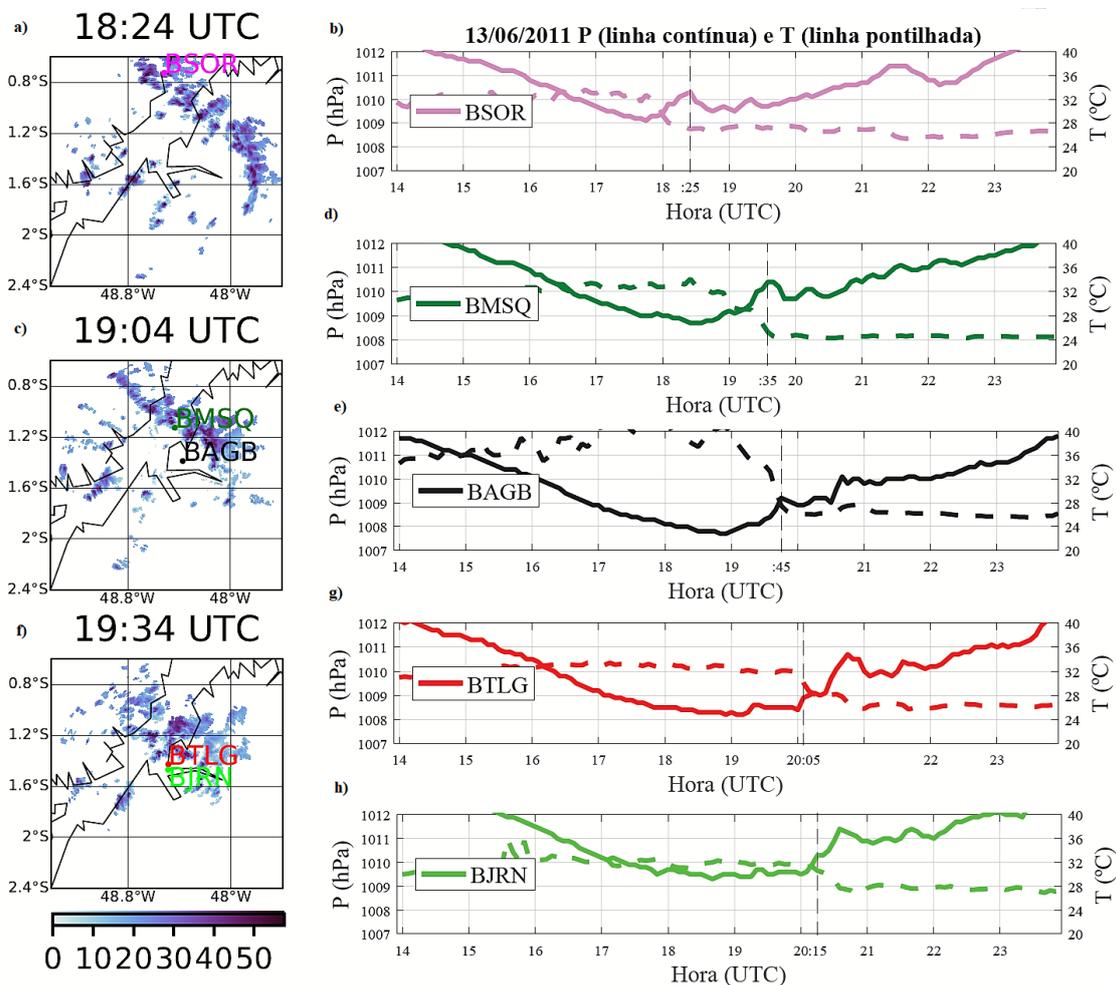
CAPPI 2km do radar banda X e série temporal de pressão (linha contínua) e de temperatura (linha pontilhada)

Fonte: Produção do autor.

não foi tão evidente quando nos outros eventos de linhas.

Os horários do salto da pressão coincidem com o momento que a linha de instabilidade passa sobre a estação, corroborando com o estudo de Alcântara (2011), o qual mostra o comportamento da pressão durante a passagem da linha de instabilidade. O autor identificou que a passagem da mesobaixa é marcada por queda de pressão e durante a passagem da linha há aumento de pressão, que é formado pelo peso da precipitação na coluna atmosférica. As análises dos dias 7 e 13 (Figuras 3.11, 3.12) corroboram com Alcântara (2011). O mesmo padrão foi encontrado nos dias 14

Figura 3.12 - Comportamento da série temporal de pressão e temperatura durante a passagem da linha no dia 13



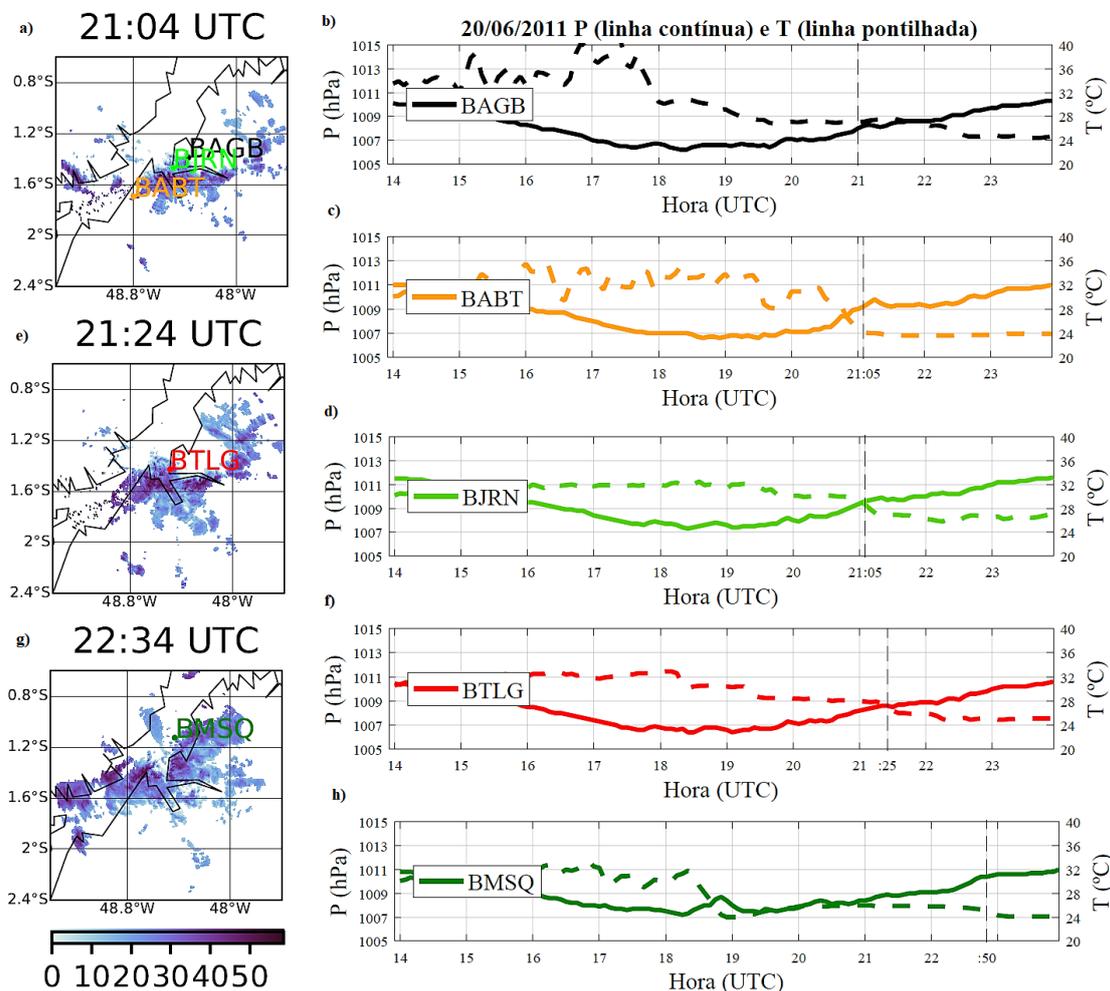
CAPPI 2km do radar banda X e série temporal de pressão (linha contínua) e de temperatura (linha pontilhada)

Fonte: Produção do autor.

(Figura-Anexo A.2) e 24 (Figura-Anexo A.3). Os dias 9 (Figura-Anexo A.1) e 20 (3.13) por serem eventos de micro linha fluvial, têm comportamento distinto das linhas de instabilidade costeira e do Tipo 1, e a pressão não é um indicativo de que a Microlinha esta passando sobre as estações.

Além dos padrões de vento, pressão, temperatura que caracterizam as linhas de instabilidade. Oliveira e Oyama (2015) observaram padrões no conteúdo de umidade em dias de linhas de instabilidade. Os autores avaliaram condições atmosféricas que antecedem a inicialização das linhas de instabilidade e observaram conteúdo

Figura 3.13 - Comportamento da série temporal de pressão e temperatura durante a passagem da linha no dia 20



CAPPI 2km do radar banda X e série temporal de pressão (linha contínua) e de temperatura (linha pontilhada)

Fonte: Produção do autor.

de umidade expressivo em 700 hPa às 12 UTC nos dias de formação de linhas no final da tarde. A partir do resultado de Oliveira e Oyama (2015), observou-se o comportamento do PWV-GPS em dias de atuação e de não atuação de linhas de instabilidade (Figura 3.14).

A Figura 3.14 mostra o comportamento temporal do PWV-GPS durante os dias de linhas de instabilidade do tipo 1 (dias 7 e 24 de junho de 2011), costeira (dias 13 e 14 de junho de 2011), micro linha fluvial (dias 9 e 20 de junho de 2011), e dias que não ocorreram linhas de instabilidade (dias 1, 2, 3, 4, 5, 6, 8, 10, 11, 12, 15,

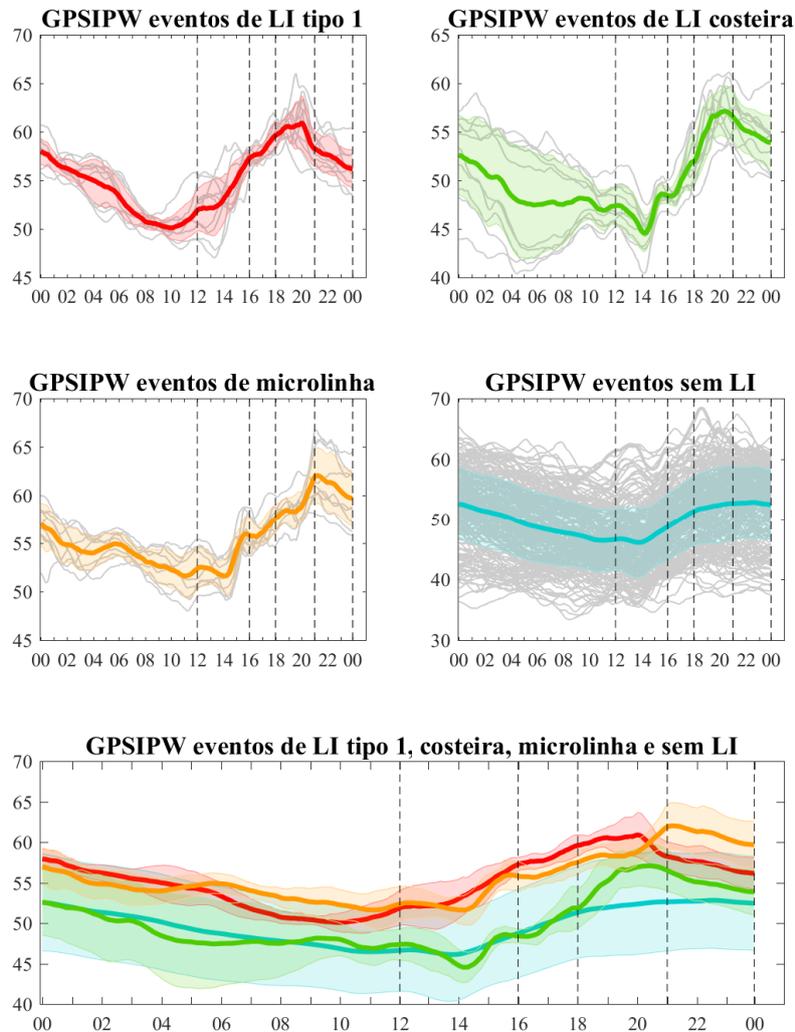
16, 17, 18, 19, 21, 22, 23, 25, 26, 27, 28, 29, 30 de junho de 2011). Esta análise foi baseada no comportamento médio das cinco estações que mais foram atingidas pelas linhas de instabilidade. Embora o PWV expresse o conteúdo de umidade integrado verticalmente na atmosfera, não identificando o conteúdo de umidade em 700 hPa, o PWV apresentou aumento nos dias de formação de linhas de instabilidade. Nos dias de microlinhas, linhas do tipo 1 e costeira às 12 UTC houve aumento de 6 mm, 5 mm e 1 mm, respectivamente, com base nos dias sem atuação de linhas de instabilidade. O valor médio de PWV às 12 UTC foi 51.9 mm durante eventos de linhas de instabilidade do tipo 1, 52.4 mm durante eventos de micro linhas, 47.4 mm durante linhas de instabilidade costeira instabilidade e de 46.6 durante eventos sem linhas de instabilidade.

O aumento de PWV nos dias de linhas de instabilidade é consistente com estudos que consideram o conteúdo de umidade acima da camada limite planetária um fator chave na transição de nuvens rasas para nuvens convectivas profundas, as quais são observadas durante esses sistemas (HOLLOWAY; NEELIN, 2009; DERBYSHIRE et al., 2004; ZHANG; KLEIN, 2010).

Pode-se observar maiores valores de vapor d'água durante os dias que ocorreram linhas de instabilidade do tipo 1 e de microlinhas. Há um espalhamento de PWV antes da entrada das linhas de instabilidade do tipo 1 às 16 UTC. O espalhamento antes das linhas de instabilidade costeira ocorrem antes das 12 UTC. No caso de microlinhas não foi observado espalhamento, contudo há um elevado aumento de PWV às 16 UTC, assim como nos casos de linhas de instabilidade costeiras (Figura 3.14). Os dias sem linhas apresentam média de PWV menor e variabilidade alta, quando comparado com dias de linhas.

O comportamento diurno do vapor d'água apresenta um máximo e mínimo nos dias de atuação e não atuação das linhas de instabilidade (Figura 3.14). Nos dias de linhas de instabilidade do tipo 1, costeira e sem atuação, o máximo ocorreu às 20 UTC, e nos dias de microlinhas o máximo ocorreu às 21 UTC. O valor máximo em dias de não atuação de linhas de instabilidade está associado com brisa marítima que ocorre em Belém (ADAMS et al., 2015). O valores mínimos ocorrem às 10 UTC nos eventos de linhas de instabilidade do tipo 1 e às 14 UTC nos eventos de linhas de instabilidade costeira, microlinhas e sem linhas. As linhas de instabilidade costeira e microlinhas aumentam cerca de 10 mm de PWV entre às 14 UTC e 20 UTC. As linhas de instabilidade do tipo 1 também aumentam cerca de 10 mm, mas este aumento é mais suave e começa entre 10 UTC e 20 UTC.

Figura 3.14 - Comportamento diário, médio e desvio padrão do PWV-GPS nos dias que ocorreram linhas de instabilidade do tipo 1 e costeira, microlinhas e dias que não ocorreram linhas.



Linha contínua representa a média e o sombreado representa desvio desvio padrão. As cores caracterizam eventos de linhas de instabilidade, vermelha representa o tipo 1, verde são as costeiras, laranja são as microLinhas e azul são dias que não ocorreram eventos de linhas de instabilidade. Cada gráfico foi realizado com base nas cinco estações mais atingidas pela passagem das linhas de instabilidade, conforme indicado na Tabela 3.3.

Fonte: Produção do autor.

3.2 Relação PWV-GPS e passagem das linhas de instabilidade

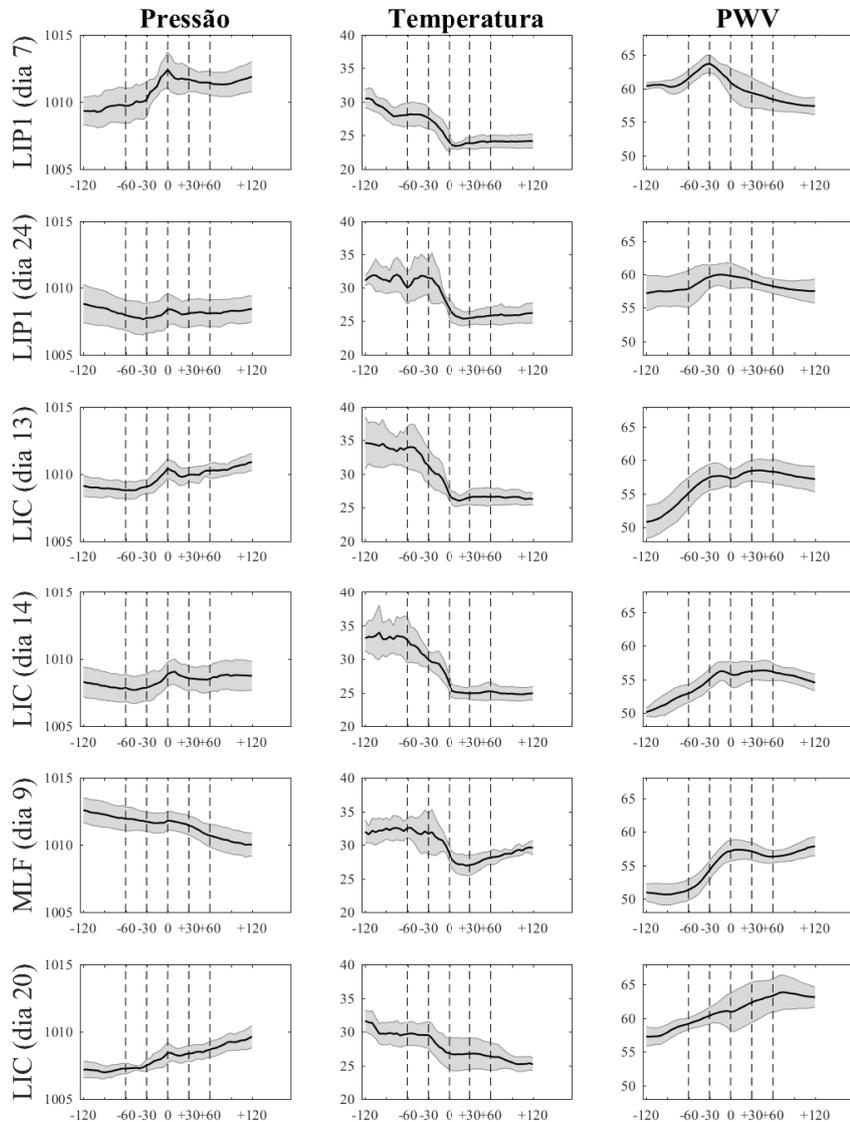
Os horários do salto da pressão coincidem com o momento que a linha de instabilidade do tipo 1 e costeira passam sobre a estação, conforme foi mostrado nas Figuras 3.11 e 3.12. As micro linhas fluvial não apresentaram este padrão (3.13). De acordo com a relação entre salto de pressão e passagem da linha de instabilidade foi realizado um estudo que considerou o instante máximo de pressão, como o instante de passagem da linha de instabilidade sobre cada estação. Este instante foi definido como tempo 0. Desta maneira, foi construído um composto, centralizando o tempo 0, para analisar o comportamento de PWV-GPS em todas as estações que sofreram influencia das linhas de instabilidade antes do tempo 0.

A relação dos horários de salto de pressão e a passagem das linhas de instabilidade do tipo 1, costeiras e micro linha fluvial foi discutida nas Figuras 3.11, 3.12 e 3.13. Existe ainda uma relação conhecida entre pressão e temperatura do ar, lei dos gases ideal. Neste contexto, o comportamento médio da pressão, temperatura e PWV foi avaliado para as 5 estações GPS que foram mais atingidas em 2h antes (-120), durante (0) e 2h após (+120) a passagem de cada evento de linha de instabilidade. O tempo zero nos gráficos de pressão, temperatura e PWV indica o instante que a linha passou sobre cada uma das 5 estações que foram mais atingidas pelas linhas. O instante que a linha passa sobre cada estação foi definido como o valor máximo da pressão encontrado dentro do padrão de aumento, valor máximo e diminuição de pressão.

A Figura 3.15 mostra o padrão de salto de pressão, menores valores cerca de 30 minutos (-30) antes da passagem das linhas de instabilidade, máximo valor no instante da passagem das linhas (0) e diminuição do tempo 0 até 30 minutos (+30) após a passagem das linhas. O padrão de temperatura foi inverso ao observado na pressão, observa-se maiores valores de temperatura entre 2 horas (-120) e 1 hora (-60) antes das linhas passarem sobre as estações. Os valores de temperatura apresentam um máximo entre 1 hora (-60) e 30 minutos (-30) antes das linhas passarem sobre as estações. Após o máximo valor de temperatura foi observado uma queda de temperatura que atinge o mínimo no instante que a linha passa sobre as estações. O padrão de PWV assim como a temperatura, apresentou aumento de PWV entre 1 hora (-60) e 20 minutos antes das linhas passarem sobre as estações, os valores máximos ocorreram entre 30 (-30) e 20 minutos antes das linhas passarem sobre as estações e logo após há uma queda de PWV.

De uma maneira geral, a Figura 3.15 mostra que há um aumento e queda brusca

Figura 3.15 - Comportamento médio de Pressão, Temperatura e PWV das 5 estações mais atingidas pelas linhas de instabilidade



Linha preta representa o comportamento de PWV e o sombreado cinza representa a metade do valor de desvio padrão.

Fonte: Produção do autor.

de temperatura entre 1 hora antes e durante a passagem das linhas de instabilidade e há aumento e diminuição de PWV entre 30 minutos antes e durante a passagem

das linhas de instabilidade. Este padrão pode ser observado durante as linhas de instabilidade costeira e do Tipo 1, pois segundo o modelo conceitual das linhas de instabilidade a queda brusca de temperatura e aumento de PWV estão associadas com a piscina fria. As micro linhas fluviais não apresentam este padrão, pois ao contrário das linhas clássicas, as micro linhas fluviais são formadas devido ao contraste térmico entre a baía do Marajó e o continente, onde o continente é mais quente que a baía do Marajó durante o dia, com movimento ascendente sobre o solo por causa da baixa pressão atmosférica e aparece um fluxo da baía para a terra em baixo nível (SILVADIAS et al., 2005). O máximo valor de temperatura e vapor d'água, apesar de não ocorrerem no mesmo instante, ocorrem quando os valores de pressão são menores, entre 1 hora e 20 minutos antes da entrada das linhas. O inverso é observado no instante que as linhas passam sobre a estação, há valor máximo de pressão e menores valores de temperatura e PWV

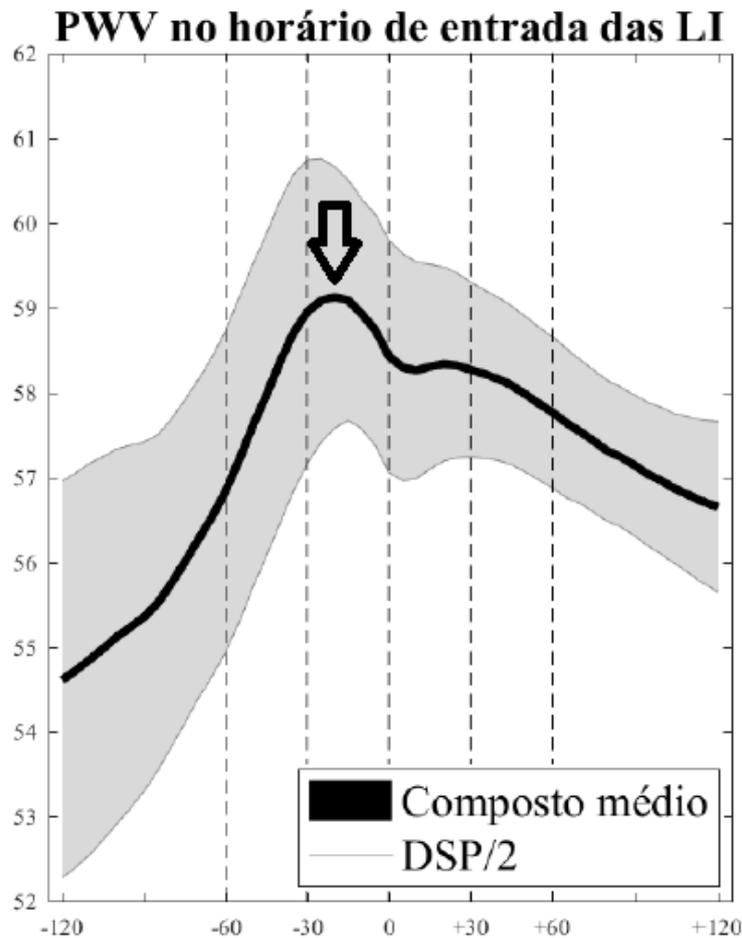
A Figura 3.16 mostra uma composição média da série de PWV-GPS 120 minutos antes e 120 minutos depois do tempo que as linha de instabilidade atingiram cada uma das 5 estações apresentadas na Tabela 3.3, nos dias 7, 13, 14 e 24, ou seja, a composição foi realizada para 20 eventos. Assim como na Figura 3.15, o tempo 0 é o instante de passagem da linha de instabilidade. O instante que a linha passa sobre cada estação foi definido como o valor máximo da pressão dentro do padrão de aumento, valor máximo e diminuição de pressão. A composição média (3.16) mostra um aumento de PWV cerca de 25 minutos antes das estações GPS de base terrestre serem influenciadas pelas linhas de instabilidade.

Cohen et al. (2009) observaram que antes das linhas de instabilidade do tipo 2 passarem pelas localidades de Soure e Caxiuaña (cidades dentro da Amazônia) há secagem e resfriamento junto à superfície em baixos níveis devido a frente de rajada. Gamache e Houze (1982) propuseram a existência de correntes descendentes em baixos níveis que são alimentadas pelo ar frio e seco dos níveis médios e formam as piscinas frias próximo a superfície, a expansão da piscina fria leva o ar quente e úmido de camada limite planetária a ascender mecanicamente e favorecer a iniciação de novas nuvens convectivas.

A Figura 3.16 complementa os estudos anteriores mostrando que antes da frente de rajada atingir as estações, há aumento de PWV cerca de 30 minutos antes da linha de instabilidade atingir as estações, favorecendo assim a iniciação de novas nuvens convectivas.

As imagens de radar das Figuras 3.11 e 3.12 mostraram a formação e propagação das

Figura 3.16 - Composto médio de Vapor d'água das 5 estações mais influenciadas pelas linhas de instabilidade nos dias 7, 13, 14 e 24



Linha preta representa o comportamento médio de PWV e o sombreado cinza representa a metade do valor de desvio padrão.

Fonte: Produção do autor.

linhas de instabilidade sobre as estações GPS. As imagens de radar apresentaram ausência de refletividade 30 minutos antes da passagem das linhas de instabilidade sobre as estações e refletividade maior que zero durante a passagem das linhas de instabilidade. Os resultados aqui encontrados mostram que o PWV-GPS consegue prever cerca de 30 minutos se a estação será ou não atingida por linhas de instabilidade costeira e do Tipo 1. Este resultado é importante, pois alerta sobre a existência de linha de instabilidade. O PWV-GPS fornece um indicativo que as estações GPS podem ser influenciadas pelas linhas de instabilidade.

3.3 Relação PWV-GPS e precipitação durante as linhas de instabilidade

O comportamento de PWV-GPS antes de precipitação tem sido estudado por [Kursinski et al. \(2008\)](#), [Benevides et al. \(2015\)](#), [Serra et al. \(2016\)](#), [Sapucci et al. \(2018\)](#). [Sapucci et al. \(2018\)](#) analisaram a relação de um rápido aumento de PWV e ocorrência de chuva forte durante a campanha Vale do Projeto CHUVA. Eles indicaram uma possível ferramenta de Nowcasting que prevê chuva forte baseada no rápido crescimento de PWV-GPS antes de chuva forte.

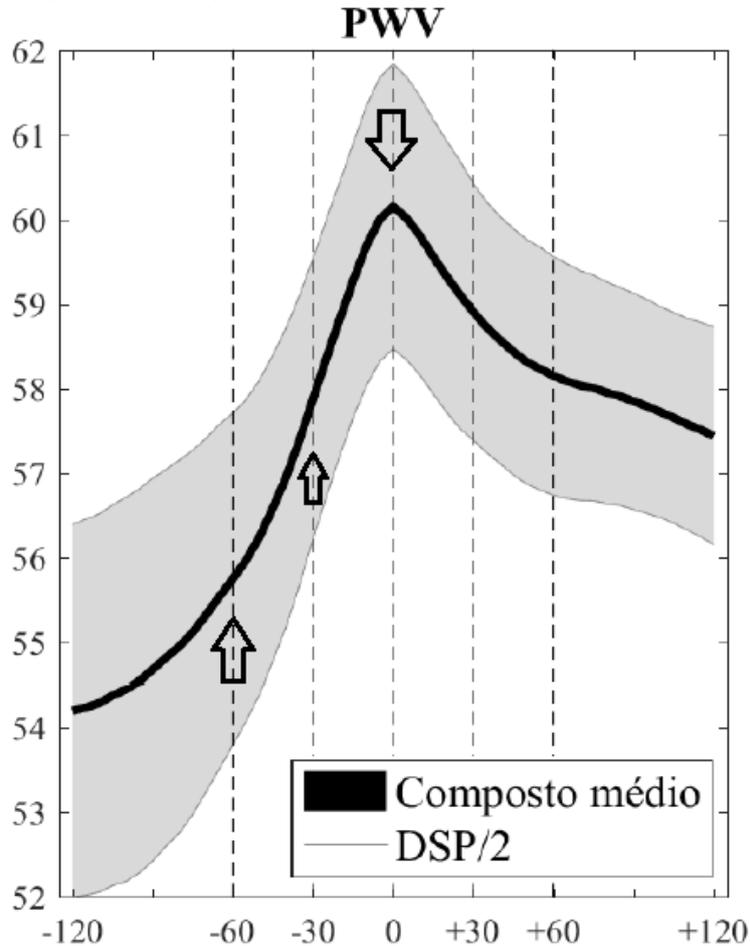
Os resultados encontrados de maior valor de PWV às 12 UTC em dias de atuação de linhas de instabilidade do que em dias de não atuação das linhas, o indicativo de aumento de PWV-GPS 30 minutos antes das estações GPS serem influenciadas por linhas de instabilidade e os trabalhos de [Kursinski et al. \(2008\)](#), [Benevides et al. \(2015\)](#), [Serra et al. \(2016\)](#), [Sapucci et al. \(2018\)](#) estimularam a análise de identificação de padrão PWV-GPS antes da precipitação ocorrida durante as linhas de instabilidade.

Esta análise foi baseada no conhecimento a priori de aumento de PWV às 12 UTC quando houve configuração de linha de instabilidade. A partir disso foi feita uma análise do comportamento de PWV antes das precipitações que ocorreram durante a influência das linhas de instabilidade. Para isto, o comportamento de PWV foi analisado por meio de composição média (Figura 3.17) da série de PWV-GPS 120 minutos antes e depois do tempo de máximo valor de PWV encontrado durante a atuação das linhas de instabilidade. A composição média foi aplicada para as 5 estações apresentadas na Tabela 3.3 durante os dias 7, 9, 13, 14, 20 e 24, ou seja, foi realizada para 30 eventos. O tempo 0 foi o valor máximo de PWV obtido durante a atuação das linhas de instabilidade.

A Figura 3.17 mostra o comportamento do PWV 120 minutos antes e depois do máximo valor de PWV. Observa-se taxa de variação de PWV-GPS de 5 mm durante uma hora antes e de 2.5 mm durante 30 minutos antes do máximo valor de PWV encontrado durante a atuação das linhas de instabilidade. Os valores de taxas de variação encontradas aqui são menores das encontradas por [Sapucci et al. \(2018\)](#), pois a atmosfera tropical é capaz de armazenar maior quantidade de vapor d'água e por isso uma alteração de 5 mm em 1 hora e 2.5 mm em 30 minutos é suficiente para que haja chuva forte em dias de linhas de instabilidade.

Após selecionar os 30 eventos que apresentaram valor máximo de PWV durante a atuação das linhas de instabilidade, verificou-se as imagens de refletividade do radar

Figura 3.17 - Comportamento PWV, até atingir o valor máximo, durante atuação das linhas de instabilidades



Linha preta representa o comportamento médio de PWV e o sombreado cinza representa a metade do valor de desvio padrão.

Fonte: Produção do autor.

para verificar se houve e o instante que ocorreu precipitação em volta da estação. A precipitação foi considerada intensa quando o CAPPI foi maior que 30 dBZ na área de 2km x 2km ao redor da estação. O valor de 30 dBZ foi considerado por indicar áreas de precipitações intensas, segundo a relação da refletividade do radar com intensidade da precipitação.

Desta maneira, a metodologia proposta para chuvas intensas na Região metropolitana de Belém durante eventos de linhas de instabilidade, considera o valor máximo de PWV durante a atuação das linhas de instabilidade. A partir da determinação do máximo valor de PWV, considerou-se a taxa de variação de PWV nos tempos que

antecedem este máximo. Assim conforme observado na Figura 3.17 foi considerado critério ativo quando o PWV apresentou taxa de variação de 5 mm em 1 hora e/ou de 2.5mm em 30 minutos antes do valor máximo de PWV ocorrer.

A Tabela 3.4 mostra a data e a estação que apresentou o máximo valor de PWV-GPS durante a atuação da linha de instabilidade. A coluna Metodologia PWV quando dita sim significa que o critério foi ativado e mostra a hora que ocorreu a ativação, quando dita não significa que o critério não foi ativado e mostra a hora do máximo valor de PWV. A coluna Precipitação indica se ocorreu ou não precipitação intensa, caso sim a hora é mostrada na Tabela.

Para exemplificar os casos que o critérios foram ativados e que ocorreu chuva forte foi apresentada a Figura 3.18. A Figura 3.19 apresenta o caso em que o critério foi ativado e sem ocorrência de chuva forte. Evento de critério inativo com ocorrência de chuva forte pode ser observado na Figura 3.20. A Figura 3.21 mostra caso de critério inativo e de não ocorrência de chuva forte. Estas Figuras resumem a análise do critério e ocorrência de chuva. O subplot (a) apresenta o comportamento diário do PWV, destacando a hora de máximo valor de PWV por meio de linhas pontilhadas e (b) mostra um zoom de 120 minutos antes e depois da ocorrência do máximo valor de PWV. Os subplots (c) e (e) exibem a refletividade em todo o alcance do radar e (d) e (f) mostram a refletividade na área de 4 km² em volta da estação. Os subplots (c) e (d) mostram a imagem disponível do radar mais próximo do horário de máximo valor de PWV e os subplots (e) e (f) mostram a imagem disponível do radar centre 20 e 40 minutos após o máximo valor de PWV.

A Figura 3.18 mostra o salto de PWV que ocorreu na estação BJRN no dia 7 de junho. Ele se iniciou às 19:05 com valor de 59 mm, às 19:35 o PWV aumentou para 61 mm e aumentou para 64 mm às 20:05mm (3.18-b), compreendendo assim uma taxa de variação de +3mm em 30 minutos e de +5mm em 1 hora, portanto caso de critério ativo. Às 20:04 UTC a linha de instabilidade está se propagando em direção a estação BJRN (3.18-c), mas não apresenta refletividade na área de 2km x 2km em volta da estação BJRN (3.18-d). Após 40min do máximo valor de PWV ocorreu precipitação intensa na área de 2km x 2km em volta da estação BJRN (3.18-f).

A Figura 3.19 mostra o comportamento PWV que ocorreu na estação BSPC no dia 7 de junho (3.19-a). O aumento de PWV iniciou às 18:35 com valor de 61 mm, às 19:05 o PWV aumentou para 63,5 mm e aumentou para 66 mm às 19:35mm (3.19-b), compreendendo assim uma derivada de +2.5mm em 30 minutos e de +5mm em 1 hora, portanto caso de critério ativo. Este é o único evento que houve falhas nas

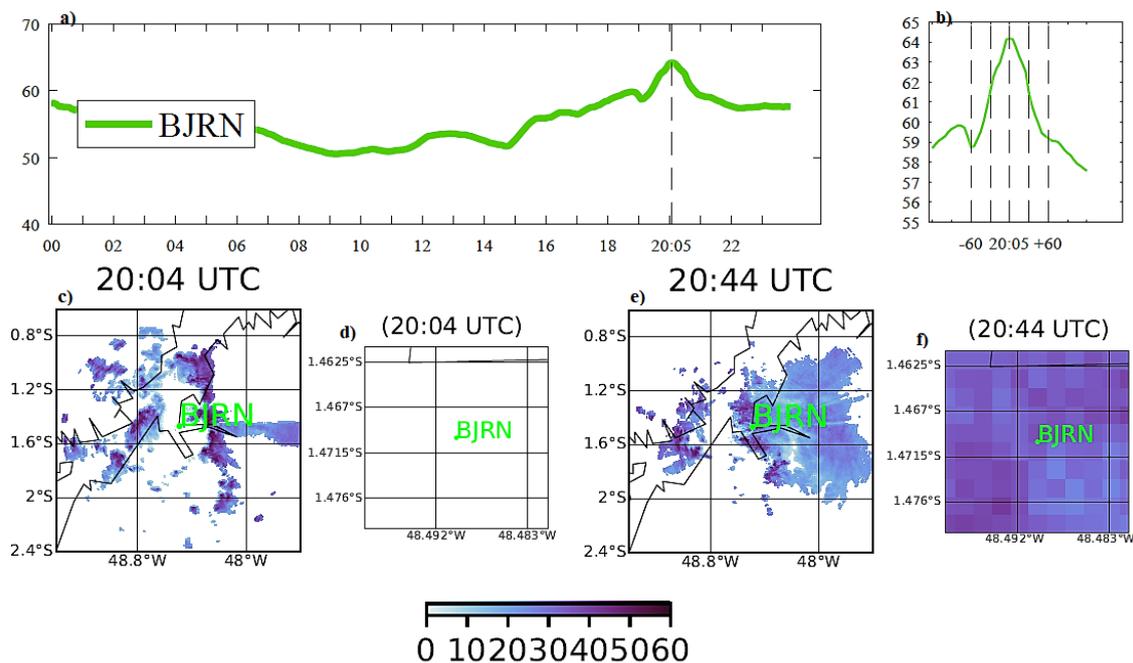
Tabela 3.4 - Descrição das cinco estações mais atingidas pela passagem das linhas de instabilidade.

Data	Estação	Metodologia PWV	Precipitação
07/06/2011	BSPC	Sim (19:35)	Não
07/06/2011	BAGB	Não (19:40)	Sim (20:14)
07/06/2011	BMSQ	Sim (20:05)	Sim (20:44)
07/06/2011	BJRN	Sim (20:05)	Sim (20:44)
07/06/2011	BTLG	Sim (20:10)	Sim (20:44)
09/06/2011	BSPC	Não (15:30)	Sim (15:23)
09/06/2011	BAGB	Sim (15:40)	Sim (15:44)
09/06/2011	BJRN	Sim (15:45)	Sim (15:44)
09/06/2011	BMSQ	Sim (15:50)	Sim (16:13)
09/06/2011	BABT	Sim (15:50)	Sim (16:13)
13/06/2011	BSOR	Sim (18:00)	Sim (18:04)
13/06/2011	BMSQ	Sim (19:15)	Sim (19:44)
13/06/2011	BTLG	Não (20:10)	Sim (20:44)
13/06/2011	BAGB	Sim (20:30)	Sim (21:04)
13/06/2011	BJRN	Não (20:50)	Sim (20:50)
14/06/2011	BSPC	Sim (18:40)	Sim (18:44)
14/06/2011	BMSQ	Sim (18:50)	Sim (19:14)
14/06/2011	BAGB	Sim (19:20)	Sim (19:54)
14/06/2011	BTLG	Sim (19:30)	Sim (20:04)
14/06/2011	BABT	Não (20:00)	Não
20/06/2011	BABT	Não (21:00)	Sim (21:34)
20/06/2011	BJRN	Sim (21:05)	Sim (21:34)
20/06/2011	BTLG	Sim (21:15)	Sim (21:34)
20/06/2011	BAGB	Não (21:35)	Não
20/06/2011	BMSQ	Não	Não
24/06/2011	BSSG	Não (17:50)	Não
24/06/2011	BSPC	Não (18:10)	Não
24/06/2011	BMSQ	Não (18:45)	Não
24/06/2011	BABT	Não (19:05)	Não
24/06/2011	BSOR	Não (19:10)	Não

A coluna Metodologia PWV quando dita sim significa que o critério foi ativado e mostra a hora que ocorreu a ativação, quando dita não significa que o critério não foi ativado e mostra a hora do máximo valor de PWV. A coluna Precipitação indica se ocorreu ou não precipitação intensa, caso sim a hora é mostrada na Tabela.

imagens do radar, uma vez que a imagem mais próxima ao horário de máximo valor de PWV é às 19:14 UTC, ou seja 20 minutos antes do máximo de PWV. Às 19:14 UTC a linha de instabilidade está próxima da estação BSPC (3.19-c), contudo há ausência de refletividade na área de 2km x 2km (3.19-d). Às 20:04 UTC a linha

Figura 3.18 - Jump-PWV e CAPPI (critério ativo) no dia 7

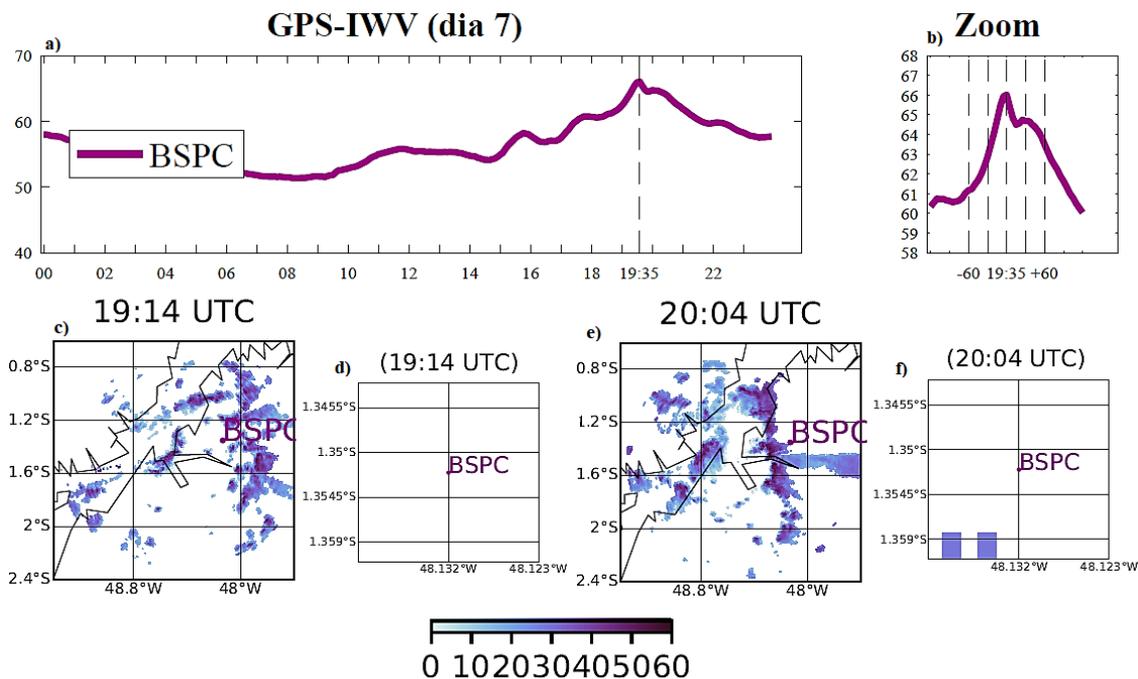


Fonte: Produção do autor.

de instabilidade já havia se propagado da estação BSPC (3.19-e) e não se observou valores acima de 30 dBZ ao redor de 4 km² da estação (3.19-f). Apesar de não mostrado, às 19:53 UTC também não houve refletividade 4 km² redor da estação BSPC, a linha de instabilidade já havia passado sobre a estação. Este único caso de critério ativo e de não chuva forte apesar de não ter imagens para analisar a refletividade no instante de máximo valor de PWV, não choveu forte entre 20 e 30 minutos depois do máximo PWV.

A Figura 3.20 mostra o comportamento de PWV que ocorreu na estação BTLG no dia 13 de junho (3.20-a). O comportamento do PWV não atingiu características para ativar o critério PWV (3.20-b). O aumento de PWV se iniciou às 19:10 com valor de 55.5 mm, às 19:35 o PWV aumentou para 59 mm e aumentou para 59.5 mm às 20:05mm, compreendendo assim uma derivada +1mm em 30 minutos e de +4mm em 1 hora. Às 20:14 UTC, horário de máximo valor de PWV, a linha de instabilidade estava desintensificando (3.20-c) e não houve refletividade na área de 4 km² (3.20-d). Às 20:44 UTC apesar da desintensificação, um núcleo de chuva intensificou-se sobre a estação BTLG e foi observado valores intensos de CAPPI na área de 2km x 2km em volta da estação (3.20-f).

Figura 3.19 - Jump-PWV e CAPPI (critério ativo) no dia 7

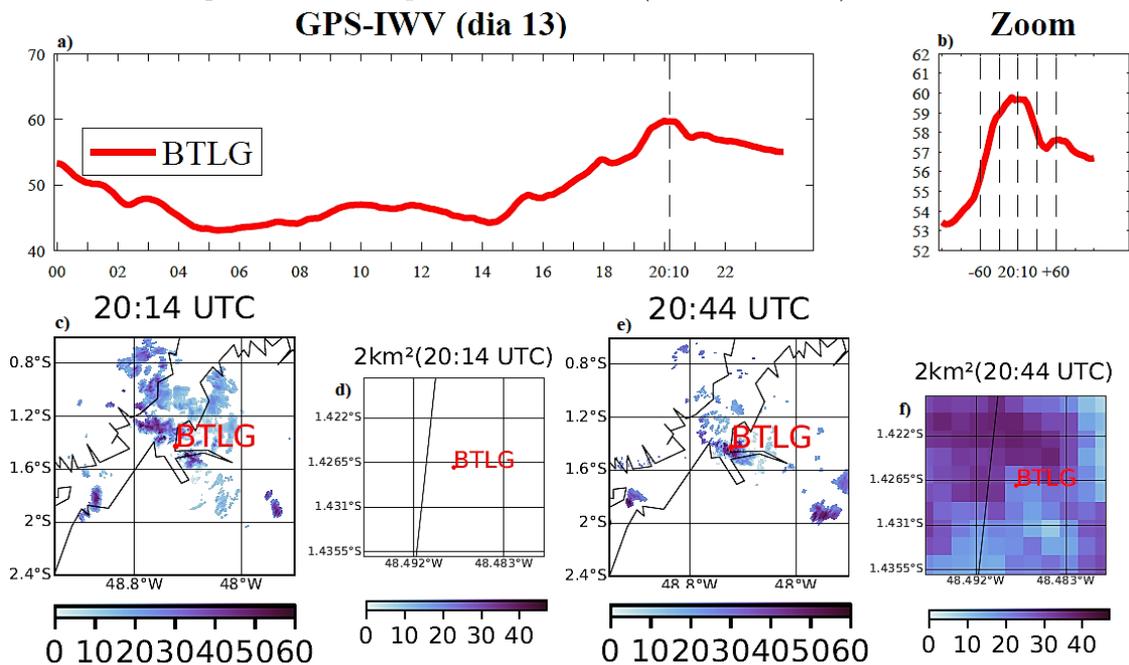


Fonte: Produção do autor.

A Figura 3.21 mostra o comportamento do PWV que ocorreu na estação BSPC no dia 24 de junho (3.21-a). O PWV apresentou valor de 58 mm às 17:10, aumentou para 59.5 mm às 17:40 e aumentou para 61 mm às 18:10 mm, compreendendo assim uma derivada de +1.5mm em 30 minutos e de +3mm em 1 hora (3.21-b), portanto não atingiu os limiares para ativar o critério. No instante de máximo PWV, observa-se uma linha de instabilidade avançando sobre a estação BSPC (3.21-c), ausência de refletividade neste tempo na área de 4 km² ao redor da estação. Após 40 minutos do máximo PWV, há refletividade fraca na área de 2km x 2km em volta da estação BSSG (3.21-f).

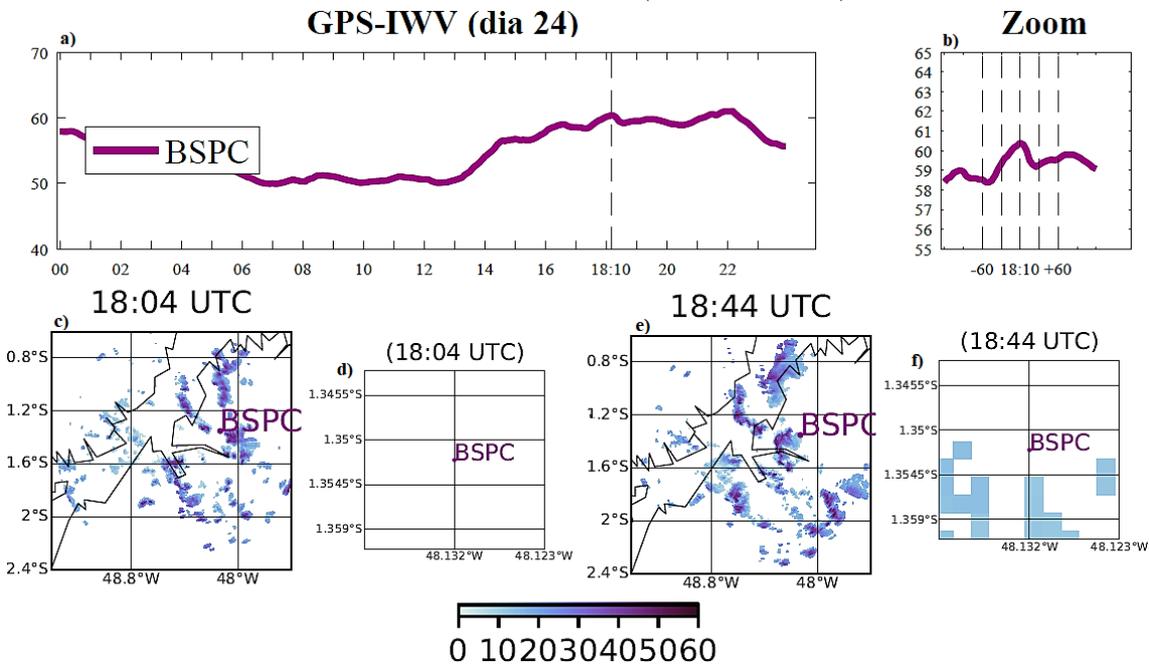
A Tabela 3.4 mostra que dentre os 30 eventos, 17 deles o critério foi ativado e 13 deles o critério foi inativo. Dos 17 eventos que o critério foi acionado, 16 eventos houve chuva forte (>30 dBZ) e 1 evento não houve chuva forte. Dos 16 eventos que o critério foi acionado, em 4 eventos a precipitação ocorreu no mesmo instante que o critério foi acionado e 12 eventos a precipitação ocorreu entre 20 e 40 minutos após o máximo valor do PWV. Nos 13 eventos quando o critério não foi acionado, houve chuva forte (>30 dBZ) em 5 casos e não houve chuva forte em 8 casos.

Figura 3.20 - Jump-PWV e CAPPI (critério inativo) no dia 13



Fonte: Produção do autor.

Figura 3.21 - Jump-PWV e CAPPI (critério inativo) no dia 24



Fonte: Produção do autor.

Para sumarizar esta informação foi criado uma Tabela de contingência (3.5) que mostra a quantidade de eventos que o critério foi acionado e teve ou não chuva forte (>30 dBZ), e que o critério não foi acionado e teve ou não chuva forte. Por meio da Tabela de contingência (3.5) observa-se que a proporção de acerto do critério foi de 80% (Equação 3.5), a probabilidade de detecção foi de 76,2% (Equação 3.6) e o falso alarme foi de 5,9% (Equação 3.7).

$$PA = \frac{16 + 8}{30} * 100 \quad (3.5)$$

$$PD = \frac{16}{16 + 5} * 100 \quad (3.6)$$

$$FAR = \frac{1}{16 + 1} * 100 \quad (3.7)$$

Tabela 3.5 - Tabela de contingência.

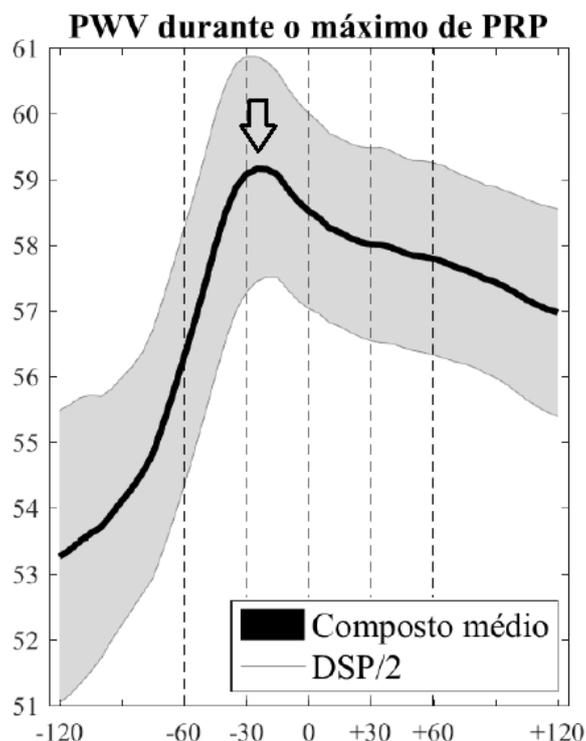
	PRP > 30 dBZ	PRP < 30 dBZ	Total
Critério Ativo	16	1	17
Critério Inativo	5	8	13
Total	21	9	30

As análises anteriores puderam fornecer o tempo que ocorreu chuvas intensas. Esse tempo foi definido como 0 e um novo composto foi criado para avaliar o comportamento de PWV antes de precipitações que ocorreram durante linhas de instabilidade. Observou-se, assim como encontrado por Sapucci et al. (2018), um padrão de aumento de PWV antes de chuvas intensas. Há aumento de PWV cerca de 1 hora e 30 minutos antes das chuvas intensas. O valor de PWV aumenta ainda mais cerca de 1 hora antes das chuvas intensas, mas o máximo do PWV acontece 30 minutos antes das chuvas intensa.

3.4 Considerações importantes sobre PWV-GPS e eventos de LI

Este capítulo 3 mostrou que uma rede densa de receptores GPS de base terrestre pode ser instalada em lugares com ausência de radares meteorológicos, pois o GPS consegue captar padrões que preveem a entrada das linhas de instabilidade e de previsão de chuva forte que ocorrem durante a atuação das linhas. Além disso,

Figura 3.22 - Composto de Jump de PWV nos Horários de Máxima PRP (LI)



Linha preta representa o comportamento médio de PWV e o sombreado cinza representa a metade do valor de desvio padrão.

Fonte: Produção do autor.

o GPS também se mostrou importante para alertar meteorologista que apesar do radar indicar aproximação de linhas de instabilidade, não irá ocorrer chuva forte por onde a linha passar.

Este capítulo 3 conseguiu descrever comportamento do PWV antes e durante a passagem das linhas de instabilidade, mostrando que esta observação pode ser uma boa ferramenta para auxiliar em tomadas de decisão de curtíssimo prazo, uma vez que possui probabilidade de detecção de 76,2%, com proporção de acerto de 80% e de falso alarme de apenas 5,9%.

Esta observação será assimilada para verificar seu impacto em modelo de alta resolução no próximo capítulo 4. Isto porque um dos motivos que o campo de umidade atmosférica é um dos mais difíceis de realizações previsões numéricas é devido a ausência de dados observacionais capazes de representar a atmosfera. O que pode ser resolvido com esta rede densa de receptores GPS de base terrestre, proporcionando dados de umidade de alta resolução temporal e espacial.

4 IMPACTO DO PWV-GPS NAS PREVISÕES DE TEMPESTADES ASSOCIADAS AS LINHAS DE INSTABILIDADE

O capítulo 3 mostrou padrões de aumento do PWV-GPS antes da entrada de linhas de instabilidade e da precipitações a elas associadas, sendo um precursor importante que indicam a ocorrência e a intensidade da precipitação. O uso desses dados de forma isolada, embora tenha diversas aplicações e facilitam sua utilização operacionalmente, tem significativas limitações quanto ao padrão espacial da precipitação prognosticada. Assim, uma questão fica em aberto no que se refere a aplicação desses dados em conjunto com um modelo de PNT em alta resolução temporal e espacial e o potencial dessa informação para a melhoria das previsões de precipitação, tanto na intensidade, localização e abrangência das tempestades. Neste contexto, o presente capítulo visa investigar o quanto tais padrões presentes nos valores do PWV-GPS podem impactar o campo de umidade e conseqüentemente as previsões de precipitação associadas aos eventos de linhas de instabilidade.

A representação numérica do campo de umidade atmosférica é um desafio na modelagem numérica. Os modelos de previsão numérica de tempo são muito utilizados para caracterizar espacialmente o comportamento da umidade atmosférica, apesar de apresentarem deficiência em representar fisicamente bem todos os processos. A melhor solução para obter representação da umidade atmosférica é através de combinação estatística de observações de umidade atmosférica e campos de previsão, em um processo denominado assimilação de dados. Como já discutido no capítulo 2, nesse processo as observações são introduzidas nos ciclos de previsão numérica para minimizar ou controlar o aumento de erros durante a integração do modelo. No que se refere aos dados de umidade, que apresentam sérias deficiências na coleta, a estratégia cíclica empregada na assimilação tem especial importância, pois permite a concatenação da contribuição das observações em diferentes passos na integração do modelo, minimizando deficiências na coleta de dados, bem como na modelagem atmosférica.

Dada a complexidade da modelagem dos campos de umidade em alta resolução sobre regiões tropicais e sua relação com as previsões de precipitação, para a realização dos testes e posteriormente os experimentos de assimilação de dados do PWV-GPS, diversos estudos tiveram que ser realizados para que tais experimentos pudessem explorar ao máximo as informações contidas nesses dados. Dois pontos principais tiveram que ser tratados antes da realização dos experimentos. O primeiro foi um estudo do impacto da escolha da variável de controle de umidade no processo de

assimilação usando o GSI. Como discutido na seção 2.3, a eficiência da assimilação de dados nos campos de umidade está diretamente relacionada à escolha dessa variável de controle. O segundo ponto foi definir a melhor configuração possível para que a observação PWV-GPS pudesse ser assimilada e potencializar seu impacto na caracterização dos campos de umidade atmosférica durante os eventos de linhas de instabilidade. Para isto, estudos específicos foram necessários para definir as parametrizações físicas a serem utilizadas, o erro padrão do PWV-GPS e a estratégia empregada na assimilação cíclica no domínio regional acoplado ao modelo global em suporte para a versão local sobre a rede densa GPS. Posteriormente a esses estudos foram realizados os experimentos de assimilação dos dados de PWV-GPS e a avaliação do impacto nos campos de umidade das análises geradas e na qualidade das previsões da precipitação produzidas pelo modelo com essas análises. Assim, as próximas seções apresentam sucessivamente os resultados do estudo sobre a escolha da variável de controle da umidade no GSI, uma discussão sobre a melhor configuração do sistema a assimilação dos dados PWV-GPS e finalmente a apresentação e discussão dos resultados obtidos com a realização dos experimentos onde os dados da rede densa GPS são efetivamente assimilados. O impacto é avaliado nas variáveis de microfísica, precipitação e refletividade geradas pelo modelo ao comparar com dados observados pelo radar banda X e imagens de satélites durante as linhas de instabilidade.

4.1 A escolha da variável controle de umidade atmosférica no sistema de assimilação de dados

A escolha da variável de controle da umidade no sistema de assimilação é muito importante e deve levar em consideração a habilidade do modelo, a disponibilidade do sistema de observação de umidade e ao método de assimilação. Por isso que diferentes centros utilizam distintas variáveis de controle de umidade. Lorenc et al. (1996) mostraram que a preservação da umidade relativa no sistema de assimilação de dados global do Met Office tem sido uma vantagem quando não há observações de umidade, pois a parametrização de nuvens no modelo responde primeiramente a umidade relativa. Pela mesma razão, contudo, se o modelo tiver viés frio na estratosfera então o aumento nos valores das observações de temperatura irá induzir acumulação de umidade espúria, uma vez que o modelo vai condensar esta umidade na estratosfera. A forma de conter o aumento da umidade estratosférica é introduzir uma variável artificial ou usar a pseudo umidade-relativa como variável controle. A pseudo umidade-relativa depende da temperatura do background, ou seja, é impactada por todos os processos de correção do ciclo de assimilação de dados (DEE;

SILVA, 2003).

O Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos utiliza o sistema de assimilação, GSI, que permite o uso da pseudo umidade-relativa ou umidade relativa normalizada como variável controle de umidade atmosférica. Um estudo sobre a sensibilidade das variáveis controle de umidade atmosférica, similar a Dee e Silva (2003), utilizando assimilação de dados em modelos do CPTEC ainda não tinha sido realizado. O presente estudo contribui para o tema, aprimorando a metodologia utilizada nas atividades de assimilação praticadas.

O CPTEC utiliza o sistema de assimilação GSI que é um método de assimilação de dados variacional de 3 dimensões (3DVAR). A solução de assimilação de dados 3D é aquela que minimiza a seguinte função custo (COURTIER; NAUGHTON, 1994).

$$J(x) = \frac{1}{2}J_b(x) + \frac{1}{2}J_0(x) = \frac{1}{2}(x_b - x)^T B^{-1}(x_b - x) + \frac{1}{2}[y_0 - H(x)]^T R^{-1}[y_0 - H(x)]. \quad (4.1)$$

Onde, x é o vetor estado composto das variáveis do modelo para cada ponto de grade, x_b é o vetor background, y_0 é o vetor das observações, H é o operador não linear das observações, o qual é o interpola ou transforma as variáveis do modelo para a localização das observações. O termo J_0 contém R , a matriz de covariância dos erros das observações. O termo J_b contém B , a matriz covariância do erro do background.

Pela definição, os valores exatos de R e B devem ser conhecidos do estado real da atmosfera para todos os tempos e ponto de grade do modelo. Porém a matriz B é muito grande para ser calculada explicitamente e ser armazenada em computador, ela precisa ser modelada (DESCOMBES et al., 2015). Portanto, precisa-se definir as variáveis controle da análise que serão usadas para representar a função corrente, o potencial de velocidade, a temperatura, a pressão em superfície, o ozônio, a umidade, dentre outras.

No que se refere a variável de controle da umidade o GSI permite explorar como opções a pseudo umidade-relativa e a umidade relativa normalizada. A UR-normalizada é expressa pela Equação 4.2:

$$UR - normalizada = \frac{r}{r_s(T, P)}. \quad (4.2)$$

Onde r é a razão de mistura e r_s é a razão de mistura de um volume de ar saturado

com vapor d'água, que é afetada por temperatura T e pressão atmosférica P . A pseudo umidade relativa é dada pela Equação 4.3:

$$UR - pseudo = \frac{r}{r_s^b(T^b, P)}. \quad (4.3)$$

Onde r é a razão de mistura e r_s^b é a razão de mistura de saturação do background, que é afetada pela temperatura T do background T^b e pressão atmosférica P .

Observa-se que se a variável controle de umidade atmosférica é a UR-normalizada, as observações de temperatura ou umidade podem afetar a análise de temperatura e umidade específica durante o processo cíclico. Por exemplo, na ausência de observações de umidade uma única observação de temperatura é capaz de modificar o campo de umidade do background para a análise. Com isso, a razão de mistura de saturação, que depende da temperatura, apresentará modificações da análise com o background, porém a umidade relativa do background permanecerá inalterada (DEE; SILVA, 2003).

A UR-normalizada e UR-pseudo são distintas apenas com relação a temperatura, onde a primeira depende das observações da temperatura do ar e a segunda depende da previsão da temperatura do ar. Portanto, a escolha depende de três aspectos, modelo numérico, sistema de observações e assimilação de dados. A UR-normalizada depende principalmente que o sistema de observações de temperatura do ar tenha boa qualidade e a UR-pseudo depende especialmente que modelo numérico tenha um bom desempenho para prever a temperatura do ar.

O presente estudo avaliou a sensibilidade das condições iniciais e das previsões do modelo nos campos do estado básico e da umidade atmosférica quando se modifica a variável de controle da umidade no processo de assimilação de dados usando o GSI. Para isso, dois experimentos foram feitos em modo cíclico de assimilação usando o GSI acoplado ao Modelo de Circulação Atmosférico (MCGA) do CPTEC/INPE. A estratégia de assimilação é a mesma utilizada frequentemente no CPTEC que utiliza como background os campos de previsão de 6 horas do MCGA para gerar uma análise utilizando os dados contidos em uma janela de assimilação de 6 horas, centrada nos horários sinóticos. As análises são usadas como condição inicial para previsões subsequentes e um ciclos contínuos. Em cada um dos experimentos uma dessas variáveis foram escolhidas como variável de controle na assimilação de dados sendo o primeiro denominado PUR quando utilizou a Pseudo umidade relativa e o segundo denominado de URN (considerado como experimento controle por ser a

variável que é utilizada operacionalmente pelo grupo de assimilação de dados do CPTEC). Ambos os experimentos foram rodados para o período de 01 a 31 de agosto de 2014 de forma idêntica, com modificação apenas na variável de controle de umidade atmosférica.

4.1.1 Sensibilidade das condições iniciais nos campos do estado básico e da umidade atmosférica

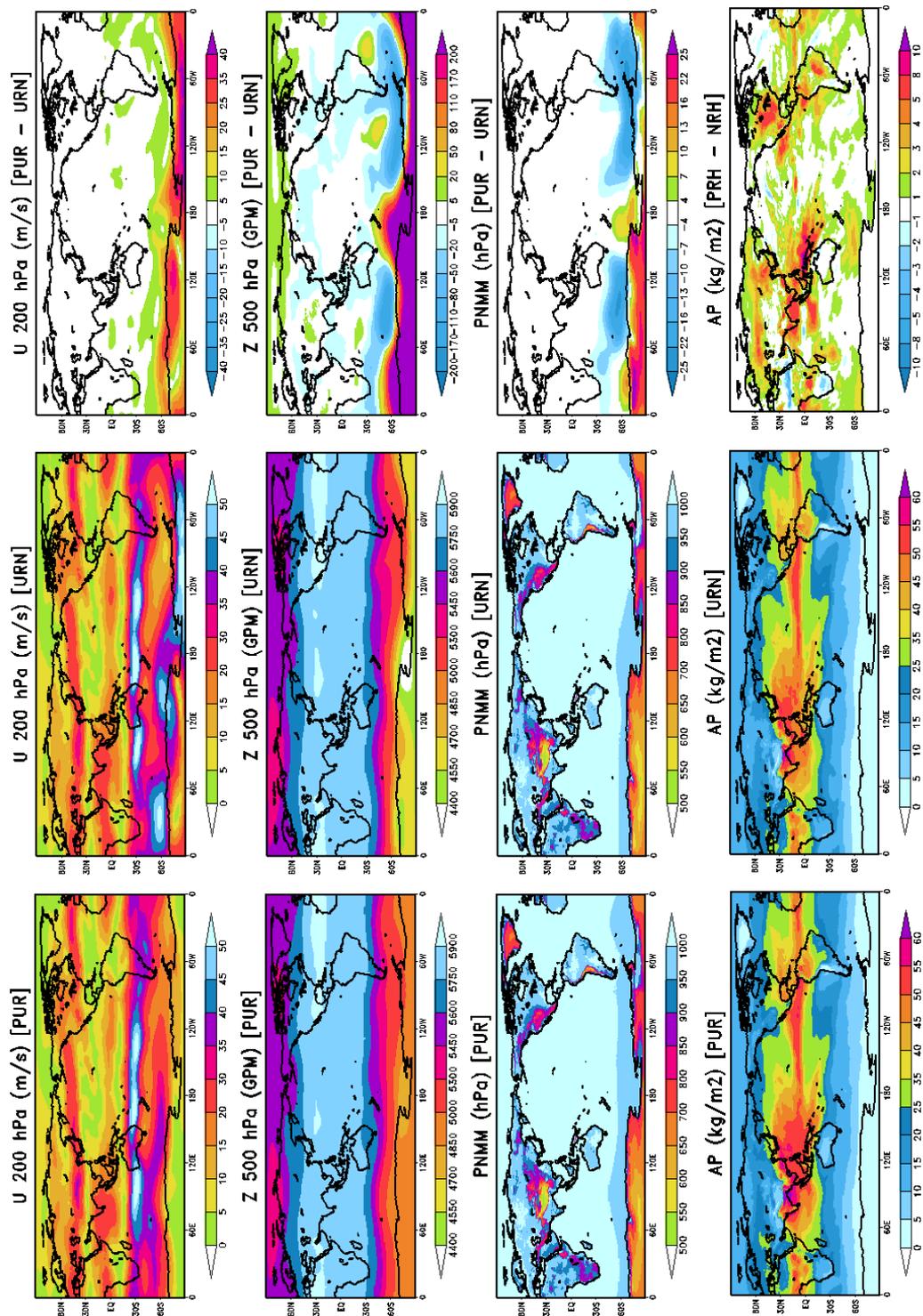
A sensibilidade das condições iniciais à escolha da variável controle de umidade na assimilação foi verificada através dos campos médios de vento zonal em 200 hPa (U200 hPa), altura do geopotencial em 500 hPa (Z500 hPa), pressão ao nível médio do mar (PNMM) e água precipitável (AP). Os campos médios foram obtidos dos experimentos que utilizaram a UR-pseudo (PUR), a UR-normalizada (URN) e a diferença entre eles no mês de agosto (Figura 4.1).

As maiores diferenças observadas entre os experimentos URN e PUR foram observadas sobre a Antártica e região de preferência do jato polar no Hemisfério Sul nos campos de U200 hPa, Z500 hPa e PNMM (Figura 4.1, coluna à direita). O experimento que utilizou a PUR (Figura 4.1, coluna à esquerda) apresentou U200 hPa variando entre 0 a 15 m/s, Z500 hPa foi 4700 m e PNMM variou entre 600 hPa e 700 hPa sobre a Antártica. A região de preferência do jato polar no Hemisfério Sul apresentou U200 hPa variando entre 15 a 35 m/s, Z500 hPa foi 5450 m e PNMM foi 950 hPa. O resultado de U200 hPa colaborou com o estudo de (FLEMING et al., 1990), o qual identificaram vento zonal médio em 200 hPa de aproximadamente 10 m/s sobre a latitude de 80° S (latitude da Antártica) e cerca de 20 a 30 m/s na região de jato polar

O experimento que utilizou a URN (Figura 4.1, coluna ao meio) apresentou valores incoerentes com o comportamento médio da atmosfera sobre a Antártica e região do jato polar no Hemisfério Sul. Este experimento controle, ou seja, aquele que estava na configuração operacional do CPTEC apresentou valores similares aos resultados discutidos por Cavalcanti et al. (2002).

O desempenho do MCGA do CPTEC (sem assimilação de dados) comparado a reanálise National Center for Atmospheric Research (NCAR) do NCEP mostrou que o campo de U200 hPa é superestimado entre 30°S e 60°S, atingindo valores

Figura 4.1 - Campos médios das condições iniciais do vento zonal em 200 hPa (U200 hPa), altura do geopotencial em 500 hPa (Z500 hPa), pressão ao nível médio do mar (PNMM) e água precipitável (AP) para os experimentos UR-pseudo, UR-normalizada e a diferença entre UR-pseudo e UR-normalizada em Agosto.



Fonte: Produção do autor.

entre 30 a 40 m/s, enquanto que a reanálise NCEP-NCAR apresentou valores entre 25 e 35 m/s durante o inverno austral (CAVALCANTI et al., 2002).

Cavalcanti et al. (2002) identificaram nas latitudes subtropicais do Hemisfério Sul o número de onda 1 através da reanálise do NCEP-NCAR, que foi reproduzida pelo MCGA, porém com algumas diferenças de intensidade e posicionamento dos centros anômalos zonais. Os centros anômalos de média e alta latitudes são mais fracos no modelo que nas reanálises, representando uma amplitude mais fraca da onda estacionária no modelo. O experimento PUR apresentou valores mais intenso que o experimento URN em Z500 hPa.

A PNMM é subestimada sobre a Antártica no inverno austral quando comparada com a reanálise NCEP-NCAR (CAVALCANTI et al., 2002). Além do mais, o experimento com a PUR apresenta valores mais intensos do que o experimento com a URN, ou seja, a PUR corrige o viés identificado durante o experimento com a URN. A assimilação de dados usando resultados obtidos com o experimento URN parece não resolver todos os problemas apontados por Cavalcanti et al. (2002). Isto porque, as observações de temperatura na Antártica e na região de jato polar não são boas o suficiente para aprimorar estes campos. No entanto, o experimento PUR produziu melhores resultados destas regiões porque depende da previsão de temperatura.

Cavalcanti et al. (2002) identificaram que o modelo MCGA do CPTEC apresentou viés negativo de temperatura nos níveis de 1000 a 800 hPa entre as latitudes de 75° S e 90° S e nos níveis acima de 700 hPa nas latitudes ao redor de 60° S. Este resultado poderia ser melhorado se houvesse um bom sistema de observação de temperatura sobre essas regiões. No entanto, Sapucci et al. (2014) mostraram que sobre essas regiões apenas o sensor AIRSTAP estimou a temperatura do ar no dia 15 de junho de 2009. Portanto, as ferramentas disponíveis neste estudo apresentaram viés negativo para temperatura do ar e falta de observações. Dee e Silva (2003) mostraram que a PUR prevê relativamente bem a umidade relativa, dependendo da acurácia das estimativas da temperatura do background.

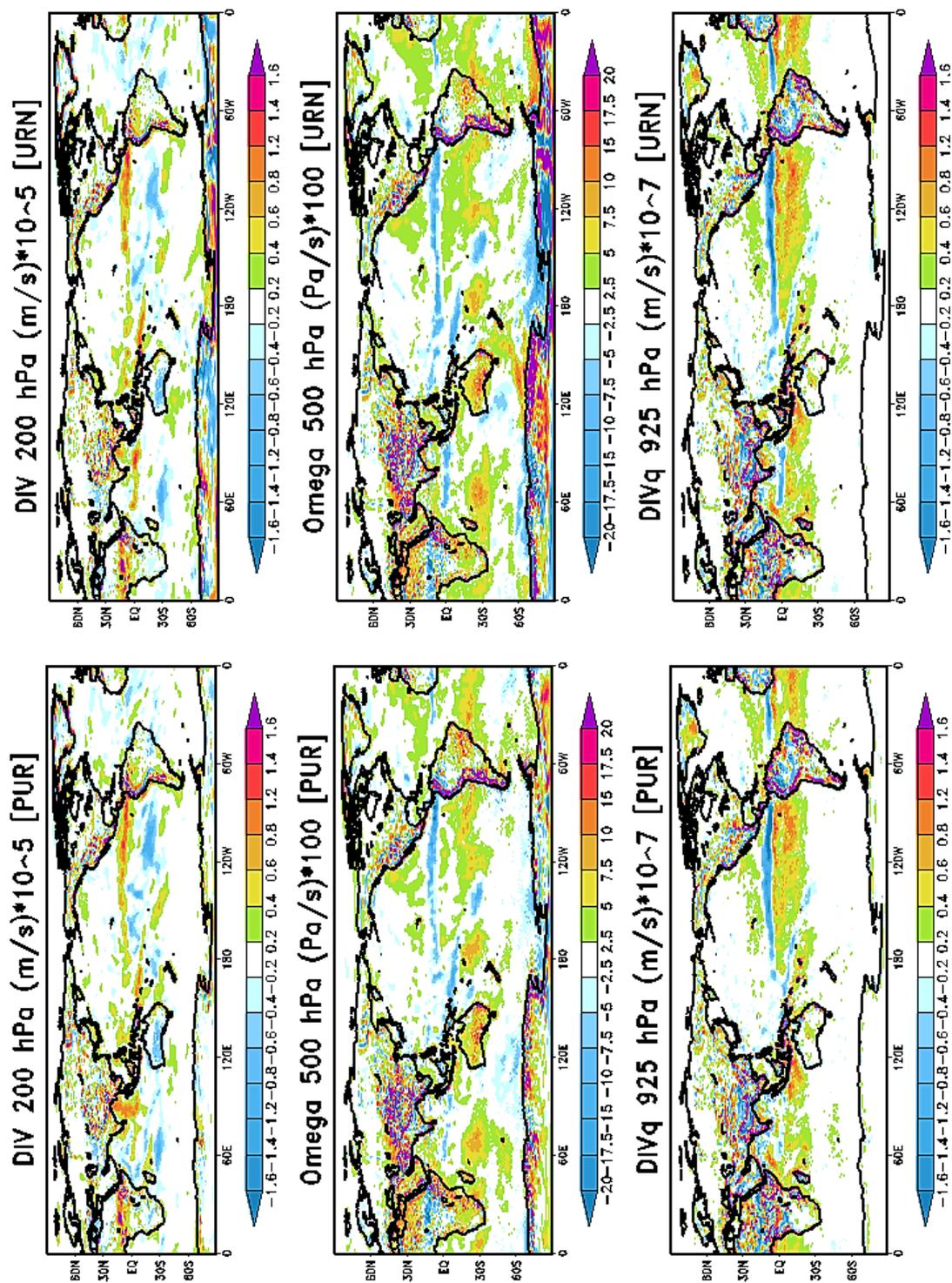
O campo de água precipitável produziu as maiores diferenças entre os experimentos. As maiores diferenças (Figura 4.1, coluna à direita) foram observadas sobre o deserto de Kalahari na África, o noroeste, centro e nordeste da América do Sul, nos oceanos Índico e Pacífico tropical Oeste e Leste. O experimento com a URN (Figura 4.1, coluna ao meio) apresentou valores entre 10 e 15 mm sobre o deserto de Kalahari na África, enquanto que o experimento com PUR (Figura 4.1, coluna à esquerda) mostrou valores entre 15 a 20 mm (Figura 4.1). Howarth (1983) identificou que este

deserto é uma das regiões com condições mais secas do Hemisfério Sul. Portanto, o experimento com a URN foi mais próximo do observado por [Howarth \(1983\)](#). Isto ocorreu, pois no experimento com URN houve movimento vertical descendente em 500 hPa ligeiramente mais pronunciado sobre o deserto e mais intensificado sobre a costa sudoeste da África do que o observado no experimento com PUR ([Figura 4.2](#)).

Nos oceanos Índico, Pacífico tropical Oeste e Leste houve divergência de massa em 200 hPa, movimento vertical ascendente em 500 hPa e convergência de fluxo de umidade em 925 hPa nos dois experimentos ([Figura 4.2](#)), ambiente favorável para ter água precipitável. O experimento com a PUR apresentou valores menos intensos dessas condições ambientais ([Figura 4.1](#)). [Howarth \(1983\)](#) identificou valores de 50 mm de água precipitável sobre os oceanos Índico e Pacífico Leste tropical, enquanto o Pacífico Oeste foi menos úmido que o Leste. Os resultados de [Howarth \(1983\)](#) foram semelhantes ao encontrado durante o experimento com URN.

A América do Sul apresentou maiores valores de água precipitável sobre o noroeste e centro ([Figura 4.1](#)). [Rao et al. \(1996\)](#) calcularam a água precipitável na América do Sul e observaram que em julho houve um máximo na costa do noroeste brasileiro. As maiores diferenças entre os experimentos ([Figura 4.1](#), coluna à direita) está no centro da América do Sul porque a convergência de umidade em baixos níveis é mais forte no experimento com PUR do que com URN ([Figura 4.2](#)).

Figura 4.2 - Condição inicial dos campos de divergência em 200 hPa, movimento vertical em 500 hPa, e fluxo de divergência de umidade em 925 hPa durante os experimentos que utilizaram PUR e URN em agosto.



Fonte: Produção do autor.

4.1.2 Sensibilidade das previsões nos campos do estado básico e da umidade atmosférica

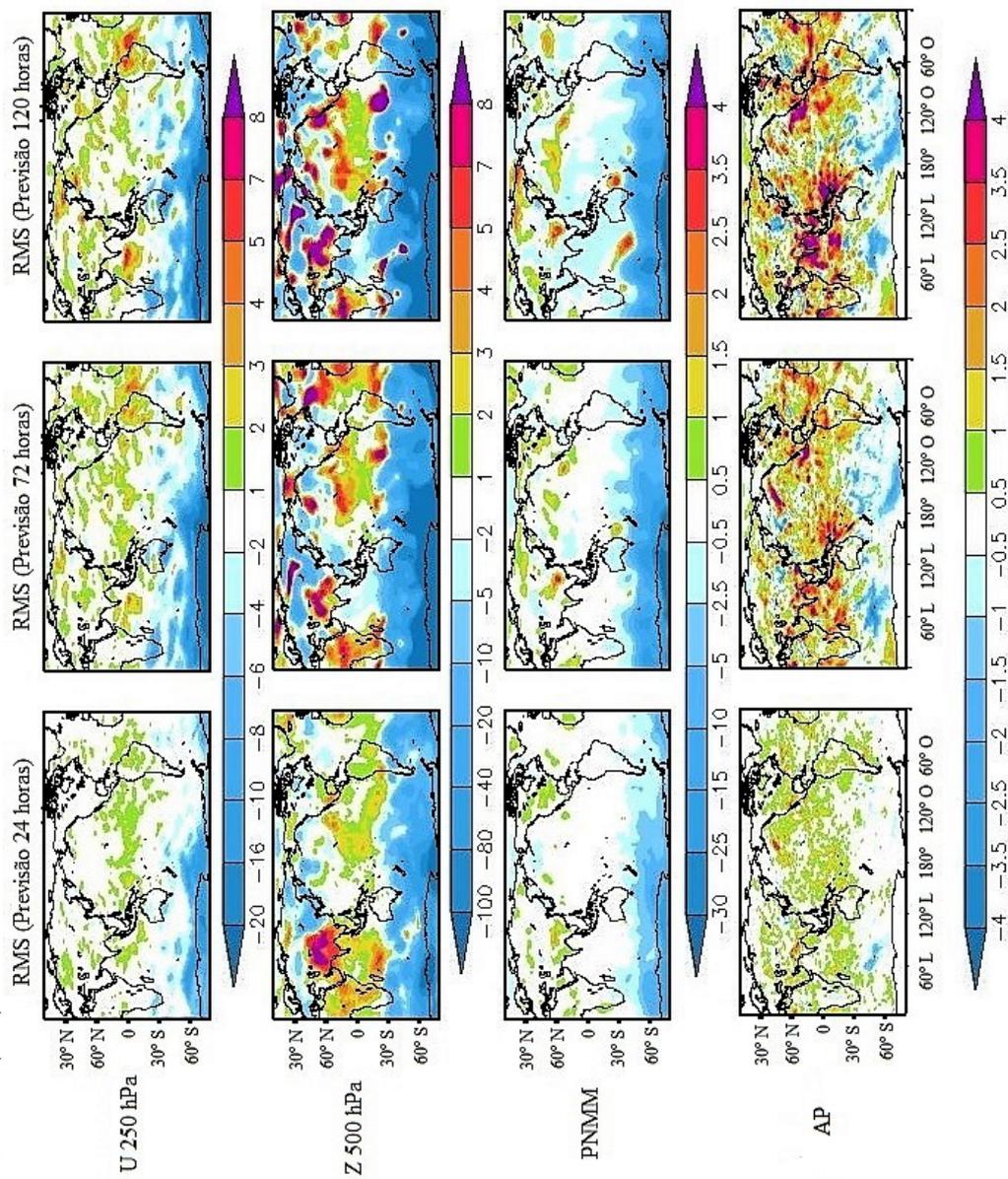
Em uma análise estatística, avaliou-se a diferença do erro quadrático médio (RMS) dos experimentos que utilizaram as variáveis PUR e URN nas previsões de 24, 72 e 120 horas para os campos do vento zonal em 250 hPa (U250 hPa), altura do geopotencial em 500 hPa (Z500 hPa), pressão ao nível médio do mar (PNMM) e água precipitável (AP) (Figura 4.3). Valores positivos significam maiores diferenças entre as condições iniciais e as previsões de 25, 72 e 120 horas durante o experimento com a PUR e valores negativos significam que as maiores diferenças entre eles ocorrem durante o experimento com a URN.

Os resultados da Figura 4.3 mostram que o G3DVAR tende a aproximar as previsões de 24, 72 e 120 horas das condições iniciais nos campos do estado básico quando a PUR é usada como variável controle de umidade. Existe uma sutil diferença entre previsões e condições iniciais entre 30°S e 90°S para os campos de PNMM e U250 hPa. As diferenças aumentam no campo Z500 hPa. Contudo, na região do jato polar no Hemisfério Sul e na Antártica, as maiores diferenças foram encontradas para todas as variáveis do estado básico durante o experimento URN.

A Figura 4.1 mostrou que as condições iniciais dos campos do estado básico (U250 hPa, Z500 hPa e PNMM) foram mais sensíveis ao experimento que utilizou a PUR e a Figura 4.3 mostrou menores valores de RMS nas previsões de 24, 72 e 120 horas sobre a região de 30°S e 90°S durante este experimento. Por outro lado, apesar do campo de água precipitável ter sido mais sensível sobre o deserto de Kalahari, América do Sul e nos trópicos dos oceanos Índico, Pacífico Oeste e Leste no experimento com a PUR, a Figura 4.3 mostrou maiores valores de RMS nas previsões de 24, 72 e 120 horas nestas regiões. Este resultado indica que o G3DVAR apresenta deficiência na caracterização adequada das previsões dos campos de umidade quando o PUR é usado como variável de controle de umidade.

A sensibilidade das condições iniciais (Figuras 4.1) e das previsões (Figura 4.3) à escolha da variável de controle de umidade apresenta comportamento distinto aos experimentos em diversas partes do globo, e esses não são constantes ao longo do período avaliado. O comportamento temporal desta diferença foi mostrado na Figura 4.4, a qual apresenta uma análise na série temporal do coeficiente de correlação de anomalia e de valores de RMS da previsão de 48 horas da altura geopotencial em 500 hPa em função de integração no tempo para cada experimento nos domínios global, Hemisfério Sul, equador e Hemisfério Norte no mês de agosto. O campo de

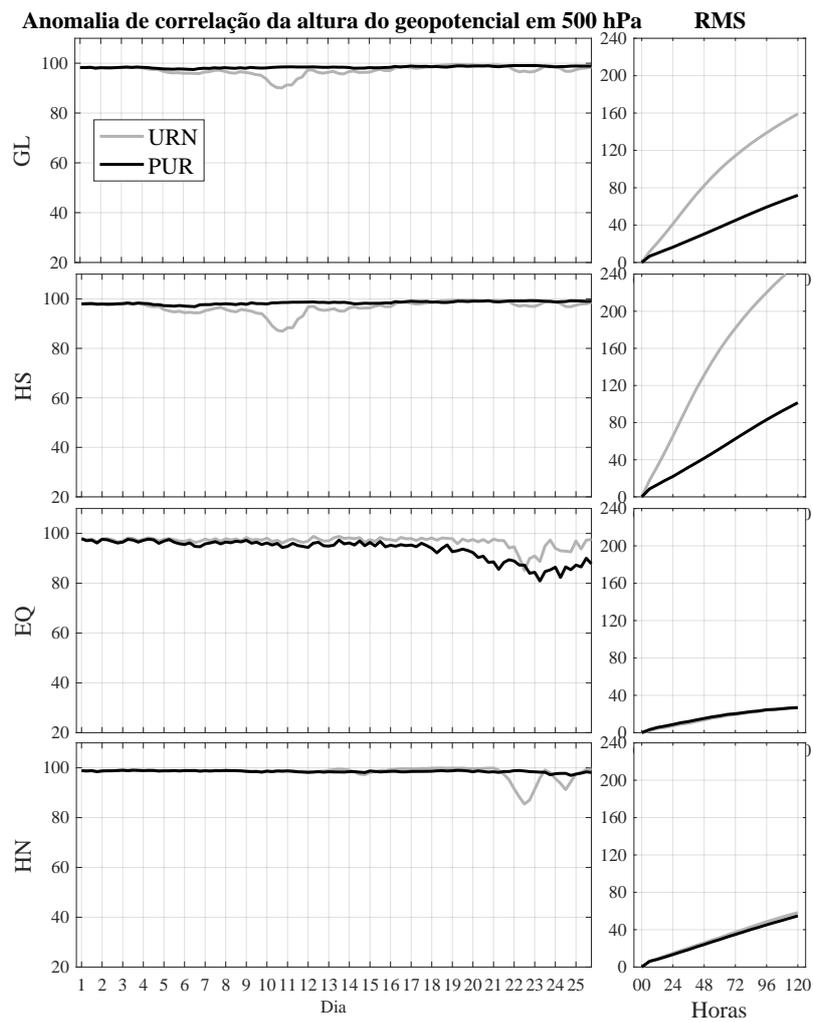
Figura 4.3 - Diferença do erro quadrático médio (RMS) entre os experimento PUR e URN para 24, 72 e 120 horas de previsão para os campos de vento zonal em 250 hPa (U250 hPa), altura do geopotencial em 500 hPa (Z500 hPa), pressão ao nível médio do mar (PNMM) e água precipitável (AP).



Fonte: Produção do autor.

altura do geopotencial em 500 hPa foi escolhido por possuir grande relevância para a previsão do tempo nas regiões extratropicais, uma vez que indica a aproximação de sistemas frontais e de centros de alta pressão.

Figura 4.4 - Série temporal do coeficiente de correlação de anomalia e de valores de RMS da previsão de 48 horas da altura geopotencial em 500 hPa em função de integração no tempo para os experimentos URN e PUR. As correlações apresentaram significância estatística de 99.95%.



Fonte: Produção do autor.

Conforme observado na Figura 4.3, houve pouca diferença entre previsão e condição

inicial no Hemisfério Sul durante o experimento com PUR e no Equador durante o experimento com URN. A Figura 4.4 mostra este mesmo padrão. O valor de RMS foi menor no experimento PUR do que no experimento URN desde 1 hora de integração no Hemisfério Sul. O valor de RMS foi igual entre os experimento PUR e URN no Equador.

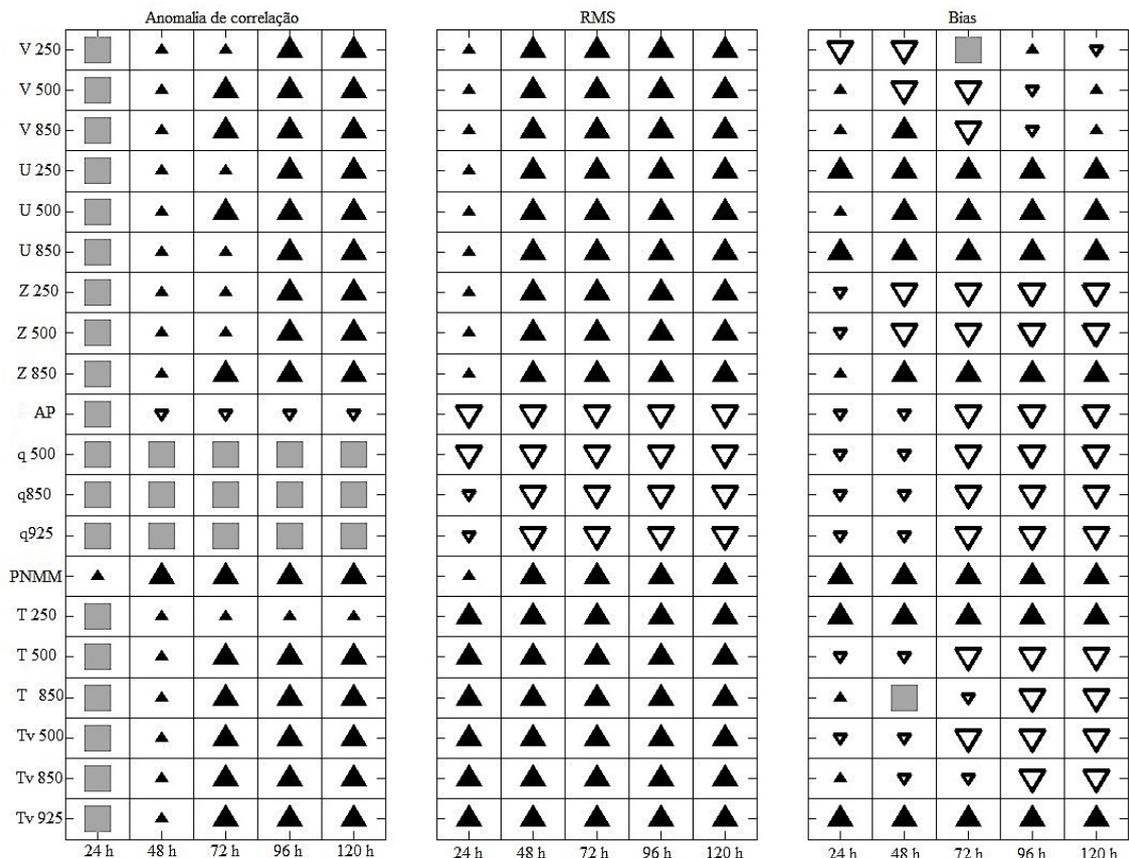
Estes resultados corroboram com as análises da Figura 4.1, que mostraram o experimento com PUR mais próximo das reanálises do NCEP-NCAR. Por outro lado, valores de correlação de anomalias foram degradados no experimento com a PUR sobre a região equatorial, particularmente depois de 20 dias. Nos termos físicos, as incertezas são esperadas ser grandes onde a atmosfera tem maior capacidade de armazenar vapor d'água, exemplo, em baixos níveis e temperaturas elevadas (DEE; SILVA, 2003).

A Figura 4.5 apresenta uma tabela resumo da análise da correlação de anomalia, RMS e viés entre as condições iniciais de 00, 06, 12 e 18 UTC e as previsões de 24, 48, 72, 96 e 120 horas de todas as variáveis que são prognósticas do MCGA. As variáveis são as componentes meridional e zonal do vento (V e U), a altura do geopotencial (Z) nos níveis de 250, 500 e 850 hPa, água precipitável, umidade específica (q) em 500, 850 e 925 hPa, pressão ao nível médio do mar (PNMM), temperatura do ar (T) e temperatura virtual (Tv) nos níveis de 500, 850 e 925 hPa.

A Figura 4.5 mostra ganho nas variáveis que dependem da temperatura do ar, como as componentes horizontal e vertical do vento, a altura do geopotencial, a pressão ao nível médio do mar, a temperatura do ar e a temperatura virtual durante o experimento que utilizou a PUR. Os campos do estado básico apresentaram correlação de anomalia com significância estatística a partir de 48 horas de previsão. O experimento URN melhorou os campos de umidade, apresentando valores de RMS menores nos campos de água precipitável e umidade específica em todos os níveis disponíveis. Os valores da correlação de anomalia apresentaram significância estatística a partir das 48 horas de previsão no campo de água precipitável, o campo de umidade específica não apresentou significância estatística. Os valores de viés indicam que o experimento com a URN gerou previsão dos campos de umidade mais próxima da condição inicial, com melhores previsões conforme aumenta o tempo de integração do modelo.

Em uma síntese desses resultados, sugere-se utilizar a PUR como variável controle da umidade quando é necessário manter o estado do modelo mais estável dentro do ciclo de assimilação, embora essa opção penalize a qualidade das previsões dos campos de

Figura 4.5 - Resumo dos valores da correlação de anomalia, RMS e viés entre os experimentos PUR e URN para o domínio local em todas as variáveis disponíveis neste estudo. O triângulo preenchido em preto indica que o experimento que utilizou a PUR foi melhor que o experimento que utilizou a URN e o triângulo branco invertido representa o contrário. Os tamanhos dos triângulos indicam os valores das métricas, pequenos são referentes a valores menos significativos e os maiores representam o contrário. O quadrado em cinza mostra que os valores não são significativos entre as condições iniciais e as previsões.



Fonte: Produção do autor.

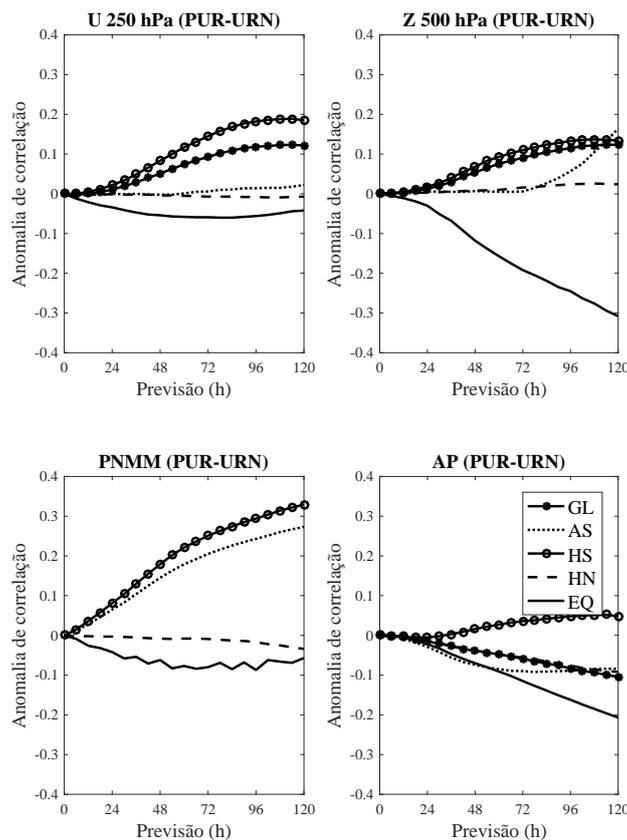
umidade atmosférica. Por outro lado, quando se deseja que o sistema de assimilação gere campos de umidade mais apropriados a melhor escolha é a URN, embora nesse caso o estado no modelo seja penalizado. As aplicações onde à assimilação não é cíclica e se deseja previsões de precipitação de maior qualidade essa variável sem dúvida é a melhor opção em comparação com a PUR.

Resultados anteriores mostraram que os campos de previsões gerados pelo modelo respondem distintamente entre diferentes regiões do globo à escolha da variável controle de umidade atmosférica no sistema de assimilação de dados do CPTEC.

Para avaliar esses resultados, uma análise da sensibilidade da previsão em diferentes domínios foi realizada calculando as diferenças dos coeficientes de correlação de anomalia obtidos entre os experimentos PUR e URN.

A Figura 4.6 apresenta os resultados em função do tempo de integração do modelo para os campos vento zonal em 250 hPa, altura do geopotencial em 500 hPa, pressão ao nível médio do mar e água precipitável para os domínios Global, Hemisfério Sul, Hemisfério Norte, Equador e América do Sul. Nota-se que diferenças positivas indicam que o uso da PUR gerou valores da correlação de anomalia maiores que o experimento URN, e negativas o caso oposto.

Figura 4.6 - Diferenças na correlação de anomalia em função do tempo de integração do modelo do vento zonal em 250 hPa, altura do geopotencial em 500 hPa, pressão ao nível médio do mar e água precipitável para os domínios Global, Hemisfério Sul, Hemisfério Norte, Equador e América do Sul.



Fonte: Produção do autor.

Conforme foi apresentado na Figura 4.5 o experimento PUR apresentou melhores resultados que o experimento com URN para as variáveis que dependem da temperatura no domínio global. A Figura 4.6 mostra que os domínios da América do Sul e Hemisfério Sul também apresentam valores superiores de correlação de anomalia no experimento com PUR nas variáveis que dependem de temperatura (U250 hPa, Z500 hPa e PNMM).

O experimento URN mostrou valores superiores de correlação de anomalia sobre o Equador nas variáveis AP, U250 hPa, Z500 hPa e PNMM. A maior correlação de anomalia do experimento URN foi no campo de Z500 hPa no Equador. Como a Figura 4.4 mostrou, o experimento URN apresentou maiores correlações depois do dia 20 de agosto no Equador. A água precipitável também foi um campo com altos valores de correlação de anomalias para o experimento URN no Equador. Estes resultados tornam evidente que a escolha do URN é a melhor opção para ser usada como variável controle de umidade no sistema de assimilação de dados da região Tropical.

4.1.3 Considerações importantes sobre a escolha da variável de controle da umidade na assimilação

Os resultados mostraram que os campos das previsões e da condição inicial do estado básico são melhorados no experimento com UR-pseudo como variável de controle de umidade, principalmente entre 30°S e 90°S, mas danifica o campo de umidade atmosférica. O experimento com a UR-normalizada como variável de controle de umidade melhora os campos das previsões e da condição inicial da umidade, principalmente nas regiões do Equador, mas prejudica o campo do estado básico. Esses padrões podem ser explicados porque os campos das previsões e da condição inicial do estado básico são beneficiados pelo balanço entre razão de mistura e temperatura do background durante o experimento com a UR-pseudo. No entanto, o experimento UR-pseudo prejudica o campo de umidade atmosférica porque é muito diferente da umidade relativa observada. No Equador, os campos de previsão e condição inicial da umidade são melhorados porque as observações de temperatura acabam estimando o campo de umidade, no entanto, o estado básico é prejudicado devido à relação direta entre a razão de mistura e temperatura observadas. Portanto, este estudo indica as variáveis controle da umidade a ser utilizado nos experimentos de assimilação de dados de PWV-GPS, a UR-pseudo deve ser utilizada no sistema de assimilação em modo cíclicos, pois melhora substancialmente a física do modelo, e a variável URN deve ser utilizada na assimilação em modo não-cíclico porque não

propagará os erros gerados no estado básico e irá melhorar os campos de umidade e conseqüentemente a precipitação prevista. Este estudo foi o primeiro a chamar atenção ao processo de escolha da variável controle de umidade atmosférica no Brasil e foi publicado na revista *Atmosphere*, maiores detalhes no apêndice. Utilizou-se o modelo global para conhecer a sensibilidade da URN e UR-pseudo nos campos de estado e de umidade de previsão, pois havia a necessidade de conhecer como cada variável controle retirava ou inseria umidade em diferentes partes do globo. Este ambiente é melhor encontrado em modelos globais pois há o balanço de massa obtido pelas equações que representam a atmosfera, sem problema de borda como seria encontrado se tivesse sido realizado em modelos regionais.

4.2 Configuração do sistema de assimilação para inserção de PWV-GPS

O sistema de modelagem/assimilação utilizado nessa pesquisa é o mesmo que foi desenvolvido para as previsões de tempo que deram suporte aos jogos olímpicos realizados no Rio de Janeiro em 2014. Esse sistema batizado de RMS (*Regional Modeling System*) é composto pelo GSI acoplado ao WRF (*Weather Regional Forecast*) em dois domínios aninhados. Um primeiro com domínio sobre toda a América do Sul e um segundo com resolução mais fina e domínio mais limitado. Enquanto que o domínio sobre a América do Sul não recebeu alteração para a realização dessa pesquisa, o domínio interno foi ajustado para uma área que coloca a região de Belém com a rede densa de receptores GPS no centro. Detalhes desse sistema são apresentados na próxima sub-seção bem como a estratégia de modelagem/assimilação empregada. A Subseção posterior apresenta os experimentos realizados com esse sistema para a definição da configuração mais adequada para a assimilação de dados PWV-GPS.

4.2.1 Estrutura do Sistema de modelagem/assimilação utilizado nessa pesquisa

O modelo WRF foi desenvolvido pelo NCAR em cooperação com NCEP/NOAA. Ele é de mesoescala com alta resolução espacial e vertical. O WRF é um modelo compressível e não hidrostático, isto é suficiente para descrever um sistema convectivo de mesoescala, como as Linhas de Instabilidade. O modelo contém o núcleo dinâmico ARW (*Advanced Regional Weather*) na versão 3.6.1, que é considerado o estado da arte em modelagem em alta resolução atualmente. A coordenada vertical é η que utiliza a componente hidrostática da pressão atmosférica como objetivo de seguir o contorno do terreno para todos os tipos de topografia, variando de 1 em superfície até 0 no topo, e pode ser definida segundo a Equação 4.4:

$$\eta = \frac{P_h - P_{ht}}{P_{hs} - P_{ht}} \quad (4.4)$$

onde P_h é a componente hidrostática da pressão, P_{hs} é a pressão hidrostática na superfície e P_{ht} é a pressão hidrostática no topo do modelo (SKAMAROCK et al., 2008).

Para simular as condições atmosféricas, o WRF utiliza as equações de conservação da quantidade de movimento, conservação da energia termodinâmica, conservação de massa, equação do geopotencial, equação hidrostática e do estado termodinâmico na forma de fluxo de Euler diferencial. Estas equações levam em conta o efeito de Coriolis, umidade do ar e projeção cartográfica que está sendo utilizada. Além disto, estas equações diferenciais parciais possuem variáveis de perturbação, pois isto diminui os erros de truncamento e arredondamento no cálculo do gradiente de pressão horizontal e vertical. Para exemplificar, a Equação do estado termodinâmico é aqui apresentada (Equação 4.5), uma vez que a mesma será diretamente influenciada com a inserção do PWV-GPS.

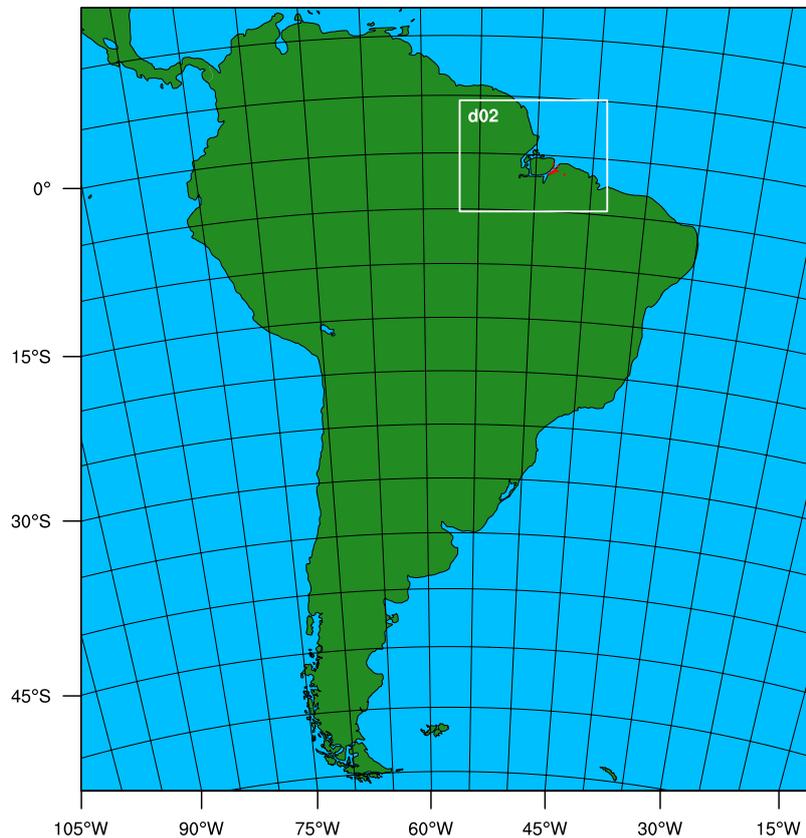
$$P = P_0 \left(\frac{R_d \theta}{P_0 \alpha} \right)^\gamma \quad (4.5)$$

onde P é a pressão, P_0 é a pressão de referência, R_d é a constante do gás para o ar seco, θ é a temperatura potencial, α é o inverso da densidade e γ é a razão entre as capacidades de calor a pressão constante e a volume constante.

O WRF utiliza um esquema de integração do passo de tempo, onde as ondas de baixa frequência são integradas através do esquema de Runge-Kutta de 3º ordem e as ondas acústicas são resolvidas com o esquema de integração forward-backward. A discretização espacial é realizada utilizando uma grade tipo C Arakawa (ARAKAWA; SCHUBERT, 1974). No centro e nos limites da malha são definidos as variáveis de massa e componentes do vento, respectivamente. Com relação aos níveis verticais, cada superfície η é retalhada na grade retangular de localizações horizontais, definida no plano de projeção cartográfica. Os processo físicos, como a microfísica, parametrização de cúmulos, camada superficial, cobertura do solo, camada limite planetária e radiação de onda longa e curta não são resolvidos pelas equações dinâmicas do WRF e por isso são parametrizados. Todos estes processos físicos são influenciados diretamente por umidade, por isto alguns destes campos foram utilizados na análise do impacto da assimilação de PWV-GPS.

Na configuração do RMS adaptada para esse estudo, da mesma forma utilizada durante as olimpíada do Rio em 2014, os dois domínios aninhados tem interação unidirecional (domínio externo para o interno; one-way), os quais foram centrados em 57.6°O e 22.6°S. A grade externa possui 829 x 889 pontos de grade, com espaçamento horizontal de 9 km sobre a América do Sul e a grade interna possui 499 x 379 pontos de grade, com espaçamento horizontal de 3 km sobre área ao redor de Belém. A Figura 4.7 mostra em detalhes o domínio de cada grade.

Figura 4.7 - América do Sul (domínio externo) e costa norte do Brasil (domínio interno)

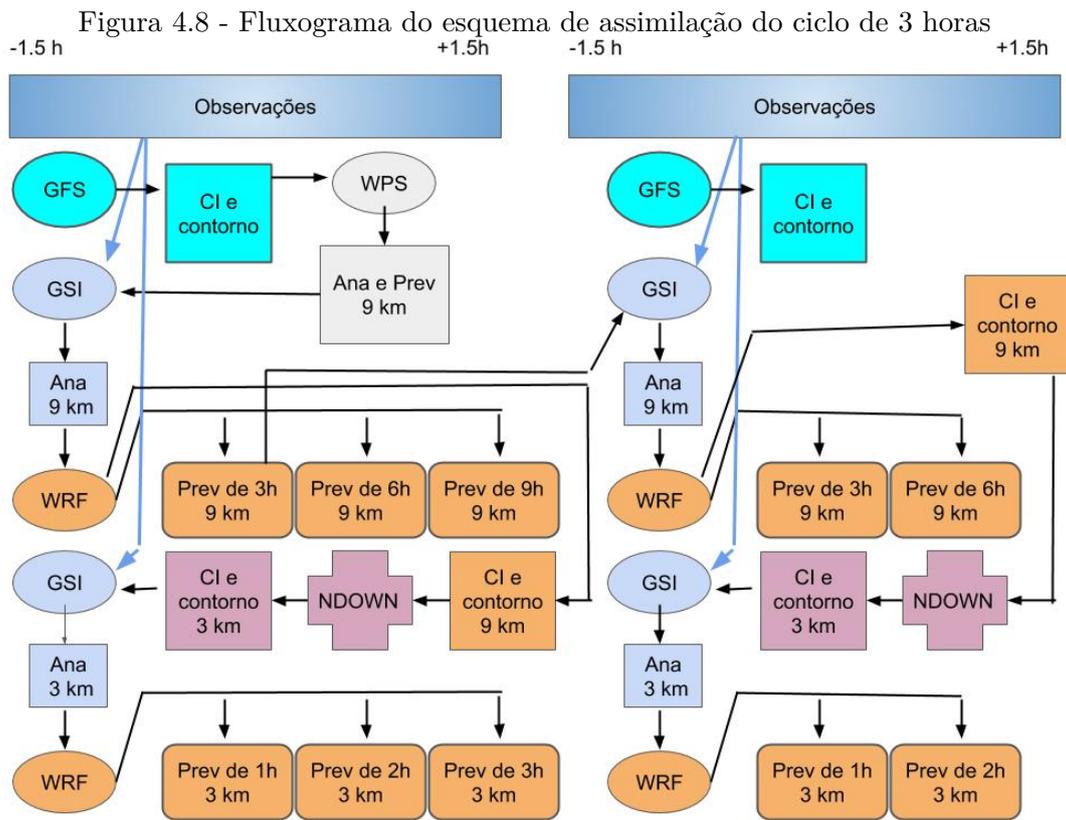


Fonte: Produção do autor.

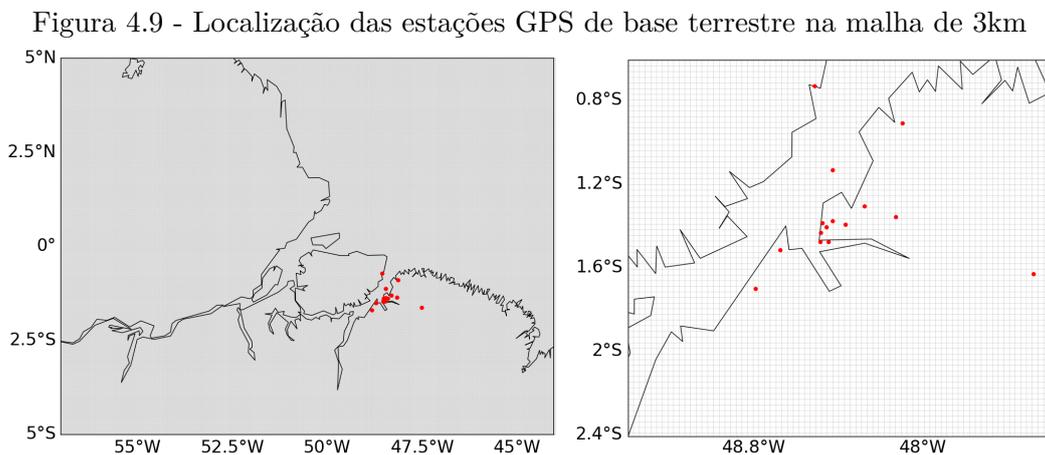
Como há dois domínios aninhados, sendo o externo recebendo informações de um terceiro global, são diversas as possibilidades de utilização desse sistema, onde as observações podem contribuir nos três domínios. O esquema de modelagem/assimilação empregado nesse estudo está detalhado pelo fluxograma da Figura 4.8, o qual facilita a compreensão das etapas a serem descritas. A linha horizontal representa o tempo de integração, neste exemplo, o tempo vai de 00 UTC até 06 UTC, a cada 1 hora. Às 00 UTC, o GFS fornece condições iniciais e de contorno na resolução 0.5° para o pré-processamento do WRF, o WPS, o qual gera análise e previsão de 9km. O GSI é executado na grade de 9 km e utiliza observações (dados convencionais e radiâncias) e background (análise global de 9 km calculada no WPS) para gerar uma nova análise em 9 km. Isto para o primeiro tempo do ciclo. Os ciclos posteriores utilizaram como background as previsões do ciclo anterior. A análise fornecida pelo GSI é utilizada pelo WRF para gerar previsões de 9 km a cada 3 horas no tempo de integração de 24 horas. O NDOWN, faz uma interpolação da condição inicial e de fronteira levando as informações na resolução de 9 km para 3km apenas no domínio da grade interna. O GSI na grade de 3km utiliza como background a análise fornecida pelo NDOWN e assimila os dados disponíveis gerando uma nova análise para esse domínio na resolução de 3 km, a qual é utilizada pelo WRF para gerar previsões de 3 km a cada 1 hora com tempo de integração de 24 horas. Às 03 UTC o GSI é executado no domínio 3 km e utiliza observações convencionais com ou sem GPS e o background proveniente da previsão de 3 km do ciclo anterior, a qual passou pelo downscale da previsão de 9km. O WRF em 3km utiliza a análise de 3 km fornecida pelo GSI e gera previsões de 3km a cada 1 hora. O ciclo de assimilação descrito no tempo 00 UTC é repetido a cada 06 UTC, enquanto que no domínio interno o ciclo é repetido a cada 3 horas, o que chamamos de atualização rápida da análise.

Este estudo assimilou uma rede de 15 receptores GPS de base terrestre no domínio de 3 km, como pode ser observado na Figura 4.9. A rede de 15 receptores GPS foi obtida pelo projeto CHUVA durante o período de 1 a 30 de junho de 2011. A Figura 4.9 à esquerda mostra a malha com os pontos de grade do domínio de 3 km, indicando onde as observações estavam localizadas em cada ponto de grade, a Figura 4.9 à direita mostra o zoom da localização das estações do Projeto CHUVA.

Dados convencionais (pressão, temperatura, umidade e vento), radiâncias (sensores a bordo de satélite), refratividade de rádio ocultação e das mais diversas fontes podem ser assimilados no GSI. A Figura 4.10 mostra como ocorre o esquema de assimilação das observações convencionais e radiâncias. As observações convencionais (coluna em azul da Figura 4.10), provenientes de radiossondagens, medidas de aviões, estações



Fonte: Produção do autor.



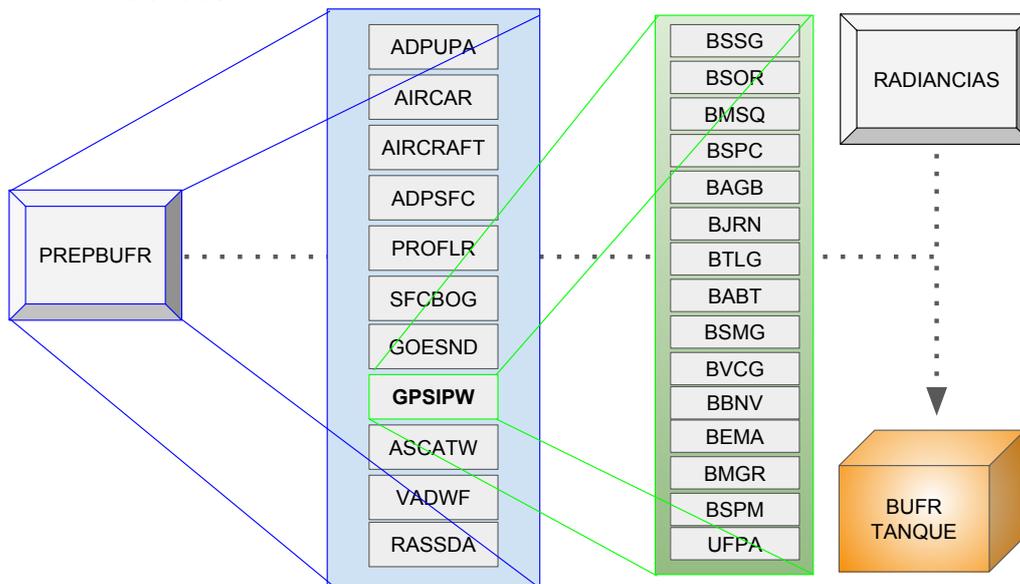
Fonte: Produção do autor.

em superfície terrestre e marítima entram no PREPBUFR. Dentre as observações disponíveis para serem assimiladas no PREPBUFR, observa-se o GPSIPW. Neste estudo os 15 receptores GPS de base terrestre (coluna verde da Figura 4.10) foram

inseridos por meio de scripts de leitura do GPSIPW no PREPBUFR.

As observações de refratividade de rádio ocultação de GPS, de TB e de vento por satélite são distribuídas em formato binário BUFR. Os dados de radiância utilizados nesta pesquisa foram provenientes de sensores com canais no espectro do infravermelho e microondas. Os sensores no infravermelho utilizados são: *High Resolution Infrared Radiation Sounder 4* (HIRS-4), *Atmospheric Infrared Sounder* (AIRS) e *Infrared Atmospheric Sounding Interferometer* (IASI). Os sensores no microondas utilizados são: *Advanced Microwave Sounding Unit Version A* (AMSU-A), *Microwave Humidity Sounder* (MHS) e *Advanced Technology Microwave Sounder* (ATMS). A diferença entre PREPBUFR e BUFR é que o formato PREPBUFR, é um arquivo BUFR que passou por um pré-processamento (PREP), um controle de qualidade. Os arquivos PREPBUFR e BUFR entram no bufr tanque para serem assimilados pelo GSI.

Figura 4.10 - Fluxograma do esquema de assimilação de observações convencionais e radiancias



Fonte: Produção do autor.

4.2.2 Experimentos realizados para a definição da configuração mais adequada para a assimilação de PWV-GPS

Para definir a melhor configuração do sistema de previsão/assimilação a ser empregada na assimilação PWV-GPS e obter os melhores resultados, diversos experimen-

tos tiveram que ser realizados, alguns com sucessos outros muitos com resultados insatisfatórios, os quais são negligenciados nesse documento. Os experimentos reportados aqui são os que geraram resultados para fornecer subsídios na definição de alguns aspectos da configuração. São 4 configurações que merecem ser descritas, as quais foram utilizadas para rodadas do sistema com e sem a assimilação do PWV-GPS. A comparação de cada par dessas configurações permite avaliar um aspecto da configuração ideal a ser definida. Isso foi feito para otimizar o processo e diminuir o custo computacional com um menor número de experimentos. Os pontos aqui tratados foram: (a) a melhor parametrização física do modelo, que é obtida na comparação da CONFIG.1 com CONFIG.2; (b) o erro padrão do PWV-GPS, ao comparar a CONFIG.2 com CONFIG.3; (c) a configuração mais apropriada para a assimilação desses dados em modelos de alta resolução espacial, que pode ser avaliada na comparação da CONFIG.3 com a CONFIG.4. Esses itens são tratados nas próximas subseções.

4.2.2.1 Avaliação da configuração física do modelo

A configuração denominada CONFIG.1 trata-se da mesma configuração utilizada no GTO para as rodadas destinadas as previsões para os jogos olímpicos do Rio 2016. Detalhes dessa configuração podem ser obtidos na coluna CONGIF.1 da Tabela 4.1. Na CONFIG.2 foram modificadas as parametrizações de microfísica, cúmulos e camada limite planetária para ambas as grades de 9 e 3 km, embora a parametrização cúmulos seja desativada na grade de 3 km. As parametrizações escolhidas na CONFIG.2 foram sugeridas por Oliveira (2017), quem avaliou diversas combinações de parametrizações sobre o norte do Brasil e identificou a mais apropriada para essa mesma região. Ver detalhes na Tabela 4.1.

Tabela 4.1 - Parametrizações selecionadas nas configurações 1 e 2.

Parametrizações	CONFIG.1	CONFIG.2
Microfísica	Ferrier	WSM6
Cumulus	Betts Miller	Kain Fritsch
Camada Limite Planetária	Mellor Yamada	YSU

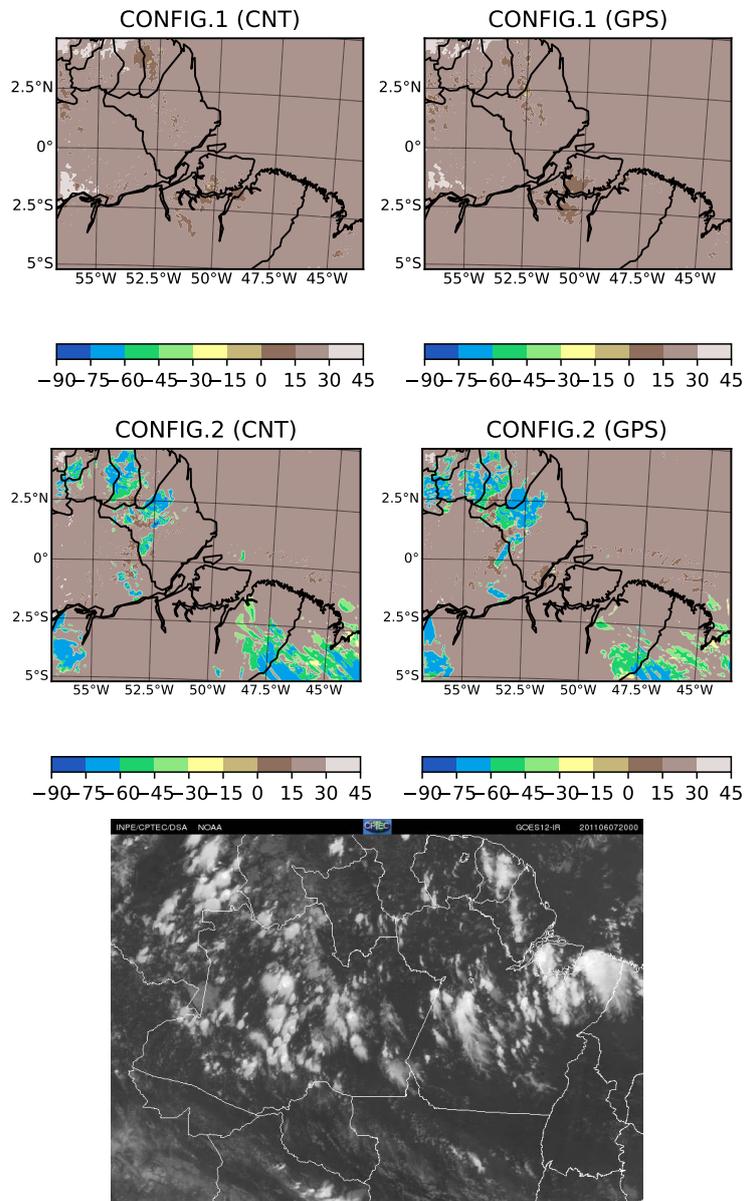
A análise das parametrizações físicas foi realizada de forma subjetiva com o campo de temperatura no topo da nuvem comparado com imagem de satélite no canal infravermelho às 20 UTC do dia 7 de junho, durante atuação de linha de instabilidade na fase mais intensa. A Figura 4.11 mostra que a temperatura no topo da nuvem no

CONFIG.1, apesar de posicionar bem a linha de instabilidade que tem configuração noroeste para sudeste entre os estados de Amapá e Pará, apresenta valores entre 0 e -15°C e define apenas a parte convectiva da linha de instabilidade. O CONFIG.2 (Figura 4.11) mostra que a posição da linha, assim como a representação das regiões convectiva e estratiforme foram bem representadas. Os valores de temperatura variaram de -30 a -90°C na parte convectiva (Amapá e entre 47.5° e 45° W nas latitudes 2.5° e 5° S) e de -30 a -75°C na parte estratiforme (costa norte do Maranhão).

Os valores de temperatura no topo das nuvens nas regiões convectivas e estratiformes tiveram distinções entre os experimento que assimilaram (GPS) e não assimilaram PWV-GPS (CNT) durante o CONFIG.2, observados na Figura 4.11. O experimento que assimilou PWV-GPS (CONFIG.2 GPS) intensificou a parte convectiva da linha de instabilidade sobre o Amapá e Guiana Francesa e colocou núcleos de nuvem mais frios em extensão maior do que o experimento que não assimilou PWV-GPS (CONFIG.2 CNT). A configuração com PWV-GPS também contribuiu em representar melhor a parte estratiforme da linha de instabilidade na costa norte do Maranhão, enquanto que a configuração sem PWV-GPS intensificou os valores de temperatura negativa nesta região. A contribuição que a assimilação do PWV-GPS teve em representar a linha de instabilidade no dia 7 de junho se dá pela relação desta observação com todas as variáveis e em todos os níveis do modelo, mas principalmente devido o cálculo do PWV-GPS utilizar a razão de mistura, variável que também é utilizada no cálculo da temperatura no topo da nuvem fornecido pelo WRF, ou seja, com a melhora do valor de razão de mistura há uma melhora no campo de temperatura do topo da nuvem. A temperatura no topo da nuvem é calculada pelo WRF com as variáveis de temperatura, altura do geopotencial, razão de mistura de vapor d'água, razão de mistura de vapor d'água de nuvem e razão de mistura de gelo. Desta maneira, nota-se que há uma relação direta entre a microfísica e o PWV-GPS, por isso o impacto pode ser sentido e observado na Figura 4.11

Vale notar que apesar da microfísica WSM6 ter representado melhor a linha de instabilidade no dia 7, Wu et al. (2013) identificaram que a microfísica WSM6 superestima a parte convectiva e subestima a parte estratiforme. Contudo apesar desta microfísica subestimar a região estratiforme foi a microfísica, dentre as 5 avaliadas por Wu et al. (2013), que apresentou maior semelhança com as observações. Desta maneira, optou-se por utilizar a microfísica WSM6, que associada a configuração de assimilação de PWV-GPS parece resolver a tendência desta parametrização.

Figura 4.11 - Temperatura do topo da nuvem para 8h de previsão (análise do dia 07 às 12 UTC e previsão do dia 07 às 20 UTC) nos experimentos 1 e 2, com GPS e sem GPS. Imagem de satélite do GOES 13 às 20 UTC



Fonte: Produção do autor e Divisão de Satélites e Sistemas Ambientais do CPTEC (2011).

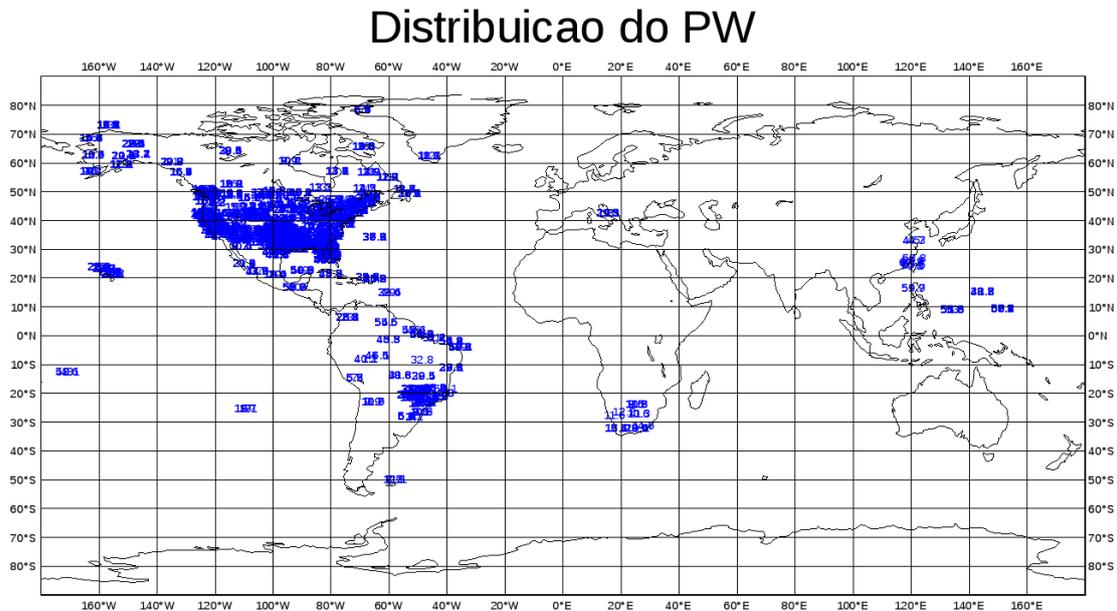
4.2.2.2 Definição do erro padrão do PWV-GPS

Como já discutido anteriormente na assimilação, os dados observados são combinados com as previsões de curto prazo do modelo na fase de análise objetiva. O desafio nesse processo é dimensionar adequadamente qual é a intensidade com que as observações devem corrigir as previsões do modelo para compor a análise a ser

gerada. A intensidade dessa correção é baseada nos pesos do modelo e da observação e esses pesos no caso da observação são inversamente proporcionais ao erro padrão dos dados assimilados. Para o caso dos valores do PWV-GPS é ainda uma questão em aberto, na qual os centros que assimilam esse tipo de dado tem suas definições particulares. Esse fato justifica esse estudo para definir os valores mais adequados merecendo a atenção devida nessa Tese.

Os primeiros estudos nessa linha de pesquisa foram desenvolvidos com o sistema de assimilação GSI no período de 1 a 30 de junho de 2012 pela divisão de modelagem e Desenvolvimento do CPTEC. Embora os resultados desse estudo não tenham sido publicados ainda, os mesmos foram fornecidos para serem avaliados aqui (SAPUCCI et al., 2012). A quantidade de observações PWV-GPS assimiladas nesse estudo, pode ser avaliada na Figura 4.12. Diferentes valores de erro padrão, obtidos de diferentes metodologias, foram testados e comparados. Quatro simulações foram executadas com a assimilação dos dados de PWV-GPS, ao considerar distintas formas de se obter o erro da observação: (1) Considerando um erro adaptativo; (2) Considerando erro igual a uma constante igual a 2 kg/m²; (3) Considerando erro igual a 5% do valor de PWV-GPS.

Figura 4.12 - Distribuição espacial dos dados PWV-GPS utilizados na assimilação usando o GSI para avaliar os valores de erro padrão.



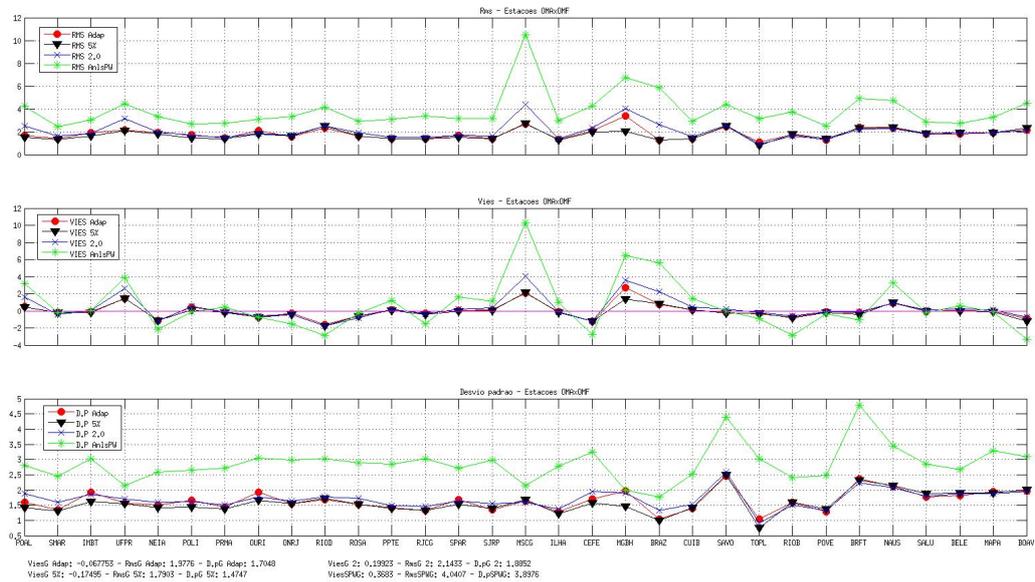
Fonte: Adaptado de Sapucci et al. (2012)

O experimento do erro adaptativo utilizou uma metodologia que faz atualização dinâmica dos erros baseada em [Desroziers et al. \(2006\)](#). Este método baseia-se na teoria de estimação linear determinando o erro padrão das observações baseadas nas diferenças entre as observações e as análises e as observações e o background. Primeiramente, assume-se que as o erro padrão do background e das observações apresentam espectro espacial diferente, para que haja correlação entre eles, e que se faça a soma da diferença dos campos da observação menos a análise (OmA) e da diferença da observação menos o background (OmB). Para uso desta metodologia foi necessário um grande processamento de dados. Os arquivos diagnósticos do GSI, com informações de OmA e OmB, de 7 dias anteriores dos 4 horários sinóticos (00, 06, 12 e 18 UTC) eram utilizados para o cálculo dos valores de erro padrão do PWV-GPS. Esses valores eram utilizados na assimilação e o processo era repetido no próximo ciclo de análise e a análise anterior era utilizada fazendo com que o erro padrão fosse reajustado em cada passo. As demais formas de calcular o erro padrão são baseadas em cada valor observado com um erro percentual desse valor ou um valor constante para todas as estações e em todos os dias das simulações.

Cada uma dessas formas de se obter o erro padrão foram avaliadas, comparando as análises com observações durante o período do experimento. A Figura 4.13 mostra os valores do RMS, viés e desvio padrão de OmA para cada uma das estações durante o período de 1 a 30 de junho de 2012. Apesar do erro adaptativo (linha com círculo em vermelho) ser uma métrica mais robusta, os valores são bem parecidos com o erro de 5% do valor de PWV-GPS. O erro que considera uma constante igual a 2% acompanha o mesmo padrão de máximos e mínimos observados nos dois experimentos anteriores, mas os valores são distintos. O erro obtido da diferença entre a análise e as observações de água precipitável sem assimilar PWV-GPS são os mais distintos dentre os quatro experimentos avaliados. Portanto, este resultado sugere que considerar o erro padrão do PWV-GPS como 5% do valor observado é uma metodologia mais simples e de mesma qualidade daquela sugerida por [Desroziers et al. \(2006\)](#).

As configurações CONFIG.2 e CONFIG.3 foram definidas com modificações nos valores do erro padrão dos dados PWV-GPS baseados nos resultados reportados na Figura 4.13. Na CONFIG.2 levou-se em consideração que o erro padrão do PWV-GPS como 5% do valor observado, que é uma metodologia mais simples e de mesma qualidade da sugerida por [Desroziers et al. \(2006\)](#). Na CONFIG.3 foi diminuído o valor percentual de 5% para 2% para avaliar as possíveis melhorias. Além dessa modificação foi testado modificações nas flags de qualidade dos dados que permitem

Figura 4.13 - Valores do RMS, viés e desvio padrão das análise contra os valores observados na estações GPS da RBMC para o período de 1 a 30 de junho de 2012.



Fonte: Adaptado de Sapucci et al. (2012)

selecionar as observações como sendo ótimas para assimilação. O GSI disponibiliza uma tabela com a definição do controle de qualidade de observações, por exemplo o valor 1 representa uma boa observações, 2 é uma observação neutra, 3 é suspeita, 4 é rejeitada, dentre outros possíveis valores. Enquanto que na CONFIG.2 as flags de controle de qualidade não foram modificadas, na CONFIG.3 elas foram setadas colocando os valores de PWV-GPS como aptos para serem assimilados.

A Tabela 4.2 mostra que a quantidade de observações, RMS e Bias são alterados quando o valor do erro padrão e controle de qualidade da observação PWV-GPS são modificados. Observa-se que nas rodadas da CONFIG.2 (erro padrão do PWV-GPS igual a 5% com controle de qualidade neutro) menos observações foram utilizadas e mais observações foram rejeitadas do que durante o experimento usando a CONFIG.3 (erro padrão do PWV-GPS igual a 2% com controle de qualidade bom). Além disso, os valores de RMS e Bias foram diminuídos quando o erro padrão foi 2%. Este resultados já eram esperados, uma vez que quando se diminui o erro da observação, ela passa a ganhar maior peso durante o processo de assimilação.

Os resultados mostram que para assimilar dados de PWV-GPS em alta resolução

Tabela 4.2 - Quantidade de observações PW que entraram no ciclo de 6 horas (OmF) no dia 8 às 00 UTC. CONFIG com erro de PWV-GPS igual a 5% e igual a 2%.

	OBS 5%	OBS 2%	RMS 5%	RMS 2%	Bias 5%	Bias 2%
OBS usadas	307	325	6.33	5.93	5.88	4.97
OBS rejeitadas	100	82	12.24	12.27	12.17	12.10

espacial, deve-se optar por uma configuração que permite um maior número de observações interaja com o modelo WRF, e por isso foi considerado a CONFIG.3, a qual considera o erro padrão igual a 2% de PWV-GPS com controle de qualidade setando as observações de boa qualidade, a mais apropriada para inserir PWV-GPS no sistema de assimilação.

4.2.2.3 Definição do passo de análise

A configuração do sistema GSI foi importante para que o dado PWV-GPS pudesse ser assimilado. Neste contexto, foi necessário definir a variável controle de umidade atmosférica que melhor se aplicava neste estudo. O estudo da variável controle de umidade foi abordado no subitem 4.1 e os resultados indicaram que dentre as duas opções disponíveis no código do GSI, a pseudo-umidade relativa é melhor utilizada quando o GSI é executado na grade de 9 km e a umidade relativa normalizada é melhor utilizada quando o GSI é executado em 3 km. Isto porque, conforme indicado por Campos et al. (2018) a pseudo-umidade relativa melhora os campos do estado básico, que é mais apropriado para as rodadas em modo cíclico, enquanto que a umidade relativa normalizada melhora os campos de umidade atmosférica, principalmente sobre o equador e num ambiente de maior disponibilidade de observações de umidade, pois a umidade relativa normalizada apresenta correlação entre observações de temperatura e umidade. A pesquisa aqui proposta, embora utilize modelo diferente dos experimentos de Campos et al. (2018), o sistema de assimilação de dados foi o mesmo e a pesquisa foi desenvolvida em ambiente de rede densa de observações de umidade.

Outro ganho observado quanto a configuração do GSI foi em relação a janela de assimilação. A CONFIG. 4 foi desenvolvida de modo a diminuir o tempo do ciclo de assimilação de dados. O grupo do GTO desenvolveu os experimentos para as Olimpíadas com ciclo de assimilação de dados de 6h, conforme mostrado na Figura 4.8. Este tempo foi diminuído para 3 horas. O mesmo esquema de assimilação de dados do ciclo de 6 horas foi mantido para o ciclo de 3 horas, a diferença é apenas com relação a entrada das observações. Nos horário sinóticos (00, 06, 12 e 18 UTC) entram

observações convencionais e de radiância e nos horários intermediários (03, 09, 15 e 21 UTC) entram observações convencionais. Com isto, as observações passaram a entrar na janela de 3 horas.

A Figura 4.14 mostra a variação temporal da observação menos o background (OmB) nos ciclos de 6h (CONFIG.3) e de 3h (CONFIG.4) para os dias 7, 8, 9, 14 e 24. As maiores diferenças (valores iguais ou superiores a 15 mm) de OmB no ciclo de 6h foram observados no ciclos de 18 UTC dos dias 7, 9 e 24. Isto porque, conforme foi mostrado no capítulo 3 é o tempo que a atmosfera apresenta maior conteúdo de umidade, logo as observações de GPS de base terrestre devem apresentar valores muito mais elevados do que previsto pelo modelo, e por isto apresentam os maiores valores de OmB. Este padrão foi corrigido com a assimilação de dados no ciclo de 3 horas, pois a entrada das observações no período mais curto faz com que este campo, que apresenta variações temporais rápidas de umidade, não fique muito distante do background. No ciclo de 3h as diferenças de OmB foram em torno de 0 a 5 mm.

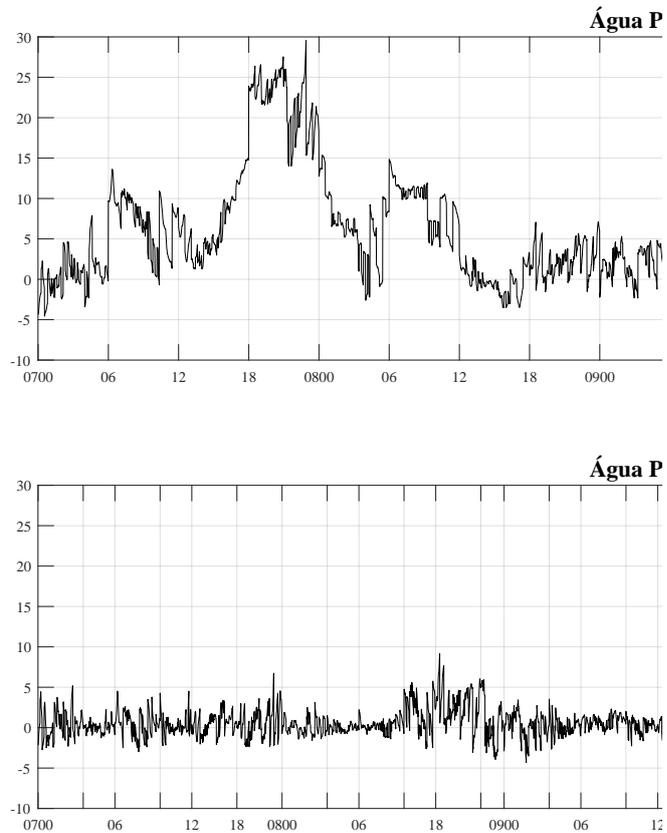
A melhor configuração do sistema de assimilação GSI e do modelo WRF foi encontrada na CONFIG. 4. O resumo desta configuração pode ser observado na Tabela 4.3.

4.3 Impacto da assimilação do PWV-GPS nas previsões de precipitação

O PWV-GPS nunca havia sido assimilado na região de Belém, por isso foi necessário avaliar como esta observação impacta nas variáveis do modelo (subitem 4.3). Para isto, realizou-se um experimento de única observação (*single-obs*) no GSI e foi analisado o incremento de análise dos campos de temperatura, componentes u e v do vento, e vapor de umidade. O *single-obs* pode ser utilizado para acessar o padrão espacial do efeito da assimilação de uma única observação na análise o qual fornece uma ideia clara e inicial da contribuição das observações desse tipo de dado (KLEIST et al., 2009).

A avaliação do impacto da água precipitável de um único receptor GPS de base terrestre foi realizada no dia 4 de junho às 12 UTC. A estação BSPC foi utilizada nesta análise por sua localização ser no meio do domínio da grade interna (Figura 4.15). O comportamento diurno da água precipitável neste evento apresentou valores extremos, conforme pode ser observado na Figura 4.16. A Figura 4.16 mostra o comportamento da água precipitável da estação BSPC no dia 4 de junho (linha rosa), o comportamento médio diário (linha verde) e o desvio padrão (sombreado em verde) observado no mês de junho de 2011. A quantidade de água precipitável utilizada nesta assimilação foi calculada realizando uma média das observações

Figura 4.14 - Diferença entre observação (O) e background (B) no campo de água precipitável no ciclo de 6 horas (CONFIG.3) e 3 horas (CONFIG.4).



Fonte: Produção do autor.

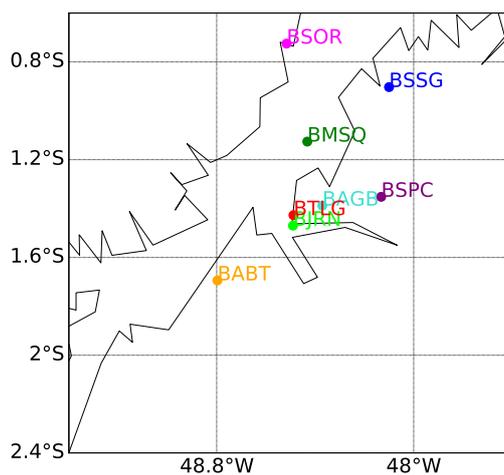
dentro do período de 10h e 30 minutos e 13 e 30 minutos (período destacado por linha pontilhada na Figura 4.16) do dia 4 de junho. O valor de água precipitável obtido foi 60.7 mm, o qual foi assimilado no GSI. O código GSI fornece a opção de realizar o teste de uma única observação, porém não há essa opção para variável de umidade. Por isto, durante esta análise foi necessário criar um prepbufr com apenas uma observação de PWV-GPS da estação BSPC.

Neste experimento o valor observado (O) de água precipitável foi de 60.7 mm, o

Tabela 4.3 - Tabela resumo da configuração do sistema de assimilação e modelo WRF para assimilar PWV-GPS

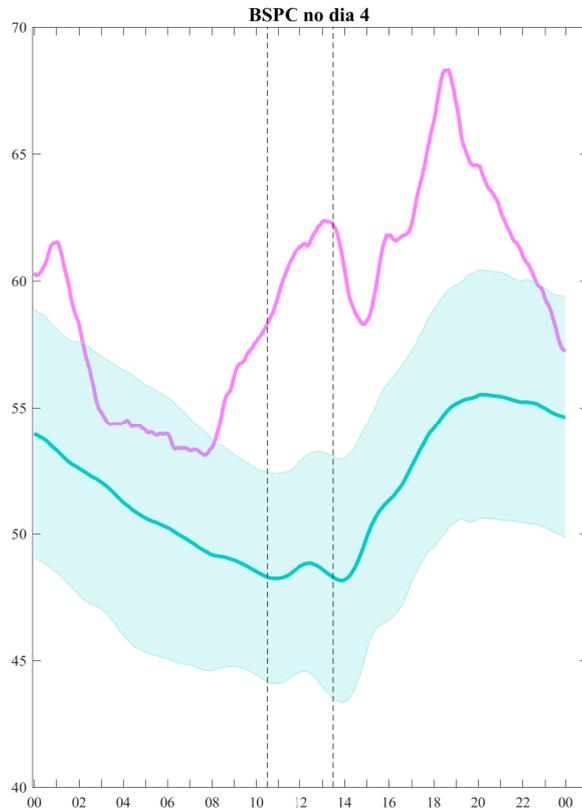
WRF	Parametrizações
Radiação de onda curta	Dudhia
Radiação de onda longa	RRTM
Camada superficial	Monin-Obukhov
Cobertura do solo	Termo de difusão do modelo de cinco camadas
Camada Limite Planetária	YSU
Cumulus	Kain-Fritsch
Microfísica	WSM6
WRF	Domínio
Resolução horizontal D1	9km
Resolução horizontal D2	3km
Resolução vertical D1 e D2	42 níveis
Topo	10 hPa
GSI	Ciclo de 3 horas
Variáveis controle D1	ψ , ϕ , Tv, Ps e Pseudo-UR
Variáveis controle D2	ψ , ϕ , Tv, Ps e UR-normalizada
Processadores D1	456
Processadores D1	624
PWV-GPS	Erro padrão e Controle de qualidade
Erro padrão	2% PWV
Controle de qualidade	bom

Figura 4.15 - Localização espacial da estação BSPC utilizada para o experimento single-obs



Fonte: Produção do autor.

Figura 4.16 - Comportamento de PWV no dia 4 de junho, comportamento médio e desvio padrão diário do mês de junho de 2011



Linha rosa representa o comportamento do PWV na estação BSPC no dia 4 de junho, linha verde indica comportamento médio diário de PWV no mês de junho e o sombreado em verde representa o desvio padrão

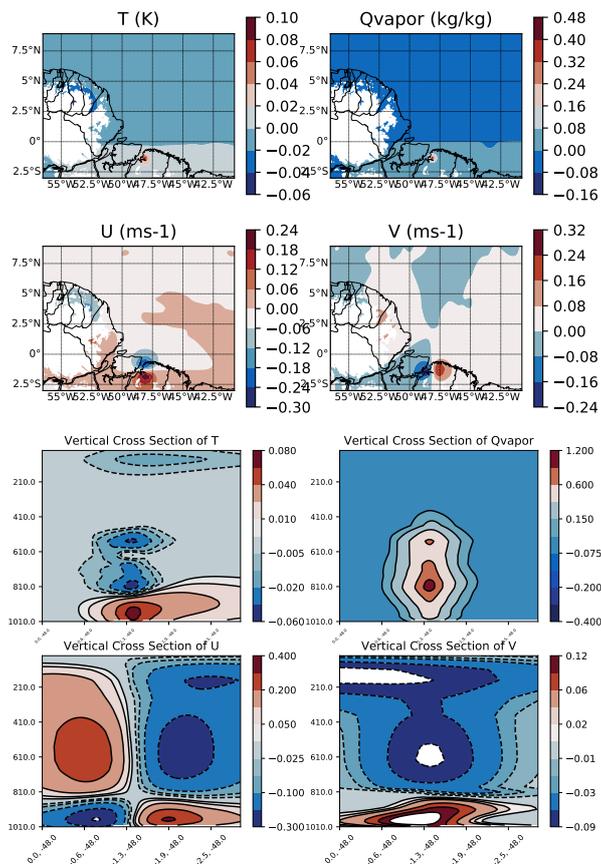
Fonte: Produção do autor.

background (B) foi 52.2 mm. O valor observado de água precipitável foi assimilado e gerou uma nova análise (A) com valor de água precipitável de 57.36 mm. O erro de 2% da observação foi 1.2 mm. Então, $O-B = 8.49$ mm e $O-A = 3.33$ mm.

A Figura 4.17 mostra o corte horizontal e vertical do incremento da análise (análise menos background) da temperatura, umidade e componentes U e V do vento no nível de 1000 hPa resultante de uma única observação de PWV-GPS no nível de 1000hPa na estação BSPC.

Como esperado, o corte horizontal no nível de 1000 hPa para PWV-GPS mostra uma

Figura 4.17 - Corte horizontal vertical do incremento da análise do dia 4 de junho



Fonte: Produção do autor.

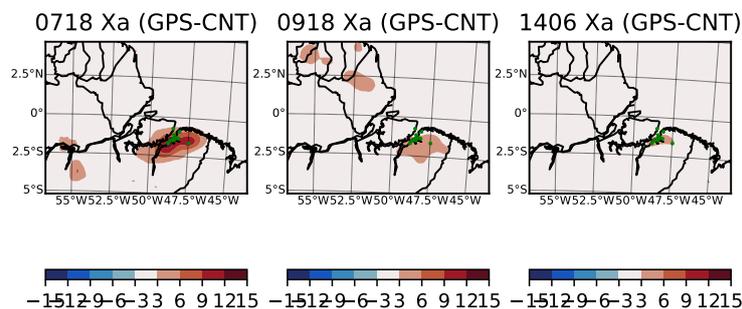
resposta para a inovação de 3.3 mm. A intensidade máxima simulada depende do valor do desvio padrão que vem da matriz B. Nota-se incremento positivo de temperatura da observação PW-GPS e o corte vertical mostra um incremento positivo de 1000 hPa a 800 hPa, acima de 800 hPa o incremento muda para negativo. O vapor também mostra incremento positivo, o corte vertical apresenta valores positivos da superfície até 400 hPa. Gutman et al. (2004) observaram que a assimilação de GPS de base terrestre melhorou o campo da umidade relativa desde a superfície até o nível de 500 hPa. A componente V apresenta um gradiente norte-sul que é consistente com a relação de balanço massa-vento e a componente U mostra o gradiente leste-oeste que é consistente com a componente U.

Após a análise de como uma única observação impacta no sistema de assimilação, analisou-se o impacto que 15 estações GPS de base terrestre impactam nos campos que dependem de umidade atmosférica, como no campo da água precipitável, que é uma variável integrada na atmosfera, e no campo de temperatura no topo da nuvem

para verificar o impacto do PWV-GPS em nível distinto da superfície. Para iniciar este estudo, analisou-se o incremento de PWV-GPS nas análises das 18 UTC dos dias de linhas de instabilidade (7, 9 e 14) e os incrementos de análise nos campos de água precipitável e temperatura no topo da nuvem.

O incremento de PWV-GPS nas análises foi calculado através da diferença das análises com e sem assimilação de PWV-GPS nos dias 7, 9 e 14. O incremento de PWV-GPS foi analisado para todas as análises disponíveis dos dias 7, 9, 14 e 24 às 00, 03, 06, 09, 12, 15, 18 e 21 UTC. As análises que apresentaram maiores incrementos podem ser visualizadas na Figura 4.18. Dentre os três dias mostrados na Figura 4.18, o dia 7 às 18 UTC foi o que apresentou maior diferença entre análise com e sem assimilação de PWV-GPS, ou seja a assimilação de PWV-GPS teve um grande impacto neste ciclo e por isto analisou-se o incremento de análise deste ciclo em experimentos com e sem assimilação de PWV-GPS (Figura 4.19).

Figura 4.18 - Campos de incremento do PWV-GPS nas análise. Calculado pela diferença da análise com PWV-GPS e da análise sem PWV-GPS no dia 7 às 19 UTC, no dia 9 às 18 UTC e no dia 14 às 06 UTC.



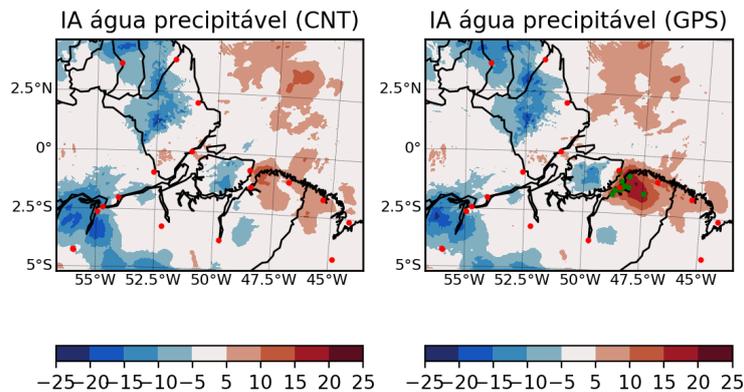
Pontos em verde representam as estações GPS de base terrestre.

Fonte: Produção do autor.

A Figura 4.19 mostra incremento de análise da água precipitável durante experimento sem assimilar PWV-GPS (CNT) e com assimilação de PWV-GPS (GPS). Esta discussão foi realizada para o dia 7 de junho com a análise de 18 UTC e background da previsão de 6h do ciclo anterior disponível (12 UTC), isto porque o ciclo das 15 UTC não ficou disponível para esta análise. Observa-se círculos vermelhos nos experimentos CNT e GPS que representam as observações convencionais que foram assimiladas nestes ciclos. Estas observações são pressão em superfície provenientes de estações em superfície terrestre, ambas de aeroportos. Círculos verde representam as observações da rede GPS de base terrestre do Projeto CHUVA.

No nordeste do Estado do Pará há incremento de análise positivo no campo da água precipitável em ambos os experimentos, porém mais intenso durante o experimento com PWV-GPS (Figura 4.19). Isto porque há três estações em superfície provenientes de aeroportos nesta região, o incremento é mais intenso positivamente no experimento com GPS pois, além das estações em superfície provenientes de aeroportos, é assimilado a rede GPS de base terrestre do Projeto CHUVA. O incremento de análise positivo no campo da água precipitável sobre o nordeste do Estado do Pará ocorre devido as observações da rede GPS de base terrestre do Projeto CHUVA e das estações em superfície terrestre terem maior peso do que o previsto pelo modelo no tempo passado (background) e assim contribuem positivamente neste campo.

Figura 4.19 - Campos de incremento da análise (IA) da água precipitável do dia 7 de junho de 2011.



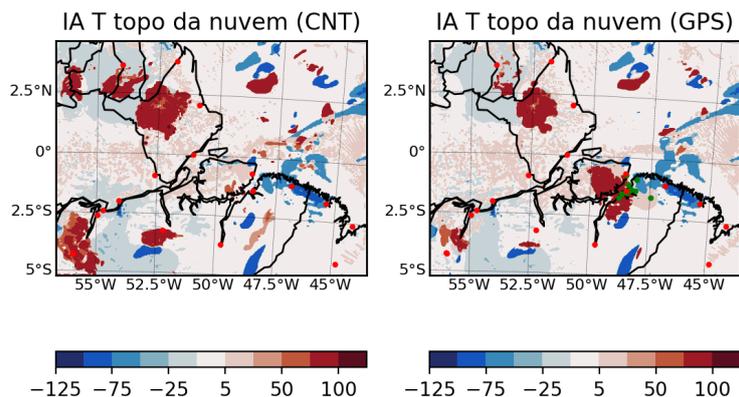
Pontos em verde representam as estações GPS de base terrestre e os pontos em vermelho representam as estações em superfície.

Fonte: Produção do autor.

No nordeste do Estado do Pará, excetuando a costa, há incremento de análise positivo na temperatura do topo da nuvem apenas durante o experimento GPS (Figura 4.20). Isto porque, apesar de ter entrado no sistema de assimilação observações de pressão em superfície provenientes de aeroportos, estas observações não influenciam em níveis superiores da superfície, onde é calculado a temperatura do topo da nuvem, diferente do PWV-GPS que impacta em todos os níveis. Gutman et al. (2004) observaram por meio de 5 anos de experimentos que a assimilação de GPS de base terrestre melhora a previsão da umidade relativa em todos os níveis abaixo de 500 hPa.

O incremento de análise da água precipitável e da temperatura no topo da nuvem

Figura 4.20 - Campos de incremento da análise (IA) da temperatura no topo da nuvem.



Fonte: Produção do autor.

mostraram o impacto que a assimilação de PWV-GPS teve nas variáveis de previsão do modelo WRF. Por isto, utilizou-se esta rede para verificar a melhora na previsão das linhas de instabilidade no norte do Brasil.

4.3.1 Impacto da assimilação de PWV-GPS na previsibilidade de linhas de instabilidade do norte do Brasil

Oliveira (2017) realizou experimentos fixando valores de umidade relativa de 20%, 40%, 60% e 80% na camada de 850-500 hPa nas condições iniciais. Ele observou que a transição de convecção rasa para profunda ocorre nas simulações iniciadas com maior umidade relativa e quanto maior a quantidade de vapor d'água inicializada no modelo WRF melhor fica a representação das linhas de instabilidade. Neste aspecto, esse subitem mostra a diferença da representação de linhas de instabilidade nas simulações com assimilação da rede GPS de base terrestre, experimento denominado de GPS, e sem assimilação da rede GPS, denominado de CNT.

Conforme analisado no capítulo 3, durante o mês de junho de 2011 ocorreram alguns eventos de linhas de instabilidade no norte do Brasil. Neste subitem foram selecionadas as linhas de instabilidade que ocorreram nos dias 7, 9, 14 e 24 para analisar o impacto de PWV-GPS nos campos de previsão do modelo WRF.

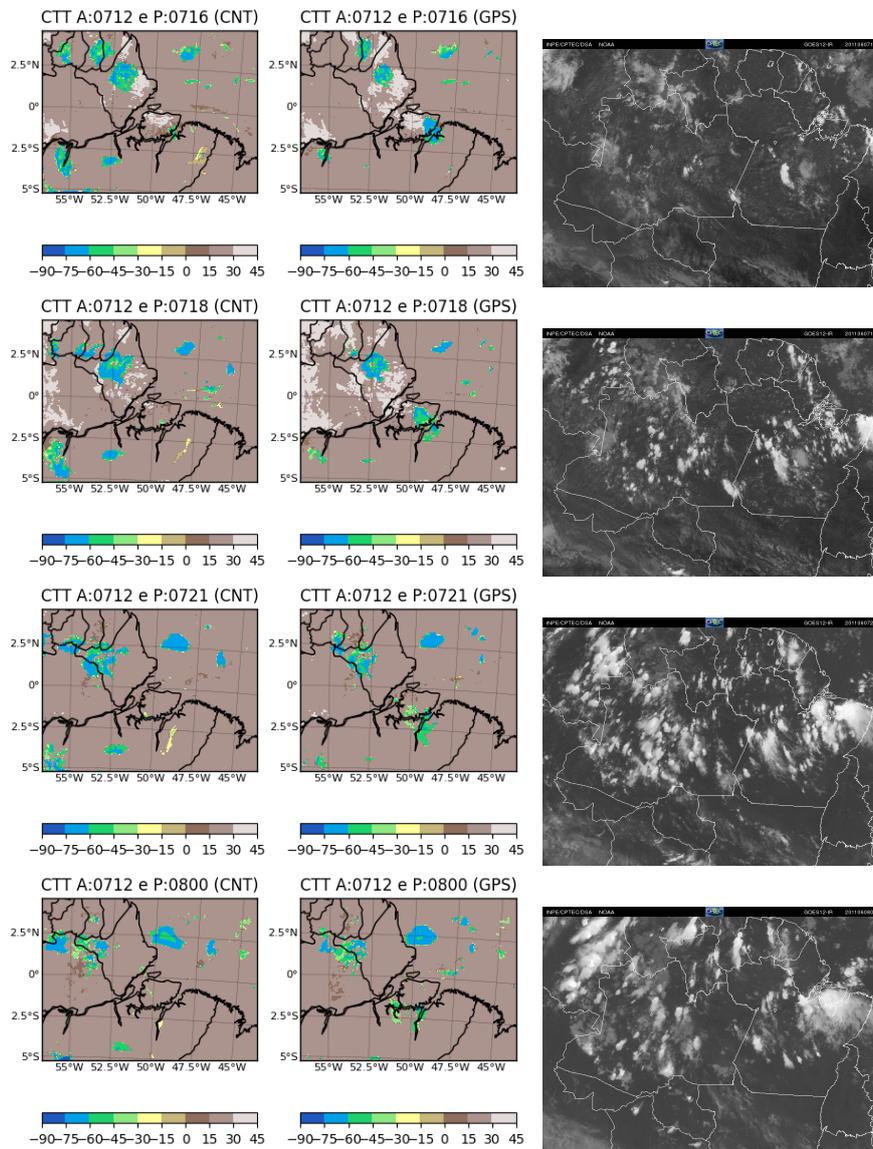
Segundo o capítulo 3, nos dias 7 e 24 ocorreram linhas de instabilidade de propagação horizontal entre 170 e 400 km, continente a dentro, no dia 14 ocorreu linha de instabilidade costeira, propagação de até 170 km, e no dia 9 ocorreu uma micro linha fluvial com propagação rápida, em média de 2 horas. Com o intuito de verificar a

evolução temporal destes sistemas de mesoescala durante os experimentos CNT e GPS, plotou-se o campo de temperatura no topo da nuvem ao lado das imagens do canal infravermelho do satélite GOES nos dias 7 (Figura 4.21), 9 (Figura 4.22), 14 (Figura 4.23) e 24 (Figura 4.24).

A linha de instabilidade que ocorreu no dia 7 (Figura 4.21) apresentou gênese às 16 UTC, com configuração de linha no sentido noroeste-sudeste, desde o Amapá até a baía do Marajó, conforme pode ser observado na imagem de satélite. Os experimentos CNT e GPS simularam bem os núcleos mais intensos sobre o Amapá, contudo o experimento GPS inseriu um núcleo intenso próximo a ilha e baía do Marajó que não foi observado na imagem de satélite. O experimento CNT foi mais coerente com o padrão atmosférico real às 16 UTC, entretanto às 18 UTC este núcleo intenso sobre a ilha e baía do Marajó continuou não sendo simulado no experimento CNT quando neste instante a imagem de satélite mostra núcleos intensos nestes setores. A simulação com GPS se aproximou mais das imagens de satélite às 18 UTC, 21 UTC e 00UTC. Às 18 UTC ocorreu intensificação da linha de instabilidade, com vários núcleos intensos entre o Amapá e nordeste do Pará, que são deslocados mais para o interior do continente até que às 00 UTC ocorre a desintensificação.

A micro linha fluvial que ocorreu no dia 9 (Figura 4.22) teve duração rápida. Às 15 UTC a micro linha fluvial foi configurada e posicionada à leste da baía do Marajó (imagem de satélite), as simulações CNT e GPS mostram a micro linha à leste e sobre a baía do Marajó. Às 16 UTC a micro linha posicionou-se sobre a costa leste da baía (imagem de satélite), a simulação com GPS diminui a excentricidade da linha e a posiciona sobre a costa leste e em cima da baía do Marajó, enquanto que a simulação CNT prevê a micro linha em forma de círculo sobre a baía do Marajó. Às 17 UTC a micro linha foi propagada para a costa oeste da baía do Marajó (imagem de satélite), padrão previsto nas simulações CNT e GPS. A simulação GPS melhora a configuração, a tornando mais em formato de micro linha do que a simulação CNT. Às 18 UTC a micro linha é deslocada para a ilha do Marajó (imagem de satélite) e este padrão só captado pela simulação GPS, a simulação CNT retira os núcleos frios de nuvens da baía e ilha do Marajó. As simulações CNT e GPS deste evento apresentaram atraso de 4 horas. Isto pode ser devido ao evento ser mais rápido do que uma linha de instabilidade clássica. Também o fato das oscilações de vapor d'água que ocorreram entre as 16:30 e 18 UTC ao entrarem no sistema de assimilação no ciclo de 18 UTC, aprimorem as previsões deste ciclo. Uma simulação de alta resolução com o modelo BRAMS e sem assimilação de dados desenvolvida por [Matos e Cohen \(2014\)](#) conseguiram identificar o padrão de micro linha fluvial

Figura 4.21 - Caso de evolução temporal da temperatura no topo da nuvem durante a linha de instabilidade do dia 7 de junho de 2011.

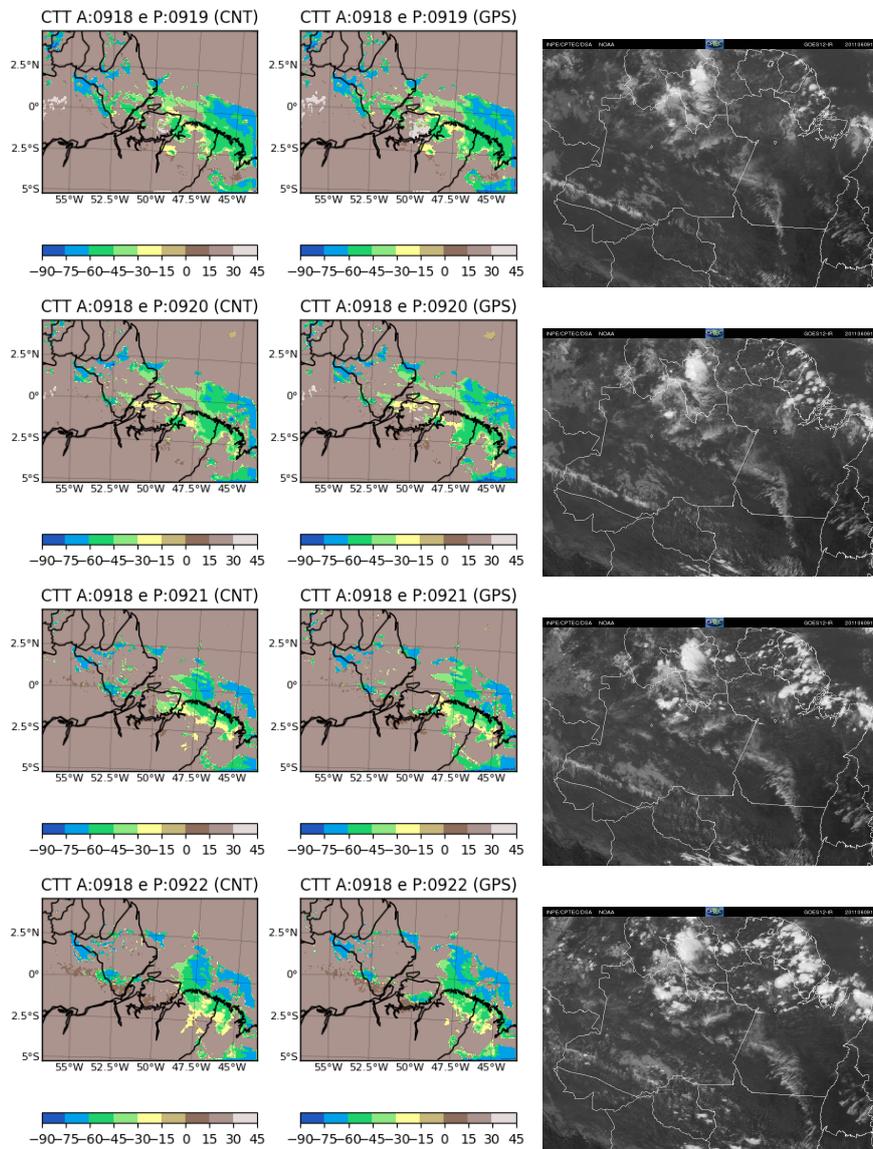


Fonte: Produção do autor.

com atraso de aproximadamente 5 horas.

A linha de instabilidade costeira que ocorreu no dia 14 (Figura 4.23) foi menos intensa que as observadas nos dias 7 e 9. Às 16 UTC não há configuração de linha, conforme pode ser observado na imagem de satélite e simulações CNT e GPS. Às 18 UTC a linha começa a ter uma configuração sobre a costa norte do Brasil, melhor representada pela simulação GPS pois acrescenta um núcleo de nuvem sobre a cidade de Belém, às 21 UTC os núcleos são intensificados e ficam restritos na costa norte,

Figura 4.22 - Caso de evolução temporal da temperatura no topo da nuvem durante a micro linha fluvial do dia 9 de junho de 2011.

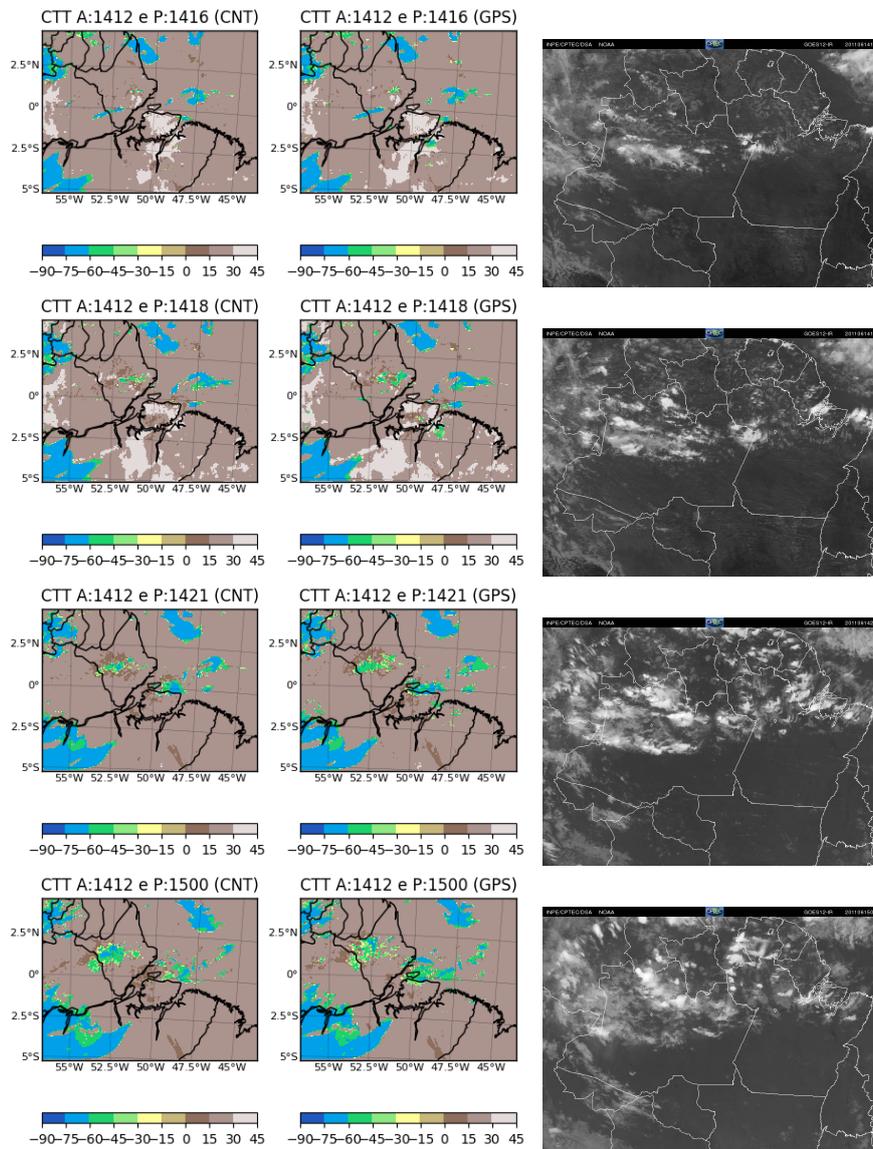


Fonte: Produção do autor.

melhor simulado no experimento GPS. Às 00 UTC a linha costeira é dissipada e as simulações GPS e CNT permanecem com núcleos frios de temperatura no topo da nuvem.

A linha de instabilidade que ocorreu no dia 24 (Figura 4.24) apresentou gênese às 16 UTC, esteve mais posicionada sobre o nordeste do Pará, conforme mostra a imagem de satélite e as simulações CNT e GPS. As simulações embora acertem o posicionamento desta linha, não acertaram com relação ao deslocamento para o

Figura 4.23 - Caso de evolução temporal da temperatura no topo da nuvem durante a linha de instabilidade do dia 14 de junho de 2011.

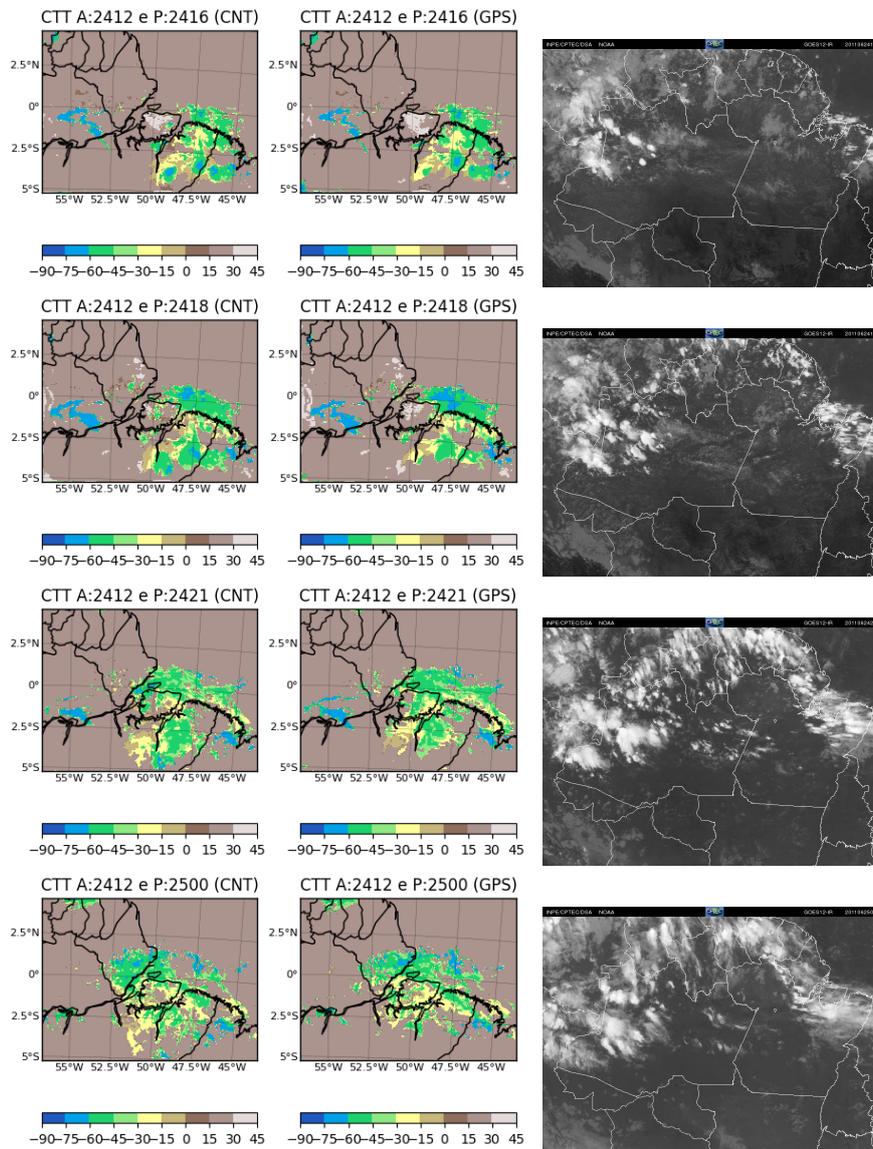


Fonte: Produção do autor.

interior do continente. Desde a simulação de 16 UTC a linha estava posicionada sobre a costa norte do Pará, com núcleos mais intensos no interior do continente. Simulações CNT e GPS foram bem semelhantes.

As simulações das temperaturas no topo das nuvens foram mais bem representadas na linha de instabilidade do dia 7 e na micro linha fluvial do dia 9. Por isto, analisou-se estes dois eventos quanto a refletividade no nível de 785 hPa, nível próximo de 2km do CAPPI do radar banda X, o qual foi utilizado como referência. Esta análise

Figura 4.24 - Caso de evolução temporal da temperatura no topo da nuvem durante a linha de instabilidade do dia 24 de junho de 2011.



Fonte: Produção do autor.

subjativa utilizou o campo de refletividade das simulações CNT e GPS das previsões de 1, 2, 3 e 4 horas da análise do dia 7 às 18 UTC (Figura 4.25) e da análise do dia 9 às 18 UTC (Figura 4.26).

A Figura 4.25 mostra que às 19 UTC a linha de instabilidade estava configurada no sentido norte-sul, ao leste do domínio, e com a presença de núcleo na costa leste da baía do Marajó (CAPPI 2km), a simulação CNT apresenta a linha de instabilidade posicionada no sentido noroeste-sudeste, enquanto a simulação GPS, além de

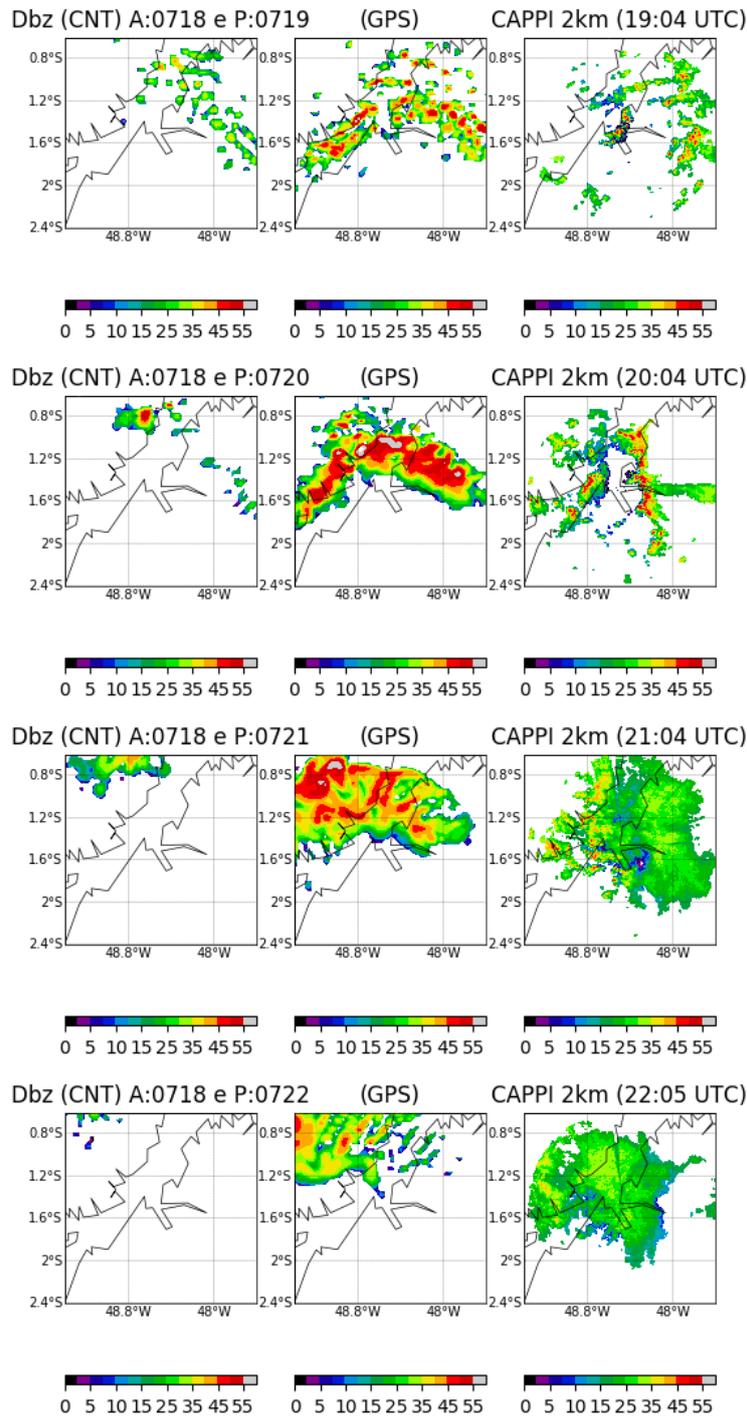
mostrar a linha com o mesmo sentido da simulação CNT, a linha é intensificada e com a presença de uma linha acoplada, sobre a baía do Marajó, na frente da linha de instabilidade. Às 20 UTC a simulação CNT desintensifica a linha de instabilidade, enquanto a simulação GPS intensifica. Às 21 UTC é observado a passagem da parte estratiforme da linha (CAPPI 2km) e a simulação CNT mostra alguns núcleos no setor noroeste, indicando que a linha foi deslocada para este setor, enquanto a simulação GPS mostra a parte convectiva e estratiforme da linha sendo deslocada para o setor noroeste e às 22 UTC a simulação CNT não mostra mais indícios de refletividade, enquanto a simulação GPS mostra a presença da parte estratiforme no setor noroeste da imagem, assim como pode ser identificado no CAPPI 2km.

A Figura 4.26 mostra que, apesar do atraso de 4 horas, para prever a evolução da micro linha fluvial, os experimentos CNT e GPS conseguiram simular o fenômeno. Às 15 UTC a micro linha fluvial foi estabelecida na região de Belém, mostrado no CAPPI 2km e na simulação GPS, enquanto o experimento CNT simulou apenas dois núcleos mais intensos no local de região de formação da micro linha. Às 16 UTC a micro linha ficou posicionada na costa leste da baía do Marajó (CAPPI 2km) e o experimento GPS conseguiu simular esta configuração, diferente do experimento CNT. Às 17 UTC a micro linha foi deslocada para oeste da baía do Marajó, o experimento GPS simulou este padrão e o experimento CNT mostrou pela primeira vez a micro linha fluvial configurada nesta região. Às 18 UTC a micro linha é deslocada para a costa oeste da baía do Marajó, região não mais vista pelo CAPPI 2km, e o experimento GPS consegue simular este deslocamento para a costa oeste da baía do Marajó.

O experimento GPS melhorou a posição e configuração da linha de instabilidade e micro linha fluvial, pois a assimilação de PWV-GPS impacta, principalmente, nas variáveis diagnósticas do WRF, como as utilizadas no cálculo da refletividade. A refletividade do WRF é calculada para cada ponto de grade assumindo que as partículas esféricas possuem densidade constante, com distribuição de tamanho exponencial. O cálculo desta variável utiliza temperatura, razão de mistura de vapor d'água, razão de mistura de vapor d'água de chuva, razão de mistura de neve e razão de mistura de granizo.

O capítulo 3 mostrou que no dia 7 de junho o máximo de PWV-GPS ocorreu às 20:05 e a refletividade foi acima de 30 dBZ a partir de 20:44 sobre a estação BMSQ. Como a assimilação de PWV-GPS impacta principalmente nas variáveis diagnósticas do WRF foi realizada uma análise detalhada da precipitação, razão de mistura de vapor

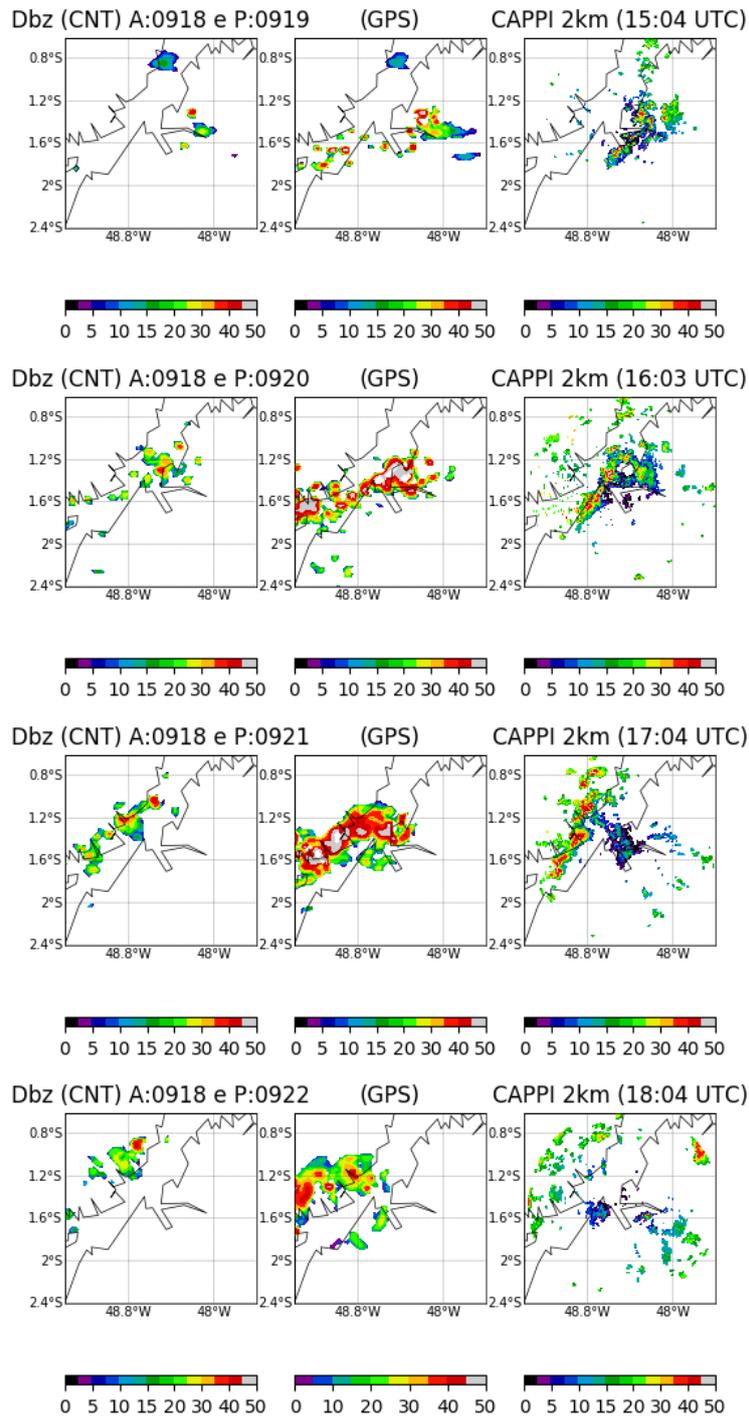
Figura 4.25 - Caso de evolução temporal da linha de instabilidade no dia 7 de junho de 2011.



Fonte: Produção do autor.

d'água de chuva, razão de mistura de vapor d'água de nuvem e razão de mistura de vapor d'água neste evento.

Figura 4.26 - Caso de evolução da linha de instabilidade no dia 9 de junho de 2011.

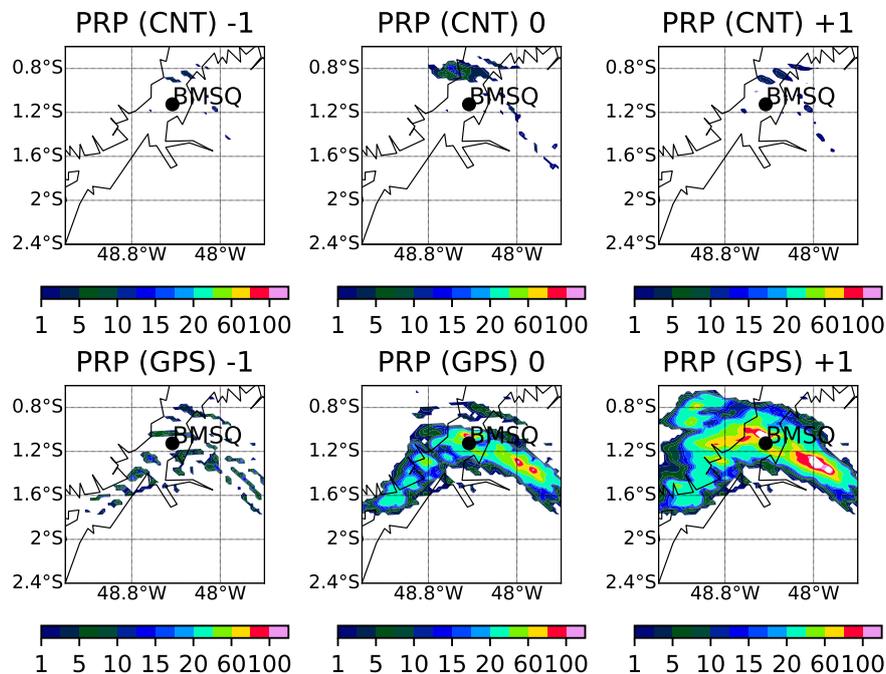


Fonte: Produção do autor.

A Figura 4.27 mostra a precipitação ocorrida no tempo -1 (1 hora antes do máximo de PWV-GPS), 0 (instante de máximo de PWV-GPS) e 1 (máxima refletividade), que corresponde respectivamente aos horários de 19 UTC, 20 e 21 UTC dos expe-

rimentos CNT e GPS; utilizando a análise de 18 UTC. No tempo -1 não ocorreu precipitação sobre a estação BMSQ nos experimentos CNT e GPS, nos tempos 0 e +1 o experimento CNT continua não prevendo precipitação sobre a estação BMSQ, enquanto no experimento GPS há precipitação no tempo 0, que passa a ser intensificada no tempo +1. O experimento GPS simulou melhor o comportamento precipitação, pois os dados observados no capítulo 3 mostraram valores de refletividade mais intenso a partir de 20:44 sobre a estação BMSQ, ou seja, no tempo +1.

Figura 4.27 - Precipitação ocorrida no dia 7 às 19, 20 e 21 UTC; destacando a estação BSMG.

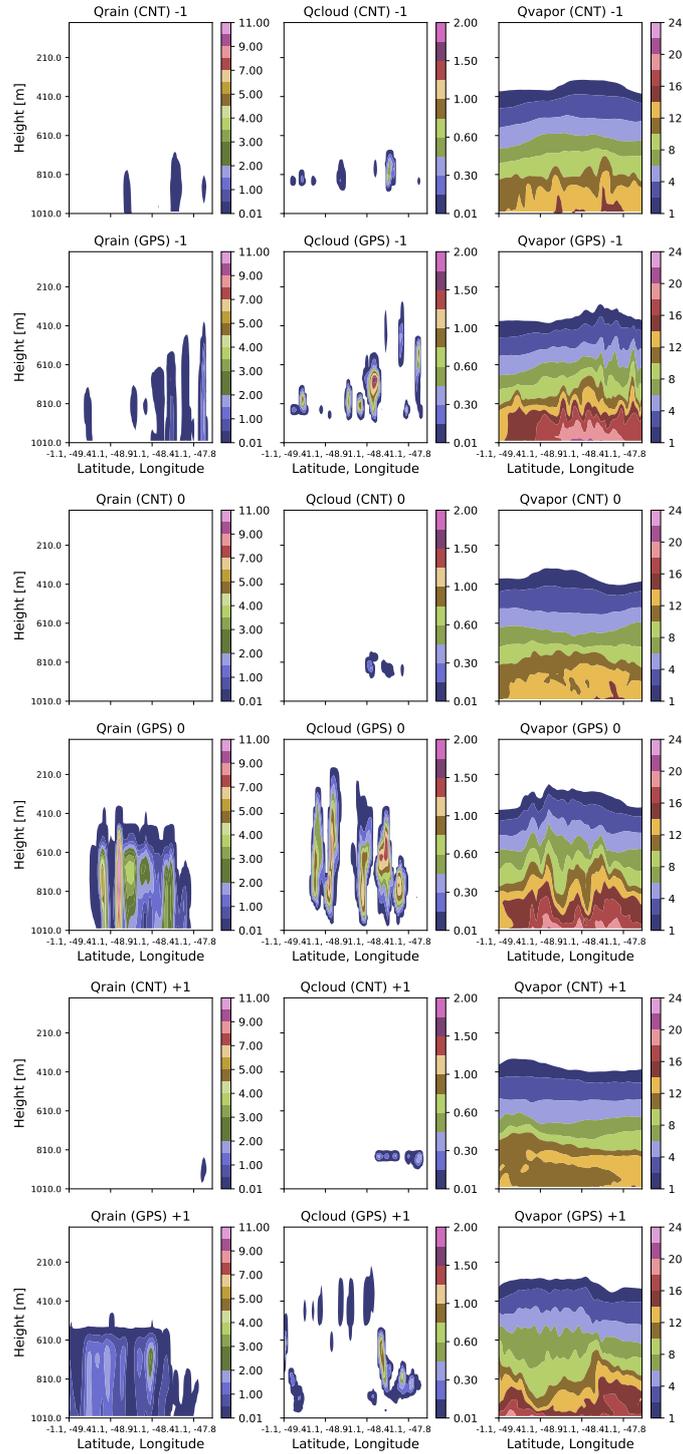


Fonte: Produção do autor.

Um corte vertical na latitude da estação BMSQ (1.1 S e 48.4 W) foi realizado para analisar o comportamento das variáveis razão de mistura de vapor d'água de chuva, razão de mistura de vapor d'água de nuvem e razão de mistura de vapor d'água nos tempos -1, 0 e +1 dos experimentos CNT e GPS (Figura 4.28).

O experimento GPS não previu corretamente precipitação sobre a estação BMSQ no tempo -1 (Figura 4.27) e pode-se observar pequenas quantidades de razão de mistura de vapor d'água de chuva e de nuvem e maiores quantidade de razão de

Figura 4.28 - Corte vertical na latitude da estação BSMG nos campos de água de chuva, água de nuvem e vapor d'água no dia 7 às 19, 20 e 21 UTC



Fonte: Produção do autor.

mistura de vapor d'água sobre a estação BMSQ (1.1 S e 48.4 W) desde a superfície até 700 hPa (Figura 4.28). No tempo 0, quando há maior quantidade de PWV (Tabela 3.4), observa-se um aumento vertical de razão de mistura de vapor d'água desde a superfície até 500 hPa na coluna atmosférica sobre a estação BMSQ. A quantidade de razão de mistura de vapor d'água de chuva e de nuvem também foram intensificadas (Figura 4.28). No tempo +1, quando ocorreu precipitação segundo a Tabela 3.4 e Figura 4.27, observa-se maior quantidade de razão de mistura de vapor d'água de chuva desde a superfície até 600 hPa e a razão de mistura de vapor d'água diminui bruscamente sobre a latitude da estação BMSQ (Figura 4.28).

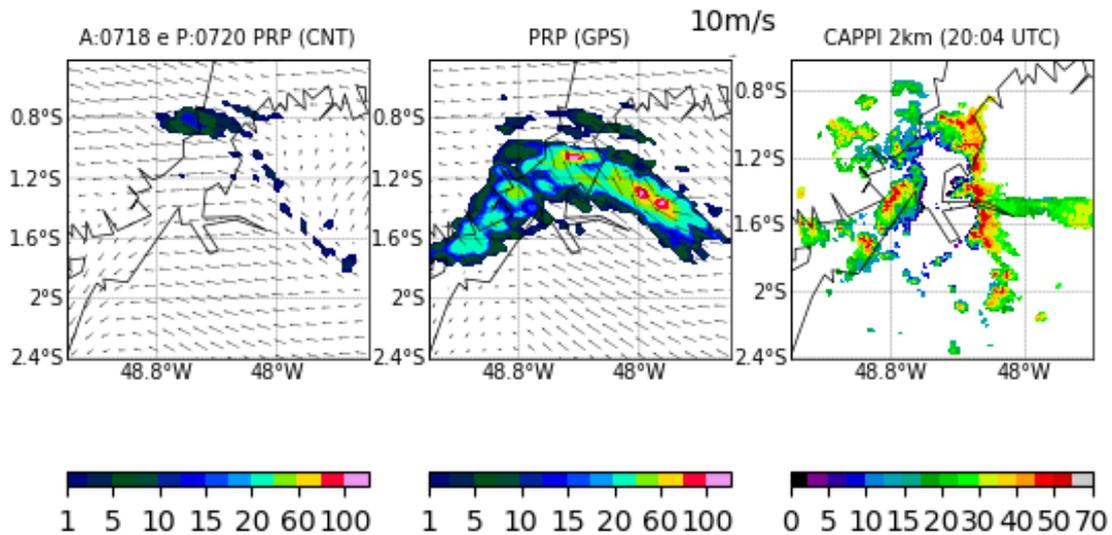
A Figura 4.28 mostra que o experimento GPS simulou melhor o padrão das variáveis razão de mistura de água de chuva, de nuvem e de vapor d'água nos tempos que antecedem e durante a chuva. O experimento GPS conseguiu simular a propagação da linha de instabilidade, e por isso simularam melhor os campos de refletividade e precipitação que ocorreu sobre a estação BMSQ. O experimento CNT não simulou bem os campos de razão de mistura de vapor d'água de chuva e de nuvem, e razão de mistura de vapor d'água nos tempos que antecedem e durante a chuva, e por isso não simularam bem os campos de refletividade e precipitação na estação BMSQ.

As Figuras 4.29 e 4.30 apresentam precipitação e vento horizontal no nível de 700 hPa às 20 UTC durante os experimentos CNT e GPS que ocorrem nos dias 7 e 9. O campo de referência desta análise subjetiva foi o CAPPI em 2 km, apenas para efeito visual de localização da linha, pois sabe-se que estes campos apresentam variáveis distintas.

O experimento GPS simulou a linha de instabilidade que ocorreu no dia 7 às 20 UTC de forma mais coerente do que o experimento CNT (Figura 4.29). O experimento GPS apresentou precipitação intensa e posicionada no sentido noroeste-sudeste, com acoplamento de aglomerado de precipitação em forma de linha sobre a baía do Marajó. Os núcleos mais intensos de precipitação ocorreram na parte sudeste da linha, devido a confluência de ventos intensos em 700 hPa de nordeste e sudeste, responsáveis pelo levantamento do ar e geração desta precipitação intensa. O experimento CNT não foi capaz de prever bem a posição da linha de instabilidade, não apresentou precipitação acima de 5 mm, e incoerentemente simulou difluência de vento em 700 hPa sobre a configuração de linha.

O experimento GPS simulou a micro linha fluvial, enquanto o experimento CNT não foi capaz de simular este fenômeno (Figura 4.30). No dia 9 às 20 UTC o campo de vento horizontal em 700 hPa dos experimento CNT e GPS são parecidos, con-

Figura 4.29 - Comportamento do vento em 700 hPa e precipitação durante atividade mais intensa da linha de instabilidade no dia 7 de junho.



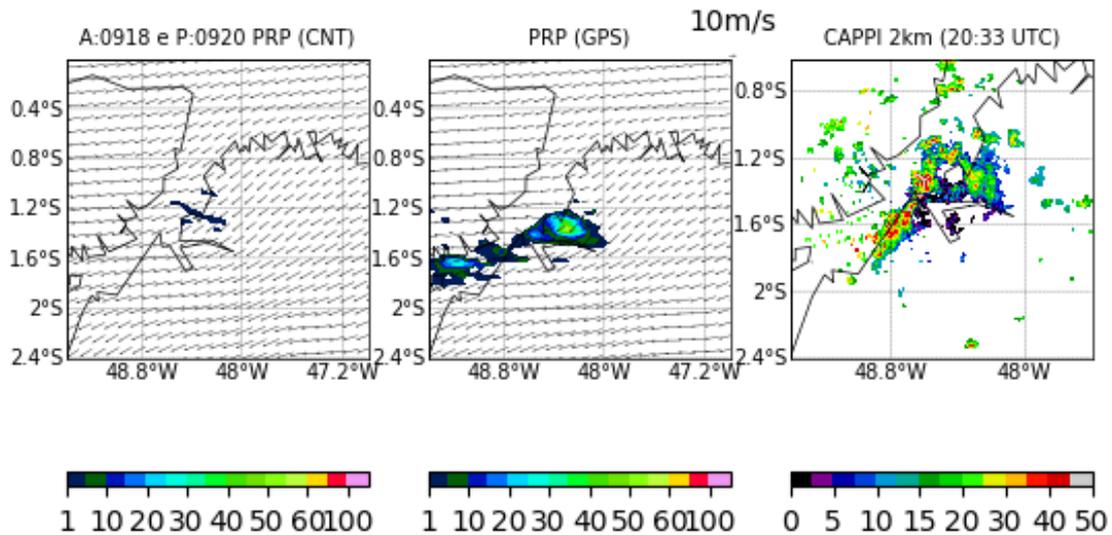
Fonte: Produção do autor.

tudo o experimento GPS apresenta convergência entre o vento de nordeste, vindo da margem leste da baía do Marajó, com o de leste vindo do continente, na latitude do núcleo mais intenso encontrado na micro linha, enquanto que o experimento CNT apresenta ventos mais intensos e de nordeste vindo do oceano Atlântico. A confluência da brisa fluvial e do escoamento de leste do continente geraram levantamento de ar e conseqüentemente a micro brisa fluvial observada na simulação GPS.

A estrutura vertical da linha de instabilidade que ocorreu no dia 7 pode ser observada na Figura 4.31, corte vertical foi realizado na latitude de 1.4 S. Esta Figura mostra a soma das razões de mistura de neve, granizo, água de nuvem e de chuva em gkg para os experimento CNT e GPS às 21 UTC do dia 7. Observa-se à frente do sistema (Figura 4.31 à esquerda) dois núcleos se formando entre 1010 hPa e 810 hPa, em altos níveis (entre 400 e 200 hPa) há cinco núcleos intensos, com um mais intenso na retaguarda do sistema, seguido da bigorna. Este padrão só foi observado no experimento GPS.

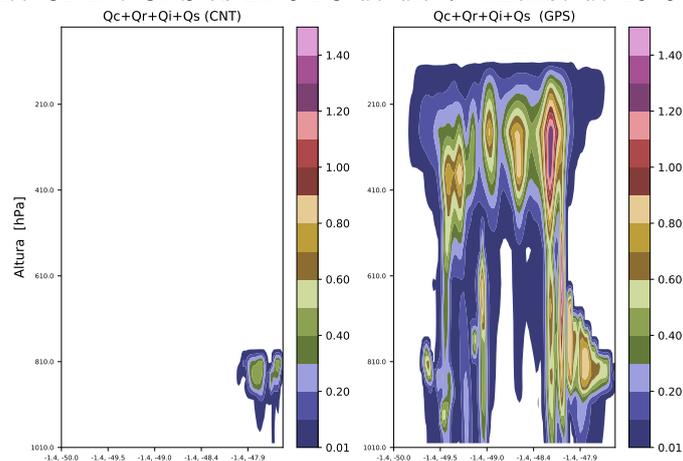
A estrutura vertical da microlinha fluvial que ocorreu no dia 9 pode ser observada na Figura 4.32, corte vertical foi realizado na latitude de 1.4 S. Esta figura mostra a soma das razões de mistura de neve, granizo, água de nuvem e de chuva em gkg para os experimento CNT e GPS às 20 UTC do dia 9. Observa-se uma convecção simulada

Figura 4.30 - Comportamento do vento em 7000 hPa e precipitação durante atividade mais intensa da linha de instabilidade no dia 9 de junho.



Fonte: Produção do autor.

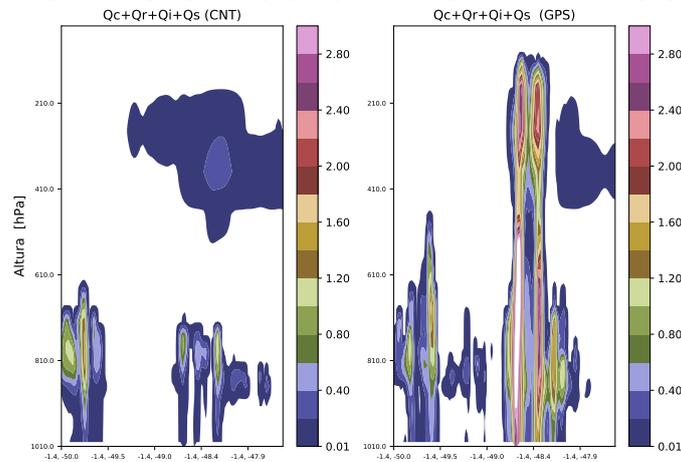
Figura 4.31 - Corte vertical na latitude 1.4 S no campo resultante da soma das razões de mistura de neve, graupel, água de nuvem e de chuva em g/kg para os experimento CNT e GPS às 21 UTC do dia 7. Análise de 18 UTC foi utilizada.



Fonte: Produção do autor.

próximo a longitude -48.4 W, Matos e Cohen (2014) também analisaram este campo e plotaram a refletividade do radar banda X às 20 UTC, eles encontraram convecção profunda na mesma região da simulação GPS. O experimento CNT também simula convecção nesta região, mas não tão intensa e profunda.

Figura 4.32 - Corte vertical na latitude 1.4 S no campo resultante da soma das razões de mistura de neve, granizo, água de nuvem e de chuva em gkg para os experimento CNT e GPS às 20 UTC do dia 9. Análise de 18 UTC foi utilizada.



Fonte: Produção do autor.

4.3.2 Avaliação objetiva do impacto da assimilação de PWV-GPS

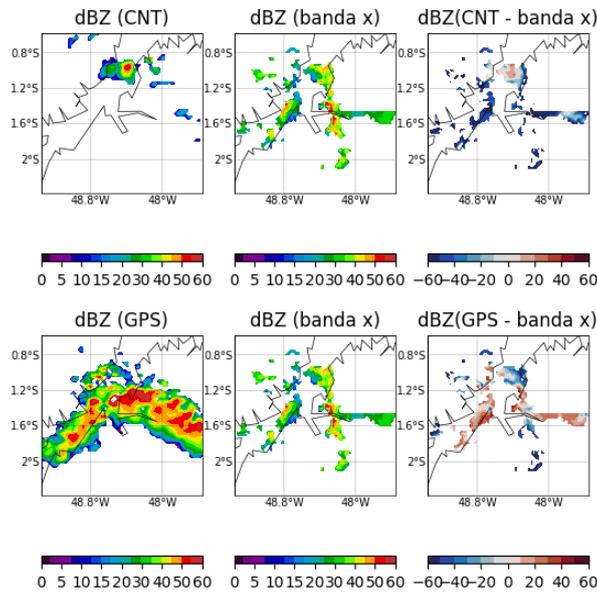
A análise objetiva do impacto da assimilação de PWV-GPS foi realizada no campo de refletividade no dia 7 de junho. O valor de referência desta análise foi o CAPPI de 2 km de altura do radar banda X do Projeto CHUVA, o qual foi comparado com a previsão de refletividade no nível de 785 hPa. O CAPPI 2km do radar banda X foi extraído do banco de dados do Projeto CHUVA, com resolução espacial de 200 metros, e por isto foi necessário realizar uma interpolação espacial, convertendo para a resolução do modelo (3 km).

As Figuras 4.33, 4.34 e 4.35 apresentam, respectivamente, os campos de previsões de 1h, 2h e 3h da refletividade obtida na assimilação sem PWV-GPS (CNT) e com PWV-GPS (GPS), do radar banda X interpolado para a grade do modelo, da diferença entre a refletividade prevista pela simulação CNT e o radar banda X e da diferença entre a refletividade prevista pela simulação GPS e o radar banda X.

Observa-se na Figura 4.33 que a simulação CNT não conseguiu prever a posição da linha de instabilidade e superestimou um núcleo sobre a baía do Marajó, enquanto que a simulação GPS conseguiu prever a posição da linha de instabilidade, contudo superestimou a intensidade da linha.

Às 21 UTC (Figura 4.34) a parte estratiforme da linha de instabilidade estava sobre e à leste da baía do Marajó, padrão previsto com superestima pela simulação GPS,

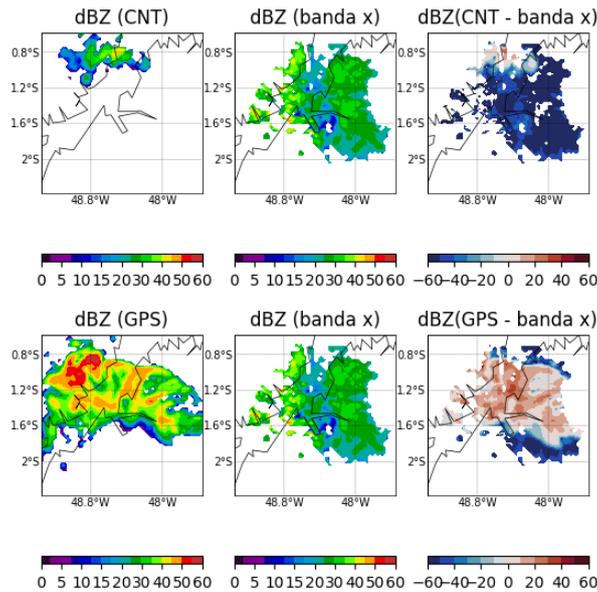
Figura 4.33 - Refletividade do modelo, do radar banda X e da diferença entre modelo e radar no dia 7 de junho às 20 UTC



Fonte: Produção do autor.

enquanto que a simulação CNT não previu este comportamento.

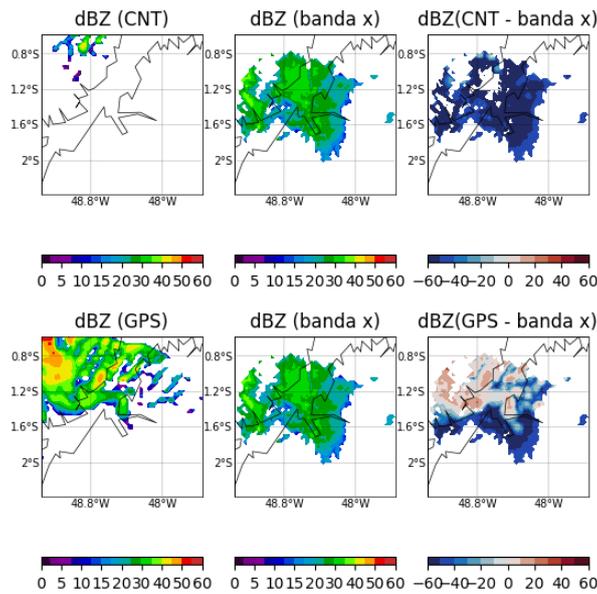
Figura 4.34 - Refletividade do modelo, do radar banda X e da diferença entre modelo e radar no dia 7 de junho às 21 UTC



Fonte: Produção do autor.

Às 22 UTC (Figura 4.35) a parte estratiforme da linha de instabilidade deslocou-se para o oeste da baía do Marajó, mas ainda manteve refletividade sobre e à leste da baía do Marajó. A simulação CNT não conseguiu prever este padrão, enquanto que a simulação GPS previu, com superestimativa, que a parte estratiforme da linha estava posicionada sobre e oeste da baía do Marajó.

Figura 4.35 - Refletividade do modelo, do radar banda X e da diferença entre modelo e radar no dia 7 de junho às 22 UTC



Fonte: Produção do autor.

4.4 Considerações importantes sobre a assimilação do PWV-GPS

Este capítulo 4 apresentou a melhor configuração para assimilar PWV-GPS. Sugere a utilização de um modelo de alta resolução espacial (3 km) associado a um sistema de assimilação de dados de ciclo de 3 horas, para diminuir a distância entre o background e as observações, uma vez que a umidade atmosférica apresenta alta variabilidade. O WRF foi desenvolvido com as seguintes parametrizações: microfísica WSM6, cumulus Kain-Fritsch ativa apenas no domínio 9 km e camada limite planetária YSU. O GSI utilizou como variável controle de umidade atmosférica a pseudo-umidade relativa no domínio de 9 km e umidade relativa normalizada no domínio de 3 km. O erro padrão do PWV-GPS apresentou valor igual a 2% de PWV-GPS. A assimilação de PWV-GPS apresentou impacto positivo, apresentando maior peso do que o background nas análises de incremento de análise. Logo,

a assimilação desta observação foi bastante importante para definir o padrão vertical e horizontal, bem como o deslocamentos da linha de instabilidade e micro linha apesar de superestimar estes fenômenos.

5 CONCLUSÕES E PERSPECTIVAS FUTURAS

Esta pesquisa avaliou o potencial do vapor d'água precipitável obtidos a partir de observações GPS (PWV-GPS) na previsão de curtíssimo prazo de tempestades observadas durante a coleta intensiva de dados do projeto CHUVA, realizado na região de Belém-PA em junho de 2011, na qual uma rede densa de receptores GPS foi também implantada. Para isso duas distintas frentes de pesquisa foram desenvolvidas, sendo uma primeira mais observacional avaliando as informações contidas na série temporal do PWV e suas oscilações antes das precipitações, e uma segunda quando essas informações foram introduzidas no contexto da modelagem numérica de tempo em alta resolução. O desenvolvimento dessas duas frentes de forma distintas gerou resultados que permitem obter algumas importantes conclusões, as quais serão descritas aqui separadamente.

No estudo que explorou as estimativas do PWV-GPS como ferramenta *nowcasting* de eventos de precipitação, as seguintes conclusões podem ser destacadas:

- Durante a passagem das linhas de instabilidade há uma modificação marcante na série temporal dos valores do PWV-GPS, caracterizada por uma elevação significativa seguida de uma queda, que ocorrem em torno de 30 minutos antes do pico de máxima precipitação observada. Esse padrão é semelhante ao jump do PWV-GPS já reportado na bibliografia, o qual pode ser explorado como uma ferramenta *nowcasting* para as tempestades associadas as linhas de instabilidades na região;
- É razoável afirmar que, baseado nesse padrão de modificação da série temporal do PWV-GPS antes das tempestades que ocorrem na passagem de uma linha de instabilidade, um aumento no PWV-GPS de 5 mm em um intervalo de 1 hora antes do pico de máximo PWV-GPS e/ou de 2.5 mm no intervalo de 30 minutos antes desse máximo, pode ser utilizado como uma metodologia para a aplicação dos valores do PWV-GPS como ferramenta *nowcasting*;
- Os resultados obtidos na avaliação da metodologia proposta acima, utilizando os casos de precipitação observadas durante a campanha CHUVA-BELEM, indicam que a mesma é apropriada e pode fornecer informações da ocorrência da precipitação com bom desempenho. A tabela de contingência considerando 30 eventos de precipitação indicou que a probabilidade de detecção é de 76,2% com proporção de acerto de 80% e de falso alarme

de 5,9%.

No que se refere ao estudo para avaliar o potencial de PWV-GPS no contexto da previsão numérica de tempo, em aprimorar a previsão do campo de umidade atmosférica e as previsões da precipitação durante a passagem das linhas de instabilidade, as seguintes afirmações podem ser destacadas como conclusões:

- A configuração mais adequada para assimilar PWV-GPS na região norte do Brasil avaliada nessa pesquisa, e por ela sugerida, é utilizar as parametrizações de microfísica de WSM6 e camada limite YSU nos domínios 9km e 3km. A parametrização de Kain Fritsch para a microfísica cúmulus é sugerida para a grade de 9km enquanto que para a grade de 3km essa parametrização deve ser desligada. Os erros dos valores do PWV-GPS usados como incertezas é de 2%, ao considerar a flag de qualidade de dados como ótimas. O passo de análise de 3 horas mostrou-se mais adequado. O estudo da escolha da variável de controle de umidade atmosférica no GSI indicou que a UR-normalizada deve ser utilizada na assimilação em 3 km, por aprimorar os campos de umidade das análises e previsões, e a UR-pseudo deve ser utilizada na assimilação de 9 km, pois aprimorou os campos de análise e previsão do estado básico. Outras configurações podem e devem ser testadas, pois esse não é um tema exaurido e sempre novas possibilidades são desenvolvidas e devem ser testadas.
- A assimilação dos dados da rede densa GPS apresentou impacto positivo nas análises dos campos do estado básico e de umidade, mostrando-se útil em representar o comportamento da atmosfera real. Os experimentos mostraram que a inclusão desse tipo de dado melhora a posição e caracterização da linha de instabilidade e micro linha fluvial, pois a assimilação de PWV-GPS impacta, principalmente, nas variáveis diagnósticas do WRF, como as utilizadas no cálculo da refletividade.
- O padrão vertical e horizontal, bem como o deslocamentos das linhas de instabilidades e micro linha fluvial, foram mais bem previstos, embora superestimem, durante o experimento que assimilou os dados da rede de 15 receptores GPS de base terrestre em comparação ao experimento que não assimilou PWV-GPS.

O desenvolvimento desse estudo permitiu importantes avanços e pode responder algumas questões, contudo ele também abre perspectiva para que outros pontos

científicos surjam e que possam ser respondidos no avanço futuro dessa pesquisa. Alguns destes pontos foram listados nos tópicos abaixo:

- Investigar o potencial do PWV-GPS para a previsão de tempestades durante as linhas de instabilidade que ocorrem no verão austral. Assim como avaliar a metodologia de *nowcasting* sugerida aqui para maior quantidade de eventos.
- Investigar o potencial do PWV-GPS para a previsão de tempestades para outros sistemas precipitantes observados nas demais campanhas de coleta de dados no contexto do projeto CHUVA, tais como a convecção profunda na amazônia, sistemas convectivos de mesoescala no Sul do Brasil, entre outros.
- Investigar a contribuição em conjunto da assimilação de dados do PWV-GPS com outros sistemas observacionais na melhoria da previsibilidade da precipitação. Nesse contexto, os dados de radio ocultação GPS e dados de radar, entre outros, podem apresentar um importante potencial. O primeiro com as novas gerações de satélites apresentam melhor qualidade e maior quantidade de dados. O segundo complementa a assimilação de dados PWV-GPS, pois o GPS atua antes da precipitação, enquanto que o radar permite monitorar os eventos depois de iniciada a sua ocorrência.
- Investigar uma configuração que atribua menor peso para as observações PWV-GPS e investigar outras parametrizações de microfísica utilizadas na assimilação de PWV-GPS, a fim de minimizar o efeito da superestimativa da precipitação.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ADAMS, D. K.; FERNANDES, R. M. S.; HOLUB, K. L.; GUTMAN, S. I.; BARBOSA, H. M. J.; MACHADO, L. A. T.; CALHEIROS, A. J. P.; BENNETT, R. A.; KURSINSKI, E. R.; SAPUCCI, L. F.; DEMETS, C.; CHAGAS, G. F. B.; ARELLANO, A.; FILIZOLA, N.; ROCHA, A. A. A.; SILVA, R. A.; ASSUNÇÃO, L. M. F.; CIRINO, G. G.; PAULIQUEVIS, T.; PORTELA, B. T. T.; Sá, A.; SOUSA, J. M. de; TANAKA, L. M. S. The amazon dense gnss meteorological network a new approach for examining water vapor and deep convection interactions in the tropics. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 96, n. 12, p. 2151–2165, 2015. ISSN 00030007. 3, 11, 22, 37
- ADAMS, D. K.; GUTMAN, S. I.; HOLUB, K. L.; PEREIRA, D. S. GNSS observations of deep convective time scales in the Amazon. **Geophysical Research Letters**, v. 40, n. 11, p. 2818–2823, 2013. ISSN 00948276. 3, 11
- ADAMS, D. K.; MINJAREZ, C.; SERRA, Y.; QUINTANAR, A.; ALATORRE, L.; GRANADOS, A.; VÁZQUEZ, E.; BRAUN, J. Mexican GPS tracks convection from North American Monsoon. **Eos, Transactions, American Geophysical Union**, v. 95, n. 7, p. 61–62, 2014. ISSN 23249250. 10
- ALCÂNTARA, C. R. Linha de instabilidade da amazônia: estudo de caso e importância das características do perfil do vento na sua formação e desenvolvimento. **Ciência e Natura**, v. 33, p. 197–226, 2011. 28, 34
- ARAKAWA, A.; SCHUBERT, W. H. Interaction of a cumulus cloud ensemble with the large-scale environment, part I. **Journal Atmospheric Science**, v. 31, p. 674–701, 1974. 70
- BENEVIDES, P.; CATALAO, J.; MIRANDA, P. M. On the inclusion of GPS precipitable water vapour in the nowcasting of rainfall. **Natural Hazards and Earth System Sciences**, v. 15, n. 12, p. 2605–2616, 2015. ISSN 16849981. 43
- BENNITT, G. V.; JUPP, A. Operational assimilation of GPS zenith total delay observations into the Met Office numerical weather prediction models. **Monthly Weather Review**, v. 140, n. 8, p. 2706–2719, 2012. ISSN 0027-0644. 15
- BENTON, G. S.; ESTOQUE, M. A. **Water-Vapor Transfer Over the North American Continent**. 1954. 462–477 p. 7

BEVIS, M.; STEVEN, B.; A., H. T.; CHRISTIAN, R.; A., A. R.; H., W. R. GPS meteorology: remote sensing of atmospheric water vapor using the global positioning system. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 97, n. D14, p. 15787–15801, 1992. 1, 2, 7, 9, 32

BOCK, O.; BOUIN, M. N.; DOERFLINGER, E.; COLLARD, P.; MASSON, F.; MEYNADIER, R.; NAHMANI, S.; KOITÉ, M.; BALAWAN, K. G. L.; DIDÉ, F.; OUEDRAOGO, F.; POKPERLAAR, S.; NGAMINI, J. B.; LAFORE, J. P.; JANICOT, S.; GUICHARD, F.; NURET, M. West African Monsoon observed with ground-based GPS receivers during African Monsoon Multidisciplinary Analysis (AMMA). **Journal of Geophysical Research Atmospheres**, v. 113, n. 21, 2008. ISSN 01480227. 10

BOEHM, J.; WERL, B.; SCHUH, H. Troposphere mapping functions for GPS and very long baseline interferometry from European Centre for Medium-Range Weather Forecasts operational analysis data. **Journal of Geophysical Research: Solid Earth**, v. 111, n. 2, p. 1–9, 2006. ISSN 21699356. 32

BONAFONI, S.; BIONDI, R. The usefulness of the Global Navigation Satellite Systems (GNSS) in the analysis of precipitation events. **Atmospheric Research**, v. 167, p. 15–23, jan 2016. ISSN 0169-8095. 3

BONIFACE, K.; DUCROCQ, V.; JAUBERT, G.; YAN, X.; BROUSSEAU, P.; MASSON, F.; CHAMPOLLION, C.; CHÉRY, J.; DOERFLINGER, E. Impact of high-resolution data assimilation of GPS zenith delay on Mediterranean heavy rainfall forecasting. **Annales Geophysicae**, v. 27, n. 7, p. 2739–2753, 2009. ISSN 09927689. 15

BRAUN, J. J.; MATTIOLI, G. S.; CALAIS, E.; CARLSON, D.; DIXON, T. H.; JACKSON, M. E.; KURSINSKI, E. R.; MORA-PAEZ, H.; MILLER, M. M.; PANDYA, R.; ROBERTSON, R.; WANG, G. Focused study of interweaving hazards across the Caribbean. **EOS. Transactions of the American Geophysical Union**, v. 93, n. 9, p. 89–104, 2012. 10

BYERS, H. R.; BRAHAM, J. Thunderstorm structure and circulation. **Journal of Meteorology**, v. 5, n. 3, p. 71–86, June 1948. 17

CAMPOS, T. B.; SAPUCCI, L. F.; LIMA, W.; FERREIRA, D. S. Sensitivity of numerical weather prediction to the choice of variable for atmospheric moisture analysis into the brazilian global model data assimilation system. **Atmosphere**, v. 9, n. 4, 2018. 81

CARBONE, R. E.; WILSON, J. W.; KEENAN, T. D.; HACKER, J. M. Tropical island convection in the absence of significant topography. Part I: life cycle of diurnally forced convection. **Monthly Weather Review**, v. 128, n. 10, p. 3459–3480, 2000. ISSN 0027-0644. 18, 19

CAVALCANTI, I. F. A. **Um estudo sobre interações entre sistemas de circulação de escala sinótica e circulações locais**. 2012. 285 p. 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>>. 23

CAVALCANTI, I. F. A.; MARENGO, J. A.; SATYAMURTY, P.; NOBRE, C. A.; TROSNIKOV, I.; BONATTI, J. P.; MANZI, A. O.; TARASOVA, T.; PEZZI, L. P.; D'ALMEIDA, C.; SAMPAIO, G.; CASTRO, C. C.; SANCHES, M. B.; CAMARGO, H. Global climatological features in a simulation using the CPTEC-COLA AGCM. **Journal of Climate**, v. 15, n. 21, p. 2965–2988, 2002. 57, 59

CHAN, P. W.; WAI, P. Performance and application of a multi-wavelength, ground-based microwave radiometer in intense convective weather. **Meteorologische Zeitschrift**, v. 18, n. 3, p. 253–265, June 2009. ISSN 0941-2948. 2

COHEN, J.; CAVALCANTI, I. F. A.; BRAGA, R. H. M.; NETO, L. S. **Tempo e clima no Brasil: sistemas meteorológicos que afetam o tempo na América do Sul: linhas de instabilidade na costa n-ne da América do Sul**. São Paulo: Oficina de Textos, 2009. 75-93. 19, 20, 41

COHEN, J. C. P.; DIAS, M. A. F. S.; NOBREGA, C. A. Aspectos climatológicos das linhas de instabilidade na Amazônia. **Climanálise**, v. 4, p. 34–40, 1989. 23

COTTON, W. R.; ANTHES, R. A. **Storm and cloud dynamics**. São Diego, Califórnia: Academic Press, 1989. 18

COURTIER, P.; NAUGHTON, M. A pole problem in the reduced gaussian grid. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 120, n. 519, p. 1389–1407, 1994. ISSN 1477-870X. 55

CUCURULL, L.; VANDENBERGHE, F.; BARKER, D.; VILA CLARA, E.; RIUS, A. Three-dimensional variational data assimilation of ground-based GPS ZTD and meteorological observations during the 14 December 2001 storm event over the

western Mediterranean sea. **Monthly Weather Review**, v. 132, n. 3, p. 749–763, 2004. ISSN 0027-0644. [15](#)

DAVIS, J. L.; HERRINCH, T. A.; SHAPIRO, I. I.; ROLLERS, A. E. E.; ELGLERED, G. Geodesy by radio interferometry: effects of atmospheric modeling errors on estimates of baseline length . **Radio Science**, v. 20, n. 6, p. 1593–1607, 1985. [8](#), [9](#), [32](#)

DEE, D. P.; SILVA, A. M. D. The choice of variable for atmospheric moisture analysis. **Monthly Weather Review**, v. 131, n. 1, p. 155–171, 2003. [14](#), [55](#), [56](#), [59](#), [65](#)

DERBYSHIRE, S. H.; BEAU, I.; BECHTOLD, P.; GRANDPEIX, J. Y.; PIRIOU, J. M.; REDELSPERGER, J. L.; SOARES, P. M. Sensitivity of moist convection to environmental humidity. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 130 C, n. 604, p. 3055–3079, 2004. ISSN 00359009. [37](#)

DESCOMBES, G.; AULIGNÉ, T.; VANDENBERGHE, F.; BARKER, D. M.; BARRÉ, J. Generalized background error covariance matrix model (GENBE v2.0). **Geoscientific Model Development**, v. 8, n. 3, p. 669–696, 2015. [55](#)

DESROZIERS, G.; BERRE, L.; CHAPNIK, B.; POLI, P. Diagnosis of observation, background and analysis-error statistics in observation space. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 131, n. 613, p. 3385–3396, 2006. ISSN 00359009. [79](#)

DING, J.; YANG, Y.; YE, Q.; HUANG, Y.; MA, X.; MA, L.; GUO, Y. R. Moisture analysis of a squall line case based on precipitable water vapor data from a ground-based GPS network in the Yangtze River Delta. **Advances in Atmospheric Sciences**, v. 24, n. 3, p. 409–420, 2007. [4](#)

DINIZ, F. L. R. **Impacto das observações nas previsões de curto prazo**. 2012. 285 p. Dissertao (Mestrado em Meteorologia) — Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2012. [13](#)

DINIZ, G. B. **Meteorologia física**. Pelotas, Rio Grande do Sul: Editora Universitária UFPEL, 2006. [21](#)

FACCANI, C.; FERRETTI, R.; PACIONE, R.; PAOLUCCI, T.; VESPE, F.; CUCURULL, L. Impact of a high density GPS network on the operational forecast. **Advances in Geosciences**, p. 73–79, 2005. [15](#)

- FLEMING, E. L.; CHANDRA, S.; BARNETT, J.; CORNEY, M. Zonal mean temperature, pressure, zonal wind and geopotential height as functions of latitude. **Advances in Space Research**, v. 10, n. 12, p. 11 – 59, 1990. ISSN 0273-1177. 57
- GAMACHE, J. F.; HOUZE, J. The mesoscale air motions associated with a tropical squall line. **Monthly Weather Review**, v. 110, p. 118–135, 1982. 18, 41
- GENDT, G.; DICK, G.; REIGBER, C.; TOMASSINI, M.; LIU, Y.; RAMATSCHI, M. Near real time GPS water vapor monitoring for numerical weather prediction in Germany. **Journal of the Meteorological Society of Japan. Ser. II**, v. 82, n. 1B, p. 361–370, 2004. ISSN 0026-1165. 3, 4, 15, 16
- GRABOWSKI, W. W.; MONCRIEFF, M. W. Moisture-convection feedback in the tropics. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 130 C, n. 604, p. 3081–3104, 2004. ISSN 00359009. 17
- GREGORIUS, T. **GIPSY-OASIS II. How it works**. 1996. Disponível em: <<http://web.gps.caltech.edu/classes/ge167/file/gipsy-oasisIIHowItWorks.pdf>>. 31
- GUTMAN, S. I.; SAHM, S. R.; BENJAMIN, S. G.; SCHWARTZ, B. E.; HOLUB, K. L.; STEWART, J. Q.; SMITH, T. L. Rapid retrieval and assimilation of ground based GPS precipitable water observations at the NOAA forecast systems laboratory: impact on weather forecasts. **Journal of the Meteorological Society of Japan**, v. 82, n. 1B, p. 351–360, 2004. ISSN 0026-1165. 3, 4, 86, 88
- HA, S.-Y.; YING-HWA, K.; YONG-RUN, G.; CHRIS, R.; TERESA, V. H. Comparison of GPS slant wet delay measurements with model simulations during the passage of a squall line. **Geophysical Research Letters**, v. 29, n. 23, p. 28–1–28–4, 2002. 2
- HAAN, S. de; BARLAG, S.; BALTINK, H. K.; DEBIE, F.; MAREL, H. van der. Synergetic use of GPS water vapor and Meteosat images for synoptic weather forecasting. **Journal of Applied Meteorology**, 2004. ISSN 0894-8763. 2
- HOLLOWAY, C. E.; NEELIN, J. D. Moisture vertical structure, column water vapor, and tropical deep convection. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 66, n. 6, p. 1665–1683, 2009. ISSN 0022-4928. 37
- HOUSTON, A. L.; WILHELMSON, R. B. The dependence of storm longevity on the pattern of deep convection initiation in a low-shear environment. **Monthly Weather Review**, v. 139, n. 10, p. 3125–3138, 2011. ISSN 0027-0644. 18

HOUZE, J. R. Mesoscale convective systems. **Reviews of Geophysics**, v. 42, p. 1–43, 2004. ISSN 8755-1209. 18

HOWARTH, D. A. Seasonal variations in the vertically integrated water vapor transport fields over the southern hemisphere. **Monthly Weather Review**, v. 111, n. 6, p. 1259–1272, 1983. 59, 60

IWABUCHI, T.; ROCKEN, C.; LUKES, Z.; MERVAT, J. J. L.; KANZAKI, M. PPP and network true real-time 30 sec estimation of ZTD in dense and giant regional GPS network and the application of ZTD for nowcasting of heavy rainfall. **Proceedings of the 19th International Technical Meeting of the Satellite Division of The Institute of Navigation (ION GNS 2006)**, p. 1902–1909, 2006. 2

KERRY, E. A.; NEELIN, J. D.; BRETHERTON, C. S. On large-scale circulations in convecting atmospheres. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 120, n. 519, p. 1111–1143, 1994. 17

KLEIST, D. T.; PARRISH, D. F.; DERBER, J. C.; TREADON, R.; WU, W.-S.; LORD, S. Introduction of the gsi into the ncep global data assimilation system. **Weather and Forecasting**, v. 24, n. 6, p. 1691–1705, 2009. 82

KOUSKY, V. E. Diurnal rainfall variation in northeast brazil. **Monthly Weather Review**, v. 108, n. 4, p. 488–498, 1980. 19, 20

KUO, Y.-H.; ZOU, X.; GUO, Y.-R. Variational assimilation of precipitable water using a nonhydrostatic mesoscale adjoint model. part i: moisture retrieval and sensitivity experiments. **Monthly Weather Review**, v. 124, n. 1, p. 122–147, 1996. 16

KURSINSKI, E. R.; BENNETT, R. A.; GOCHIS, D.; GUTMAN, S. I.; HOLUB, K. L.; MASTALER, R.; SOSA, C. M.; SOSA, I. M.; VAN-HOVE, T. Water vapor and surface observations in northwestern mexico during the 2004 name enhanced observing period. **Geophysical Research Letters**, v. 35, n. 3, p. 4–9, 2008. 43

LIOU, Y.-A.; TENG, Y.-T.; VAN-HOVE, T.; LILJEGREN, J. C. Comparison of precipitable water observations in the near tropics by GPS, microwave radiometer, and radiosondes. **Journal of Applied Meteorology**, v. 40, n. 1, p. 5–15, 2001. 9, 10

LORENC, A. C.; BARKER, D.; BELL, R. S.; MACPHERSON, B.; MAYCOCK, A. J. On the use of radiosonde humidity observations in mid-latitude NWP.

Meteorology and Atmospheric Physics, v. 60, n. 1, p. 3–17, Mar 1996. [54](#)

LYARD, F.; LEFEVRE, F.; LETELLIER, T.; FRANCIS, O. Modelling the global ocean tides: modern insights from fes2004. **Ocean Dynamics**, v. 56, p. 394–415, 2006. [31](#)

MACHADO, L. A. T.; DIAS, M. A. F. S.; MORALES, C.; FISCH, G.; VILA, D.; ALBRECHT, R.; GOODMAN, S. J.; CALHEIROS, A. J. P.; BISCARO, T.; KUMMEROW, C.; COHEN, J.; FITZJARRALD, D.; NASCIMENTO, E. L.; SAKAMOTO, M. S.; CUNNINGHAM, C.; CHABOUREAU, J.-P.; PETERSEN, W. A.; ADAMS, D. K.; BALDINI, L.; ANGELIS, C. F.; SAPUCCI, L. F.; SALIO, P.; BARBOSA, H. M. J.; LANDULFO, E.; SOUZA, R. A. F.; BLAKESLEE, R. J.; BAILEY, J.; FREITAS, S.; LIMA, W. F. A.; TOKAY, A. The chuva project: how does convection vary across Brazil? **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 95, n. 9, p. 1365–1380, 2014. [21](#)

MADHULATHA, A.; RAJEEVAN, M.; VENKAT-RATNAM, M.; BHATE, J.; NAIDU, C. V. Nowcasting severe convective activity over southeast India using ground-based microwave radiometer observations. **Journal of Geophysical Research Atmospheres**, 2013. [2](#)

MATOS, A. P.; COHEN, J. C. P. Circulação de brisa e a banda de precipitação na margem leste da baía do Marajó. **Ciência e Natura**, v. 38, p. 21–27, 2014. [23](#), [24](#), [28](#), [90](#), [102](#)

MONCRIEFF, M. W.; LIU, C. Convection initiation by density currents: role of convergence, shear, and dynamical organization. **Monthly Weather Review**, v. 127, n. 10, p. 2455–2464, 1999. [18](#), [19](#)

MONTENBRUCK, O.; SCHMID, R.; MERCIER, F.; STEIGENBERGER, P.; NOLL, C.; FATKULIN, R.; KOGURE, S.; GANESHAN, A. S. GNSS satellite geometry and attitude models. **Advances in Space Research**, v. 56, n. 6, p. 1015–1029, 2015. [32](#)

MOORE, A. W.; SMALL, I. J.; GUTMAN, S. I.; BOCK, Y.; DUMAS, J. L.; FANG, P.; HAASE, J. S.; JACKSON, M. E.; LABER, J. L. National weather service forecasters use GPS precipitable water vapor for enhanced situational awareness during the southern California summer monsoon. **Bulletin of the**

American Meteorological Society, v. 96, n. 11, p. 1867–1877, 2015. ISSN 00030007. 11

MULLER, C. J.; BACK, L. E.; O’GORMAN, P. A.; EMANUEL, K. A. A model for the relationship between tropical precipitation and column water vapor. **Geophysical Research Letters**, 2009. ISSN 00948276. 2

NÓBREGA, R. S.; CAVALCANTI, E. P.; SOUZA, E. P. Reciclagem de vapor d’Água sobre a América do Sul utilizando reanálises do NCEP-NCAR. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 20, n. 2, p. 253–262, 2005. 1

OLIVEIRA, F. P. **Processos convectivos na iniciação de linhas de instabilidade na costa norte do Brasil**. 181 p. Tese (Doutorado em Meteorologia) — Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), São José dos Campos, 2017. 75, 89

OLIVEIRA, F. P.; OYAMA, M. D. Antecedent atmospheric conditions related to squall-line initiation over the northern coast of Brazil in July. **Weather and Forecasting**, v. 30, n. 5, p. 1254–1264, 2015. 20, 28, 29, 30, 35, 36

POLI, P.; MOLL, P.; RABIER, F.; DESROZIER, G.; CHAPNIK, B.; BERRE, L.; HEALY, S. B.; ANDERSSON, E.; EL-GUELAI, F. Z. Forecast impact studies of zenith total delay data from European near real-time GPS stations in Météo France 4DVAR. **Journal of Geophysical Research Atmospheres**, v. 112, n. 6, p. 1–16, 2007. ISSN 01480227. 15

RAO, V. B.; CAVALCANTI, I. F. A.; HADA, K. Annual variation of rainfall over Brazil and water vapor characteristics over South America. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 101, n. D21, p. 26539–26551, 1996. ISSN 2156-2202. 60

ROCKEN, C.; HOVE, T. V.; JOHNSON, J.; SOLHEIM, F.; WARE, R.; BEVIS, M.; CHISWELL, S.; BUSINGER, S. GPS/STORM—GPS sensing of atmospheric water vapor for meteorology. **Journal of Atmospheric and Oceanic Technology**, v. 12, n. 3, p. 468–478, 1995. 2

ROCKEN, C.; RANDOLPH, W.; TERESA, V. H.; FREDRICK, S.; CHRIS, A.; JAMES, J.; MIKE, B.; STEVEN, B. Sensing atmospheric water vapor with the global positioning system. **Geophysical Research Letters**, v. 20, n. 23, p. 2631–2634, 1993. 1, 2, 3

SAPUCCI, L. F. **Estimativa do vapor d'água atmosférico e avaliação da modelagem do atraso zenital troposférico utilizando GPS**. 167 p. Dissertação (Mestrado em Cartografia) — Universidade Estadual Paulista, Faculdade de Ciências e Tecnologia, Presidente Prudente, 2001. Disponível em:

<<http://hdl.handle.net/11449/88549>>. 9

SAPUCCI, L. F. **Estimativas do IWV utilizando receptores GPS em bases terrestres no Brasil: sinergia entre a geodésia e a meteorologia**. 200 p. Doutorado em Cartografia — Universidade Estadual Paulista, Faculdade de Ciências e Tecnologia, Presidente Prudente, 2005. Disponível em:

<<http://hdl.handle.net/11449/100933>>. 9, 10

SAPUCCI, L. F.; BASTARZ, C. F.; CERQUEIRA, F.; AVANCO, L. A.; HERDIES, D. L. Impacto de perfis de radio ocultação GNSS na qualidade das previsões de tempo do CPTEC/INPE. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 29, n. 4, p. 551–567, 2014. 9, 32, 59

SAPUCCI, L. F.; MACHADO, L. A.; MONICO, J. F.; PLANA-FATTORI, A. Intercomparison of integrated water vapor estimates from multisensors in the Amazonian region. **Journal of Atmospheric and Oceanic Technology**, 2007. ISSN 07390572. 3

SAPUCCI, L. F.; MACHADO, L. A.; SOUZA, E.; CAMPOS, T. Global positioning system precipitable water vapor (GPS-PWV) jumps before intense rain events: a potential application to nowcasting. **Meteorological Applications**, n. 7, p. 61–62, 2018. 3, 21, 31, 43, 50

SAPUCCI, L. F.; RAMIREZ, E.; AVANCO, L. A.; DIAS, P. H. D.; MATTOS S, J. G. F.; BASTARDZ, C. F. Avaliação de previsões de precipitação usando o sistema scamtec e observações gnss de água precipitável. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA. **Anais...**, Gramado, 2012. 78, 80

SATO, T.; KIMURA, F. A two-dimensional numerical study on diurnal cycle of mountain lee precipitation. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 60, n. 16, p. 1992–2003, 2003. 1

SCHMID, R.; STEIGENBERGER, P.; GENDT, G.; GE, M.; ROTHACHER, M. Generation of a consistent absolute phase-center correction model for GPS receiver and satellite antennas. **Journal of Geodesy**, v. 81, n. 12, p. 781–798, 2007. ISSN 09497714. 31

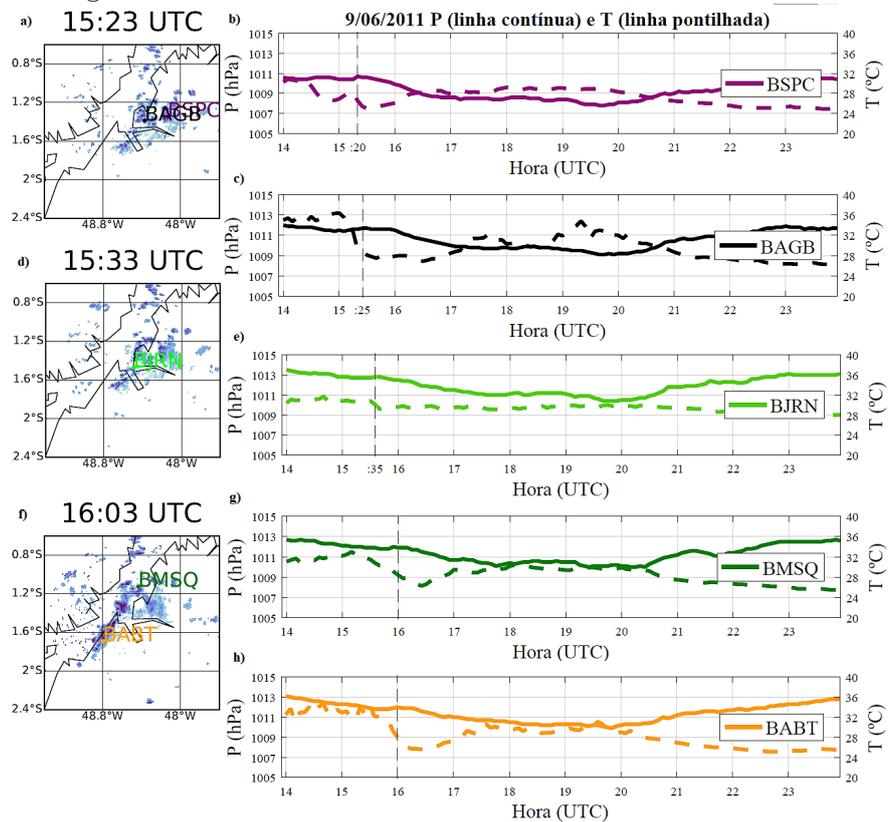
- SERRA, Y. L.; ADAMS, D. K.; MINJAREZ-SOSA, C.; MOKER, J. M.; ARELLANO, A. F.; CASTRO, C. L.; QUINTANAR, A. I.; ALATORRE, L.; GRANADOS, A.; VAZQUEZ, G. E.; HOLUB, K.; DEMETS, C. The North American monsoon GPS transect experiment 2013. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 97, n. 11, p. 2103–2115, 2016. ISSN 00030007. 43
- SILVA-DIAS, M. A. F. Sistemas de mesoescala e previsão de tempo à curto prazo. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 2, p. 133–150, 1987. 19
- SILVADIAS, M. A. F. S.; COHEN, J. C. P.; GANDÚ, A. W. Interações entre nuvens, chuvas e a biosfera na amazônia. **ACTA Amazônica**, v. 35, n. 2, p. 215–222, 2005. 41
- SINGH, D.; GHOSH, J.; KASHYAP, D. Precipitable water vapor estimation in India from GPS-derived zenith delays using radiosonde data. **Meteorology and Atmospheric Physics**, v. 123, p. 209–220, 2014. 10
- SKAMAROCK, W. C.; KLEMP, J. B.; J., D.; GILL, D. O.; BARKER, D. M.; DUDA, M. G.; HUANG, X.-Y.; WANG, W.; POWERS, J. G. **GA description of the advanced research WRF version 3**. Boulder, Colorado: [s.n.], 2008. (NCAR Technical Note NCAR/TN-475+STR), 125 p. 70
- SPIPKER, J. J. J. **Tropospheric effects on GPS**. [S.l.]: American Institute of Aeronautics and Astronautics, 1994. 8
- TOMASSINI, M.; GENDT, G.; DICK, G.; RAMATSCHI, M.; SCHRAFF, C. Monitoring of integrated water vapour from ground-based gps observations and their assimilation in a limited-area NWP model. **Physics and Chemistry of the Earth**, v. 27, p. 341–346, 2002. 15
- WALLACE, J. M.; HOBBS, P. V. **Atmospheric science**. [S.l.]: Academic Press, 1977. 17
- WEISMAN, M. L.; KLEMP, J. B. The dependence of numerically simulated convective storms on vertical wind shear and buoyancy. **Monthly Weather Review**, v. 110, n. 6, p. 504–520, 1982. ISSN 0027-0644. 18
- WU, D.; DONG, X.; XI, B.; FENG, Z.; KENNEDY, A.; MULLENDRE, G.; GILMORE, M.; TAO, W. K. Impacts of microphysical scheme on convective and stratiform characteristics in two high precipitation squall line events. **Journal of Geophysical Research Atmospheres**, v. 118, n. 19, p. 11119–11135, 2013. ISSN 21698996. 76

- YAN, X.; DUCROCQ, V.; POLI, P.; HAKAM, M.; JAUBERT, G.; WALPERSDORF, A. Impact of GPS zenith delay assimilation on convective-scale prediction of Mediterranean heavy rainfall. **Journal of Geophysical Research Atmospheres**, v. 114, n. 3, p. 1–15, 2009. ISSN 01480227. [15](#)
- YUAN, L. L.; ANTHES, R. A.; WARE, R. H.; ROCKEN, C.; BONNER, W. D.; BEVIS, M. G.; BUSINGER, S. Sensing climate change using the global positioning system. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 98, n. D8, p. 14925–14937, 1993. [1](#)
- ZHANG, Y.; KLEIN, S. A. 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. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 67, n. 9, p. 2943–2959, 2010. ISSN 0022-4928. [37](#)
- ZIPSER, E. J. The role of organized unsaturated convective downdrafts in the structure and rapid decay of an equatorial disturbance. **Journal of Applied Meteorology**, v. 8, p. 799–814, 1969. [18](#)

APÊNDICE A - ARTIGO PRODUZIDO DURANTE O DOUTORADO

ANEXO A - FIGURAS DO COMPORTAMENTO DE PRESSÃO E TEMPERATURA NOS DIAS 9, 14 E 24.

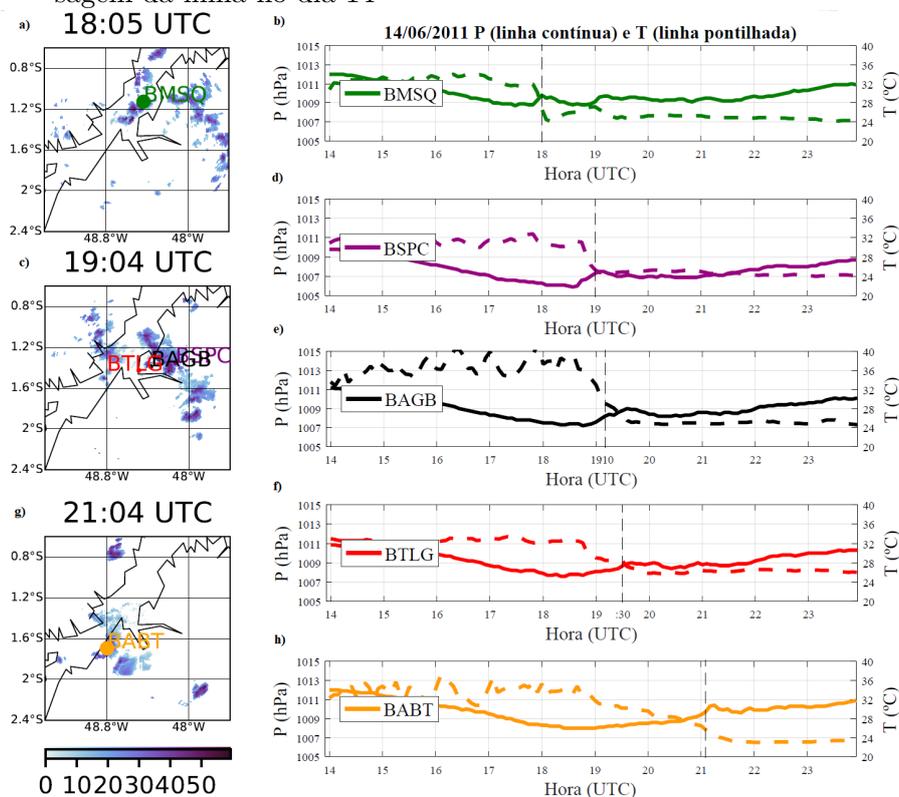
Figura A.1 - Comportamento da série temporal de pressão e temperatura durante a passagem da linha no dia 9



CAPPI 2km do radar banda X e série temporal de pressão (linha contínua) e de temperatura (linha pontilhada)

Fonte: Produção do autor.

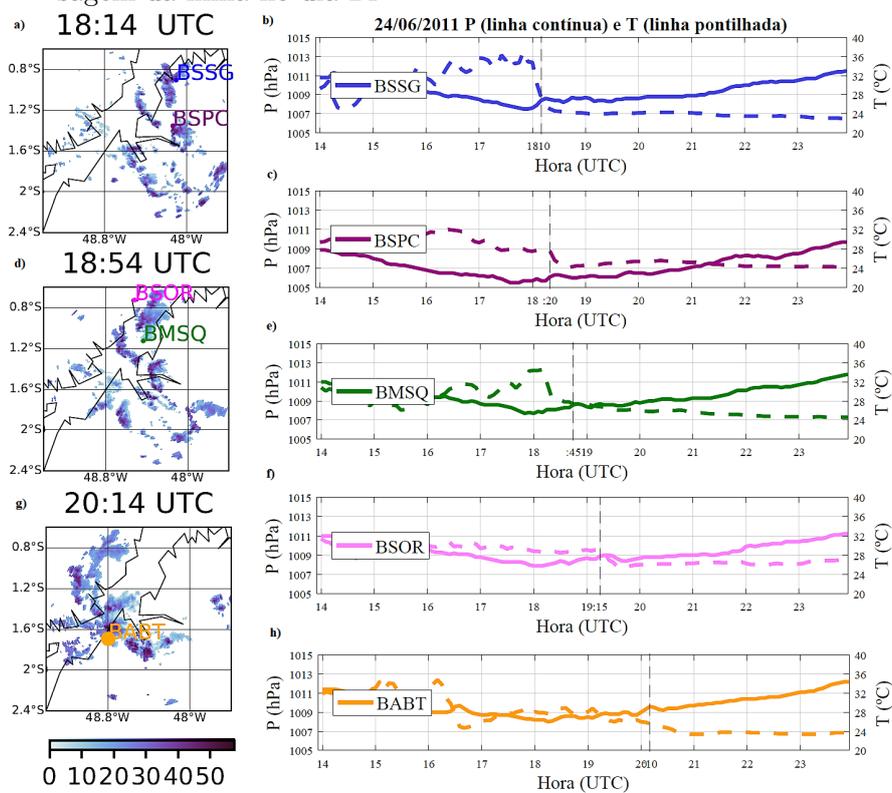
Figura A.2 - Comportamento da série temporal de pressão e temperatura durante a passagem da linha no dia 14



CAPPI 2km do radar banda X e série temporal de pressão (linha contínua) e de temperatura (linha pontilhada)

Fonte: Produção do autor.

Figura A.3 - Comportamento da série temporal de pressão e temperatura durante a passagem da linha no dia 24



CAPPI 2km do radar banda X e série temporal de pressão (linha contínua) e de temperatura (linha pontilhada)

Fonte: Produção do autor.