



UNIVERSIDADE FEDERAL DE ALAGOAS
INSTITUTO DE CIÊNCIAS ATMOSFÉRICAS
PROGRAMA DE PÓS GRADUAÇÃO EM METEOROLOGIA

CARLOS PINTO DA SILVA NETO

**ABORDAGEM DESCRITIVA DE TOPO DE SISTEMAS
CONVECTIVOS BASEADA EM COMBINAÇÕES DE
DIFERENÇAS DE TEMPERATURA DE CANAIS DO
METEOSAT-9 E MODELO NUMÉRICO**

MACEIÓ - AL

Abril/2014

CARLOS PINTO DA SILVA NETO

**ABORDAGEM DESCRITIVA DE TOPO DE SISTEMAS
CONVECTIVOS BASEADA EM COMBINAÇÕES DE
DIFERENÇAS DE TEMPERATURA DE CANAIS DO
METEOSAT-9 E MODELO NUMÉRICO**

**Dissertação apresentada ao Programa
de Pós Graduação em Meteorologia da
Universidade Federal de Alagoas,
como requisito parcial para obtenção
do grau de Mestre em Meteorologia.**

**Orientador: Prof. Dr. Humberto Alves
Barbosa**

MACEIÓ - AL

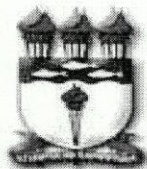
Abril/2014

Catálogo na fonte
Universidade Federal de Alagoas
Biblioteca Central
Divisão de Tratamento Técnico

Bibliotecária Responsável: Maria Auxiliadora G. da Cunha

- S586a Silva Neto, Carlos Pinto da.
Abordagem descritiva de topo de sistemas convectivos baseada em combinações de diferenças de temperatura de canais do METEOSAT-9 e modelo numérico / Carlos Pinto da Silva Neto. – 2014.
127 f. : il. mapas, tabs. e gráfs.
- Orientador: Humberto Alves Barbosa.
Dissertação (Dissertação de Conclusão de Curso em Pós-graduação em Meteorologia) – Universidade Federal de Alagoas. Instituto de Ciências Atmosféricas. Maceió, 2014.
- Bibliografia: f. 123-127.
1. Sistemas convectivos de mesoescala. 2. Satélite. 3. Tempestades severas.
I. Título.

CDU: 551.515.6(8)



UNIVERSIDADE FEDERAL DE ALAGOAS
INSTITUTO DE CIÊNCIAS ATMOSFÉRICAS
COORDENAÇÃO DE PÓS-GRADUAÇÃO EM METEOROLOGIA

CERTIFICADO DE APRESENTAÇÃO

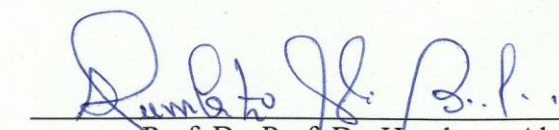
N.º de ordem: MET-UFAL-MS-112.

**“ABORDAGEM DESCRITIVA DE TOPO DE SISTEMAS CONVECTIVOS BASEADA
EM COMBINAÇÕES DE DIFERENÇAS DE TEMPERATURA DE CANAIS DO
METEOSAT-9 E MODELO NUMÉRICO”**

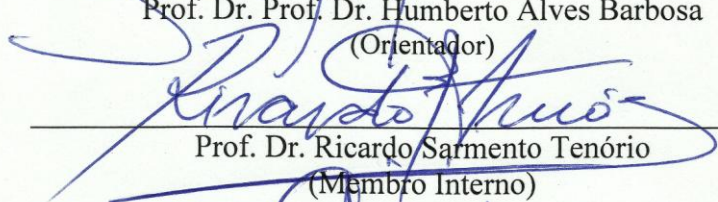
Carlos Pinto da Silva Neto

Dissertação submetida ao colegiado do Curso de Pós-Graduação em Meteorologia da Universidade Federal de Alagoas - UFAL, como parte dos requisitos necessários à obtenção do grau de Mestre em Meteorologia.

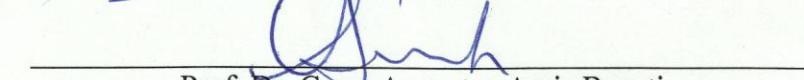
Aprovado pela Banca Examinadora composta por:



Prof. Dr. Prof. Dr. Humberto Alves Barbosa
(Orientador)



Prof. Dr. Ricardo Sarmiento Tenório
(Membro Interno)



Prof. Dr. Cesar Augustus Assis Beneti
(Membro Externo – SIMEPAR)

Abril/2014

AGRADECIMENTOS

Em primeiro lugar, à minha família, pelo apoio incondicional dado a mim durante toda minha vida, principalmente meus pais, Tristão Pinto da Silva Neto e Judite Maria Torquato e minha noiva, Mariana Ouriques Pacheco.

Ao meu orientador, Humberto Alves Barbosa, por ter sido um excelente mentor e pela total confiança e, principalmente respeito, investido em mim como aluno e pesquisador. Por todas as oportunidades confiadas a mim e ensinamentos compartilhados, serei sempre grato.

Aos meus colegas de laboratório, Leandro Rodrigo Macedo da Silva e Anselmo Manoel dos Santos, aos quais tenho tanto a agradecer. Primeiro por terem ajudado a fazer do laboratório uma verdadeira família onde estamos sempre amparados pela ajuda do mais próximo. Por todas as ajudas cedidas desde processamento de dados até almoços compartilhados. Por estarem presentes todos os dias e pelos papos descontraídos nos intervalos para o cafezinho.

Aos professores do Instituto de Ciências Atmosféricas da Universidade Federal de Alagoas por sua dedicação em aula. Obrigado, principalmente, ao professor Marco Antônio Maríngolo Lemes. Obrigado também aos funcionários administrativos do instituto.

À Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior - CAPES pelo apoio financeiro.

RESUMO

Sistemas Convectivos de Mesoescala (SCM) são as maiores das tempestades convectivas e são comumente associadas a eventos severos. É de extrema importância possuir ferramentas que auxiliem a previsão e monitoramento de fenômenos dessa magnitude de forma simples e eficiente. Esse trabalho teve como objetivo desenvolver uma abordagem para monitoramento de tempestades severas utilizando imagens do satélite Meteosat-9 e produto de previsão numérica do tempo. Mais precisamente, a metodologia utiliza temperatura do canal infravermelho, diferenças entre as temperaturas do canal vapor d'água e infra vermelho (WV-IR), e temperatura do canal IR e da tropopausa provenientes do projeto NCEP/NCAR reanalysis (IR - PNT). Foi buscado evidenciar regiões de atividade convectiva intensa, o núcleo convectivo de uma tempestade, e rápida intensificação. Tal metodologia foi colocado em teste aplicando-a a 12 casos de SCMs ocorridos no sul da América do Sul no ano de 2010. Os casos foram analisados pelas características de temperatura de brilho, morfologia de evolução e tempo de vida, além de características da atmosfera observadas por radiossondagens, e comparados ao resultado da metodologia desenvolvida. A abordagem foi eficiente em destacar regiões de extrema atividade convectiva. Valores negativos da diferença de temperatura IR-PNT ($< -2^\circ$) estimaram satisfatoriamente a região convectiva, sendo possível destacá-la da região estratiforme de um SCM. Tempestades que apresentaram menor temperatura de topo de nuvem, estimada pelo canal IR, em seu estágio de máxima atividade, apresentaram altos valores de diferença de temperatura WV-IR ($>3^\circ$) em sua fase de iniciação. Por essa característica foi possível estimar que tais tempestades seriam de grande intensidade desde suas primeiras horas de existência. A análise individual dos parâmetros dessa metodologia não foi unânime em classificar as tempestades de acordo com intensidade. Foi, então, criada uma função combinando esses parâmetros para classificar os SCMs. Tal função aplicada a imagens do canal IR 10.8 evidenciou regiões de atividade convectiva intensa mascarando nuvens de baixo desenvolvimento vertical. A nova abordagem desenvolvida pode ser extremamente útil em centros operacionais e na pesquisa e comparação de sistemas convectivos.

Palavras Chave: Sistemas Convectivos de Mesoescala, Satélite, Tempestades Severas

ABSTRACT

Meso-scale Convective Systems (MCS) are the largest convective storms, and due to its capacity of destruction these storms are commonly associated with severe events. It is extremely important to have tools that help forecasting and monitoring phenomena of this magnitude. This study aimed to develop an approach for monitoring severe storms using images from Meteosat-9 and product of numerical weather prediction. More specifically, the method uses the infrared channel temperature, differences between the temperatures of the water vapor channel and infrared (WV-IR) and between IR channel and the tropopause temperature provided from the NCEP project / NCAR reanalysis. Was seeking to highlight regions of intense convective activity, the convective core of a storm, and rapid intensification. This methodology was put in test by applying it to 12 cases of MCSs occurred in southern South America in 2010. The cases were analyzed by the characteristics of brightness temperature, morphology of evolution and lifetime, as well as characteristics of the atmosphere observed by radiosonde, and compared to the results of the developed methodology. The approach was effective in highlighting areas of extreme convective activity. Negative values of the temperature difference IR-PNT (< -2 °) satisfactorily estimated the convective region, being possible to detach it from the stratiform region of a MCS. Storms that showed lower cloud top temperature, estimated by IR channel at its stage of maximum activity, showed high values of temperature difference WV-IR (> 3) in its initiation phase. For this feature was possible to estimate that such storms would be of great intensity since the first hours of existence. Individual analysis of the parameters of this methodology were not unanimous in classifying storms according to intensity. Was then created a function combining these parameters to classify the MCSs. This function applied to IR 10.8 channel images highlighted regions of intense convective activity masking clouds of low vertical development. The new approach developed can be extremely useful in operational centers and in research and comparison of convective systems.

Keywords: Mesoscale Convective System, Satellite, Severe storms

LISTA DE IMAGENS

<p>FIGURA 1 - (A) ESQUEMA DA FORMAÇÃO DA "COLD POOL" E (B) INTERAÇÃO ENTRE A "COLD POOL" E O CISALHAMENTO DO VENTO. FONTE: METED.UCAR.EDU</p>	18
<p>FIGURA 2 - ESQUEMA DE UMA TEMPESTADE UNICELULAR EM TRÊS ESTÁGIOS DE SEU CICLO DE VIDA: A) ESTÁGIO CUMULOS, B) ESTÁGIO MADURO, C) ESTÁGIO DE DISSIPAÇÃO. A ESCALA HORIZONTAL É COMPRIMIDA EM TORNO DE 30% DA ESCALA VERTICAL NA FIGURA. EM VERMELHO, ESTÃO INDICADAS AS ISOTERMAS DE 0º E -40º C. FONTE: - WALLACE & HOBBS - ATMOSPHERIC SCIENCES 2ED -ACADEMIC PRESS, 2006, PAG. 351.</p>	20
<p>FIGURA 3 - ESQUEMA DE UMA TEMPESTADE MULTICELULAR DESENVOLVENDO EM UM AMBIENTE COM FORTE CISALHAMENTO VERTICAL DO VENTO. O PERFIL VERTICAL DA TEMPERATURA POTENCIAL EQUIVALENTE θ_e DO AMBIENTE É MOSTRADA À ESQUERDA JUNTO COM O PERFIL VERTICAL DO VENTO. FONTE: - WALLACE & HOBBS - ATMOSPHERIC SCIENCES 2ED -ACADEMIC PRESS, 2006, PAG. 352.</p>	21
<p>FIGURA 4 - (A) IDEALIZAÇÃO DE MAPA HORIZONTAL DA REFLECTIVIDADE DE UM RADAR, (B) DIVIDIDO ENTRE REGIÕES CONVECTIVA E ESTRATIFORME. FONTE: HOUZE ET AL (2004).</p>	23
<p>FIGURA 5 - ESQUEMA QUE DESCREVE OS TIPOS DE ORGANIZAÇÃO DE PRECIPITAÇÃO (A) SIMÉTRICO E (B) ASSIMÉTRICOS DA BORDA FRONTAL CONVECTIVA E LINHA DA RETAGUARDA ESTRATIFORME DE UM SCM. VETOR INDICA O SENTIDO DE MOVIMENTO DO SISTEMA. NÍVEIS DE SOMBREAMENTO DENOTA AUMENTO DE REFLECTIVIDADE DO RADAR, COM VALORES MAIS INTENSOS CORRESPONDENTES A NÚCLEOS DAS CÉLULAS CONVECTIVAS. FONTE: HOUZE (1990).</p>	24
<p>FIGURA 6 - DOMÍNIO DOS ESTUDOS DA CLIMATOLOGIA DOS COMPLEXOS CONVECTIVOS DE MESOESCALA. FONTE: LAING E FRITSCH (1997)</p>	27
<p>FIGURA 7 - RELAÇÃO ENTRE A POPULAÇÃO DO CCMs, TERRENOS ELEVADOS E ESCOAMENTO DE MÉDIOS NÍVEIS. FONTE: LAING E FRITSCH (1997)</p>	29
<p>FIGURA 8 - O ESPECTRO ELETROMAGNÉTICO. ADAPTADO HALLIDAY RESNICK, FUNDAMENTOS DE FÍSICA VOL.4</p>	34
<p>FIGURA 9 - DIFERENTES ONDAS ELETROMAGNÉTICAS, ESPECIFICANDO SEUS COMPRIMENTOS DE ONDA.</p>	34
<p>FIGURA 10 - EXEMPLIFICAÇÃO DAS INTERAÇÕES DA RADIAÇÃO ELETROMAGNÉTICA QUE INCIDE SOBRE UMA SUPERFÍCIE. FONTE: R. OLSEN- REMOTE SENSING FROM AIR AND SPACE - SPIE 2007 PAG. 49.</p>	35
<p>FIGURA 11 - DEMONSTRAÇÃO DE PADRÕES ANGULARES DA INTENSIDADE DE ESPALHAMENTO POR AEROSSÓIS ESFÉRICOS DE TRÊS TAMANHOS DISTINTOS, ILUMINADOS POR UMA LUZ VISÍVEL DE 0.5 μm. (A) $10^{-4} \mu\text{m}$, (B) 0.1 μm E (C) 1 μm. FONTE: K. N. LIU- AN INTRODUCTION TO ATMOSPHERIC RADIATION 2 ED. - INTERNATIONAL GEOPHYSICS SERIES, VOL 84, PAG. 7.</p>	38
<p>FIGURA 12 - INTENSIDADE DE EMISSÃO EM FUNÇÃO DO COMPRIMENTO DE ONDA DE DETERMINADAS TEMPERATURAS. FONTE: K. N. LIU - AN INTRODUCTION TO ATMOSPHERIC RADIATION - INTERNATIONAL GEOPHYSICS SERIES, VOL 84, PAG 12.</p>	41
<p>FIGURA 13 - DISTRIBUIÇÃO DA RADIAÇÃO MEDIDA POR UM SATÉLITE. FONTE: EUMETRAIN.....</p>	43
<p>FIGURA 14 - ESPECTRO DA RADIAÇÃO SOLAR MEDIDA NO TOPO DA ATMOSFERA (AZUL) E NA SUPERFÍCIE (VERMELHA). FONTE: EUMETRAIN.</p>	44
<p>FIGURA 15- IMAGEM METEOSAT - 9 REALÇADA DE ACORDO COM OS LIMIARES DE TEMPERATURA PROPOSTOS POR SILVA NETO, C. P. (2012).</p>	46
<p>FIGURA 16 - IMAGEM METEOSAT DEMONSTRANDO COMPOSIÇÃO RGB NATURAL COLORS. FONTE: EUMETSAT</p>	47
<p>FIGURA 17 - COMBINAÇÃO RGB DAY MICROPHYSICS E ALGUMAS DE SUAS CARACTERÍSTICAS. ADAPTADO EUMETSAT.....</p>	49

FIGURA 18 - COMPOSIÇÃO RGB SEVERE STORMS (SUPERIOR), COMPARAÇÃO COM COMPOSIÇÃO RGB DAY MICROPHYSICS (CANTO INFERIOR ESQUERDO) E SEVERE STORMS (CANTO INFERIOR DIREITO). ADAPTADO EUMETSAT.....	50
FIGURA 19 - EXEMPLO DA TÉCNICA SADWICH PRODUCT PROPOSTA POR SETVAK. FONTE: EUMETSAT CONVECTION WORK GROUP...	51
FIGURA 20 - SÉRIE METEOSAT SEGUNDA GERAÇÃO. FONTE: LAPIS.....	53
FIGURA 21 - CANAIS ESPECTRAIS DO MSG. FONTE: LAPIS.....	53
FIGURA 22 - COBERTURA EUMETCAST. FONTE: EUMETSAT (2013).....	55
FIGURA 23 - CONFIGURAÇÃO SISTEMA EUMETCAST. FONTE: LAPIS.....	56
FIGURA 24 - EXEMPLOS DA CAPACIDADE DE VISUALIZAÇÃO DE DADOS GEOFÍSICOS DO SOFTWARE MCIDAS-V. ESSE SOFTWARE É CAPAZ DE VISUALIZAR E INTEGRAR IMAGENS DE SATÉLITE, SAÍDAS DE PREVISÃO NUMÉRICA DO TEMPO, IMAGENS DE RADAR E DADOS OBSERVACIONAIS, ENTRE OUTROS. FONTE: MCIDAS-V WEB PAGE HTTP://WWW.SSEC.WISC.EDU/MCIDAS/SOFTWARE/v/.....	58
FIGURA 25 - (A) SAÍDA GRÁFICA FINAL NEFODINA E (B) DETALHADA. ADAPTADO D. MELFI (2011).....	62
FIGURA 26 - (A) OVERSHOOTING TOP DETECTADO EM IMAGEN DO CANAL HRV E (B) TEMPESTADE SUPERCÉLULA COM NUVEM OVERSHOOTING TOP. FONTE: EUMETRAIN.	63
FIGURA 27 - SIMULAÇÃO DA DIFERENÇA DE TEMPERATURA DE BRILHO PARA UMA NUVEM OPACA SUBINDO PELO TROPAPAUVA A 17 KM E PENETRANDO NA ESTRATOSFERA. ADAPTADO SCHMETZ <i>ET AL</i> (1997).....	65
FIGURA 28 - COMPARAÇÃO EM TÉCNICAS DE DETECÇÃO DE OVERSHOOTING TOPS. (A) IMAGEM MODIS 0.65 MM VISIBLE CHANNEL IMAGERY, (B) TEMPERATURA DE BRILHO REALÇADA DO CANAL INFRA VERMELHO, (C) DETECÇÃO DE OVERSHOOTING TOP IRW – TEXTURE E (D) DETECÇÃO DE OVERSHOOTING TOP POR DIFERENÇA DE TEMPERATURA DE BRILHO WV – IR. ADAPTADO BEDKA <i>ET AL.</i> , (2010).	66
FIGURA 29 - IMAGEM METEOSAT - 9 28/11/2010 AS 0500 UTC PRÉ APLICAÇÃO DA MÁSCARA (A), E PÓS APLICAÇÃO DA MÁSCARA PAR TEMPERATURAS INFERIORES A 233 K (B).....	68
FIGURA 30 - ESCALA DE COR CRIADA PARA DIFERENÇA DE TEMPERATURA WV-IR.....	69
FIGURA 31 - ESCALA DE COR CRIADA PARA COMPARAÇÃO ENTRE AS TEMPERATURAS DO CANAL IR 10.8 E A TEMPERATURA DE TROPOPAUSA RESULTANTE DA SAÍDA DE PREVISÃO NUMÉRICA DO TEMPO.	70
FIGURA 32 - IMAGENS SOBREPOSTA DO CANAL IR 10.8 MM, DA DIFERENÇA DE TEMPERATURA ENTRE OS CANAIS WV 6.2 MM E IR 10.8 MM E A COMPARAÇÃO ENTRE A IMAGEM DE SATÉLITE DO CANAL IR 10.8 MM E A TEMPERATURA DA TROPOPAUSA.....	72
FIGURA 33 - IMAGENS SOBREPOSTA DO CANAL IR 10.8 MM, DA DIFERENÇA DE TEMPERATURA ENTRE OS CANAIS WV 6.2 MM E IR 10.8 MM E A COMPARAÇÃO ENTRE A IMAGEM DE SATÉLITE DO CANAL IR 10.8 MM E A TEMPERATURA DA TROPOPAUSA APÓS A APLICAÇÃO DA MÁSCARA QUE LIMITA AS TEMPERATURAS DE INTERESSE PARA O ESTUDO DE TEMPESTADES DE CONVECÇÃO PROFUNDA.	73
FIGURA 34 - IMAGEM FINAL DA METODOLOGIA PROPOSTA.	74
FIGURA 35 - COMPARAÇÃO ENTRE A TÉCNICA DE REALCE DE TEMPERATURAS DE BRILHO DO CANAL INFRAVERMELHO, IMAGEM INFERIOR, E A ABORDAGEM DESENVOLVIDA NESSE TRABALHO, IMAGEM SUPERIOR.	76
FIGURA 36- CASOS DE 1 (CANTO SUPERIOR ESQUERDO) AO 12 (CANTO INFERIOR DIREITO) EM SEUS PERÍODOS DE INICIAÇÃO MOSTRANDO AS PRINCIPAIS DIFERENÇAS DESSE PERÍODO.	82

FIGURA 37 - EVOLUÇÃO DO PERÍODO DE INICIAÇÃO DO CASO 7. PELA ABORDAGEM DESENVOLVIDA É POSSÍVEL OBSERVAR DESDE OS PRIMEIROS FOCOS DE ATIVIDADE CONVECTIVA O QUANTO INTENSA SERIA A TEMPESTADE. DIFERENÇA DE 30 MINUTOS DE UMA IMAGEM PARA OUTRA.	82
FIGURA 38- COMPARAÇÃO EM ANÁLISE DA INTENSIDADE ENTRE A TÉCNICA PROPOSTA(ESQUERDA) E O REALCE DA TEMPERATURA DO CANAL IR 10.8 (DIREITA)	84
FIGURA 39 -EVOLUÇÃO DOS ESTÁGIO DE DISSIPACÃO DOS CASOS 4, 8 E 10.	85
FIGURA 40 - COMPARAÇÃO ENTRE A TÉCNICA DESENVOLVIDA E CARTAS SYNOP DOS DIAS 21-22/10/2010 AS 18, 00 E 12 RESPECTIVAMENTE UTC.	87
FIGURA 41 - ANÁLISE HORÁRIA DAS CONDIÇÕES ATMOSFÉRICAS RELATADAS EM CÓDIGO SYNOP PELA ESTAÇÃO SARE DURANTE A PASSAGEM DE UM JOVEM NÚCLEO CONVECTIVO.	88
FIGURA 42 - GRÁFICOS SKEW-T DAS ESTAÇÕES DE PORTO ALEGRE, URUGUAIANA E FLORIANÓPOLIS DURANTE TRÊS CASOS ANALISADOS.	90
FIGURA 43 - GRÁFICOS SKEW-T PARA A ESTAÇÃO DE FLORIANÓPLIS DOS DIAS 22 AS 12Z E 23 00Z E 12Z.	91
FIGURA 44 - FIGURAS DOS CASOS 1, 4 E 3 RESPECTIVAMENTE ONDE A TÉCNICA NÃO APRESENTOU RESULTADOS SATISFATÓRIOS.	92
FIGURA 45 - FIGURA QUE REPRESENTA A ANÁLISE DA LOCALIZAÇÃO EM QUE SE DESENVOLVEU A TEMPESTADE E SEU DESLOCAMENTO. ESTÁ REPRESENTADA A TOPOGRAFIA LOCAL, TOTAL COLUNA DE VAPOR D'ÁGUA E IMAGENS DO SATÉLITE METEOSAT COM MASCARA APLICADA À TEMPERATURAS INFERIORES A 233 K NOS HORÁRIO DE 00, 06 E 12 UTC DO DIA 14 DE OUTUBRO. ...	94
FIGURA 46 - REPRESENTAÇÃO DA SUPERFÍCIE DURANTE A OCORRÊNCIA DO SISTEMA CONVECTIVO PARA 00, 06 E 12 UTC RESPECTIVAMENTE.	95
FIGURA 47 - VISUALIZAÇÃO EM 3D, IR 10.8 REALÇADO, ISOSURFACE 33 M/S E SEÇÃO TRANSVERSAL VERTICAL DE UMIDADE ESPECÍFICA APLICADA AO LONGO DA TEMPESTADE PARA OS HORÁRIOS DE 00, 06 E 12 UTC.....	96
FIGURA 48 - EVOLUÇÃO DA TEMPESTADE REPRESENTADA PELA TÉCNICA DE DETECÇÃO E MONITORAMENTO DE CONVECÇÃO SEVERA APLICADA EM SEU ESTÁGIO DE INICIAÇÃO, MÁXIMA INTENSIDADE E DISSIPACÃO.	97
FIGURA 49 - REPRESENTA A TOPOGRAFIA LOCAL, TOTAL COLUNA DE VAPOR D'ÁGUA E IMAGENS DO SATÉLITE METEOSAT COM MASCARA APLICADA À TEMPERATURAS INFERIORES A 233 K NOS HORÁRIO DE 18, 00, 06, 12 E 18 UTC DOS DIAS 19 E 20 DE NOVEMBRO.	99
FIGURA 50 - REPRESENTAÇÃO DA SUPERFÍCIE DURANTE A OCORRÊNCIA DO SISTEMA CONVECTIVO PARA 18, 00, 06, 12 E 18 UTC DOS DIAS 19 E 20 DE NOVEMBRO RESPECTIVAMENTE.	100
FIGURA 51 - VISUALIZAÇÃO EM 3D, IR 10.8 REALÇADO, ISOSURFACE 33 M/S E SEÇÃO TRANSVERSAL VERTICAL DE UMIDADE ESPECÍFICA APLICADA AO LONGO DA TEMPESTADE PARA OS HORÁRIOS 18, 00, 06, 12 E 18 UTC DOS DIAS 19 E 20 DE NOVEMBRO RESPECTIVAMENTE.	101
FIGURA 52 - EVOLUÇÃO DA TEMPESTADE OCORRIDA ENTRE OS DIAS 19 E 20 DE NOVEMBRO CAPTADA PELA TÉCNICA DE MONITORAMENTO DE TEMPESTADES SEVERAS APRESENTADO NESSE TRABALHO	102
FIGURA 53 - REPRESENTA A TOPOGRAFIA LOCAL, TOTAL COLUNA DE VAPOR D'ÁGUA E IMAGENS DO SATÉLITE METEOSAT COM MASCARA APLICADA À TEMPERATURAS INFERIORES A 233K NOS HORÁRIO DE 00, 06, 12 E UTC DO DIA 28 DE NOVEMBRO.	104
FIGURA 54 - REPRESENTAÇÃO DA SUPERFÍCIE DURANTE A OCORRÊNCIA DO SISTEMA CONVECTIVO PARA 00, 06, 12 E UTC DO DIA 28 DE NOVEMBRO.	105

FIGURA 55 - FIGURA 16 - VISUALIZAÇÃO EM 3D, IR 10.8 REALÇADO, ISOSURFACE 33 M/S E SEÇÃO TRANSVERSAL VERTICAL DE UMIDADE ESPECÍFICA APLICADA AO LONGO DA TEMPESTADE PARA OS HORÁRIOS 00, 06 E 12 UTC DO DIA 28 DE NOVEMBRO.	106
FIGURA 56 - EVOLUÇÃO DA TEMPESTADE OCORRIDA NO DIA 28 DE NOVEMBRO CAPTADA PELA TÉCNICA DE MONITORAMENTO DE TEMPESTADES SEVERAS APRESENTADO NESSE TRABALHO	107
FIGURA 57 - ANÁLISE DE DISPERSÃO ENTRE CANAL IR 10.8 E A DIFERENÇA DE TEMPERATURA WV-IR PARA O CASO 3. CONTORNO EM AZUL IDENTIFICA REGIÃO DE INTENSA ATIVIDADE CONVECTIVA, CONTORNO ROSA MARCA REGIÕES SEM NEBULOSIDADE, E CONTORNO VERDE REPRESENTA REGIÕES DE NUVEM	108
FIGURA 58 - ANÁLISE DE DISPERSÃO ENTRE DIFERENÇAS DE TEMPERATURAS WV-IR E IR-PNT PARA O CASO 3. CONTORNO EM AZUL IDENTIFICA REGIÃO DE INTENSA ATIVIDADE CONVECTIVA, CONTORNO ROSA MARCA REGIÕES SEM NEBULOSIDADE, E CONTORNO VERDE REPRESENTA REGIÕES DE NUVENS DE POUCO DESENVOLVIMENTO VERTICAL.	109
FIGURA 59 - COMPARAÇÃO ENTRE IMAGEM DO CANAL IR 10.8 (SUPERIOR) E IMAGEM COM A APLICAÇÃO DA FUNÇÃO INTENSIDADE (INFERIOR).	113
FIGURA 60 - COMPARAÇÃO ENTRE IMAGEM DO CANAL IR 10.8 (ESQUERDA) E IMAGEM COM A APLICAÇÃO DA FUNÇÃO INTENSIDADE (DIREITA) COM A MESMA ESCALA DE CORES REPRESENTANDO UM SCM.	114
FIGURA 61 - COMPARAÇÃO ENTRE A FUNÇÃO INTENSIDADE COM LIMITES DE LIMIARES (A) E SEM A APLICAÇÃO DE LIMITES(B). SOBREPOSIÇÃO DA FUNÇÃO INTENSIDADE COM A APLICAÇÃO DE LIMITES DE LIMIARES SOBRE O CANAL IR 10.8 (c) E SOBRE A FUNÇÃO SEM LIMIARES (D)	115
FIGURA 62 - ESTIMATIVA DO NÚCLEO DE UM SISTEMA CONVECTIVOS DE MESOESCALA REPRESENTADO POR VALORES INFERIORES A -2º DA DIFERENÇA IR-PNT, PARA DOIS CASOS DISTINTOS. AS SETAS INDICAM AS REGIÕES ONDE SE INICIARAM O ROMPIMENTO DA ÁREA REALÇADA.	116

LISTAS DE TABELAS

TABELA 1 - DEFINIÇÃO E CARACTERÍSTICAS FÍSICAS DOS COMPLEXOS CONVECTIVOS DE MESOESCALA (CCMs) ADAPTADO DE MADDOX (1980).	26
TABELA 2 - POPULAÇÃO DE COMPLEXOS CONVECTIVOS DE MESOESCALA ESTRATIFICADA POR LOCALIZAÇÃO. ADAPTADO LAING E FRITSCH (1997)	28
TABELA 3 - BANDAS DO MSG-SEVIRI. FONTE: EUMETSAT (2005).....	54
TABELA 4 - DESCRIÇÃO DOS SISTEMAS CONVECTIVOS DE MESOESCALA	77
TABELA 5 - COMPARAÇÃO ENTRE AS TEMPERATURAS DE BRILHO MÍNIMA APRESENTADAS PELOS SCMS.....	78
TABELA 6 - COMPARAÇÃO ENTRE O TEMPO DE VIDA MÉDIO DOS CCM E PECS.....	79
TABELA 7 - COMPARAÇÃO DA ESTIMATIVA DOS ESTÁGIOS DE MÁXIMA INTENSIDADE PELA TEMPERATURA DO CANAL IR10.8 E A TÉCNICA PROPOSTA.....	83
TABELA 8 - RESULTADO DA ANÁLISE DE COMPARAÇÃO PARA VALORES MÁXIMOS DOS DIFERENTES ÍNDICES DE INTENSIDADE DE TEMPESTADE.....	110
TABELA 9 - RESULTADOS DA APLICAÇÃO DA FUNÇÃO INTENSIDADE NOS ÍNDICES DOS TRÊS PARÂMETROS OBTIDOS PELA ANÁLISE DE DISSPREÇÃO.....	112

LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

CCC	Convective Cloud Cluster
CCM	Complexos Convectivos de Mesoescala
DTB	Diferença de Temperatura de brilho
EKU	Eumetsat Key Unit
ESA	European Space Agency
GEO	Group on Earth Observations
GEOSS	Global Earth Observation System of System
GERB	Geostacionary Earth Radiation Budget
ICAT	Instituto de Ciências Atmosféricas
JBN	Jato de Baixos Níveis
LAPIS	Laboratório de Análise e Processamento de Imagens de Satélite
LNBF	Low Noise Block-down Converter Feed Horn
MSG	Meteosat Second Generation
NE	Nível de Convecção Espontânea Nível de Equilíbrio
OT	Overshooting tops
PNT	Previsão Numérica do Tempo
SCM	Sistemas Convectivos de Mesoescala
SEVIRI	Spinning Enhanced Visible and Infrared Imager
SSEC	Space Science and Engineering Center
UFAL	Universidade Federal de Alagoas

SUMÁRIO

AGRADECIMENTOS.....	5
RESUMO	6
ABSTRACT	7
LISTA DE IMAGENS.....	8
LISTAS DE TABELAS	12
LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS	13
1. INTRODUÇÃO	15
2. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	17
2.1 Convecção Profunda	17
2.1.1 Princípios dinâmicos da convecção.....	17
2.1.2 Células convectivas isoladas.....	19
2.1.3 Células múltiplas ou supercélulas	20
2.2 Sistemas Convectivos de Mesoescala	21
2.2.1 Mesoescala e definição de SCM.....	21
2.2.2 Distribuição da precipitação em um SCM.....	22
2.2.3 Complexos Convectivos de Mesoescala	25
2.2.4 Climatologia dos Sistemas Convectivos de Mesoescala	26
2.2.5 Sistemas convectivos de mesoescala na América do Sul.	29
2.3 Sensoriamento Remoto.....	31
2.3.1 Fundamentos de radiação para sensoriamento remoto.....	33
Transmissão.....	36
Reflexão	36
Espalhamento.....	36
Absorção.....	38
Radiação de corpo negro.....	39
2.3.2 Sensoriamento remoto da atmosfera	42

2.4 Técnicas de Satélite	45
3 DADOS E METODOLOGIA	52
3.1 Dados.....	52
3.1.1 Meteosat.....	52
3.1.2 Dados de reanálise.....	56
3.1.3 Mcidas	57
3.1 Metodologia	59
3.1.1 Inspiração e base teórica para a abordagem proposta.	59
3.1.2 Desenvolvimento da abordagem.....	67
3.1.3 Fase de testes.....	71
4 RESULTADOS	72
4.1 Visualização da Metodologia.....	72
4.2 Descrição dos Casos.....	77
4.3 Performance da Abordagem Aplicada a Casos de SCMs	80
4.3.1 Estágio de iniciação.....	81
4.3.2 Estágio de máxima intensidade.....	83
4.3.3 ESTÁGIO DE DISSIPACÃO.....	85
4.3.4 COMPARAÇÃO COM DADOS OBSERVADOS	86
4.4 LIMITAÇÕES	92
4.5 Estudo de Casos	93
Caso 14 de Outubro	93
Caso 19 de Novembro.....	98
Caso 28 de Novembro.....	103
4.6 Combinação Entre Parâmetros e Função Intensidade.	108
4.7 Característica Distintas da Comparação IR-PNT	115
5. CONCLUSÕES	117
5.1 Visão Geral.....	117

5.2 Sugestões	119
5.2.1 Classificação de tempestades.....	119
5.3 Considerações finais.....	120
REFERÊNCIAS	122

1. INTRODUÇÃO

Tempestades severas são fenômenos potencialmente perigosos para diversas atividades econômicas, distribuição de energia, aviação, e em casos mais extremos até para vidas humanas. A definição de tempestades severas pode ser dividida em dois conceitos principais: um conceito do ponto de vista social, por serem tempestades capazes de gerar significativo dano à sociedade, e um conceito meteorológico, de tempestades capazes de gerar intensas correntes ascendentes e descendentes, granizo, volumes extremos de chuva e até tornados. Fatores como o aumento populacional, crescimento de municípios, evolução das cidades e sua tecnologia cada vez mais dependente da energia elétrica, fazem crescer a necessidade de monitorar esse tipo de tempestade.

Nos últimos anos, apenas no Brasil, ocorreram diversos eventos de destruição ocasionados por tempestade intensas. Um fator agravante a isso é o despreparo do país para esses fenômenos, caracterizado principalmente pela inexistência de uma malha de radares meteorológicos que abrangesse a maioria, ou pelo menos as regiões de maior densidade demográfica, do território nacional. Essa característica prejudica a previsibilidade dessas tempestades, principalmente a de curto prazo, que muitas vezes é uma atividade essencial para minimizar danos. Devido a esses fatos, a principal ferramenta meteorológica no Brasil é o satélite.

Um satélite meteorológico permite extração de valiosas informações da atmosfera, de uma vasta área em curtos intervalos de tempo. A análise de imagens de diferentes canais de um determinado satélite, por si só, é bastante importante para diversos estudos. Em diferentes aplicações, combinações ou manipulação de diferentes canais pode trazer benefícios ainda mais favoráveis e maximizar os benefícios do uso dessa ferramenta.

Com o intuito de aprimorar a análise e previsão de curto prazo de tempestades potencialmente danosas à sociedade, o objetivo desse trabalho é desenvolver uma metodologia, baseada em imagens do satélite multispectral Meteosat-9, que visa ao melhor entendimento, identificação dos estágios e classificação de intensidade de uma tempestade extremamente severa. Após o desenvolvimento da metodologia, a mesma foi colocada em teste, aplicando-a sobre as maiores tempestades convectivas existentes, os Sistemas Convectivos de Mesoescala.

Este trabalho encontra-se estruturado em 6 capítulos. O primeiro capítulo apresenta a motivação, aspectos gerais e a estrutura do presente trabalho. A fundamentação teórica para elaboração da metodologia e do objeto de testes representa o segundo capítulo. No terceiro capítulo estão caracterizados os materiais utilizados na pesquisa e apresentada a metodologia aplicada. A apresentação da metodologia e análise dos resultados encontrados após a fase de testes representam o capítulo quatro. O quinto capítulo compreende as conclusões do trabalho e sugestões para futuros estudos. A literatura utilizada para desenvolver a pesquisa está detalhada no sexto e último capítulo.

2. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

2.1 Convecção Profunda

Tempestades convectivas aparecem em muitas formas, produzindo grandes variedades de tempo hostil como: precipitação intensa, granizo, fortes correntes de vento, etc. Para a formação de tempestades é necessária uma atmosfera com determinadas características: presença de umidade, de instabilidade condicional, ou seja, as parcelas de ar devem ser capazes de ascender livremente em uma camada profunda da troposfera, e a presença de um mecanismo que inicie o levantamento da parcela de ar. O processo que serve de gatilho para a convecção será sempre um mecanismo associado à convergência em baixos níveis como: levantamento orográfico; levantamento frontal; levantamento pela convergência induzida por circulações locais, como a brisa marítima, lacustre ou vale-montanha; levantamento pela convergência induzida por circulações convectivas, como frentes de rajada geradas por tempestades anteriores.

2.1.1 Princípios dinâmicos da convecção

Para melhor entender as forças que atuam no movimento ascendente de uma parcela de ar, é interessante analisar o contexto dinâmico. Considerando a componente vertical da equação de conservação de momento e desprezando o termo relacionado à turbulência, conforme mostra a equação abaixo, temos que as correntes ascendentes são moduladas por duas forças, a força gradiente de pressão e a flutuabilidade:

$$\frac{DW}{Dt} = -\frac{1}{\bar{\rho}} \frac{\partial p'}{\partial z} - g \frac{\rho'}{\bar{\rho}}$$

A flutuabilidade é uma força ascendente que age sobre a parcela de ar devido à diferença de densidade entre a parcela de ar e o ar ambiente. Como essa força gera o movimento ascendente da parcela, a flutuabilidade é o processo básico de convecção e vários fatores contribuem para aumentar ou diminuir a flutuabilidade de uma parcela. A temperatura e quantidade de vapor d'água em uma parcela aumentam a flutuabilidade, enquanto formação de nuvem e precipitação diminuem. Em grande escala, a flutuabilidade e a força gradiente de

pressão vertical tendem a estar em equilíbrio, esse balanço é conhecido como equilíbrio hidrostático. Mas em processo de pequena escala como convecção a flutuabilidade pode exceder significativamente a força gradiente de pressão, e a aceleração resultante pode ser muito maior do que a tipicamente associada a movimentos em maior escala, e portanto são chamadas não hidrostática. Quando o cisalhamento vertical do vento é fraco, flutuabilidade é a principal controladora dos movimentos ascendentes e descendentes. Os processos básicos da flutuabilidade em tempestades convectivas podem ser divididos em estágios. No primeiro estágio, em um ambiente instável, uma parcela de ar é forçada por uns dos mecanismos citados anteriormente, a se elevar até atingir seu nível de convecção espontânea (NCE), onde a partir desse estágio a temperatura da parcela é superior à temperatura do ambiente. A partir do NCE, a parcela continuará a subir enquanto estiver mais quente que o ar a sua volta. Em um segundo estágio, a parcela de ar atingirá o nível de equilíbrio (NE), isso se dará quando a temperatura da parcela ficar igual à temperatura do ar a sua volta. A partir do NE, se a parcelar continuar a ascender, sua temperatura ficará mais fria do que o ambiente deixando de ser flutuante. A precipitação contribui negativamente para a flutuabilidade, o efeito inicial da precipitação é arrastar o ar para baixo, por isto é o fator que contribui mais significativamente para a força do movimento descendente. O entranhamento de ar seco em níveis médios e a evaporação da chuva ao cair abaixo do topo da nuvem, contribuem para que o ar em movimento descendente se torne mais frio do que o ar ambiente. Quando esse ar descendente atinge a superfície, ele se espalha para os lados formando a "cold pool", ver figura 1.

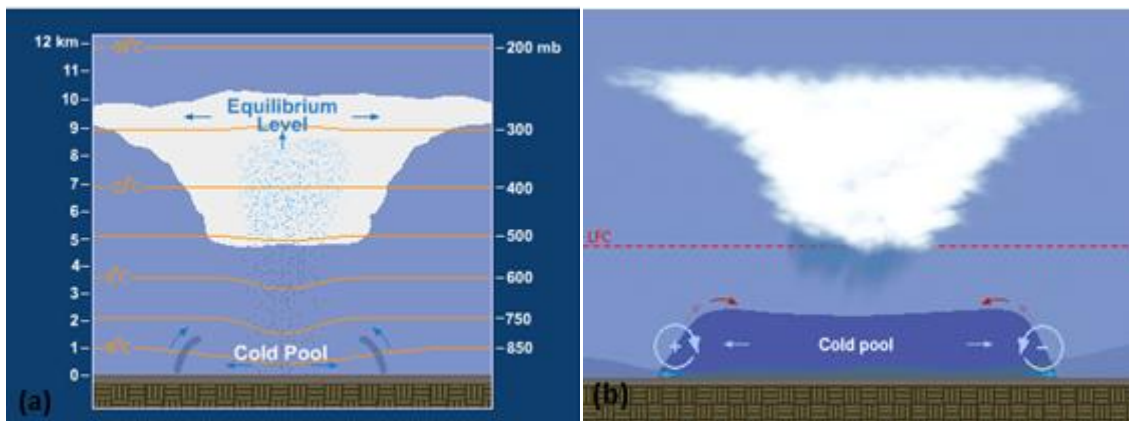


Figura 1 - (a) Esquema da formação da "cold pool" e (b) interação entre a "cold pool" e o cisalhamento do vento. fonte: meted.ucar.edu

A interação entre a "cold pool" e o cisalhamento vertical do vento é um fator de grande impacto na formação do sistema convectivo, funcionando como um gatilho para a formação de novas células convectivas. Assim a "cold pool" é a principal força de união que faz células individuais evoluírem em Sistemas Convectivos de Mesoescala.

Tempestades de convecção profunda ocorrem, preferencialmente, durante a estação quente do ano, primavera e verão, e apesar de uma pequena área de cobertura, convecção profunda e sua precipitação estratiforme associada é responsável por grande parte da precipitação nos trópicos e sobre os continentes do hemisfério de verão. Convecção profunda podem ocorrer em diferentes formas de tempestades (Wallace e Hobbs, 2006), algumas formas são exemplificadas a seguir.

2.1.2 Células convectivas isoladas

São relativamente pequenas, formadas por pequenas nuvens cumulonimbus isoladas, e produzidas preferencialmente por convecção local em uma massa de ar instável com condições de fraco cisalhamento vertical do vento. Consistem basicamente em um único movimento ascendente e descendente e possuem apenas um área principal de precipitação. Seu ciclo de vida pode ser dividido em 3 fases: Cumulos, Madura e Dissipação, conforme mostra a figura 2.

No estágio de Cumulos, a nuvem consiste inteiramente em uma pluma de ar quente e flutuante, e a velocidade do movimento ascendente aumenta com a altura. Está presente considerável entranhamento sobre os limites laterais da nuvem. O topo da nuvem se move ascendentemente com uma velocidade maior do que 10 m/s . Gotas de água super resfriadas podem estar presentes muito acima do nível de congelamento, devido às fortes velocidades do movimento ascendente, situação potencialmente perigosa à aviação devido à possibilidade de congelamento instantâneo.

No estágio maduro, a tempestade é caracterizada pelo desenvolvimento de um forte movimento descendente, a região de precipitação mais intensa. O topo da nuvem se aproxima da tropopausa e começa a se espalhar horizontalmente. À medida que a precipitação se desenvolve sobre a nuvem, a circulação descendente gradualmente se torna mais extensa até, que, no estágio de dissipação, ocupa toda a nuvem.

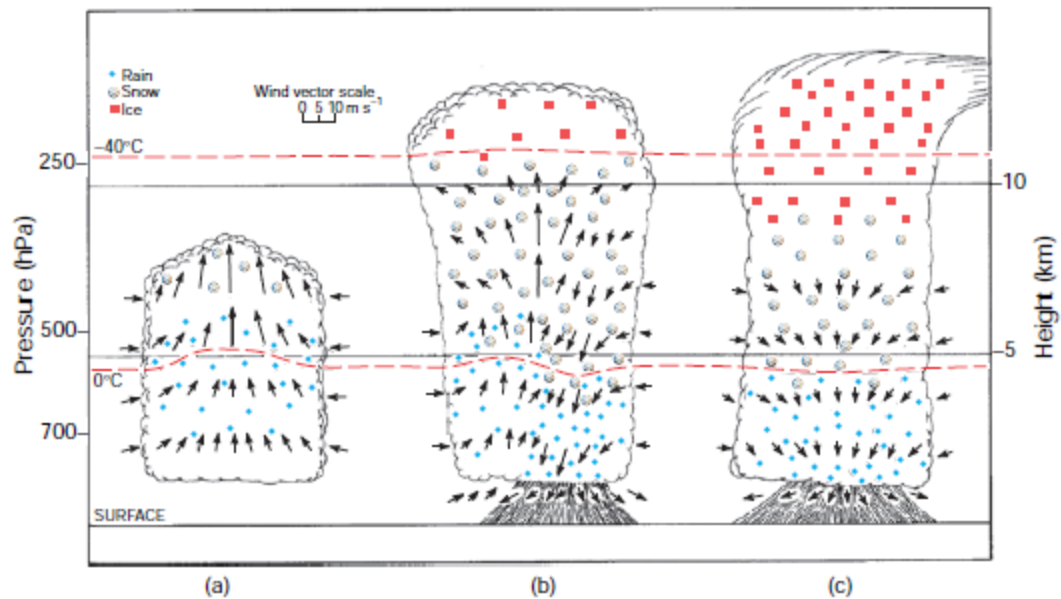


Figura 2 - Esquema de uma tempestade unicelular em três estágios de seu ciclo de vida: a) estágio cumulus, b) estágio maduro, c) estágio de dissipação. A escala horizontal é comprimida em torno de 30% da escala vertical na figura. Em vermelho, estão indicadas as isotermas de 0° e -40° C. Fonte: - Wallace & Hobbs - Atmospheric Sciences 2ed - Academic Press, 2006, pag. 351.

2.1.3 Células múltiplas ou supercélulas

Tempestades formadas por células múltiplas são caracterizadas por grupos organizados ou sequencias de células convectivas, cada uma evoluindo em seu próprio ciclo, durante o processo, promovendo o desenvolvimento de novas células. O cisalhamento vertical do vento representa um fator crucial na formação dessas tempestades. Em caso de fraco cisalhamento, as tempestades tendem a ser pobremente organizadas e a relação entre células individuais extremamente fraca. Em condições de forte cisalhamento células individuais se tornam tão integradas que perdem sua própria identidade para uma escala maior (Wallace e Hobbs, 2006 pag. 351). Uma característica relevante nesse tipo de tempestade é a frente de rajada, onde uma camada de ar quente e úmido é levantada por um ar mais denso que se desloca à frente da tempestade divergindo da base do movimento descendente da tempestade. Novas células se formam ao longo dessa frente de rajada e células mais velhas dissipam ao serem cercadas pelo ar frio e mais denso, posicionado atrás da frente de rajada. Movimento ascendente rotacional é uma característica distinta das Supercélulas. O esquema de uma tempestade multicelular é idealizada na figura 3.

Grupos de células podem se agrupar em sistemas ainda maiores, como os Sistemas Convectivos de Mesoescala, que são bandas ou zonas de nuvens e precipitação em uma escala de 100 km ou mais, que são geradas pela interação de células convectivas.

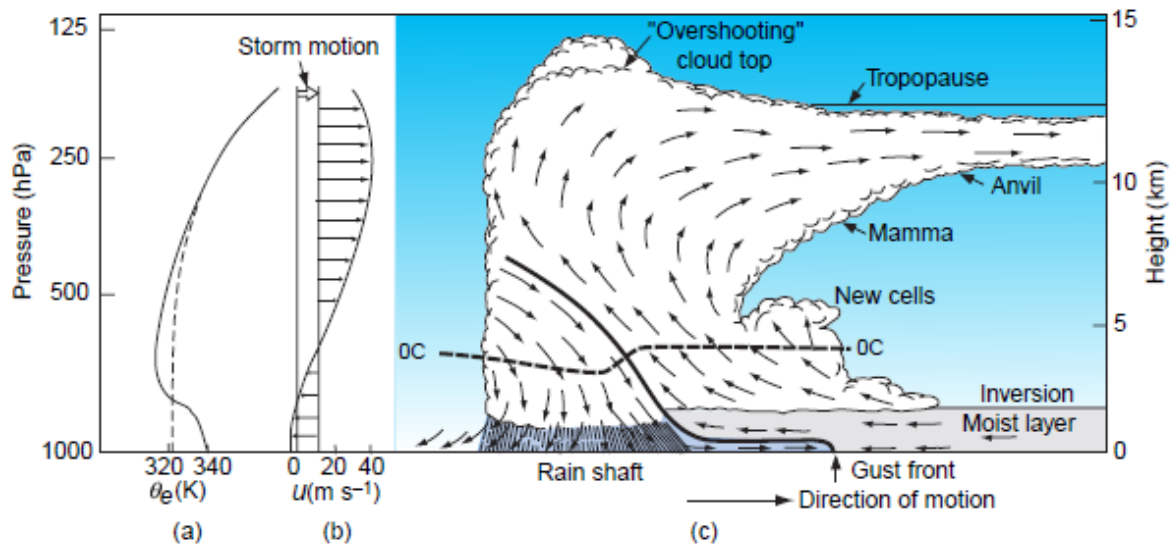


Figura 3 - Esquema de uma Tempestade multicelular desenvolvendo em um ambiente com forte cisalhamento vertical do vento. O perfil vertical da temperatura potencial equivalente θ_e do ambiente é mostrada à esquerda junto com o perfil vertical do vento. Fonte: - Wallace & Hobbs - Atmospheric Sciences 2ed -Academic Press, 2006, pag. 352.

2.2 Sistemas Convectivos de Mesoescala

2.2.1 Mesoescala e definição de SCM

O termo Mesoescala foi primeiramente utilizado por Ligda(1951) para descrever fenômenos meteorológicos que fossem menores do que a escala Sinótica, porém, maiores do que a Microescala. Desde então, esse termo é usado em referência a fenômenos de poucos quilômetros ou menores, até um limite superior de aproximadamente 2000km. Desde que o termo Mesoescala foi primeiramente utilizado, foram propostos diversos limites superiores de comprimento, sendo os mais populares os propostos por Orlanski(1975) e Fujita (1981). Orlanski definiu Mesoescala variando de 2 a 2000 km, propondo também subclassificações como meso- α , meso- β , e meso- γ referindo a escalas horizontais de 200-2000 km, 20-200 km,

e 2-20 km respectivamente. Fujita propôs uma gama mais estreita de comprimento em sua definição de Mesoescala, no qual varia de 4 a 400 km. Fujita também propôs subclassificações, meso- α variando de 40 a 400 km e, meso- β variando de 4 a 40 km. Fenômenos que possuem escala menor do que a Mesoescala são classificados como fenômenos de Microescala e fenômenos maiores entram na classificação de escala Sinótica.

Os Sistemas Convectivos de Mesoescala (SCM) são as maiores tempestades convectivas e podem ser definidas como um conjunto de células que se formam em resposta à instabilidade convectiva comum e se organizam em uma única estrutura de nuvem e precipitação que cobre um grande área de chuva contínua (Houze, 2004). Uma nuvem cumulonimbus individual possui uma dimensão horizontal característica entre 5 e 50 km, enquanto um SCM possui uma área de precipitação típica variando entre 100-500 km. SCMs podem evoluir a partir de uma célula isolada ou de um pequeno grupo de células, ou podem ser iniciados como um grande sistema convectivo desde o início. Assim como uma tempestade convectiva menor, os Sistemas Convectivos de Mesoescala também são principalmente influenciados por características da flutuabilidade e cisalhamento.

2.2.2 Distribuição da precipitação em um SCM

Produtos de radar mostraram que a precipitação em um SCM divide-se distintamente em uma região convectiva e estratiforme. A região convectiva consiste em intensos núcleos verticalmente estendidos, enquanto a região estratiforme consiste em uma região de textura mais uniforme e de precipitação menos intensa, formada parcialmente pela dissipação de células convectivas mais antigas (Houze et al., 2004), como visto na figura 4.

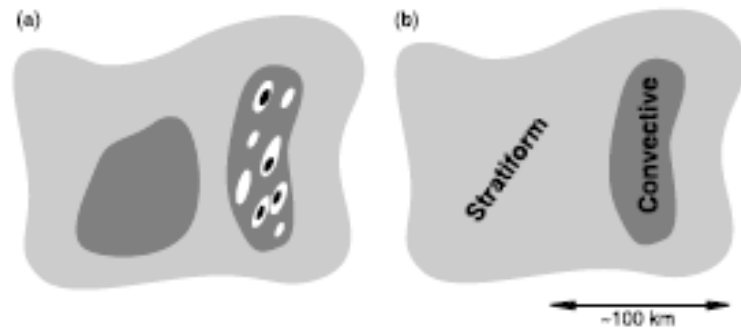


Figura 4 - (a) Idealização de mapa horizontal da reflectividade de um radar, (b) dividido entre regiões convectiva e estratiforme. Fonte: Houze et al (2004).

Houze (1990) estudou as características da precipitação de variados tipos de organização de mesoescala, associadas a grandes eventos de precipitação (pelo menos 25 mm de chuva em 24h) ocorridos em Oklahoma, EUA , em uma série de seis anos de dados de radar das estações quentes do ano (primavera e verão). Nesse estudo, ele observou algumas características das regiões de precipitação convectiva e estratiforme desses sistemas. De acordo com esse trabalho, a região convectiva de um SCM se encontra à frente do sistema e possui: formato de arco convexo em direção a parte frontal, geralmente uma orientação nordeste-sudeste, movimentação rápida (> 10 m/s), aparência sólida de células com intensa reflectividade, forte gradiente de reflectividade na borda frontal. A região estratiforme possui: grande extensão (maior que 10^4 km² em área), concavidade na borda traseira, uma máximo secundário de reflectividade separado da linha convectiva por um canal estreito de menor reflectividade. De acordo com essas características e com a forma de organização das regiões convectiva e estratiforme, foi estabelecido dois padrões da estrutura de precipitação em um SCM, simétrico e assimétrico, representados pela Figura 5.

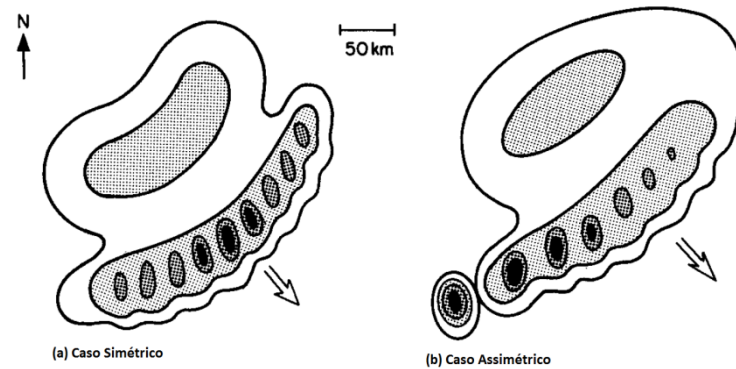


Figura 5 - Esquema que descreve os tipos de organização de precipitação (a) simétrico e (b) assimétricos da borda frontal convectiva e linha da retaguarda estratiforme de um SCM. Vetor indica o sentido de movimento do sistema. Níveis de sombreamento denota aumento de reflectividade do radar, com valores mais intensos correspondentes a núcleos das células convectivas. Fonte: Houze (1990).

Hilgendorf et al (1997) observou que a maioria dos SCMs em seu estudo não apresentou um padrão de precipitação inteiramente simétrico ou assimétrico, e sim que o SCM evolui de um padrão simétrico para um padrão assimétrico. Nesse mesmo estudo foi também analisada a simetria separada da região de precipitação estratiforme e convectiva. Os resultados foram bem próximos aos encontrados na análise de toda a região do sistema, ambas as regiões convectivas e estratiforme evoluem de estruturas simétricas para estruturas assimétricas.

Yuter e Houze (1998) utilizando um radar banda C a bordo de uma aeronave e comparando com imagens de satélite, mostraram que a região de precipitação em um SCM aumenta enquanto a temperatura média do infravermelho diminui. A fração da área coberta pela precipitação estratiforme aumenta de maneira similar, enquanto a fração da área coberta por células convectivas não pode ser relacionada com a média da temperatura do infravermelho do topo de nuvem. Se a região estratiforme consiste em elementos convectivos anteriormente ativos, então o crescimento da região estratiforme é uma manifestação das células convectivas enfraquecendo e se tornando estratiforme. Sendo assim, se a região estratiforme possui um tempo de dissipação superior ao tempo necessário para outras células convectivas enfraquecerem, o sistema irá crescer em extensão. Com o tempo, será alcançado um balanço entre a taxa de formação de novas precipitações convectivas e a dissipação da precipitação estratiforme, assim o Sistema Convectivo de Mesoescala atingirá sua dimensão máxima. Uma localização que recebe tanto precipitação da região convectiva quanto da região

estratiforme possui um risco de inundação muito maior do que uma região que experimenta apenas uma das regiões de precipitação do SCM.

Esses fenômenos podem se tornar extremamente extensos e geralmente apresentam grandes quantidades de precipitação, granizo e, em casos mais intensos, podem apresentar formação de tornados, sendo uma possível ameaça para atividades como: aviação, agricultura, transmissão e distribuição de energia elétrica, etc (E.L. Nascimento,2004) . Em contraste a esse caráter destrutivo esses sistemas são de grande contribuição para o balanço hídrico global, sendo responsável por boa parte das chuvas em ambos os trópicos.

Os SCMs ocorrem tanto em forma irregular quanto em um sistema organizado apresentando uma forma bem definida. O maior exemplo de SCMs com forma definida são os Complexos Convectivos de Mesoescala (CCM).

2.2.3 Complexos Convectivos de Mesoescala

Robert A. Maddox pesquisou amplamente os SCMs e, em uma série de estudos, entre 1980 e 1983, relatou um grupo especial desses fenômenos definido como Complexo Convectivo de Mesoescala, observados nos Estados Unidos da América. A principal característica que destaca os CCMs é a organização de escudo de nuvens em forma quase circular. Maddox sugeriu uma série de outras características básicas para a identificação desses fenômenos que abrangessem sua grande extensão em área, tempo de vida (> 6 horas), além da organização quase circular. Essas características foram definidas em base de características físicas observadas em imagens de satélites do canal infravermelho, e são especificadas na tabela 1.

Esses sistemas produzem uma grande variedade de significativos fenômenos convectivos como tornados, granizo, vendavais, inundações e intensa atividade elétrica (Maddox, 1980).

Tabela 1 - Definição e características físicas dos Complexos Convectivos de Mesoescala (CCMs) Adaptado de Maddox (1980).

Definição e características físicas dos Complexos Convectivos de Mesoescala (CCMs)
Critério de tamanho: A) Escudo de nuvens com temperaturas no infravermelho $\leq -32^{\circ}\text{C}$, deve ter uma área $\geq 100\ 000\ \text{km}^2$ e B) região fria no interior do sistema com temperaturas $\leq -52^{\circ}\text{C}$ deve ter uma área $\geq 50\ 000\ \text{km}^2$
Iniciação: Definições de tamanho A e B devem ser satisfeitas.
Extensão Máxima do CCM ocorre quando o escudo de nuvem contínuo com temperaturas $\leq -32^{\circ}\text{C}$ atinge seu tamanho máximo.
Forma: Excentricidade (eixo menor /eixo maior) ≥ 0.7 no momento de máxima extensão.
Dissipação: Os critérios de tamanho A e B não são mais satisfeitos.

Embora as características destacadas por Maddox tenham sido observadas nos EUA estudos posteriores indicam que os CCMs ocorrem em todos os continentes do mundo, com exceção da Antártica Laing e Fritsch (1997).

2.2.4 Climatologia dos Sistemas Convectivos de Mesoescala

O conhecimento do ciclo de vida de grandes sistemas convectivos e sua distribuição pelo planeta é fundamental para o entendimento dos impactos desses fenômenos e o seu papel no sistema climático. A climatologia de Sistemas Convectivos de Mesoescala é vastamente abordada. Essa seção tem como objetivo relatar as suas principais características de ocorrência sobre o globo.

Utilizando um procedimento automático de classificação, baseado na temperatura de brilho de imagens de satélites do canal infravermelho, Tsakrakilides e Evans (2002) estudaram as variações regionais e globais de convecção organizada. Nesse estudo, foram observados cinco anos de dados (1989 - 1993) de diferentes satélites para analisar todos os sistemas ocorridos nesses anos, em uma região abrangendo todo o globo entre 40°N e 40°S . Os sistemas observados foram separados em dois grupos, o primeiro, denominado MCT, é constituído por tempestades tropicais e Complexos Convectivos de Mesoescala definidos de

acordo com Maddox (1980), e o segundo grupo formado por sistemas convectivos que não pudessem ser classificados como tempestades tropicais ou não atingissem os critérios propostos por Maddox (tabela1), definido como "*Convective Cloud Clusters*" (CCC). As características de vida desses dois grupos foram analisadas de acordo com a sua ocorrência oceânica e continentais.

Os CCC oceânicos e continentais possuem características bem similares dos seus ciclos de vida, entretanto CCC oceânicos tem sua formação durante a noite, enquanto os continentais se formam durante a tarde. MCT continentais diferem dos oceânicos por seu rápido crescimento e desenvolvimento no início do dia, isso indica que os MCT continentais não são parte do ciclo de vida dos oceânicos. Esse estudo mostra que há uma clara variação das característica dos Sistemas Convectivos de Mesoscala ocorrentes no globo.

Muitos outros estudos tiveram como foco principal a distribuição global dos Complexos Convectivos de Mesoescala. Velasco e Fritsch (1987) , Augustine e Howard (1991) , Laing e Fritsch (1993 a e b), Miller e Fritsch (1991) observaram a ocorrência desses fenômenos em áreas específicas. Posteriormente, Laing e Fritsch (1997) sintetizaram esses trabalhos para construir uma climatologia global dos CCMs. A população global dos CCMs foi obtida combinando as populações regionais documentadas pela literatura e examinando dois anos de imagens de satélite para regiões não inclusas nos trabalhos publicados, ver figura 6.

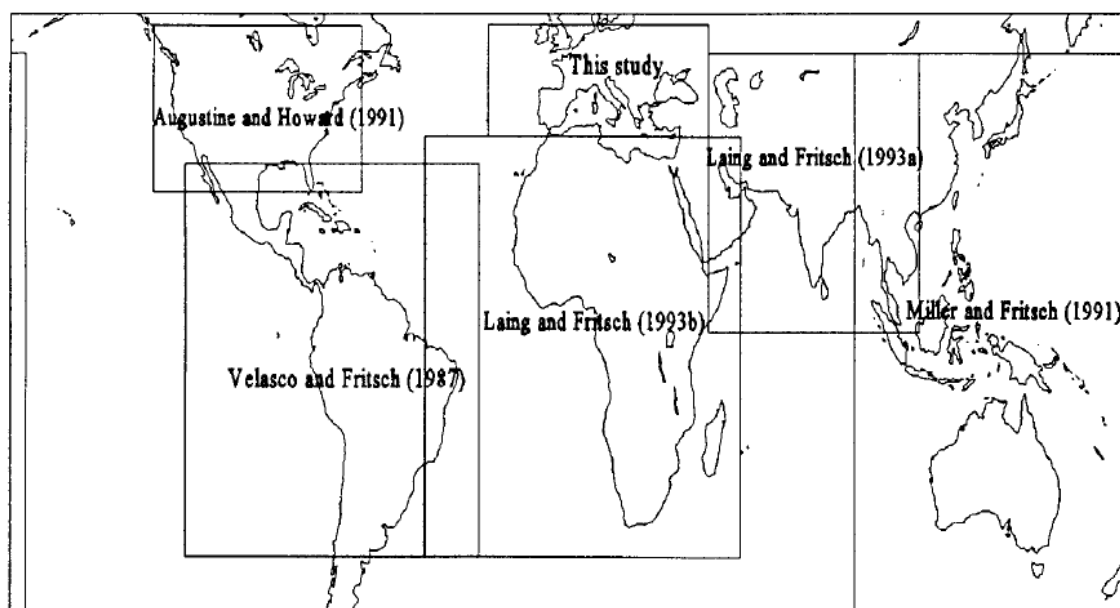


Figura 6 - Domínio dos estudos da climatologia dos Complexos Convectivos de Mesoescala. Fonte: Laing e Fritsch (1997)

Fica evidente, pela figura 6, que apenas algumas áreas oceânicas não foram incluídas no estudo da população global dos CCMs, mas de acordo com os autores, essas áreas são tipicamente dominadas por sistemas de alta pressão durante a estação quente, onde convecção profunda organizada é relativamente infrequente, portanto, a omissão dessas áreas não influenciaria na climatologia desses fenômenos. Além de examinar a população global dos CCMs, Laing e Fritsch (1997) observaram algumas características básicas e suas diferenças intercontinentais desses fenômenos. A tabela 2 exemplifica a porcentagem de distribuição da ocorrência de CCMs.

Tabela 2 - População de Complexos Convectivos de Mesoescala estratificada por localização. Adaptado Laing e Fritsch (1997)

População de Complexos Convectivos de Mesoescala Estratificada por Localização	
Localização	Fração da população global (%)
Continente	91.6
Oceano	8.4
Hemisfério Norte	66.5
Hemisfério Sul	33.5

Foi evidenciado que, em média, cerca de 400 CCMs ocorrem em torno do globo a cada ano; esses fenômenos são predominantemente continentais; e possuem uma forte tendência de ocorrer em certas regiões do globo. O Complexo Convectivo de Mesoescala típico possui uma área de escudo de nuvem em torno de $3 \times 10^5 \text{ km}^2$ e um tempo de vida de 10h. A maioria dos CCMs exibe um ciclo de vida noturno, tendo o início no final da tarde, picos após meia noite e terminam aproximadamente após o início do dia. CCMs oceânicos apresentaram algumas diferenças em seu ciclo de vida em relação aos continentais, esses fenômenos possuem uma modulação diurna mais fraca, e muitos terminam muito mais tarde. A população global dos CCMs é fortemente influenciada pelo ciclo sazonal do ciclo radiativo, com o maior número de ocorrências acompanhando a migração da estação quente entre os hemisférios. O continente europeu apresenta um número menor de ocorrência de CCMs. Uma explicação para essa variação pode ser relacionada por interferências do escoamento de baixos níveis por terrenos montanhosos ou pelo fato de que as massas de ar alimentando esses

sistemas não são tão úmidas quanto as massas de ar que alimentam, por exemplo, o Golfo do México ou a bacia Amazônica. Localização, tamanho e frequência dos CCMs são sensíveis a padrões de grande escala, como El Niño ou ENSO.

2.2.5 Sistemas convectivos de mesoescala na América do Sul.

Os Sistemas Convectivos de Mesoescala são um dos maiores e mais intensos sistemas ocorrentes na América do Sul. Os SCMs subtropicais sul-americanos estão entre as tempestades mais intensas do mundo Zipser et al. (2006).

Madox (1983) observou que a presença de uma corrente de baixos níveis paralela a uma cadeia montanhosa é um dos mecanismos mais eficientes para desestabilizar a atmosfera. Laing e Fritsch (1997) mostraram que existe uma correlação entre a ocorrência de Complexos Convectivos de Mesoescala e terrenos elevados e escoamento de médios níveis.

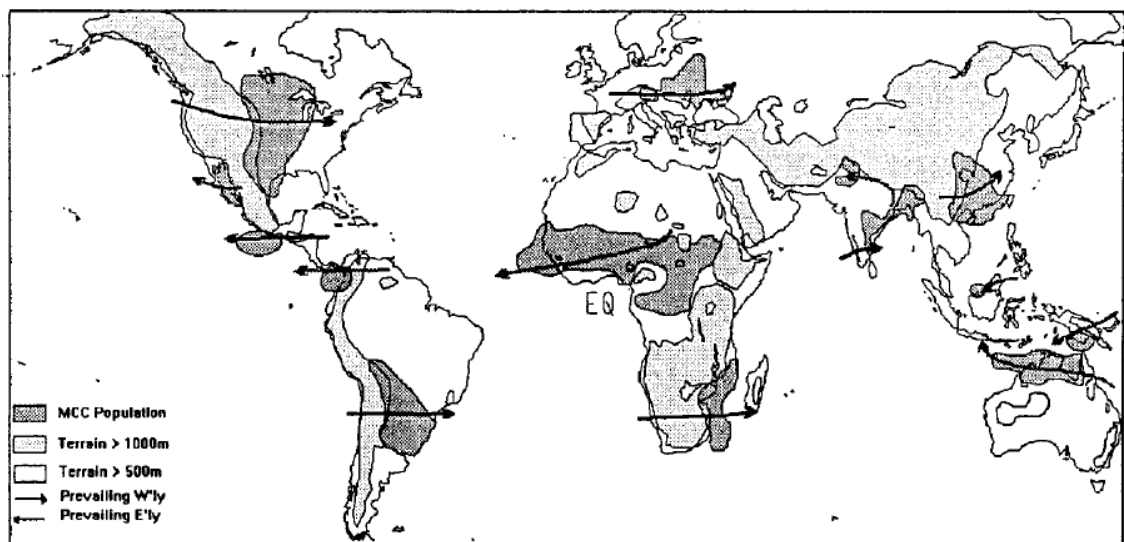


Figura 7 - Relação entre a população do CCMs, terrenos elevados e escoamento de médios níveis. Fonte: Laing e Fritsch (1997)

A partir da figura 7, podemos concluir que esses fenômenos ocorrem normalmente a sotavento de uma cadeia montanhosa. Sendo assim, a presença da cadeia montanhosa dos Andes, na América do Sul, é um fator determinante para a ocorrência dos SCMs.

Baseados em dados observacionais e análises de modelos, muitos estudos mostraram que um escoamento vindo de norte, localizado a leste dos Andes, é responsável por um transporte significativo de calor e umidade em direção ao sudeste da América do Sul (Nogués-Paegle e Mo 1997; Douglas et al. 1998; Paegle 2000; Nicolini e Saulo 2000; Salio et al. 2002; Marengo et al. 2002, 2004; Liebmann et al. 2004, entre outros).

Salio e Nicolini (2006) estudaram a ocorrência de Sistemas Convectivos de Mesoescala e sua relação aos Jatos de Baixos Níveis (JBN), além de descrever as suas características e distribuição na América do Sul. Em um período de setembro do ano 2000 até maio de 2003 foram detectados 645 SCMs, sendo cerca de 33% desses classificados como subtropicais e 67% classificados como tropicais. Foi notado que os SCMs tropicais são menores em tamanho comparados aos subtropicais, com seu tempo de vida entre 6-9h, e seu período de iniciação ocorrendo principalmente à tarde e se dissipando ao amanhecer, e ainda os subtropicais frequentemente adquirem extensão espacial e temporal extrema, especialmente durante os dias de JBN. Na América do Sul, os SCMs são responsáveis por grande parte da precipitação continental, podendo chegar a 80% na região sudeste da América do Sul.

Os Complexos Convectivos de Mesoescala também são frequentes na América do Sul e também possuem um papel importante no balanço hídrico da região. Velasco e Fritsch (1987) relataram que em geral as características de um Complexo Convectivo de Mesoescala na América do Sul são similares aos eventos relatados na América do Norte, entretanto os CCM sul americanos possuem maior tempo de vida e são cerca de 60% maiores. Nesse trabalho também foi observado que existe um local preferido de formação do SCM, o qual se localiza sobre a área norte da Argentina, Bolívia, Paraguai e Sul do Brasil. É interessante destacar que essa região também foi observada por Brooks *et al.* (2003), como sendo como a principal região favorável ao desenvolvimento de tempestades severas e também de ocorrência de tornados na América do Sul.

Em uma série de 330 Complexos Convectivos de Mesoescala detectados durante a estação quente de 1998 a 2007, Durkee (2009) pode observar a colaboração da precipitação exclusiva desses fenômenos na região sul da América do Sul (20° - 40°S). Um CCM típico nessa região produz 15.7 mm de chuva em torno de uma área de 381 000 km², com um volume de 7.0 km³. Sistemas sul americanos possuem as maiores áreas de precipitação, se comparados com América do Norte e África, mas não necessariamente o maior volume de

chuva. Para o período em questão (entre 1º de Janeiro de 1998 à 6 de Fevereiro de 2007), porções do norte da Argentina e Paraguai receberam 15%-21% da precipitação total de CCMs. Entretanto, os CCMs podem ser responsáveis por maiores frações de precipitação se observados de forma separada mensalmente e sazonalmente. Frações de contribuição de chuva de 11%-20% foram encontradas em muitas áreas do Sul da América do Sul em todos os meses. A precipitação referente aos CCMs entre novembro e fevereiro foi de 20%-30%, chegando a 50% em dezembro, no norte da Argentina e Paraguai. As maiores contribuições de precipitação foram observadas em áreas menores, nas províncias de Mandoza, Neuquén e La Plata, no centro oeste da Argentina, chegando a fração de 25%-66%.

Todos esses resultados mostram o quanto é importante o papel dos Sistemas Convectivos de Mesoescala, na região sul da América do Sul, uma vez que essa região é densamente populosa e possui uma economia baseada na agricultura e demanda de energia provinda de hidroelétricas. Devido a sua grande extensão, os Sistemas Convectivos de Mesoescala e suas características são principalmente estudados por sensoriamento remoto.

2.3 Sensoriamento Remoto

Sensoriamento remoto é qualquer processo de observação ou medição de algum parâmetro de uma determinada área, sem estar diretamente em contato físico com essa área. As técnicas de sensoriamento possuem um grande leque de aplicações, tanto civis como militares, de uso da informação impressa em alguma forma de radiação eletromagnética variando dos raios ultravioleta até radio frequências. O sensoriamento remoto teve um verdadeiro avanço em direção ao conceito moderno na metade do século XIX com a invenção da fotografia, mas as primeiras noções dessa ciência foram observadas por Aristóteles no século IV A.C. com a utilização de um aparelho descrito por ele como *câmara obscura* e desenvolvimento após a teoria óptica no século XVII. Também no século XIX, outras formas de radiação eletromagnética além do espectro do visível foram descobertas, radiação infravermelha por Herschel, ultravioleta por Ritter, ondas de rádio por Hertz, e em 1863 James Clerk Maxwell desenvolveu a teoria do eletromagnetismo no qual o entendimento é fundamental para o sensoriamento remoto.

Maxwell mostrou que um raio luminoso é uma onda progressiva de campos elétricos e magnéticos, uma onda eletromagnética, e que a óptica, o estudo da luz visível, é um ramo do eletromagnetismo. Hoje conhecemos um grande espectro de ondas eletromagnéticas que são definidas por um comprimento de onda e frequência, como mostra a figura 8.

A fotografia aérea nasceu quase de imediato à invenção da fotografia. A primeira foto aérea foi feita em 1858 por Gaspar Félix Tournachon, tirada em um balão de uma altitude de aproximadamente 80 m. Logo, pipas foram utilizadas, e por volta de 1890 a utilidade da fotografia aérea já era tão difundida que Batut publicou um livro sobre o assunto. As aplicações potenciais foram rapidamente reconhecidas e aeronaves começaram a ser utilizadas para obter fotografias aéreas em 1909. Fotografias aéreas foram utilizadas durante a Primeira Guerra Mundial, e durante o período entre as duas grandes guerras a utilização dessa técnica por civis começou a se desenvolver, notavelmente em áreas como geologia, agricultura e cartografia.

A Segunda Guerra Mundial trouxe grandes avanços na área de sensoriamento remoto, reconhecimento fotográfico atingiu alto patamar de desenvolvimento, foram desenvolvidos radares e instrumentos sensíveis ao infravermelho. Nos anos 1950, essas tecnologias desenvolvidas por militares foram utilizadas em outras finalidades, como mapas de vegetação.

A era moderna de sensoriamento remoto por satélites teve início em 1972 com o satélite ERTS (Earth Resources Technology Satellite), posteriormente renomeado para Landsat -1.

O sensoriamento remoto teve vasto crescimento e avanço nas últimas décadas. O uso dessa técnica oferece grande vantagem, em contrapartida a seu custo elevado, tendo como principal vantagem a possibilidade de obter dados de áreas de difícil acesso, grandes porções da superfície terrestre ou volume da atmosfera em pequeno espaço de tempo. O sensoriamento possui um grande leque de aplicações fora da área militar onde teve origem, a maior parte dessas aplicações podem ser consideradas ambientais e é possível distinguir grande variedade de variáveis que podem ser medidas. Na atmosfera, essas variáveis podem ser: temperatura, precipitação, distribuição e identificação de tipo de nuvem, velocidade do vento, e concentrações de gases como vapor d'água, dióxido de carbono, ozônio, entre outras aplicações.

O sensoriamento remoto envolve a coleta de informações, carregada por radiação eletromagnética, sobre a superfície da terra ou atmosfera. Uma das mais amplas classificações de sistemas de sensoriamento remoto é em sistemas passivos, que detecta radiação natural, e sistemas ativos, que emite radiação e analisa o que é mandado de volta ao sistema. Os sistemas passivos podem ser subdivididos entre aqueles que detectam radiação emitida pelo sol (essa consiste sua maioria em radiação ultravioleta, luz visível e infravermelho próximo) e aqueles que detectam radiação termal, emitida por qualquer corpo que possua uma temperatura maior do que o zero absoluto (para objetos com temperatura típica terrestre, essas emissões ocorrem em maioria no espectro do infravermelho). Sistemas ativos podem, em princípio, usar qualquer tipo de radiação eletromagnética. O estudo da radiação e os seus princípios físicos é de extrema importância e vasta aplicação na área de sensoriamento remoto.

2.3.1 Fundamentos de radiação para sensoriamento remoto

Radiação é a energia que se propaga sem a necessidade de um meio material. Essa energia radiante ora revela uma natureza corpuscular (fóton), ora se comporta como uma onda eletromagnética. Radiação eletromagnética é o principal processo de transferência de energia na atmosfera. Sob o ponto de vista ondulatório, a radiação se caracteriza pelo comprimento de onda (distância que separa duas cristas consecutivas) e frequência (número de cristas que passa por um ponto de referência em um determinado tempo), figura 9. Todas as ondas eletromagnéticas possuem uma única velocidade, chamada de velocidade da luz, $c = 2.99793 \cdot 10^8 m/s$. Um conjunto de variadas ondas de comprimento de onda e frequência diferentes forma o espectro eletromagnético, ver figura 8.

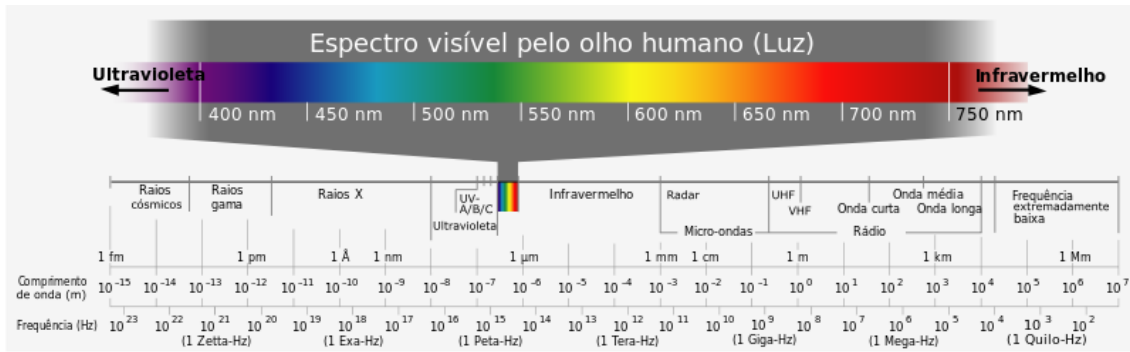


Figura 8 - O espectro eletromagnético. Adaptado Halliday Resnick, Fundamentos de Física vol.4

A frequência (ν) de uma determinada onda pode ser relacionada por seu comprimento de onda (λ) pela equação:

$$\lambda = c/\nu$$

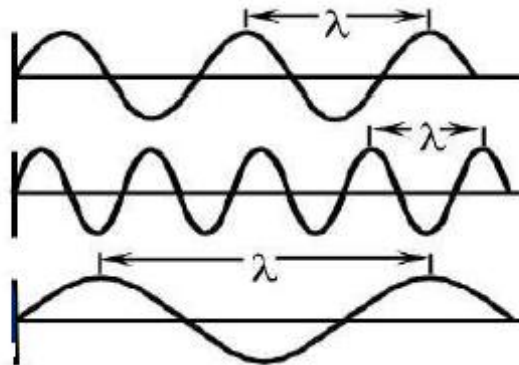


Figura 9 - Diferentes ondas eletromagnéticas, especificando seus comprimentos de onda.

A teoria ondulatória da radiação eletromagnética não é absolutamente satisfatória, sendo necessária uma perspectiva diferente para explicar algumas interações da luz e matéria. Essa observação desencadeou a ideia de que a radiação eletromagnética seria melhor explicada se pensada como uma partícula, chamada de fóton.

A energia de um fóton é dada por:

$$E = hf$$

onde f é a frequência da onda (Hz), e h é uma constante, denominada após seu criador, constante de Planck.

$$h = \begin{cases} 6,626 \times 10^{-34} \text{ J.s} \\ 4,136 \times 10^{-15} \text{ eV.s} \end{cases}$$

Essa relação mostra que a energia de um fóton é determinada pela frequência da radiação eletromagnética, sendo assim, quanto maior a frequência maior a energia. A energia eletromagnética é, luz e matéria, e a sua diferenciação deve ser feita de acordo com o processo observado.

A energia eletromagnética que incide sobre uma matéria é chamada radiação incidente. A maior e mais importante fonte de radiação sobre a Terra é o Sol, e tal radiação é chamada de insolação. Após atingir a superfície, a radiação eletromagnética pode ser transmitida, refletida, espalhada, ou absorvida em proporções que dependem da composição e propriedades físicas do meio, do comprimento de onda e frequência da radiação incidente e do ângulo no qual a radiação atinge a superfície. As principais interações da radiação com a matéria são ilustradas na figura 10.

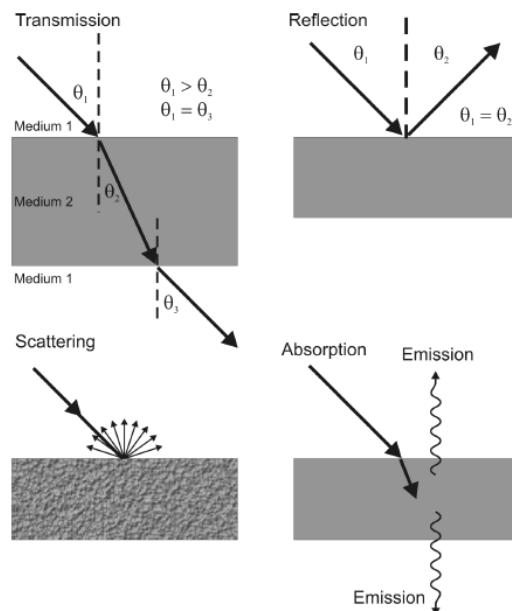


Figura 10 - Exemplificação das interações da radiação eletromagnética que incide sobre uma superfície. Fonte: R. Olsen- Remote Sensing From Air and Space - Spie 2007 pag. 49.

Transmissão

Transmissão é o processo no qual a radiação incidente passa através da matéria, sem uma atenuação; sendo assim a substância é transparente para a radiação. Transmissão através de meios materiais de diferentes densidades faz com que a radiação seja refratada, desviando de um caminho em linha reta, também havendo uma mudança de velocidade, sem variar a frequência. Na figura 10, é observado que a luz incide sobre uma superfície, formando um ângulo θ_1 em relação a normal. Esse feixe de luz é defletido ao atravessar a interface entre o meio 1 e o meio 2, gerando um novo ângulo em relação a normal (θ_2), onde $\theta_1 > \theta_2$ devido ao fato que o meio 2 é mais denso quando comparado ao meio 1.

A variação na velocidade da radiação é explicada pelo índice de refração (n), que é a razão entre a velocidade da radiação eletromagnética no vácuo (c) e a sua velocidade no meio material (v)

$$n = \frac{c}{v}$$

No vácuo (meio perfeitamente transparente) o índice de refração deve ser igual a 1, isso porque v nunca é maior do que c . O índice de refração da origem a lei da refração:

$$n_1 \cdot \sin \theta_1 = n_2 \cdot \sin \theta_2$$

Reflexão

A reflexão descreve o processo pelo qual radiação incidente ricocheteia na superfície de uma substância em uma única direção previsível. O ângulo formado pela reflexão é sempre igual e oposto ao ângulo da radiação incidente ($\theta_1 = \theta_2$, ver figura 10).

Espalhamento

O espalhamento, também chamado de reflexão difusa, ocorre quando a radiação incidente é dispersa ou espalhada em direções imprevisíveis, incluindo a direção na qual foi

originada. Na atmosfera, as partículas responsáveis pelo espalhamento variam de tamanho de moléculas de gases ($\sim 10^{-4} \mu m$) a aerossóis ($\sim 1 \mu m$), gotas de água ($\sim 10 \mu m$), partículas de gelo ($\sim 100 \mu m$), e grandes gotas de chuva e partículas de granizo ($\sim 1 cm$). O efeito do tamanho da partícula no espalhamento é inferido por um termo físico chamado parâmetro de tamanho. Para uma partícula esférica, esse parâmetro é definido como a proporção entre a circunferência da partícula ao comprimento de onda incidente λ .

$$x = 2\pi a/\lambda$$

onde a é o raio da partícula.

Se $x \ll 1$, o espalhamento é chamado espalhamento *Rayleigh*. Um exemplo desse caso é o espalhamento da luz visível ($0,4-0,7 \mu m$) por moléculas atmosféricas, sendo a explicação por que o céu é azul. Para partículas cujo tamanho são comparáveis ao comprimento de onda ou maiores $x \geq 1$, o espalhamento é dito como espalhamento *Lorenz-Mie*. Figura 11 ilustra os padrões de espalhamento da luz visível de $0.5 \mu m$ por aerossóis de tamanhos 10^{-4} , 0.1 e $1 \mu m$. Pequenas partículas tendem a espalhar a luz igualmente, quando as partículas se tornam maiores, a energia espalhada torna-se cada vez mais concentrada para a frente com características de dispersão cada vez mais complexas.

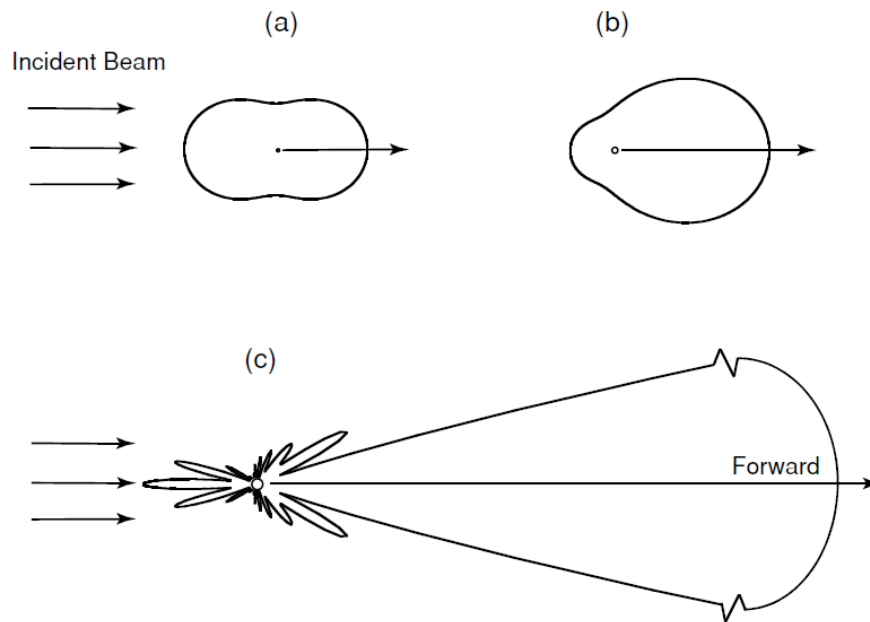


Figura 11 - Demonstração de padrões angulares da intensidade de espalhamento por aerossóis esféricos de três tamanhos distintos, iluminados por uma luz visível de $0.5 \mu m$. (a) $10^{-4} \mu m$, (b) $0.1 \mu m$ e (c) $1 \mu m$. Fonte: K. N. Liou - An introduction to atmospheric radiation 2 ed. - International Geophysics Series, vol 84, pag. 7.

Absorção

É o processo pelo qual a radiação incidente é aprisionada, acolhida ou absorvida por um meio. Para que isso ocorra, a substância deve ser opaca para a radiação incidente. Uma parte da radiação absorvida é convertida em energia interna, na forma de calor. A grama é verde porque espalha luz verde ao mesmo tempo que absorve a luz vermelha e azul. A energia absorvida é convertida em alguma outra forma, e que não está mais presente como luz vermelha ou azul. Na atmosfera molecular há pouca absorção de energia no espectro visível. Nuvens também, absorvem pouca luz visível. Tanto, absorção e espalhamento, retiram energia do feixe de luz que atravessa o meio. A absorção de energia pelas partículas e moléculas conduz à emissão. O conceito de emissão está associado com radiação de corpo negro e será discutido na seção seguinte.

Radiação de corpo negro

As leis da radiação de corpo negro são o básico para o entendimento de processos de absorção e emissão. Um corpo negro é um conceito físico que pode ser visualizado ao considerar uma cavidade com uma pequena abertura. A maior parte do fluxo radiante inserido nesse orifício a partir do exterior irá ser retido dentro dessa cavidade, independentemente do material ou características da superfície da parede. Repetidas reflexões internas ocorrem até que todo fluxo seja absorvido pela parede. A probabilidade de que qualquer parte do fluxo escape é tão pequena que o interior da cavidade aparece negro. O termo *corpo negro* é usado para uma configuração de material onde absorção é completa. Emissão por um corpo negro é o inverso da absorção. O fluxo emitido por uma pequena área da parede é refletido repetidamente e em cada encontro com a parede, o fluxo é enfraquecido por absorção e reforçado por uma nova emissão. Após inúmeros encontros, emissões e absorções, uma condição de equilíbrio é alcançada em respeito à temperatura da parede. Resumindo, corpo negro é um modelo de corpo absorvente perfeito para qualquer comprimento de onda. Embora seja uma abstração física, algumas faixas da região infravermelho do espectro eletromagnético atuam como se fosse um corpo negro. Existem quatro leis fundamentais que governam a radiação de corpo negro: Lei de Planck, Lei de Stefan-Boltzmann, Lei de Wien e Lei de Kirchhoff.

Lei de Planck

Max Karl Ernst Ludwig Planck buscou uma explicação teórica para a radiação de corpo negro e, em 1901, ele assumiu que os átomos que formavam a parede da concavidade agiam como pequenos osciladores eletromagnéticos, cada um com uma frequência de oscilação característica. Assim a radiação era absorvida e emitida em pequenas, porém discretas, quantidades, denominadas *quanta*. A partir dessa idéia, foi possível elaborar a forma da função $E(\lambda, T)$.

$$E(\lambda, T) = \frac{2hc^2}{\lambda^5} \left(\frac{1}{e^{hc/k\lambda T} - 1} \right)$$

onde $h = 6,626 \times 10^{-34} \text{ j.s}$ é a constante de Planck, $c = 2,99793 \cdot 10^8 \text{ m/s}$ é a velocidade de propagação da luz no vácuo, e $k = 1,3806 \times 10^{-23} \text{ j k}^{-1}$ é a constante de Boltzmann.

A função de Planck relaciona a intensidade monocromática emitida com a frequência e temperatura da substância.

Lei de Stefan-Boltzmann

A Lei de Stefan-Boltzmann diz que a densidade do fluxo emitido por um corpo negro é proporcional a quarta potência da temperatura.

$$F = \sigma T^4$$

onde $\sigma = 5,67 \times 10^{-8} \text{ j m}^{-2}$ é a constante de Stefan-Boltzmann. Essa função é fundamental para a análise de transferência de radiação.

Lei de Wien.

A lei de Wien afirma que o comprimento de onda de máxima intensidade de emissão de radiação de corpo negro é inversamente proporcional a temperatura.

$$\lambda_m = a/T,$$

sendo $a = 2897 \mu K$. Através dessa relação, podemos determinar a temperatura do corpo negro a partir da medida do comprimento de onda de máxima intensidade.

Utilizando a lei do comprimento de onda e de máxima emissão e a lei de Planck é possível obter um gráfico que relaciona a intensidade de emissão e o comprimento de onda para um corpo negro, figura 12.

Lei de Kirchhoff

A Lei de Kirchhoff foi a primeira lei de radiação interessada na absorção de um corpo, em quanto as três leis precedentes tinham interesse apenas na intensidade de radiação emitida por um corpo negro, no qual é dependente do comprimento de onda de emissão e a temperatura do meio.

De acordo com a Lei de Kirchhoff, considerando um recinto perfeitamente isolado com paredes pretas e assumindo que esse sistema esteja em estado de equilíbrio, caracterizado por temperatura uniforme e radiação isotrópica. Uma característica fundamental desse sistema é que toda quantidade de radiação absorvida pelas paredes é emitida e volta a ser absorvida.

Como um corpo negro absorve o máximo possível de radiação, também deverá emitir essa mesma quantidade de radiação. A radiação no interior do sistema é referido como radiação de corpo negro e a quantidade de intensidade de radiação é uma função da temperatura e comprimento de onda.

Assim, a emissão em um determinado comprimento de onda ε_λ , é idêntico a absorção A_λ . Um meio com absortividade A_λ , absorve apenas A_λ vezes a intensidade radiante de corpo negro $B_\lambda(T)$ e portanto emite ε_λ vezes a intensidade radiante de corpo negro. Para o corpo negro, a absorção é máxima e também a emissão. Então:

$$A_\lambda = \varepsilon_\lambda = 1$$

Um "corpo cinza" é caracterizado por absorção e emissão incompleta:

$$A_\lambda = \varepsilon_\lambda < 1$$

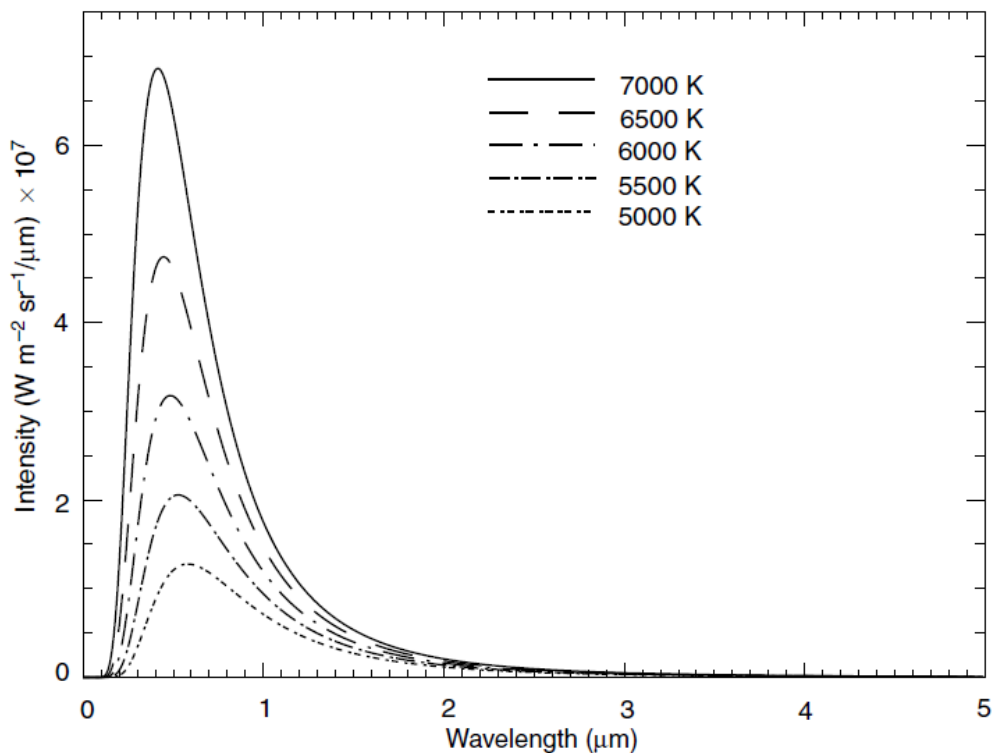


Figura 12 - Intensidade de emissão em função do comprimento de onda de determinadas temperaturas. Fonte: K. N. Liou - An Introduction to Atmospheric Radiation - International Geophysics Series, vol 84, pag 12.

2.3.2 Sensoriamento remoto da atmosfera

As técnicas de sensoriamento remoto quando aplicadas ao estudo da atmosfera mostraram-se bastante eficazes. São inúmeras as quantidades de informações que podem ser coletadas usando sensoriamento remoto de um vasto volume da atmosfera. Radar meteorológico é a principal ferramenta para monitoramento de precipitação na atmosfera, pois são capazes de detectar o movimento das gotículas de chuva, intensidade da precipitação, velocidade e direção do vento. Embora seja evidente a contribuição de um sistema de radar para a meteorologia, também é claro a desvantagem dessa ferramenta. O radar é um sistema ativo, emite radiação de uma fonte própria e analisa o que é retro-espalhado, devido a curvatura da terra, o feixe de radiação emitido pelo radar se distancia da superfície da terra ao se afastar da fonte, assim diminuindo a detecção de hidrômetros e conseqüentemente limitando a resolução espacial dessa ferramenta. Um satélite permite extração de valiosas informações da atmosfera de uma vasta área em curtos intervalos de tempo, e embora não seja tão eficiente na detecção de chuva como o radar meteorológico, as suas características fizeram dessa ferramenta a mais importante para o estudo da atmosfera no campo de sensoriamento remoto.

Em sua maioria os satélites são sistemas passivos de sensoriamento remoto, e por isso sua fonte de radiação principal é o Sol. Embora a atmosfera seja muito transparente à radiação solar incidente, somente cerca de 25% penetra diretamente na superfície da Terra sem nenhuma interferência da atmosfera, constituindo a radiação direta. O restante ou é refletido de volta para o espaço, ou absorvido, ou espalhado de volta até atingir a superfície da Terra ou retornar ao espaço. Aproximadamente 30% da energia solar é refletida de volta para o espaço. Neste número está incluída a quantidade que é retro espalhada. A fração da radiação incidente que é refletida por uma superfície é o seu albedo. Portanto, o albedo da Terra como um todo (albedo planetário) é 30%. O albedo varia no espaço e no tempo, dependendo da natureza da superfície e da altura do Sol. Dentro da atmosfera, os topos das nuvens são os mais importantes refletores. O albedo dos topos de nuvens depende de sua espessura, variando de menos de 40% para nuvens finas (menos de 50m) a 80% para nuvens espessas (mais de 5000m).

A principal fonte de energia que é captada pelo satélite é proveniente do sol, que irradia principalmente em comprimentos de onda entre 0.4-0.7 μm , região referente ao visível

do espectro eletromagnético. Basicamente, os satélites medem primeiramente a radiação solar que é refletida pela atmosfera e pela superfície e também a que é espalhada pelas moléculas constituintes da atmosfera. Também é medido a radiação que é emitida pela terra, pelas nuvens e pela atmosfera. Quando uma molécula de gás absorve radiação esta energia é transformada em movimento molecular interno, detectável como aumento de temperatura. Portanto, gases que são bons absorvedores da radiação disponível possuem um papel preponderante no aquecimento da atmosfera. observe a figura 13. Sendo assim, a Terra, as nuvens e a atmosfera emitem radiação, que de acordo com a Lei de Planck é proporcional a sua temperatura. A Terra emite radiação em comprimentos de onda maiores se comparado ao sol ($4-100 \mu m$), isso ocorre por possuir uma temperatura menor.

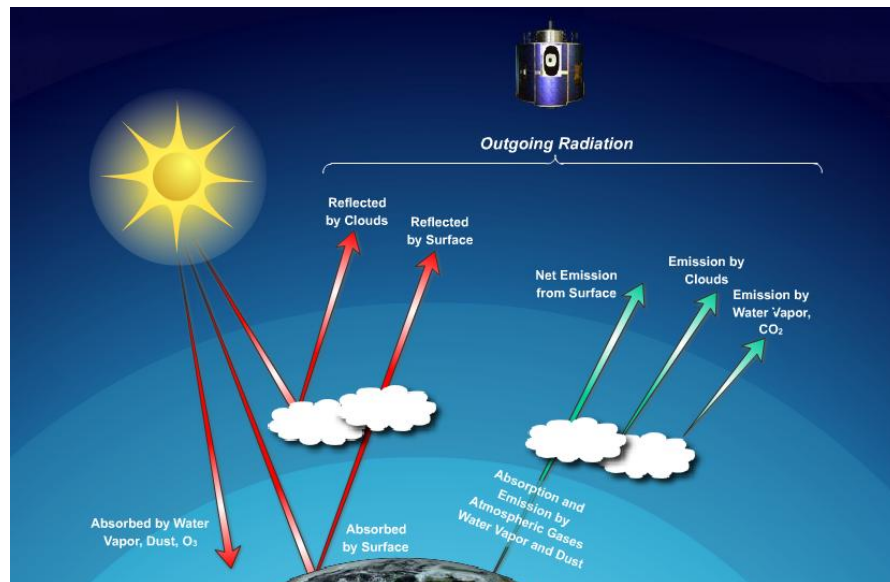


Figura 13 - Distribuição da radiação medida por um satélite. Fonte: EUMETRAIN.

Observando com mais detalhe a radiação solar, a radiação emitida pelo sol e medida no topo da atmosfera e comparando com a mesma radiação medida na superfície é possível notar claramente algumas diferenças. Após passar pela atmosfera, a radiação de alguma forma é perdida, ou seja, a radiação é filtrada pela atmosfera, como visto na figura 14.

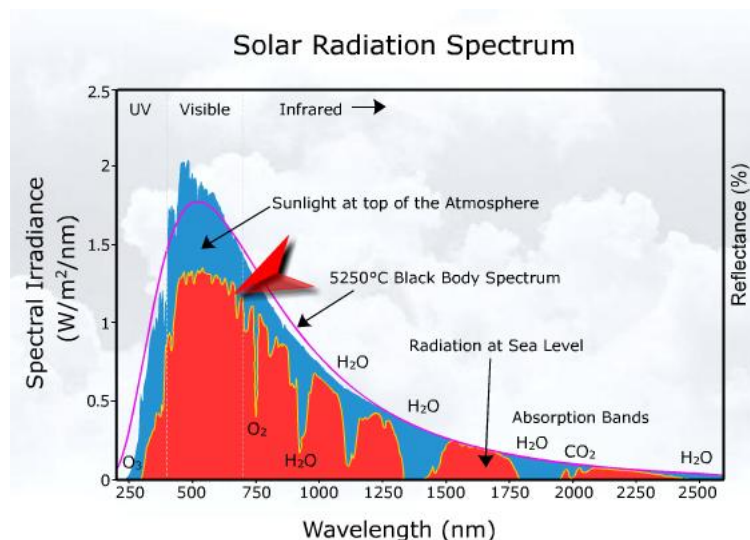


Figura 14 - Espectro da radiação solar medida no topo da atmosfera (azul) e na superfície (vermelha). Fonte: EUMETRAIN.

Pela figura 12 nota-se que existem algumas lacunas de radiação incidente em determinados comprimentos de onda no nível do mar quando comparamos ao topo da atmosfera. Essa característica existe porque os gases constituintes da atmosfera absorvem radiação preferencialmente em alguns comprimentos de onda, de acordo com as características de cada gás.

Essas características da radiação solar e terrestre permitem o estudo da atmosfera por sensoriamento remoto através dos satélites, assim é possível identificar alvos, estudar padrões atmosféricos, monitorar concentrações de gases, etc. Cada objeto de estudo é melhor identificado por determinado comprimento de onda analisado pelo satélite, sendo assim, existem determinadas bandas para monitoramento em um sistema de satélite. Como dito, a radiação que não é significativamente absorvida pelos gases da atmosfera, é refletida pela superfície da terra e pelas nuvens e o satélite recebe parte dessa radiação, e os diferentes comprimentos de onda que chegam no satélite são chamados de canais ou bandas do satélite.

A análise individual de imagens de diferentes canais de um determinado satélite, por si só, é uma ferramenta bastante importante para diversos estudos, mas em determinadas aplicações, a combinação ou manipulação de diferentes canais pode trazer benefícios ainda mais favoráveis. A próxima seção trará alguns exemplos de combinações e manipulação de canais aplicadas em diferentes áreas de estudo.

2.4 Técnicas de Satélite

Tempestades convectivas são potencialmente severas, e como visto no capítulo anterior esses fenômenos são comumente acompanhados de destruição com significativo impacto social. Muitos trabalhos, já citados, mostram que o Brasil é um região propícia a esse tipo de tempestade, e um fator agravante a isso é o crescimento desordenado das grandes cidades. Com o crescimento das cidades, desenvolvimento de indústrias, grande aglomerado de pessoas, que muitas vezes montam suas casas em áreas de risco, e outros fatores, geram um ambiente com maior possibilidade de danos econômicos e, em casos mais extremos, perda de vida. Nos últimos anos o Brasil vem sofrendo com danos causados por chuvas torrenciais, como desmoronamento e enchentes, principalmente em áreas de crescimento populacional acelerado e desorganizado. Tudo isso mostra que, com a evolução da sociedade e sua tecnologia, há uma maior necessidade de monitorar casos de risco.

A melhor ferramenta para monitoramento meteorológico é o Radar meteorológico. O Brasil ainda é um país com uma rede muito pequena dessa ferramenta, deixando a grande maioria do seu território sem o monitoramento desses equipamentos. Então, na grande parte do território nacional o monitoramento meteorológico é feito baseado em satélites geoestacionários.

Diferentes técnicas são aplicadas às imagens provenientes do satélite com a finalidade de facilitar o reconhecimento de determinados fenômenos em questão. A técnica mais básica e também mais utilizada, é a aplicação de cores em determinadas temperaturas de brilho no canal infra vermelho. Essa técnica é conhecida como realce de imagem e tem como principal objetivo destacar escudos de nuvens com temperatura inferiores a determinados limiares de temperatura, e consiste basicamente em aplicar determinadas cores em diferentes temperaturas, (figura 15). Não há um consenso na comunidade científica quais limiares de temperatura devem ser aplicados nessa técnica, mas a grande maioria utiliza o limite superior de -30°C . Silva Neto, C. P. (2012) propôs, em seu estudo com uma série de Sistemas Convectivos de Mesoescala, um padrão a ser utilizando. Foi sugerido como padrão os limiares de temperaturas de brilho inferiores a -45°C , -50°C , -60°C , -70°C e -80°C , pois foram os que melhor descreveram o ciclo de vida dos SCMs, mostrando claramente estágios de início, máximo e dissipação.

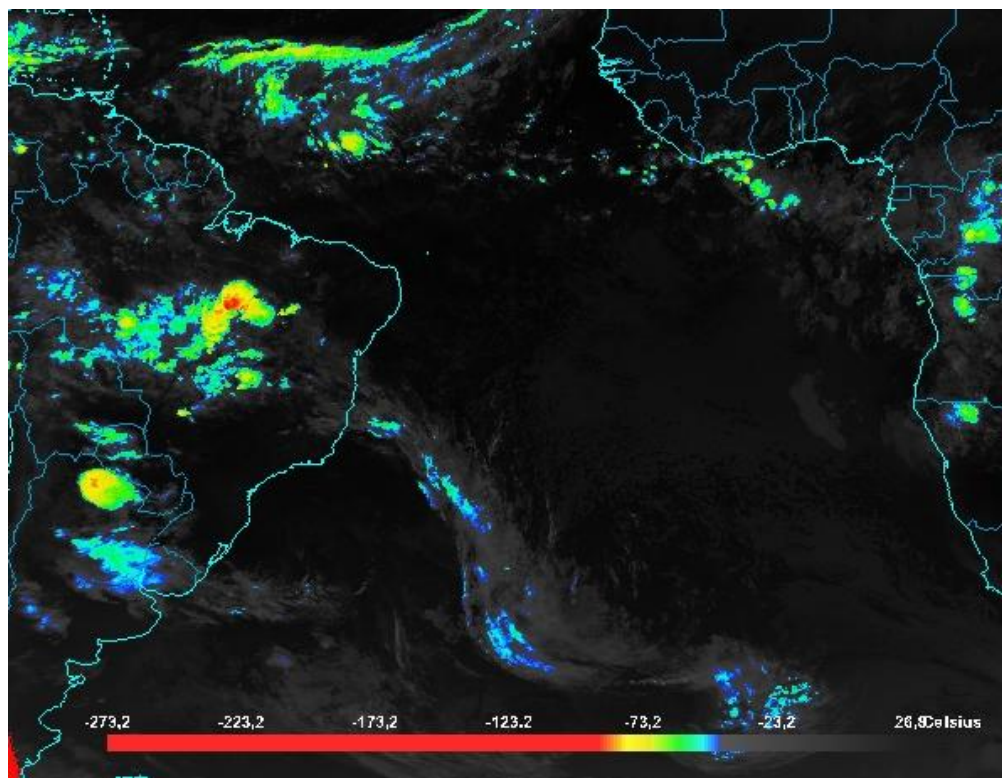


Figura 15- Imagem Meteosat - 9 realçada de acordo com os limiares de temperatura propostos por Silva Neto, C. P. (2012).

Outra técnica de grande valor é a composição RGB (Red, Green, Blue) das imagens do Meteosat. Desde 2004, os satélites MSG providenciam imagens de toda a Terra a cada 15 minutos, em 12 bandas espectrais. Para melhorar a quantidade de informações, foram desenvolvidos produtos que permitem ao usuário fazer uma análise qualitativa. Nesse produto são combinados diferentes bandas espectrais em apenas uma imagem colorida. Fog, neve, poeira atmosférica, nuvens de SO₂ provenientes de vulcões, movimento ascendente severo em sistemas convectivos, anomalias de vorticidade potencial, são alguns objetos e aplicações que podem ser reconhecidos nas imagens de satélite.

Para aplicações em meteorologia, é útil a comparação entre canais, como uma tentativa de detectar as diferenças. Com esse processo, fica evidente que há apenas leve diferença entre alguns canais, dificilmente vista pelo olho nu. O objetivo da composição RGB é realçar essa diferença. RGB são cores primárias e através delas podem ser criadas qualquer cor. Colocando um canal em vermelho, outro em verde e um terceiro em azul o resultado é uma imagem de satélite colorido. Com os 12 canais do Meteosat é possível combinar canais de diversas maneiras e portanto produzir uma grande variedade de RGBs.

Também, ao invés de um único canal, pode ser usado como entrada uma diferença entre canais para cada cor, isso produz ainda mais combinações. Alguns exemplos de combinações RGBs são mostrados a seguir.

Combinação Natural Colors

Nesse exemplo será mostrado o que provavelmente é o mais fácil e mais ilustrativo das composições RGBs, cores naturais. Para criar esse produto são utilizados os canais NIR1.6 μm , projetado no feixe do vermelho; VIS0.8 μm projetado no feixe do verde; VIS0.6 μm projetado no feixe azul. Com algumas exceções, a combinação RGB Natural Colors representa a Terra como se esperaria ver pelo espaço, com zonas de vegetação em esverdeado, zonas desérticas em tons de marrom claro, nuvens em tons de cyan e branco, como visto na figura 16.

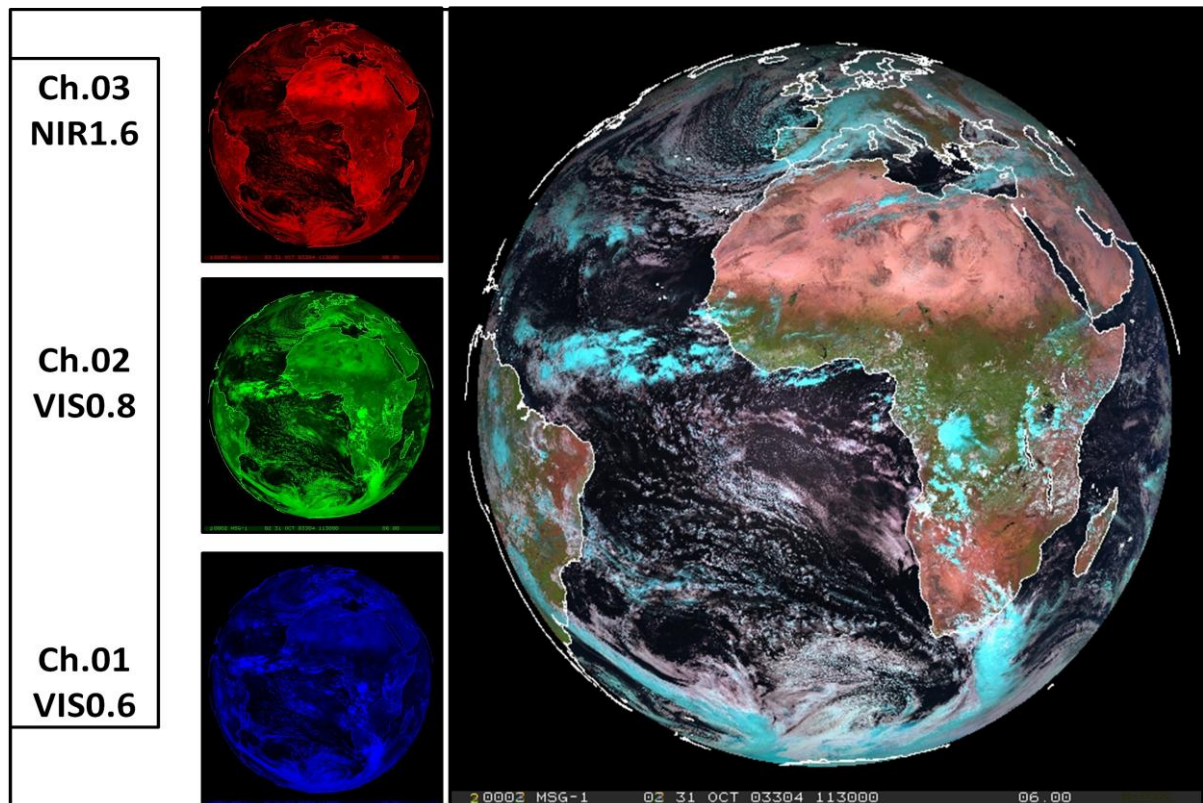


Figura 16 - Imagem Meteosat demonstrando composição RGB Natural Colors. Fonte: EUMETSAT

Combinação Day Microphysics

Na composição RGB Day Microphysics, composta pelos canais VIS0.8 μm , IR3.9 μm e IR10.8 μm , o canal visível fornece informações sobre a espessura óptica das nuvens, terra com vegetação, deserto e área coberta por neve. O canal IR 3.9 μm é um híbrido entre canais solares e de emissão, portanto nem sempre se comporta como é esperado de um canal infravermelho. Sua radiância inclui uma contribuição solar refletida (apenas existente durante o dia) assim como uma radiação termal emitida. Nessa composição RGB apenas interessa a parte refletida. Um alta reflectância no canal 3.9 μm indica pequenas partículas de gelo, no qual transmite uma importante informação sobre topos de nuvem. O último canal dessa composição é o IR 10.8 μm e fornece informações sobre a temperatura da superfície e temperatura de topo de nuvem.

Essa composição pode ser utilizada para monitorar convecção, fog, neve e queimadas. Pelo canal VIS0.8 μm pode imediatamente identificar se uma nuvem é fina ou espessa. Aparência espessa é gerada pelos canais IR3.9 μm e IR10.8 μm . Células convectivas com forte movimento ascendente são caracterizadas por pequenas partículas de gelo e portanto terão forte contribuição de verde no RGB resultante. Em combinação com canal IR10.8 μm as áreas que apresentam convecção severa aparecem em laranja. Como visto na figura 17.

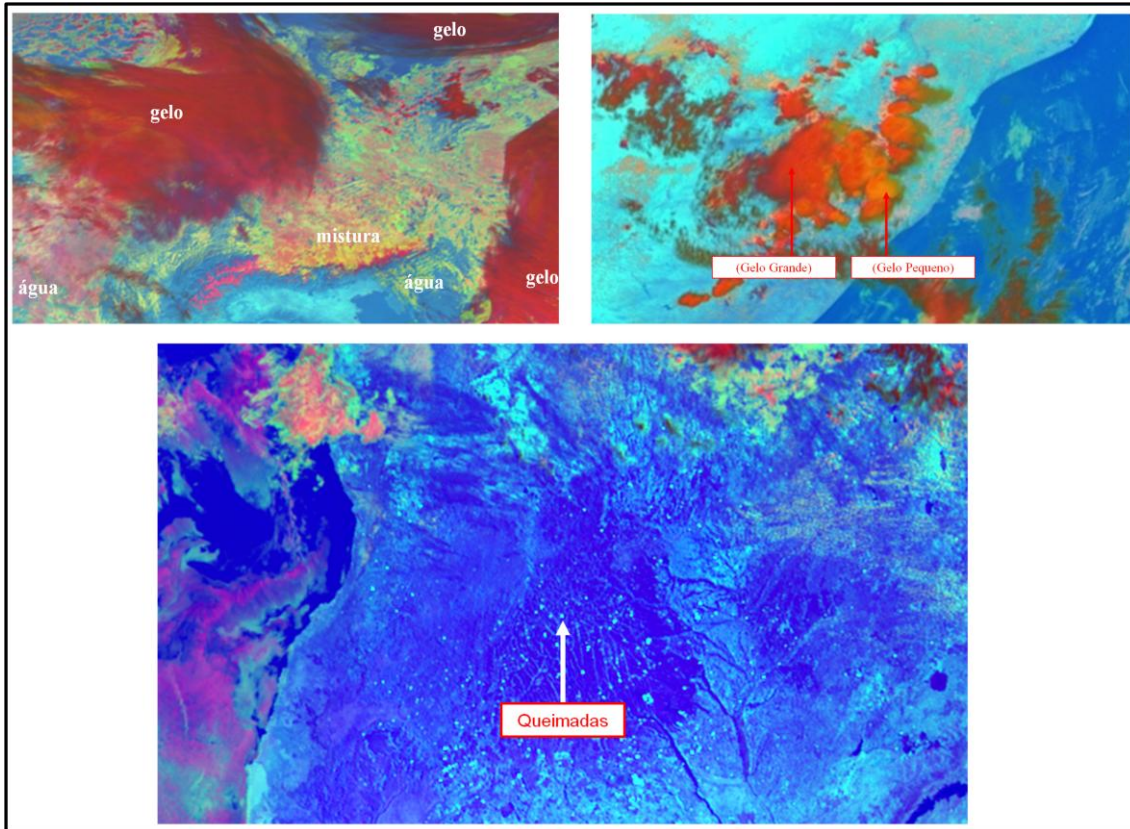


Figura 17 - Combinação RGB DAY MICROPHYSICS e algumas de suas características. Adaptado EUMETSAT.

Severe Storms

A combinação RGB Severe Storms é uma das mais complexas por utilizar diferenças entre canais nas três cores, vermelho, verde e azul. RGB Severe Storms contém informação das duas bandas de vapor d'água ($WV6.2 \mu m$ e $WV7.2 \mu m$), dois canais microfísicos ($NIR1.6 \mu m$ e $IR3.9 \mu m$) e informações do canal infravermelho ($IR10.8 \mu m$) e canal visível ($VIS0.6 \mu m$); As composições de cores são feitas da seguinte maneira:

R = Difference $WV6.2 \mu m$ - $WV7.3 \mu m$

G = Difference $IR3.9 \mu m$ - $IR10.8 \mu m$

B = Difference $NIR1.6 \mu m$ - $VIS0.6 \mu m$

Nessa composição a convecção pode ser facilmente monitorada e CBs contendo pequenas ou grandes partículas de gelo podem ser identificadas principalmente devido à

capacidade de destacar convecção profunda. A comparação da composição Day Microphysics com a Severe Storms, representada na figura 18, mostra a capacidade da última, de melhor identificar novas células convectivas.

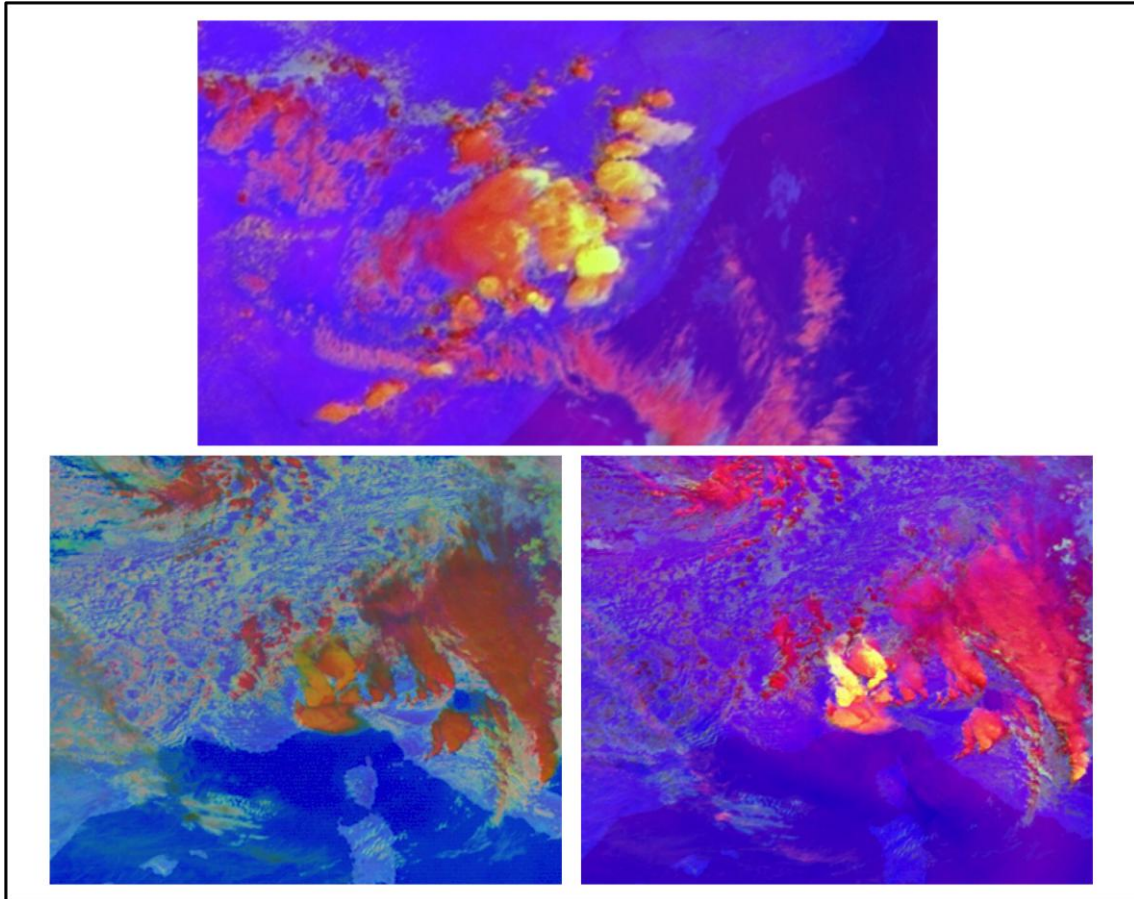


Figura 18 - Composição RGB Severe Storms (Superior), Comparação com composição RGB Day Microphysics (canto inferior esquerdo) e Severe Storms (canto inferior direito). Adaptado EUMETSAT

Esses exemplos mostram que a técnica de combinações entre canais é uma ferramenta de grande valor e pode ser utilizada para uma grande variedade de estudos aplicados em vegetação, movimentos de massa, convecção, poeira atmosférica, dentre outros. Combinações mais simples podem ser feitas obtendo resultados também bastante eficientes, como a técnica Sandwich Product proposta por Setvak (2008).

Sandwich Product

Essa técnica consiste basicamente na sobreposição de imagens, sendo a imagem realçada do canal IR $10.8 \mu\text{m}$ sobreposta a imagem do canal HRV (High Resolution Visible). Exemplo dessa técnica pode ser observada pela imagem 19.

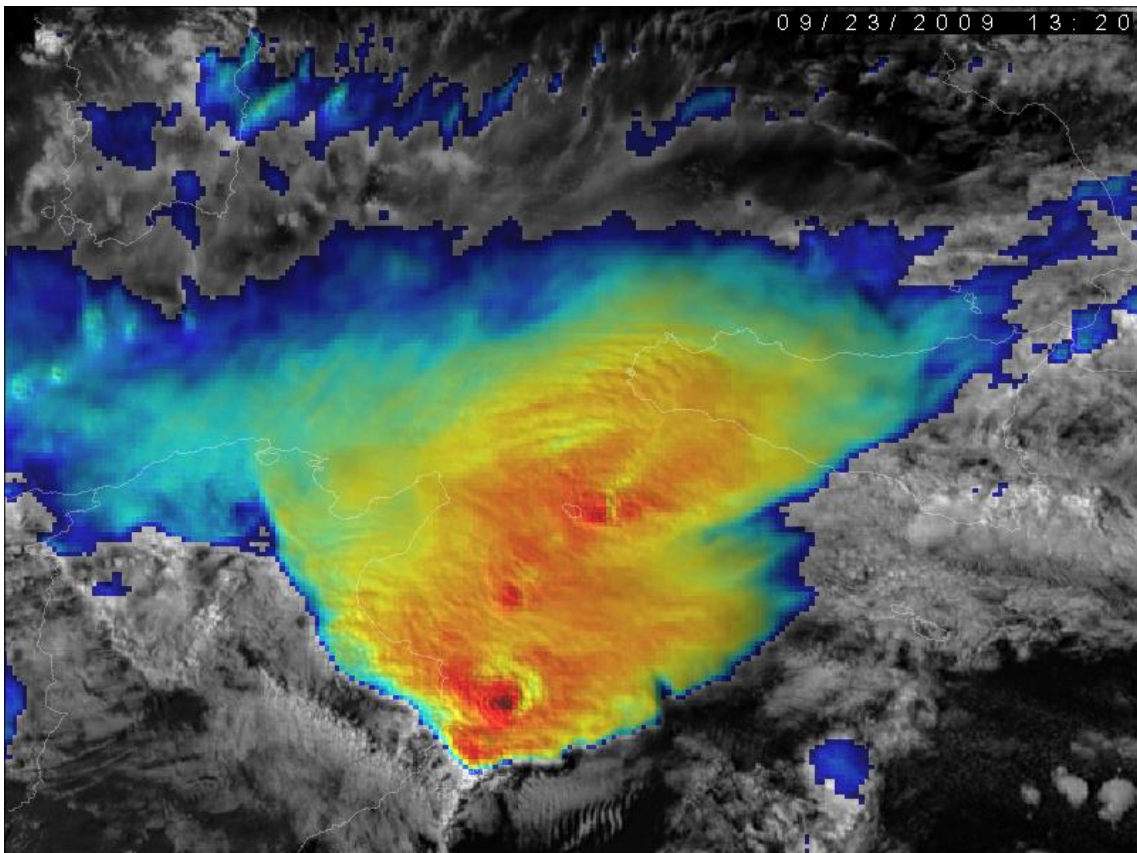


Figura 19 - Exemplo da Técnica Sandwich Product proposta por Setvak. Fonte: Eumetsat Convection Work Group.

Imagens como essa podem demonstrar, rapidamente, posições de aspectos vistos no canal do Visível, como "*overshooting tops*", ondas no topo de nuvem e plumas.

O objetivo desse trabalho é desenvolver uma metodologia objetiva de detecção e monitoramento de convecção profunda, baseada em imagens do satélite multiespectral Meteosat. O objeto de estudo será focado em monitoramento de Sistemas Convectivos de Mesoescala, por serem essas as maiores tempestades convectivas ocorrentes no Brasil.

3 DADOS E METODOLOGIA

3.1 Dados

Neste capítulo, serão apresentados os dados utilizados para desenvolver, analisar e validar a metodologia proposta. Esse estudo é, em sua maior parte, baseado em imagens do satélite Meteosat-9, recebidas através do sistema EUMETcast pertencente ao Laboratório de Análise e Processamento de Imagens de Satélite (LAPIS) instalado no prédio do Instituto de Ciências Atmosféricas (ICAT) da Universidade Federal de Alagoas (UFAL).

3.1.1 Meteosat

Meteosat é um satélite meteorológico geoestacionário europeu, e teve seu primeiro satélite da série lançado em 1970 pela European Space Agency (ESA) e denominado Meteosat-1. Cinco anos após o lançamento do segundo veículo espacial, Meteosat 2, em 1986 foi criada a European Organisation for the Exploitation of Meteorological Satellites (EUMETSAT) através da cooperação de dezesseis países europeus, e então o programa Meteosat se tornou responsabilidade direta da EUMETSAT. A EUMETSAT tem como principal objetivo fornecer dados constantes de imagens de satélites e produtos relacionados ao tempo.

Os sistemas de satélites Meteosat podem ser divididos em duas gerações. Os satélites da primeira geração possuíam uma resolução espectral de 3 canais e 30 minutos de intervalo entre as imagens. Os satélites Meteosat Segunda Geração (MSG), tiveram seu primeiro satélite lançado em 2002 e fornecem vinte vezes mais informações do que seus antecessores por possuírem doze canais espectrais, e resolução temporal de 15 minutos. O MSG consiste em uma série de quatro satélites meteorológicos que operará consecutivamente até 2018, ano que será lançado a terceira geração desse satélite, como pode ser visto na figura 20.

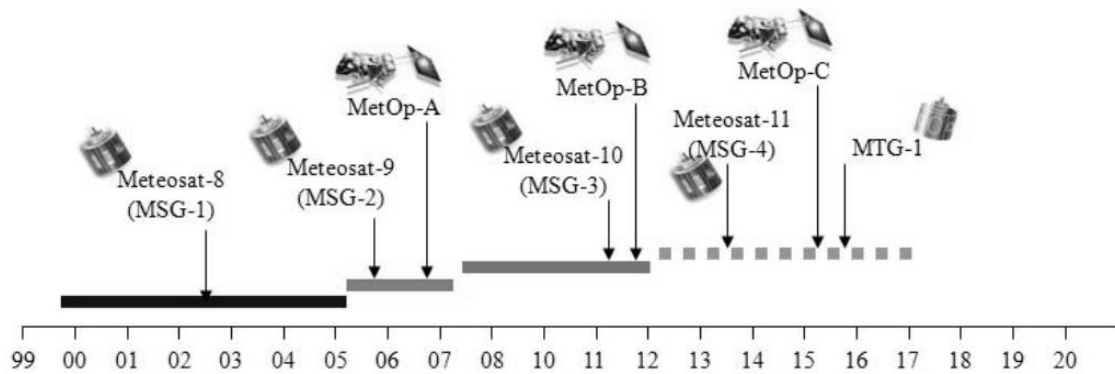


Figura 20 - Série Meteosat Segunda Geração. Fonte: Lapis

Os satélites Meteosat Segunda Geração estão equipados com o radiômetro imageador de alta resolução no visível e no infravermelho SEVIRI (Spinning Enhanced Visible and Infrared Imager) e o radiômetro geostacionário de saldo de radiação da terra GERB (Geostationary Earth Radiation Budget)

O SEVIRI é composto por 11 canais com resolução espacial de 3 km e 1 canal de resolução espacial de 1 km, e resolução temporal de 15 minutos. A figura 21 exemplifica e a tabela 3 contém as características dos 12 canais e suas aplicações.

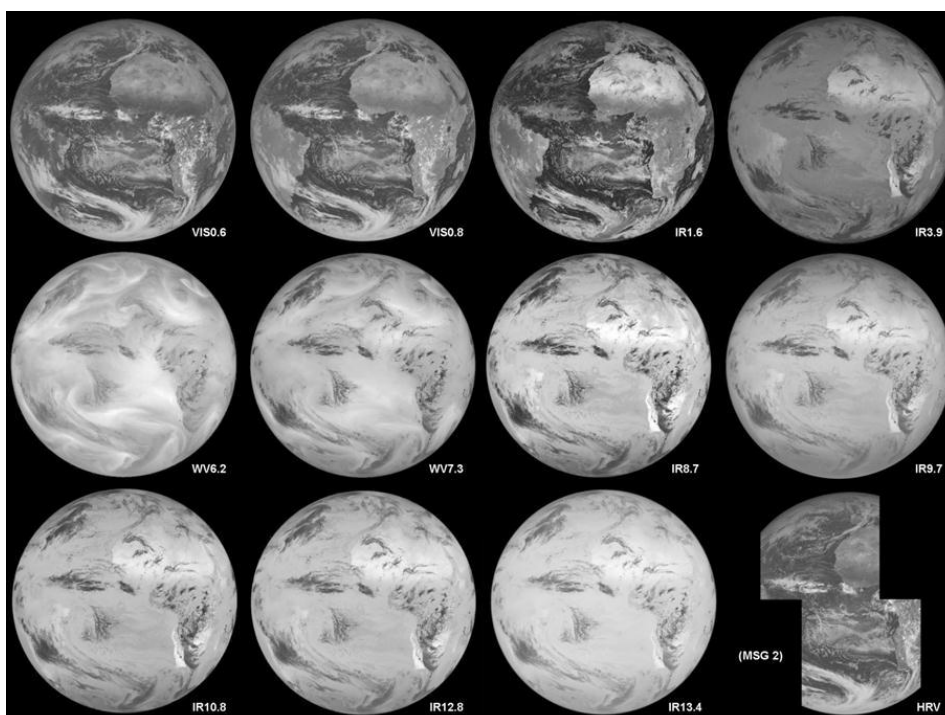


Figura 21 - Canais Espectrais do MSG. Fonte: Lapis

Tabela 3 - Bandas do MSG-SEVIRI. Fonte: EUMETSAT (2005)

Nº do canal	Nome do canal	Comprimento de onda central (μm)	Banda espectral (μm)	Aplicações
Ch01	VIS006	0.635	0.56 – 0.71	Esses dois canais do visível são de grande importância para detecção de nuvens, rastreamento das nuvens, aerossóis, monitoramento da superfície terrestre e da vegetação.
Ch02	VIS008	0.81	0.74 – 0.88	
Ch 03	IR_016	1.64	1.50 – 1.78	Banda do infravermelho próximo que distingue entre neve e nuvem, nuvens de água ou gelo e informações sobre aerossóis. Tamanho da partícula e fase (água ou gelo).
Ch04	IR_039	3.92	3.48 – 4.36	Banda no infravermelho, medidas de temperatura da superfície do mar e terrestre durante a noite e a detecção de nuvens baixas e nevoeiro, Temperaturas da terra e do mar durante a noite.
Ch05	WV_062	6.25	5.35 – 7.15	Canais que observam o vapor d'água e ventos. Reforçada por dois canais que culminam em dois níveis diferentes da troposfera. Identificação de nuvens semitransparentes.
Ch06	WV_073	7.35	6.85 – 7.85	
Ch07	IR_087	8.7	8.30 – 9.10	Canal que mostra informações quantitativas de nuvens cirrus finas e suporte para distinção entre nuvens de água e gelo. Informação quantitativa de cirrus tênues. Discriminação entre gelo e nuvens de água.
Ch08	IR_097	9.66	9.38 – 9.94	Canal que pode ser usado para o rastreamento dos padrões de ozônio representativos para o movimento dos ventos na baixa estratosfera.
Ch09	IR_108	10.8	9.80 – 11.80	Região da janela atmosférica e é fundamental para medir temperatura do mar, da superfície terrestre e topo de nuvens. O IR 10.8 μm mede a temperatura do topo das nuvens.
Ch10	IR_120	12	11.00 – 13.00	
Ch11	IR_134	13.4	12.40 – 14.40	Canal de absorção do dióxido de carbono e auxilia na localização das nuvens cirros tênues. Também fornece informação da temperatura na baixa troposfera (áreas de céu limpo) para estudos de instabilidade
Ch12	HRV	0.7	0.5 – 0.9	Banda de alta resolução espacial (1km), comparada aos demais canais (3km). Essa banda serve para analisar, em escalas menores, as estruturas das nuvens.

As imagens do MSG são disseminadas através do sistema EUMETcast, que é uma rede mundial de sistemas de disseminação de informações por satélite projetada para distribuir dados observados da superfície, da atmosfera, metadados e produtos para diversos tipos de usuários (Barbosa, 2011). Esse sistema faz parte de um sistema maior chamado GEONETcast o qual é uma das bases do GEOSS (Global Earth Observation System of System) e tem como objetivo fornecer dados do meio ambiente e ferramentas de apoio à decisão aos usuários, por meio de uma infraestrutura que gere, em tempo quase real, informações e análise de observações feitas por: satélites, boias, redes de estações meteorológicas, e outros. GEOSS foi desenvolvido por um grupo formado por quase 80 países e mais de 50 organizações internacionais, conhecido como grupo de observação da terra (GEO – Group on Earth Observations).

EUMETCast é a contribuição da EUMETSAT para o GEONETCast com cobertura sobre a Europa, África e Américas (figura 22). Fundada em 2004, EUMETCast tem mais de 2.000 estações de recepção registradas com mais de 1.600 usuários que se beneficiam dos dados ambientais que ela oferece. (EUMETSAT, 2013)

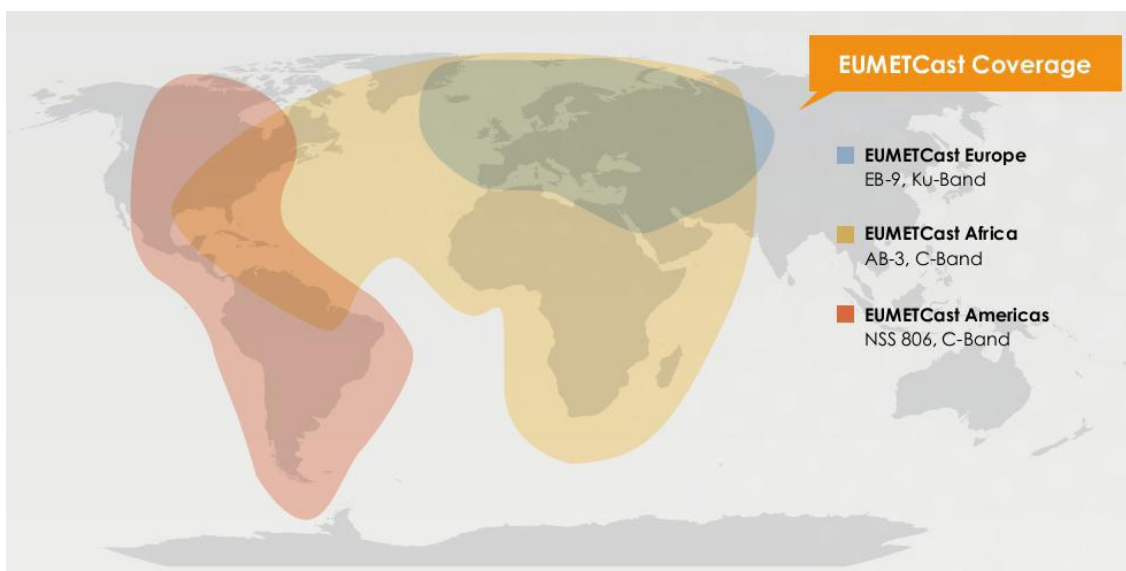


Figura 22 - Cobertura Eumetcast. Fonte: EUMETSAT (2013)

Esse sistema beneficia o usuário devido a seu baixo custo na compra e instalação da estação, onde é necessário apenas antena parabólica de fibra de vidro, cabo coaxial 75 ohms (90% de malha), um LNBF (*Low Noise Block-downconverter Feed horn*), receptor digital (PCI ou

USB) modelo TechniSat SkyStar 2, a EKU (*Eumetsat Key Unit*) e dois computadores que são destinados à recepção e processamento das imagens. Ver figura 23. Maiores informações sobre o sistema EUMETcast podem ser encontradas em: <http://lapismet.com/>

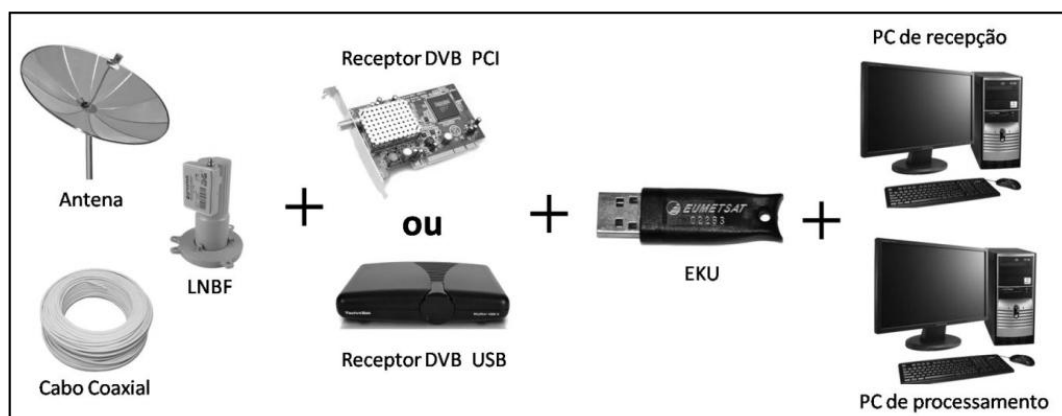


Figura 23 - Configuração sistema EUMETcast. Fonte: Lapis

3.1.2 Dados de reanálise.

Neste estudo, foram utilizados dados de temperatura da tropopausa provenientes do projeto NCEP/NCAR Reanalysis 1 fornecido por NOAA/OAR/ESRL PSD, Boulder, Colorado, USA, a partir de seu site em <http://www.esrl.noaa.gov/psd/>. Tais dados são distribuídos horizontalmente com uma resolução de 2,5° x 2,5° e possuem resolução temporal de seis horas, resultando em quatro saídas diárias.

Para o estudo da atmosfera em que se desenvolveram os casos de SCMs selecionados, foram utilizados dados do modelo ERA-Interim. ERA-Interim é um modelo de reanálise da atmosfera global que cobre um rico período de dados desde 1979 até os dias atuais. A atualização de dados se dá em base mensal. O modelo possui uma resolução especial de 1,5°x1,5° e temporal de seis horas. As variáveis utilizadas foram: Coluna total de vapor d'água, componentes U e V de vento, Umidade Específica e Pressão Reduzida a Nível Médio do Mar. Os dados do modelo ERA-Interim podem ser baixados no site http://data-portal.ecmwf.int/data/d/interim_daily/.

Para análise de influência de relevo foi utilizado dado de topografia ETOPO 2, modelo de relevo mundial da superfície da Terra que integra topografia do terreno e oceano de 2 arc-minuto de resolução (<http://www.ngdc.noaa.gov/mgg/global/global.html>).

Nesta pesquisa, dados de reanálise e outras formas de dados, como por exemplo imagens do satélite METEOSAT-9, foram integradas e comparadas. Tal procedimento foi realizado utilizando o programa McIDAS - V.

3.1.3 Mcidas

Man-computer Interactive Data Access System (McIDAS) é um sofisticado software para uso de dados geofísicos, como imagens de satélites e radares, observações em situ, e dados de previsão ou reanálise em grade. McIDAS está sob uso e desenvolvimento contínuo pelo Space Science and Engineering Center (SSEC) na Universidade de Wisconsin-Madison desde 1973. Esse sistema evoluiu de quatro gerações distintas e a quinta geração está sob desenvolvimento ativo. McIDAS é um programa de fonte livre e pode ser baixado através do site: <http://www.ssec.wisc.edu/mcidas/>.

A primeira geração McIDAS foi um sistema baseado em uso de um único sistema de computador, e exibia imagens, fornecia animações e análises de satélites meteorológicos geostacionários. A segunda geração foi implementada em 1978 utilizando uma rede de vários computadores, com uma rede de comunicação de alta velocidade. A funcionalidade do sistema foi distribuída com a construção de banco de dados e os processos de gestão fisicamente separados do processamento de aplicações, isso proporcionou um banco de dados centralizado em tempo real de imagens de satélite e dados meteorológicos observacionais. A terceira geração voltou a usar um único sistema de computador. Em abril de 1992 foi lançada a quarta geração do software, chamada de McIDAS-X. Essa geração moveu o software McIDAS para o ambiente Unix. Variabilidade no formato dos dados, suporte de plataforma e interface de usuário foram desenvolvidas no sistema atual. A quinta geração McIDAS está atualmente sobre desenvolvimento ativo e foi nomeada McIDAS-V.

MCIDAS-V

McIDAS-V é um software livre de visualização e análise de dados e pode exibir imagens de satélite meteorológicos (incluindo multiespectral) e outros dados geofísicos em 2 e 3 dimensões. Funções matemáticas e scripting permitem aos usuários manipular, combinar e

analisar dados de uma grande variedade de fontes. O uso do McIDAS-V foi essencial para o desenvolvimento deste trabalho. McIDAS-V possui uma "ponte" que permite usuários do McIDAS-X rodar seus comandos e tarefas em um ambiente McIDAS-V. Além disso, este software incorpora a funcionalidade de Visualization for Algorithm Development (VISAD), Integrated Data Viewer (IDV), Man computer Interactive Data Access System (McIDAS-X) e HYperspectral-viewer for Development of Research Applications (Hydra) para visualização de dados, desenvolvimento de algoritmos e validação de resultados. A visualização global do McIDAS-V dá ao usuário uma perspectiva única para observação de dados. McIDAS-V também permite reprojeção automática para dados locais ou remotos para fácil integração de dados provenientes de fontes e formatos diferentes. A figura 24 exemplifica algumas das capacidades do McIDAS- V.

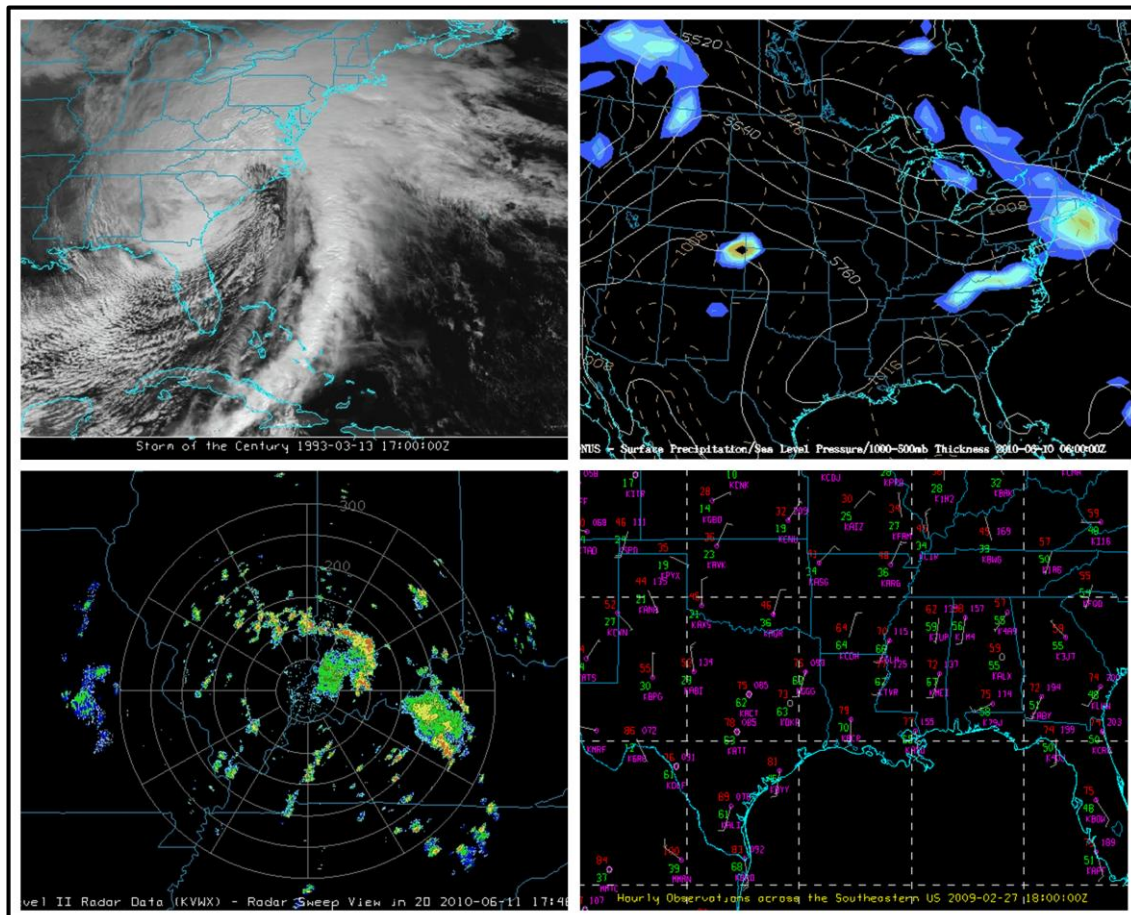


Figura 24 - Exemplos da capacidade de visualização de dados geofísicos do software McIDAS-V. Esse software é capaz de visualizar e integrar imagens de satélite, saídas de previsão numérica do tempo, imagens de radar e dados observacionais, entre outros. Fonte: McIDAS-V web page <http://www.ssec.wisc.edu/mcidas/software/v/>

3.1 Metodologia

Este trabalho visa à criação de uma abordagem de análise e monitoramento de convecção profunda, da maneira em que sejam discriminadas regiões de maior intensidade de convecção em fenômenos de grande intensidade. A metodologia dessa pesquisa será dividida em duas partes, o desenvolvimento da abordagem e análise da performance da mesma. Para a fase de testes, a técnica será aplicada a casos de Sistemas Convectivos de Mesoescala, por serem esses, as maiores das tempestades convectivas e um dos principais causadores de tempo severo na América do Sul. Foram selecionados um total de 12 casos de SCMs ocorridos no sul da América do Sul no ano de 2010

3.1.1 Inspiração e base teórica para a abordagem proposta.

A abordagem aqui proposta, foi desenvolvida para destacar e monitorar áreas de convecção extremamente profundas, de maneira que ressalte as regiões convectivas e facilite a identificação do estágio do ciclo de vida desses sistemas. Essa metodologia é inspirada em uma ferramenta de análise automatizada de imagens de satélite desenvolvida pelo Serviço Meteorológico da Força Aérea Italiana (IAFMS), chamada Nefodina (DYNAMIC NEFOanalysis) e baseada em técnicas de detecção de "overshooting tops" por satélites multiespectrais.

Nefodina

Nefodina é uma ferramenta automática para detecção de atividade convectiva severa desenvolvida pelo serviço meteorológico da Força Aérea Italiana. Nefodina (DYNAMIC NEFOanalysis) tem como objetivo estimar a presença e a intensidade de tempestades utilizando apenas dados de satélites geostacionários. Mais precisamente através de uma abordagem multicanal que fornece informações sobre os núcleos convectivos dentro de um

conjunto de nuvens. Uma vez detectado um objeto convectivo de interesse, essa ferramenta determina e monitora seu ciclo de vida (desenvolvimento / dissipação).

Nefodina funciona com imagens do satélite Meteosat Segunda Geração (MSG) dos canais IR e WV em tempo real, utilizando as duas últimas imagens disponíveis, dando como resultado de saída, a detecção de núcleos convectivos com temperatura do topo da nuvem menor que 236 K, e sua evolução. O algoritmo inclui três passos:

- detecção do sistema de nuvens
- discriminação do objeto convectivo
- estimativa do ciclo de vida do objeto convectivo

Detecção

Nessa fase, a distribuição espacial das temperaturas de brilho do canal IR1 (10.8 μm), levando em consideração a estrutura da nuvem com topo alto e limitado formato oval, deve ser confirmada pela detecção da mesma área nas bandas de absorção WV1 (6.2 μm) e WV2 (7.3 μm) para ser classificada como convectiva. Assim, um método de limiar de temperatura variável é aplicado em IR1 e WV1 com uma temperatura de brilho inferior a 236 k. Variando o limiar de temperatura dentro de uma gama definida [$T_{\text{warm}}=236^{\circ}\text{K}$ - $T_{\text{cold}}=200^{\circ}\text{K}$] com intervalo de 1 K é possível detectar cada célula presente na nuvem.

Discriminação do objeto convectivo

Duas formas de análise dinâmica são feitas:

Relação parental: uma correlação cruzada entre as células de nuvens detectadas no instante (t) e os objetos convectivos detectados no instante (t-1), é então avaliada minimizando a função de distância com base na posição do centro de gravidade, a temperatura mínima e temperatura modal.

Análise mista: análise da distribuição espacial da temperatura de brilho das bandas de absorção com objetivo de checar se os padrões convectivos detectados na imagem do canal IR são suportados nos canais WV1 e WV2 .

Estimativa do ciclo de vida do objeto convectivo

Levando em conta os modelos conceituais, Nefodina caracteriza o ciclo de vida do objeto convectivo em duas fases: crescimento e dissipação.

Um objeto convectivo é considerado na fase de crescimento se sua temperatura de topo está diminuindo, tanto no canal IR quanto no WV1, ou se há uma mudança substancial na temperatura do vapor d'água.

$$[(\Delta T_{IR1} \leq -1) \wedge (\Delta T_{WV1} \leq 0)] \vee (\Delta T_{WV1} \leq -0.7)$$

É considerado fase de dissipação se a temperatura do topo está aumentando em ambos canais IR e WV1 ou se há um aumento substancial na temperatura do canal WV.

$$[(\Delta T_{IR1} \geq 1) \wedge (\Delta T_{WV1} \geq 0)] \vee (\Delta T_{WV1} \geq 0.7)$$

O resultado final apresentado consiste na última imagem do canal IR onde células convectivas e seus estágios são representados: Tons de azul são usados para mostrar a nuvem em que há interesse. O azul escuro é usado para nuvens mais baixas e azul claro / amarelo para as mais altas. Com tons de vermelho é indicado o topo da nuvem da célula convectiva detectado avaliada em fase de crescimento, com tons rosados é indicado o topo da nuvem da célula convectiva detectado avaliada em fase decrescente. As cores vermelho escuro e rosa escuro são usados para indicar as regiões convectivas mais intensas. A saída final dessa técnica pode ser vista na figura 25.

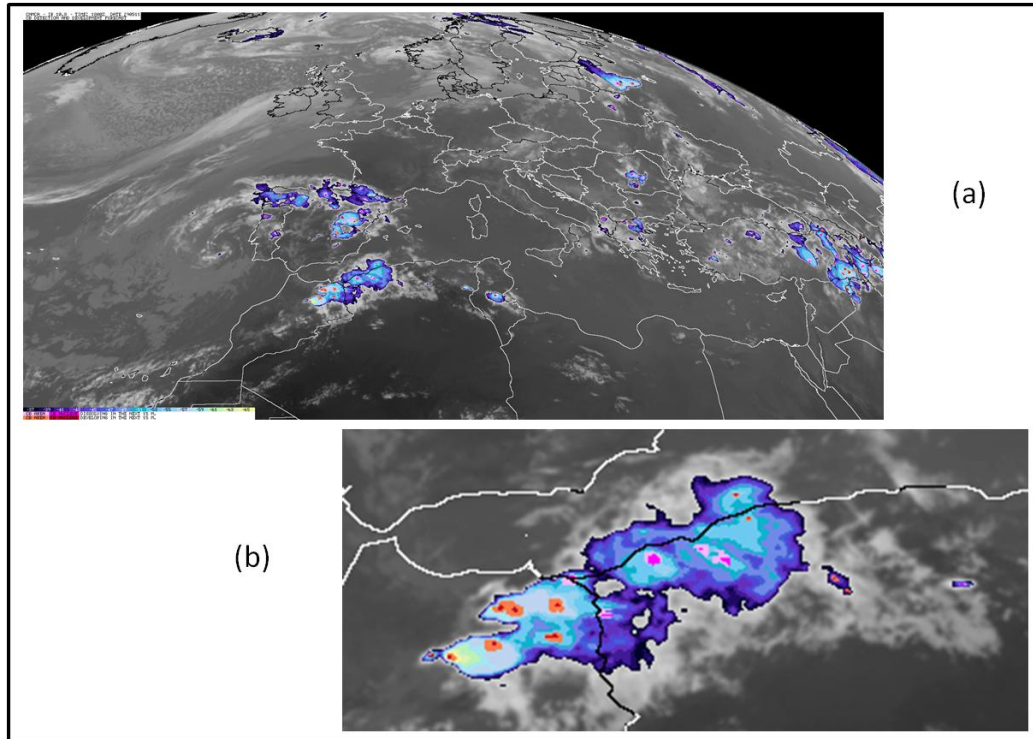


Figura 25 - (a) Saída gráfica final Nefodina e (b) detalhada. Adaptado D. MELFI (2011)

Overshooting tops

"Overshooting top" (OT) é definido pela Sociedade Americana de Meteorologia como uma saliência, tipo abóboda, acima de uma bigorna cumulunimbus que se forma quando há intrusão de corrente de ar ascendente por meio de seu nível de equilíbrio. É o ponto mais alto da nuvem e indica a presença de uma corrente de ar ascendente suficientemente intensa para penetrar através da tropopausa até a baixa estratosfera.

Um único "Overshooting top" existe por um tempo muito curto, inferior a 30 minutos e possui um diâmetro máximo de aproximadamente 15 km. Tempestades de convecção profunda com presença de OTs apresentam uma grande relação com condições meteorológicas perigosas como: chuvas torrenciais, ventos fortes, granizo, atividade elétrica e tornados. Também geram ondas de gravidade que podem produzir turbulência significativa. Existe uma significativa correlação entre detecção de overshooting tops por satélite e a ocorrência de tempo severo. De acordo com Mahovic e Mikus (2011) a melhor

correspondência é encontrada na precipitação, que está presente em cerca de 77% nos casos de detecção de OT, e rajadas de vento que são correlacionados em 62% dos casos.

As principais características da climatologia de OTs mostram que esses fenômenos ocorrem com frequência sobre os Estados Unidos e apresentam uma clara diferença diurna, sobre terra há maior ocorrência de OTs sobre o dia enquanto sobre a água é o período noturno que apresenta a maior frequência. OTs são encontrados em regiões de baixa temperatura de brilho e maior atividade de raios são observados próximos. Por isso overshooting tops são geralmente indicativos de tempestades severas (Bedka, 2010).

Esses fenômenos são facilmente detectados em imagens do canal HRV (High Resolution Visible), como visto na figura 26, entretanto só podem ser observadas por esse canal em período diurno. No canal infravermelho $10.8 \mu m$, disponível durante o dia e a noite, um pequeno grupo de temperaturas de brilho muito frias pode indicar que um OT está presente.

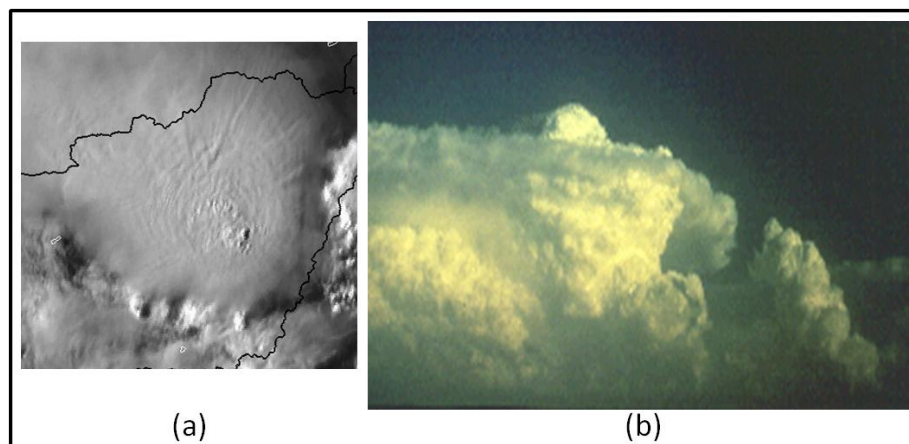


Figura 26 - (a) Overshooting Top detectado em imagen do canal HRV e (b) Tempestade supercélula com nuvem Overshooting top. Fonte: Eumetrain.

Outras formas mais criteriosas foram estudadas, tendo como principais características, a diferença de temperatura de brilho entre os canais vapor d'água WV $6.2 \mu m$ e infravermelho IR $10.8 \mu m$ (Setvák e Rabin, 2007). Também, a combinação entre o canal IR e previsão numérica de temperatura de tropopausa e outros critérios de tamanho de OT e temperatura de brilho proposto por Bedka (2010), chamado de IRW – texture.

WV - IR

Estudos anteriores baseados em imagens de satélite como NOAA/AVHRR, GOES, MSG, MODIS, revelaram padrões significativos de topos de nuvens em tempestades com convecção profunda. Uma das principais características é a possível presença de umidade acima do topo da tempestade, na baixa estratosfera. Resultados recentes de modelo mostraram que a pluma de umidade se desenvolve acima do topo da nuvem antes da formação de partículas de gelo. Se isso ocorre deve ser possível detectar, em condições favoráveis (inversão térmica acima do nível do topo da nuvem), através da diferença de temperatura de brilho (DTB) dos canais vapor d'água e infravermelho WV - IR (Setvák e Rabin, 2007). Então valores positivos dessa diferença são considerados como convecção profunda.

Observações de nuvens de convecção profunda resultaram no reconhecimento de um fenômeno de topo da nuvem, que foi rotulado como "Pluma". As principais características da "Pluma" são (1) que as partículas de gelo, que geram um aumento da reflectividade, não parecem ser formadas por correntes ascendentes da tempestade, e (2) o deslocamento vertical acima do topo da bigorna da nuvem. A comparação com dados de radar (altura do topo da nuvem) e perfil de temperatura mostrou que a pluma deve ter-se formado bastante acima da tropopausa, no interior de uma inversão. A temperatura de brilho da "Pluma" corresponde à temperatura do ambiente da inversão. Simultâneas observações de pixels, dos canais IR e WV, mostraram que para topos de nuvens frios a temperatura do canal WV pode ser maior do que a temperatura do canal IR e essa diferença pode ser maior por um tanto como 6-8°. De acordo com modelos de transferência radiativa, Schmetz *et al.* (1997) sugeriu uma explicação física dizendo que: "Quando o topo da nuvem de convecção profunda se aproxima da tropopausa, ele bloqueia o escapamento da radiação da troposfera para o espaço. Então, a radiação no topo da atmosfera consiste da radiação vinda do topo da nuvem e da estratosfera. Na estratosfera, a temperatura aumenta em função da altura. Isso é mais pronunciado no canal WV do que no canal IR devido à maior força das linhas de absorção". A diferença entre as temperaturas de brilho (WV-IR) depende da altura real do topo da nuvem e da quantidade de vapor de água estratosférico, como mostra a figura 27. As maiores diferenças ocorrem quando o topo da nuvem atinge a tropopausa, causando menores valores de temperatura de brilho do canal infravermelho.

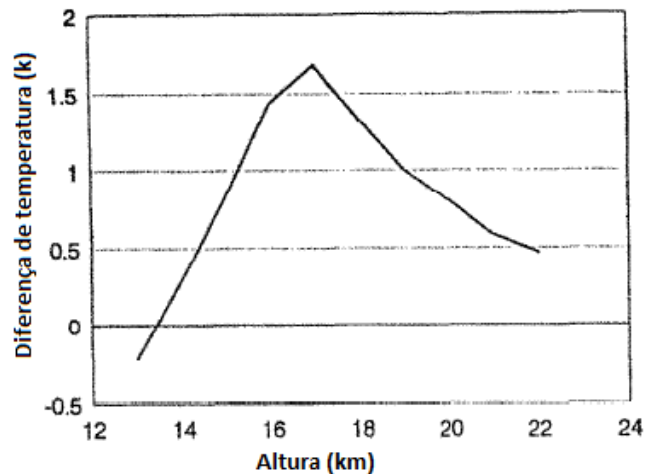


Figura 27 - Simulação da diferença de temperatura de brilho para uma nuvem opaca subindo pelo tropopaua a 17 km e penetrando na estratosfera. Adaptado Schmetz *et al* (1997).

A diferença de temperatura de brilho entre os canais WV 6.2 μm e IR 10.8 μm se tornou um dos métodos mais comuns de detecção de overshooting tops. Valores de DTB WV-IR maiores do que 4 K são considerados como overshooting.

IR - Texture

Motivado pelo número de alarmes falsos de detecção de overshooting tops apresentados pelas técnicas de detecção pelo canal infravermelho 10.8 μm e diferença de temperatura de brilho entre os canais vapor d'água WV 6.2 μm e infravermelho IR 10.8 μm , Bedka (2010) introduziu uma nova técnica de detecção objetiva chamada por ele IR-Texture. Esse método mais complexo, inclui a combinação da temperatura de brilho do canal infravermelho e seus gradientes espaciais, previsão numérica do tempo (PNT) de temperatura de tropopausa e critério de tamanho de OT.

O primeiro passo dessa técnica é identificar pixels com temperatura de brilho do canal IR 10.8 μm iguais ou inferiores a 215 K e no máximo 2° mais quentes do que a temperatura da tropopausa (PNT) nessa determinada localização. A informação de temperatura da tropopausa está incluída para assegurar que um pixel está efetivamente sobressaindo à tropopausa. O próximo passo envolve a ordenação da lista de pixels frios de acordo com sua

temperatura de brilho do canal IR $10.8 \mu m$, com o pixel mais frio sendo o primeiro da lista. O algoritmo, em seguida, percorre a lista de classificados e calcula a temperatura média em torno de cada pixel na lista. Um pixel não é processado se estiver dentro de 15 km de outro pixel mais frio nessa lista. É considerado uma detecção de OT um determinado pixel que é pelo menos 6.5 K mais frio do que a média da temperatura de brilho calculada. Os resultados mostraram que este método oferece uma melhoria significativa sobre a técnica de DTB WV-IR, mostrando uma taxa de falso alarme variando de 4,2% a 38,8%, dependendo da magnitude do "overshooting" e configurações de controle de qualidade do algoritmo. A figura 28 mostra os resultados da comparação entre os métodos de detecção de OT.

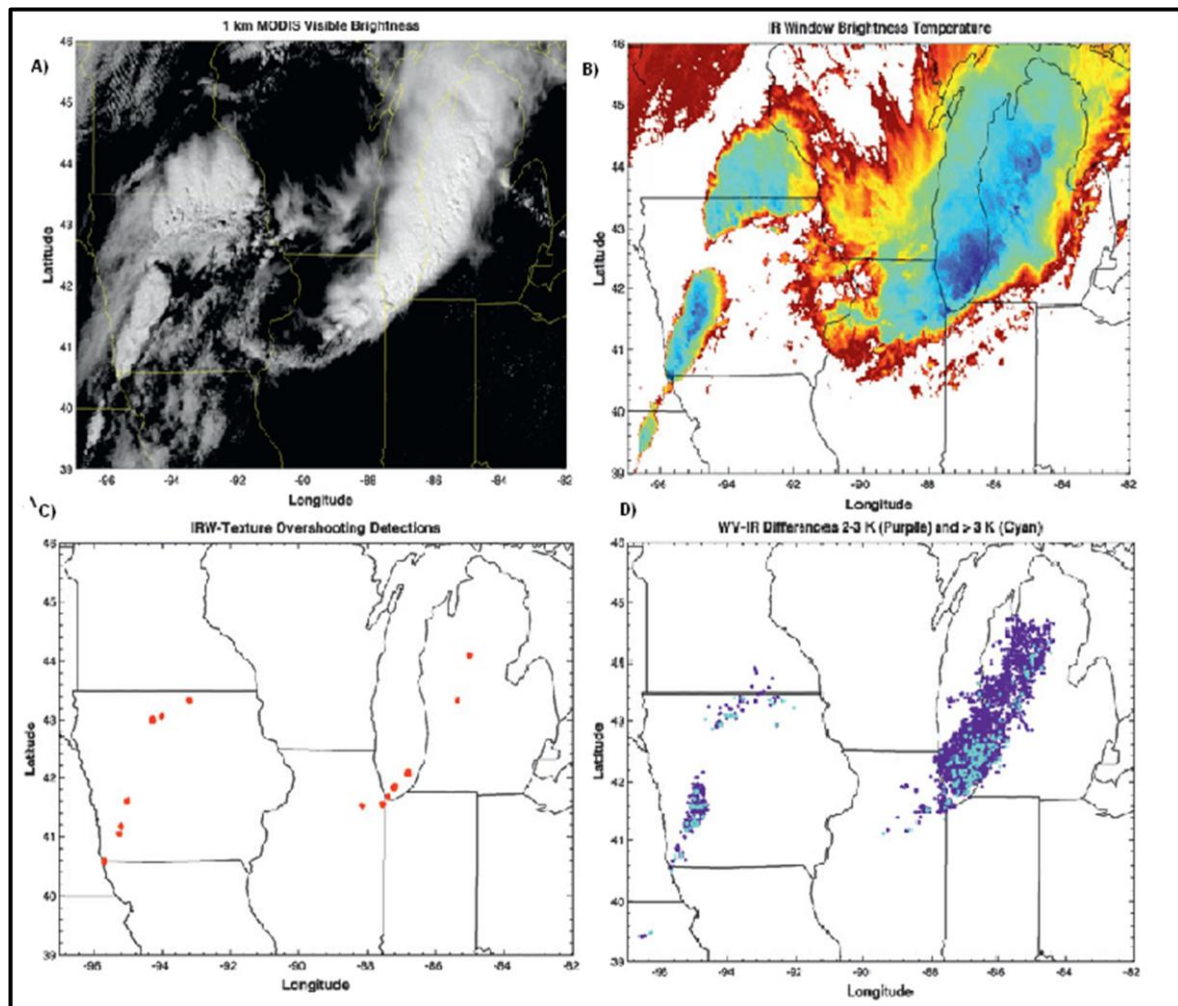


Figura 28 - Comparação em técnicas de detecção de overshooting tops. (a) Imagem MODIS $0.65 \mu m$ visible channel imagery, (b) Temperatura de brilho realçada do canal Infra vermelho, (c) detecção de overshooting top IRW – texture e (d) detecção de overshooting top por diferença de temperatura de brilho WV – IR. Adaptado Bedka et al.,(2010).

3.1.2 Desenvolvimento da abordagem

Como visto na seção anterior, a abordagem aqui desenvolvida é baseada em metodologias de realce de imagens de satélite, formas de detecção objetiva de overshooting tops, e inspirada no produto desenvolvido pelo serviço meteorológico da força aérea italiana, chamado Nefodina, buscando destacar as regiões convectivas de sistemas de convecção extremamente profundos.

Qualquer técnica de identificação e classificação de objetos convectivos por satélite inicia com um limite superior, ou seja, um limite, a partir do qual, o objeto inicia a se tornar de interesse. Normalmente esses limites são selecionados a partir da temperatura de brilho menos fria, por isso, limite superior, onde a nuvem começa a ser classificada como convecção profunda. Há uma vasta variedade, entre as técnicas, para a identificação desse limite, por exemplo, para a técnica Nefodina, esse limite é o limiar de temperatura de 236 K, no caso, essa técnica também possui um limite inferior de 200 K. Para a técnica IR-Texture, o primeiro passo é identificar pixels nos quais a temperatura de brilho da janela infravermelho sejam inferiores a 215 K que estejam em um ambiente com temperaturas de 225 K ou inferior. Morel e Senesi (2002) descreveram um método automático de identificação e rastreamento de Sistemas Convectivos de Mesoescala usando imagens do Meteosat. Nesse estudo foi utilizado como limite superior o limiar de 228 K, além disso, foi utilizado um limite mínimo de área de 1000 km². Em seus estudos relacionados a Complexos Convectivos de Mesoescala, Maddox também usou uma metodologia parecida, no caso sendo considerados como possíveis CCM escudos de nuvens com temperaturas no infravermelho ≤ 241 K possuindo área $\geq 100\ 000$ km² e a região fria no interior do sistema com temperaturas ≤ 221 K deve ter uma área $\geq 50\ 000$ km². Não existe um consenso qual limiar superior de temperatura deve ser usado no estudo de tempestades severas, mas embora exista essa divergência, há uma concordância que temperaturas de brilho inferiores a 243 K representam regiões de convecção profunda. O limiar de temperatura escolhido como limite superior a ser utilizado na abordagem proposta por este trabalho, foi a temperatura de brilho de 233 K (-40°C). Sendo assim, o primeiro passo é aplicar uma máscara sobre a imagem de satélite, de maneira que só permaneçam em questão, pixels nos quais as temperaturas de brilho sejam inferiores a esse limiar. Esse processo facilita a identificação de regiões de convecção potencialmente profundas e também não atrapalham na identificação da forma do escudo de nuvem, processo importante para

classificar um SCM em um CCM. A comparação entre a imagem de satélite pré e pós aplicação da máscara pode ser analisada pela figura 29.

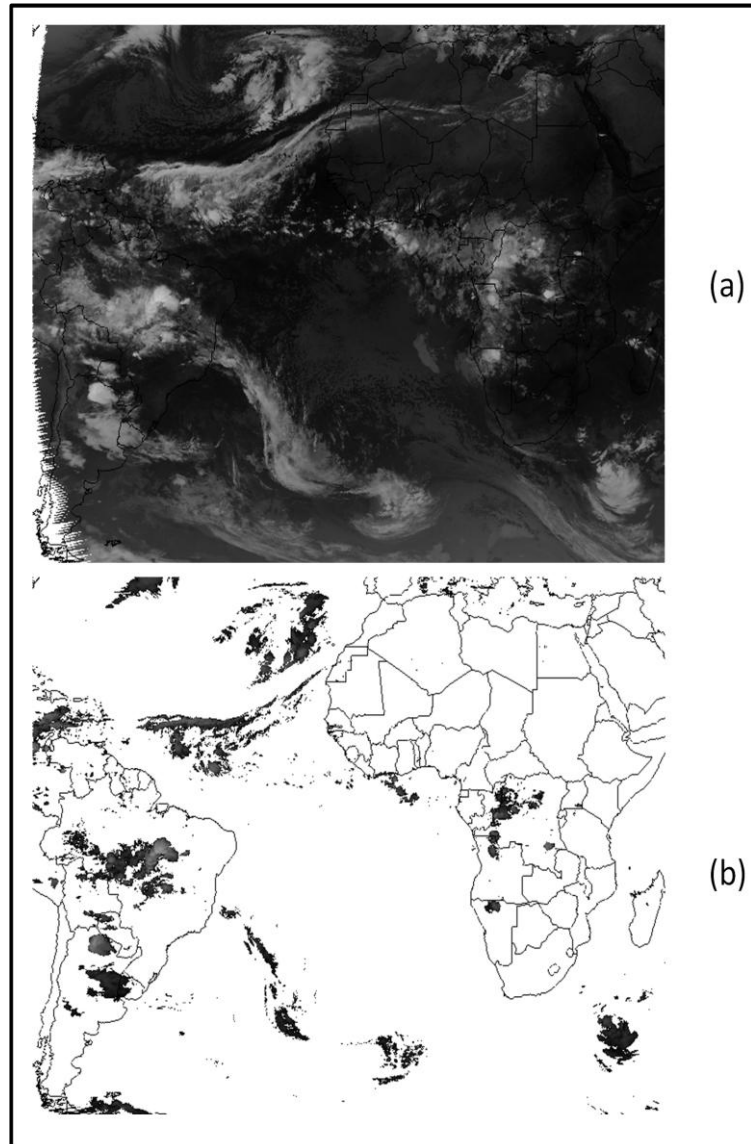


Figura 29 - Imagem Meteosat - 9 28/11/2010 as 0500 UTC pré aplicação da máscara (a), e pós aplicação da máscara par temperaturas inferiores a 233 K (b)

Em seguida, é efetuado uma comparação entre os canais WV $6.2 \mu m$ e IR $10.8 \mu m$. Essa comparação é realizada através da diferença de temperatura entre o canal de vapor d'água e infravermelho. Essa técnica é bastante eficiente em detectar regiões de convecção severa e sendo assim, uma das mais comumente utilizadas na detecção de overshooting tops. Essa comparação também possui a vantagem de ser apropriada tanto para períodos diurnos mas também como noturnos. Valores de DTB maiores que 4° são indicativos como

"overshooting" acima das nuvens mais frias. Como o objetivo neste momento não é a detecção de overshooting tops, e sim delimitar regiões de convecção profunda, ou seja, valores positivos, é aplicado uma nova máscara para que permaneçam apenas pixels com valores de DTB positivas. Na imagem resultante é aplicada uma escala de cores. Tal escala deve ser cuidadosamente escolhida, de maneira que não se confunda com escalas de cores futuramente aplicadas em outros parâmetros. Foram escolhidos tons de cores frias interpolando de azul, para valores próximos a 0° , a verde claro para valores próximos a 8° . A figura 30 demonstra tal escala.

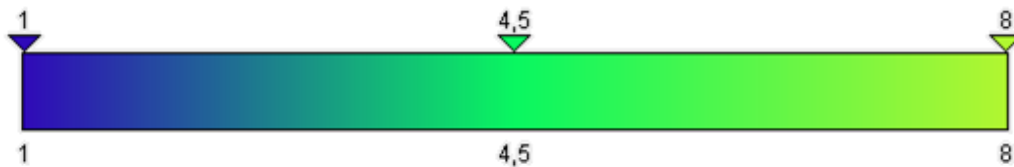


Figura 30 - Escala de cor criada para diferença de temperatura WV-IR

Após essa etapa é efetuada uma nova comparação de temperaturas, desta vez baseada na técnica de overshooting tops IR-Texture proposta por Betka (2010). Essa etapa se constitui em comparar as temperaturas dos pixels do canal IR $10.8 \mu m$ com temperaturas da tropopausa proveniente de saídas de previsão numérica do tempo. De acordo com Betka, esse processo verifica se esses pixels representam topos de nuvem que estão realmente ultrapassando seus níveis de equilíbrio na região da tropopausa. Na técnica IR-Texture, são mantidos pixels com temperaturas do canal IR $10.8 \mu m$ mais frios, ou no máximo $2,5 K$ mais quentes do que os resultados PNT de temperatura de tropopausa.

No estudo em questão, como o objetivo dessa etapa é destacar as áreas com intensa atividade convectiva, são mantidos como interesse, pixels em que a comparação entre o canal IR $10.8 \mu m$ e a temperatura de tropopausa seja negativa, mostrando valores de temperatura do canal IR 10.8 pelo menos $2 K$ mais frios quando comparados à tropopausa.

Para realizar a comparação, o campo da previsão numérica do tempo é remapeado de acordo com a resolução e projeção da imagem de satélite correspondente. Esse processo verifica que a temperatura de tropopausa esteja associada a cada pixel da imagem do satélite. Tal procedimento é facilmente realizado utilizando o programa McIDAS-V.

Novamente uma escala de cores é aplicada, desta vez, utilizando cores quentes para melhor destaque. A escala escolhida é mostrada na figura 31.

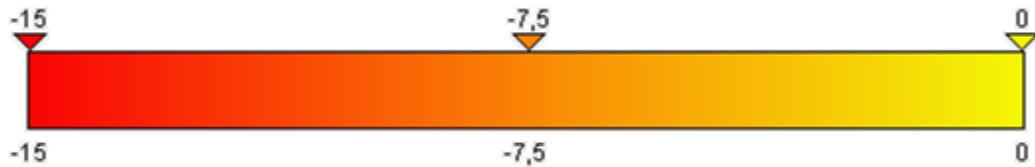


Figura 31 - Escala de cor criada para comparação entre as temperaturas do canal IR 10.8 e a temperatura de tropopausa resultante da saída de previsão numérica do tempo.

Para discriminar a região de maior intensidade de convecção, uma análise é aplicada sobre os pixels em questão, utilizando a união das duas técnicas de identificação de overshooting tops. Nessa análise, são apontados pixels onde a diferença de temperatura do WV-IR é superior a 4 K e a comparação entre IR 10.8 μm e resultados PNT de temperatura de tropopausa é inferior a -6 K. Como mostrado:

$$(BTD WV - IR > 4 K) \cup (IR 10.8 - PNT \leq -6 K)$$

Tais valores são definidos de acordo com as literaturas que anteriormente utilizaram as técnicas citadas de detecção de overshooting tops. Valores de diferença de temperatura WV-IR variando entre 4 a 7 K são considerados como overshooting (Setvak et al.,2007). De acordo com Bedka(2010), uma diferença de 6,5 K indicaria que o pixel em questão está ~0.7 a ~0.9 km acima do pixel mais quente.

A ultima etapa da metodologia é a delimitação de áreas onde houve uma variação superior a 3 K, de valores positivos da diferença da temperatura de brilho WV-IR, quando comparados aos pixels do tempo anterior. Isso é realizado com o objetivo de distinguir regiões onde DTB WV-IR se tornou mais positiva (intensificando a convecção) em curto período de tempo. Após o desenvolvimento da abordagem, a mesma foi testada.

3.1.3 Fase de testes

A metodologia de análise de tempestades severas, aqui apresentada, foi testada em busca de características, padrões e funcionalidade. Devido ao fato de essa abordagem ter como objetivo destacar áreas de convecção profunda, a fase de testes deveria ser focada em objetos de estudo que apresentassem essa característica. A metodologia, então, foi testada em foco das maiores tempestades convectivas, os Sistemas Convectivos de Mesoescala.

Velasco e Fritsh (1987) mostraram que, na América do Sul, existe um local preferido de formação dos SCMs, que se localiza sobre a região Norte da Argentina, Bolívia, Paraguai e Sul do Brasil. Esta, então, foi escolhida como a região de interesse, durante os primeiros quatro meses da estação quente do ano, de Setembro a Dezembro do ano de 2010.

Existem diferentes definições específicas para caracterizar os SCMs, de acordo com características do escudo de nuvem, limiar de temperatura, área registrada de determinado limiar, formatos, entre outros. Sendo o objetivo dessa fase testar uma nova abordagem, foi utilizada, como definição, a proposta por Houze (1993) por ser a mais abrangente. "Um sistema de nuvens que ocorre em conexão com um conjunto de tempestades e produz uma contínua área de precipitação ~100 km em escala horizontal, em pelo menos uma direção." Com isso, é possível selecionar diferentes sistemas com características diferentes, sendo a principal a intensidade. Assim, é possível avaliar a atuação da metodologia e facilitar a descoberta de padrões.

Os sistemas selecionados foram testados em suas fases de maior variação: fase de iniciação, de máxima intensidade e dissipação. A fase de iniciação é definida como o período entre o aparecimento das primeiras tempestades até o estágio em que o fenômeno, primeiramente, pode ser classificado como Sistema Convectivo de Mesoescala. A fase de máxima intensidade é definida em torno do período em que a tempestade apresentou uma maior área de pixels mais frios estimada pelo canal IR 10.8 μm . E a fase de dissipação é definida como o período em que a tempestade perde intensidade até não poder mais ser classificada como Sistema Convectivo de Mesoescala. Algumas tempestades não apresentaram 3 períodos bem definidos (perdendo intensidade e intensificando novamente), assim foram considerados, também, os períodos de nova intensificação e adicionando esse estágio aos períodos a serem testados.

4 RESULTADOS

4.1 Visualização da Metodologia.

A visualização da metodologia proposta por este trabalho, consiste basicamente em imagens de satélite do canal IR 10.8 μm , na diferença de temperatura entre os canais WV 6.2 μm e IR 10.8 μm e na comparação entre a imagem de satélite do canal IR 10.8 μm e a temperatura da tropopausa proveniente da saída de modelo de previsão numérica do tempo, sobrepostas umas às outras, como visto na figura 32.

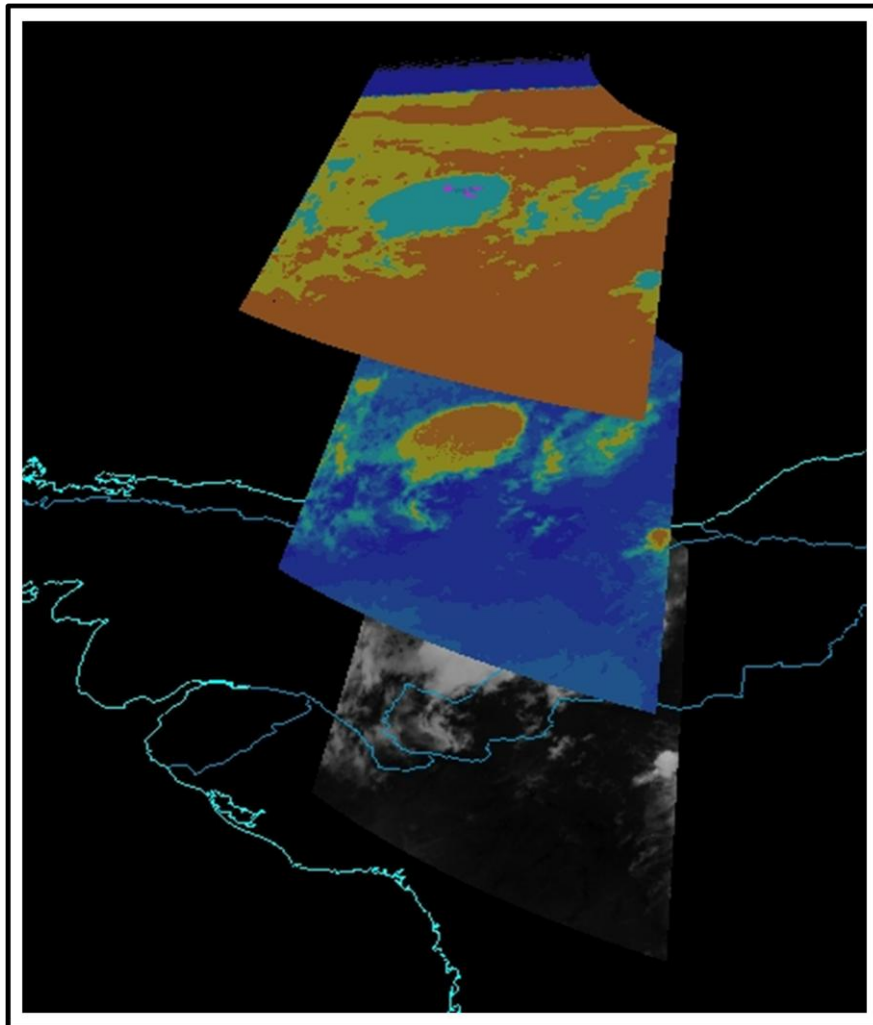


Figura 32 - Imagens sobreposta do canal IR 10.8 μm , da diferença de temperatura entre os canais WV 6.2 μm e IR 10.8 μm e a comparação entre a imagem de satélite do canal IR 10.8 μm e a temperatura da tropopausa.

Para determinar as regiões de interesse, de acordo com o objetivo desejado, é aplicada uma máscara, ou seja, processo que elimina da imagem, temperaturas fora do limiar de interesse. Assim, utilizando os limiares certos, é possível discriminar apenas regiões onde a convecção é extremamente intensa. Observando as figuras 32 e 33, é possível observar a forma de sobreposição e a comparação, entre a imagem pré e pós aplicação da máscara que delimita as temperaturas, para cada parâmetro que representa convecção profunda. Tais limiares são definidos de acordo com estudos anteriores.

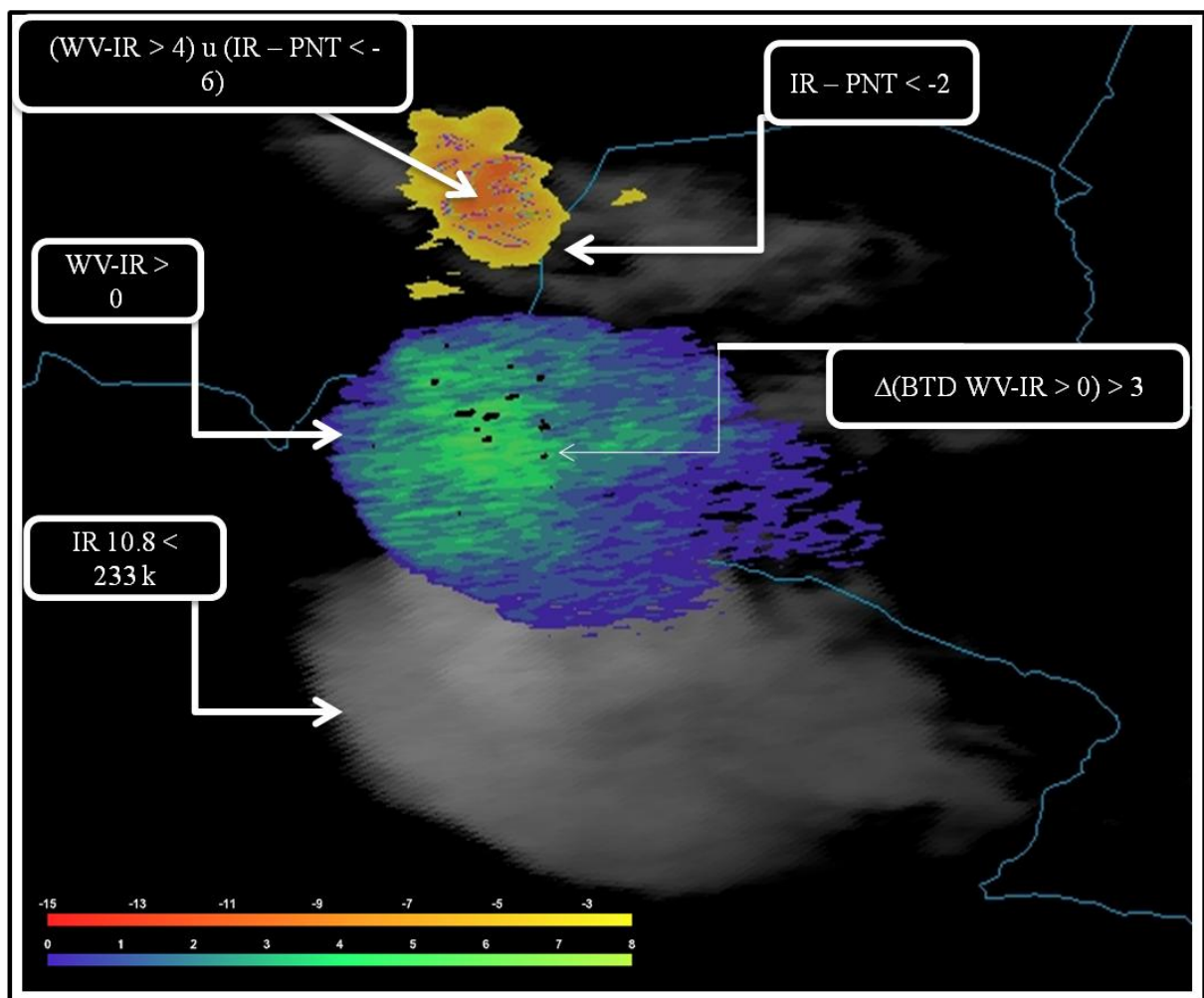


Figura 33 - Imagens sobrepostas do canal IR 10.8 μm , da diferença de temperatura entre os canais WV 6.2 μm e IR 10.8 μm e a comparação entre a imagem de satélite do canal IR 10.8 μm e a temperatura da tropopausa após a aplicação da máscara que limita as temperaturas de interesse para o estudo de tempestades de convecção profunda.

O resultado final de visualização é o realce de regiões da imagem de satélite que apresentam convecção profunda. Tons de cinza são utilizados para representar os pixels que

possuem temperatura de brilho inferior a 233 K. Em tons de azul estão representados os pixels que possuem valores positivos da diferença de temperatura de brilho entre os canais WV e IR. Regiões que apresentam variação da diferença da temperatura de brilho WV-IR de pixels, onde essa DTB já era positiva, quando comparados aos pixels da imagem do tempo anterior, são representados por uma linha de contorno preta. Tons de laranja ao vermelho, representam regiões de diferença de temperatura negativa, entre o canal IR e a temperatura da tropopausa, indicando um grande desenvolvimento vertical. Contornado pela cor roxa, são apontados pixels onde a diferença de temperatura WV-IR seja superiores a 4 K e a diferença entre IR 10.8 μm e resultados PNT de temperatura de tropopausa seja inferior a -6 K. O interior desse contorno é mantido transparente, para que as características da comparação entre IR e PNT possam ainda ser visualizadas. A imagem final é exemplificada pela figura 34.

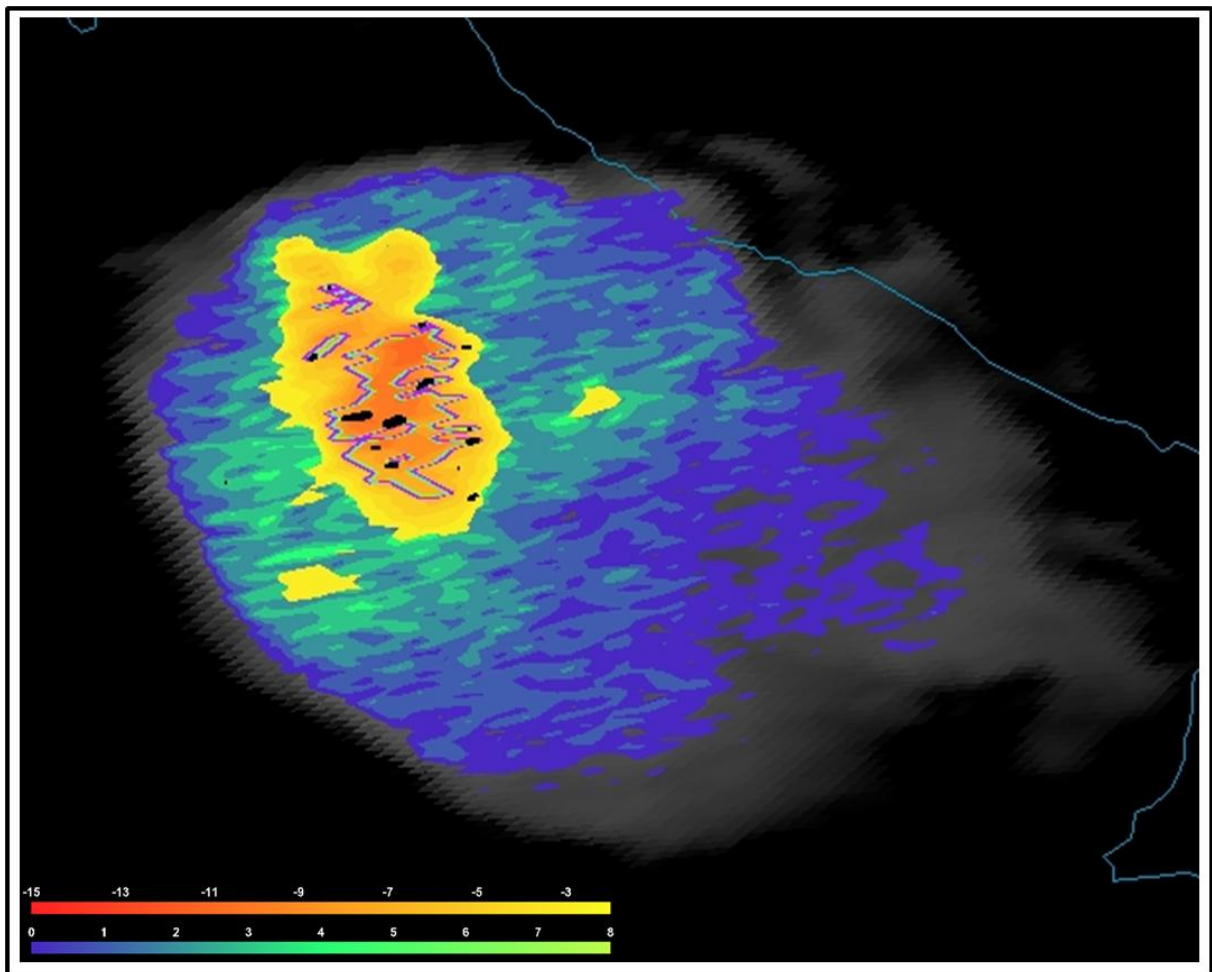


Figura 34 - Imagem final da metodologia proposta.

Sendo assim, essa abordagem evidencia, à primeira vista, 3 diferentes parâmetros. No primeiro parâmetro, a temperatura do canal infravermelho IR10.8 $\mu m < 233$ K é utilizada para descrever temperaturas consistentes com convecção profunda. A diferença de temperatura entre os canais vapor d'água e infravermelho (WV6.2 μm - IR 10.8 μm), como segundo parâmetro, tem como objetivo evidenciar a intrusão de umidade em camadas superiores, na ocorrência de convecção severa. O terceiro parâmetro, a diferença entre a temperatura da tropopausa e a temperatura do IR10.8 μm , realça os pixels que estão pelo menos 2 K mais frios do que a tropopausa e, também, implicitamente, sugere uma noção de altitude alcançada pelo topo de nuvem, uma vez que este ultrapassa, ou seja, "overshoot" a tropopausa. Além desses parâmetros principais, a abordagem possui outras duas informações que favorecem o reconhecimento de regiões com atividade convectiva mais intensa. A comparação entre tempos anteriores (Time Steps), aponta regiões onde houve uma intensa modificação na diferença de temperatura WV-IR. Assim, os pixels marcados por esse contorno, apresentaram uma variação maior do 3 K, em regiões onde a DTB já era positiva. Isso destaca regiões que, em curto período de tempo, sofreram forte atividade convectiva e se tornaram ainda mais intensas. O parâmetro de união $\{[(IR\ 10.8\ \mu m - PNT) < -2] \cup [(WV - IR) > 4]\}$ evidencia as regiões que apresentam a maior atividade convectiva, e por ambas as técnicas são consideradas convecção extremamente profunda. Essa região de contorno é encarada pela metodologia aqui proposta, como o máximo de atividade convectiva atingido por um determinado sistema.

A capacidade que essa metodologia possui de apontar com exatidão pequenas áreas onde a atividade convectiva é mais intensa, pode ser explorada para monitorar regiões de atenção em todo o período de vida do fenômeno. Além disso, a capacidade de distinguir, claramente, diferentes níveis de atividade convectiva pode ser extremamente útil em fenômenos convectivos de larga escala. Essa característica pode ser observada quando a abordagem é aplicada em uma grande área, exemplificado pela figura 35.

A metodologia criada pode apresentar inúmeras vantagens e aplicações. Com o objetivo de descobrir alguma dessas vantagens, a mesma foi testada em casos de convecção profunda ocasionados por Sistemas Convectivos de Mesosescala. Os resultados e observações dessa fase de testes serão apresentados nas próximas seções.

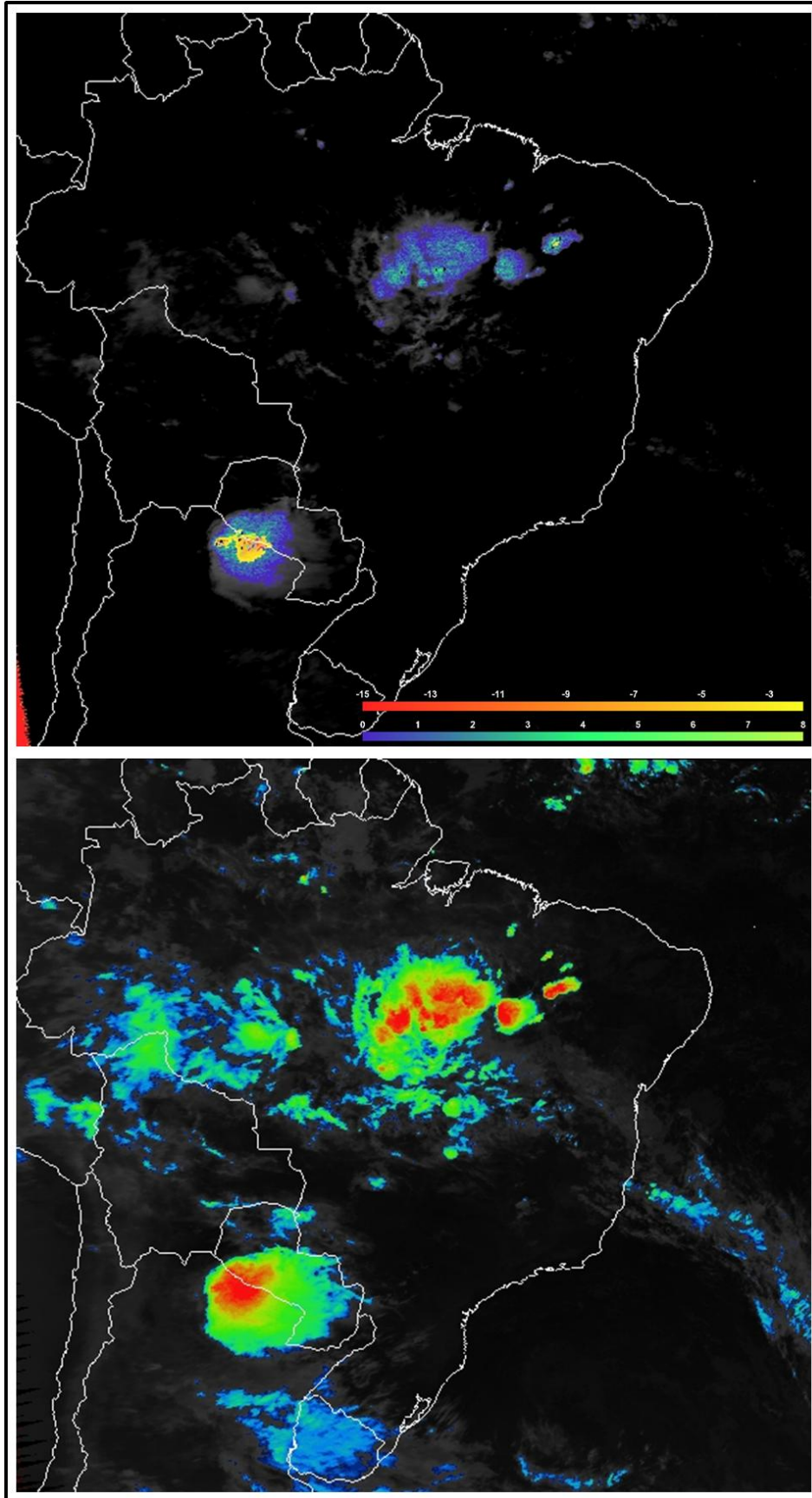


Figura 35 - Comparação entre a técnica de realce de temperaturas de brilho do canal infravermelho, imagem inferior, e a abordagem desenvolvida nesse trabalho, imagem superior.

4.2 Descrição dos Casos.

Como dito no capítulo três, foi utilizada a definição proposta por Houze (1993) para identificar os Sistemas Convectivos de Mesoescala, com o objetivo de capturar tempestades com características diferentes e, principalmente, intensidades diferentes. Assim, foram encontrados um total de doze casos durante o período de setembro a dezembro do ano de 2010.

A tabela mostra algumas das características das tempestades selecionadas como: dia de ocorrência, horários de início, fim, máxima extensão e máxima intensidade.

Tabela 4 - DESCRIÇÃO DOS SISTEMAS CONVECTIVOS DE MESOESCALA

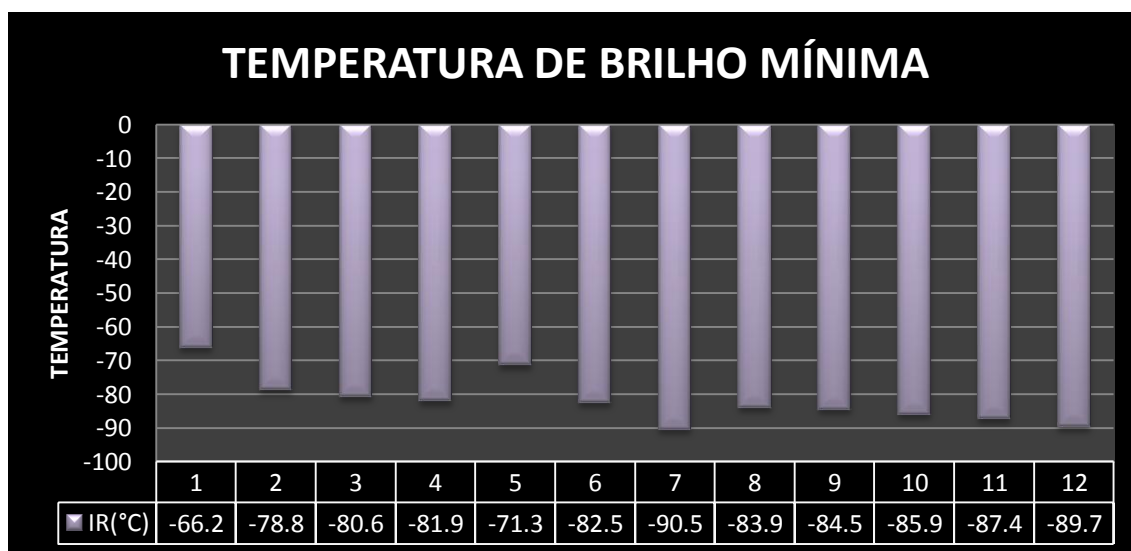
ANO 2010	CASO	INÍCIO		FINAL		MÁX. EXTENSÃO	MÁXIMA INTENS.
		DIA	HORA	DIA	HORA	DD/HH:MM	
SETEMBRO							
	1	09	23:00	10	17:00	10/08:15	10/07:45
	2	12	16:00	14	15:00	14/00:45	13/21:45
	3	20	07:00	24	15:00	23/04:30	21/08:15
OUTUBRO							
	4	06	06:00	07	15:00	07/07:00	07/05:15
	5	13	23:00	14	19:00	14/07:00	14/02:45
	6	21	18:00	22	15:00	22/03:45	22/03:45
	7	29	18:00	30	14:00	30/05:00	30/02:45
NOVEMBRO							
	8	18	11:00	20	18:00	19/22:30	20/06:45
	9	21	08:00	22	06:00	21/22:30	21/18:45
	10	28	00:00	28	15:00	28/11:45	28/07:15
DEZEMBRO							
	11	02	08:00	06	05:00		03/07:45
	12	07	13:00	09	11:00		08/02:30

Logo que aplicada a técnica de realce, ficou claro que o objetivo de selecionar diversas intensidades foi alcançado. Além disso, os casos apresentaram ciclo de vida com significativas diferenças no período total de atividade. O período de vida foi considerado como o número de horas entre a formação das primeiras tempestades e a total dissipação do fenômeno em questão. O SCM de duração mais curta, teve seu ciclo de vida atuante por

quinze horas, enquanto o que obteve maior duração, esteve ativo por sessenta e duas horas. A média de duração foi de vinte e quatro horas, a qual se manteve alta devido, além do sistema de maior duração, também, por outro sistema que teve seu período de vida total de trinta e cinco horas. Sem considerar esses dois sistemas, a média de duração dos casos restantes cai para dezenove horas.

A tabela abaixo mostra as temperaturas mínimas atingidas pelos doze casos selecionados. Nela, é possível observar que todas as tempestades atingiram classificação de convecção profunda e a variação de intensidades. A tempestade mais intensa, estimada por essa análise, foi a tempestade número 7, ocorrida no dia vinte e nove do mês outubro, com temperatura mínima de -90°C , e permaneceu ativa por dezenove horas. A tempestade de menor intensidade foi a do caso 1, apresentando temperatura mínima de $-66,2^{\circ}\text{C}$.

TABELA 5 - COMPARAÇÃO ENTRE AS TEMPERATURAS DE BRILHO MÍNIMA APRESENTADAS PELOS SCMS.



De acordo com o formato apresentado pelas tempestades, uma vez que atingiam o critério mínimo de intensidade, os casos puderam ser divididos em duas subcategorias: Complexos Convectivos de Mesoescala (CCM), por apresentar forma aproximadamente circular, e Sistemas Convectivos Alongados e Persistentes (SCAP), casos que possuíam forma mais alongada (Anderson e Arrit, 1998). Do total de 12 casos, 7 puderam ser classificados como PECS, casos 2, 3, 4, 7, 8, 9 e 11. Os casos 1, 5, 6, 10, 12 foram então classificados como CCM. Quando analisado separadamente o tempo total do ciclo de vida desses sistemas, fica claro a

característica de maior duração dos PECS. O seu tempo médio de duração foi de aproximadamente 30h, tempo muito superior à média dos CCMs, de pouco mais de 17 horas. Na tabela 6 é possível analisar o tempo de vida das tempestades, média total dos casos e também a média por classificação.

TABELA 6 - COMPARAÇÃO ENTRE O TEMPO DE VIDA MÉDIO DOS CCM E PECS

CASO N°	DURAÇÃO	CCM	PECS
1	17:00:00	17:00:00	
2	35:00:00		35:00:00
3	62:00:00		62:00:00
4	16:30:00		16:30:00
5	16:00:00	16:00:00	
6	18:30:00	18:30:00	
7	19:00:00		19:00:00
8	33:15:00		33:15:00
9	21:00:00		21:00:00
10	15:00:00	15:00:00	
11	20:00:00		20:00:00
12	21:45:00	21:45:00	
MÉDIA	24:35:00	17:39:00	29:32:09

Após essa breve descrição dos casos pela análise convencional por Satélite, a próxima seção mostrará a performance da abordagem criada, quando aplicada aos 12 casos de Sistemas Convectivos de Mesoescala.

4.3 Performance da Abordagem Aplicada a Casos de SCMs

Com a aplicação da abordagem aos doze casos, logo são observadas características interessantes. Em uma visão geral, nem todas as tempestades apresentaram todos os parâmetros e informações, e isso apenas, já é um bom indicativo de diferenciação de intensidade.

Todas as tempestades apresentaram regiões de temperaturas positivas da diferença de temperatura de brilho entre os canais WV-IR. Em tempestades menos intensas, como é esperado, essa diferença de temperatura atingia valores menores.

As principais diferenças apareceram nas regiões de temperaturas negativas da comparação entre a temperatura de brilho do canal IR 10.8 μm com a temperatura de tropopausa proveniente de PNT. Essas regiões apresentaram áreas bastante distintas quando comparadas entre casos. O caso de número 5 foi o único que não apresentou essa característica. Essa análise foi bastante eficiente em demonstrar regiões dentro das tempestades com atividade convectiva muito intensa, apresentando pequena fração da tempestade em si e concordando com as regiões de mínima temperatura do canal IR 10.8 μm e máxima temperatura da DTB WV-IR. Sendo, assim, um bom indicativo para delinear a região convectiva do fenômeno.

A análise Time Step foi eficiente em seu propósito, que era demonstrar regiões com brusca intensificação da atividade convectiva. Novamente, nem todas as tempestades apresentaram essa informação, assim se tornando também um bom parâmetro para diferenciar uma tempestade da outra. Além disso, essa informação não foi exclusiva de algum estágio da tempestade, podendo aparecer preferencialmente nos estágios de iniciação e máxima intensidade, mas não descartando ocorrência também no estágio de dissipação, embora menos frequente.

Regiões marcadas pela característica de apresentar temperaturas $\{[(IR\ 10.8\ \mu m - PNT) < -2] \cup [(WV - IR) > 4]\}$ são consideradas como locais de atividade convectiva máxima, e embora aparecesse também em outros estágio, é durante o estágio de máxima intensidade que esse parâmetro atinge maiores áreas. Resultados dessa análise variaram bastante de caso para caso. Quando presentes, apresentaram áreas variando entre : mesma proporção das apresentadas pela diferença de temperatura IR 10.8 μm -PNT,

até regiões muito pequenas, representadas como, quase apenas, um ponto na imagem. Novamente, esse parâmetro não esteve presente em todas as tempestades. Em seguida será apresentada observação feitas pela análise da abordagem, para cada estágio da tempestade.

4.3.1 Estágio de iniciação.

A fase de iniciação foi a que demonstrou maiores variações entre si. As tempestades iniciaram, basicamente, em três formas principais:

- 1) A tempestade iniciava a partir de uma região mais intensa, em um escudo de nuvem com pouca atividade convectiva, que se desenvolvia formando uma nova tempestade. Apresentaram essa característica os casos 1, 2, 3, 4, 5 e 8.
- 2) Inúmeros pequenos focos de convecção se formavam, basicamente, com a mesma intensidade, em uma vasta região. Um único núcleo se intensificava, ou conjunto pequenos núcleos se agrupavam, destacando-se dos demais e em um momento próximo formando uma única tempestade em escala maior. Apenas o caso 11 se iniciou nessa forma.
- 3) Um único foco convectivo, ou conjunto de poucos focos convectivos, normalmente bastante intenso, se desenvolvia, formando uma grande tempestade. Casos 6, 7, 9, 10 e 12 iniciaram dessa maneira.

As características de iniciação citadas acima podem ser observadas a partir da figura 36.

A metodologia proposta apresentou performance excelente em diferenciar as maiores e mais intensas tempestades das demais analisadas, desde a aparição dos primeiros focos convectivos. As tempestades mais intensas mostraram valores altos da diferença de temperatura WV-IR em quase toda região em que valores positivos existiam. Além disso, a variação de valores resultantes dessa DTB era muito pequena, apresentando uma região uniforme, representada por cor verde clara, desde seu início. Além disso apresentaram, ainda no período de iniciação, os outros parâmetros dessa técnica. As características do período de iniciação podem ser observadas na figura 37.

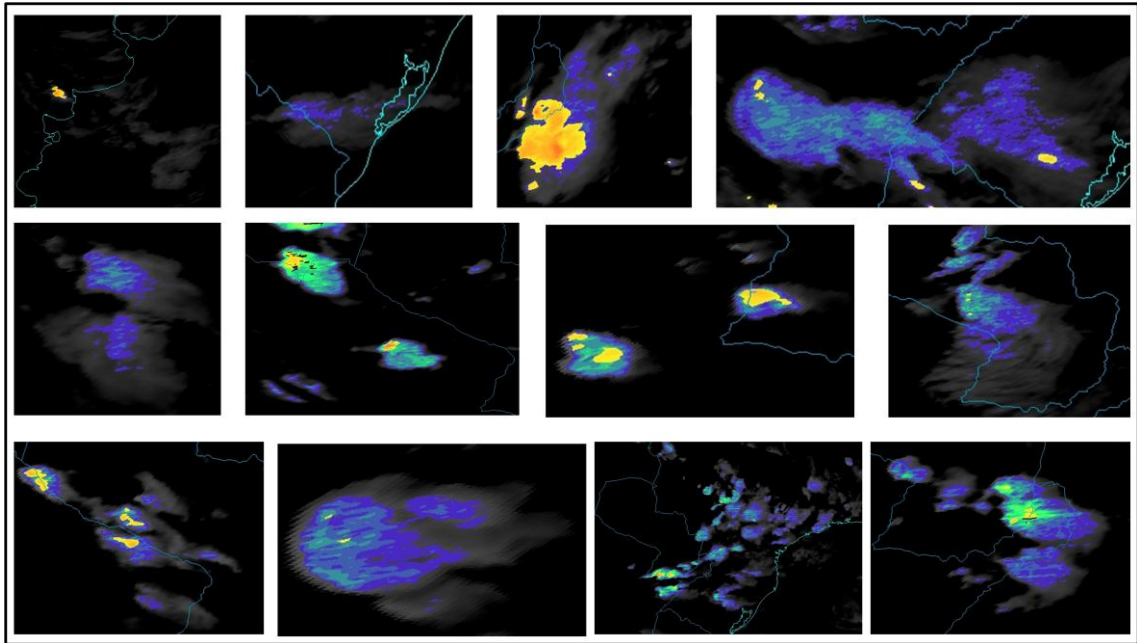


Figura 36- Casos de 1 (canto superior esquerdo) ao 12 (canto inferior direito) em seus períodos de iniciação mostrando as principais diferenças desse período.

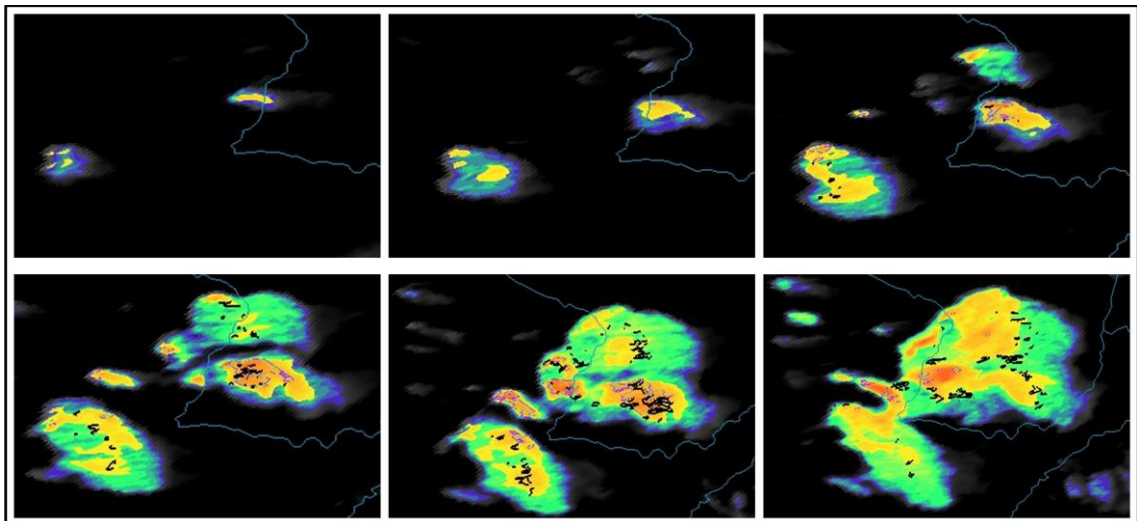


Figura 37 - Evolução do período de iniciação do caso 7. Pela abordagem desenvolvida é possível observar desde os primeiros focos de atividade convectiva o quanto intensa seria a tempestade. Diferença de 30 minutos de uma imagem para outra.

4.3.2 Estágio de máxima intensidade.

Geralmente, o horário de máxima intensidade é definido pelo instante em que o SCM apresentou mínima temperatura de brilho, ou seja, o parâmetro principal para a determinação desse estágio é apenas o canal IR 10.8 μm . Após encontrar o estágio de máximo, este foi comparado ao horário em que a tempestade apresentou maior atividade convectiva estimada pela abordagem desenvolvida. Os resultados são encontrados na Tabela 7.

Tabela 7 - Comparação da estimativa dos estágios de máxima intensidade pela temperatura do canal IR10.8 e a técnica proposta.

CASO N°	DIA	MÁXIMA IR	MÁXIMO METODOLOGIA
1	10/set	07:45	07:15
2	13/set	21:45	20:15
3	21/set	08:15	08:45
4	07/out	05:15	04:00
5	14/out	02:45	03:00
6	22/out	03:45	03:30
7	30/out	02:45	02:00
8	20/nov	06:45	06:30
9	21/nov	18:45	21:30
10	28/nov	07:15	07:30
11	03/dez	07:45	07:00
12	08/dez	02:30	02:15

Observando a tabela, fica evidente que as duas técnicas não convergem na determinação do estágio de máxima intensidade das tempestades. Além disso, em quase todos os casos, os estágios de máxima intensidade foram identificados, pela abordagem proposta, como sendo um período anterior aos identificados pela temperatura de brilho do canal infravermelho. Isso ocorreu principalmente em casos mais intensos e com estágios bem definidos.

Uma vantagem da nova metodologia é que facilmente, é possível analisar os estágios de uma tempestade por mais de um parâmetro e, por forma visual, não necessitando análises mais aprofundadas como a contagem de pixels dos determinados limiares de temperatura. Para identificar estágios de máxima intensidade, pela técnica do IR de forma visual, buscam-se valores de mínima temperatura, ou seja, área onde a paleta de cores atinge seu mínimo. Desta forma, é quase impossível determinar visualmente, as características e as áreas representadas por outros limiares de temperatura. Com a metodologia apresentada é possível explorar cinco parâmetros diferentes e destacar seus padrões de forma rápida e eficiente, assim facilitando no processo de determinação de intensidade. Observe na figura 38 como a identificação de intensidade é facilitada quando é possível analisar cinco parâmetros diferentes ao invés de apenas um. A metodologia desenvolvida apresenta um ganho na identificação de intensidade por cinco parâmetros, enquanto apenas pelo canal IR fica praticamente impossível determinar regiões com pouca diferença de temperatura.

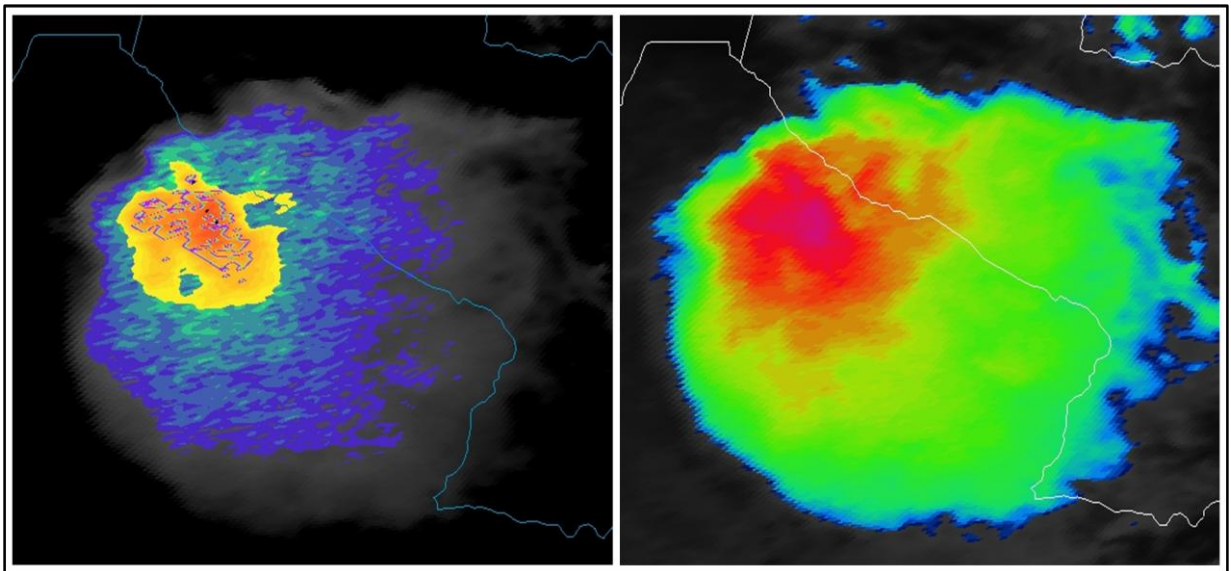


Figura 38- Comparação em análise da intensidade entre a técnica proposta(esquerda) e o realce da temperatura do canal IR 10.8 (direita)

4.3.3 ESTÁGIO DE DISSIPACÃO

Os estágios de dissipação ocorreram basicamente de duas formas:

- 1) Os parâmetros de convecção mais profunda mostraram enfraquecimento e desapareceram gradativamente até que a tempestade não mais pudesse ser classificada como severa.
- 2) A tempestade foi perdendo intensidade e, devido ao seu deslocamento, se agrupou em inúmeros outros focos convectivos, formando uma zona de convecção sem forma aparente e não respeitando os limites de extensão de Mesosescala.

A determinação e a evolução do estágio de dissipação das tempestades, pela metodologia desenvolvida, ficam bem claros quando os parâmetros de maior intensidade começam a desaparecer e o escudo de nuvem acaba apresentando apenas o primeiro parâmetro. Essa característica pode ser observada na evolução do estágio de dissipação de três das tempestades representada pela figura 39.

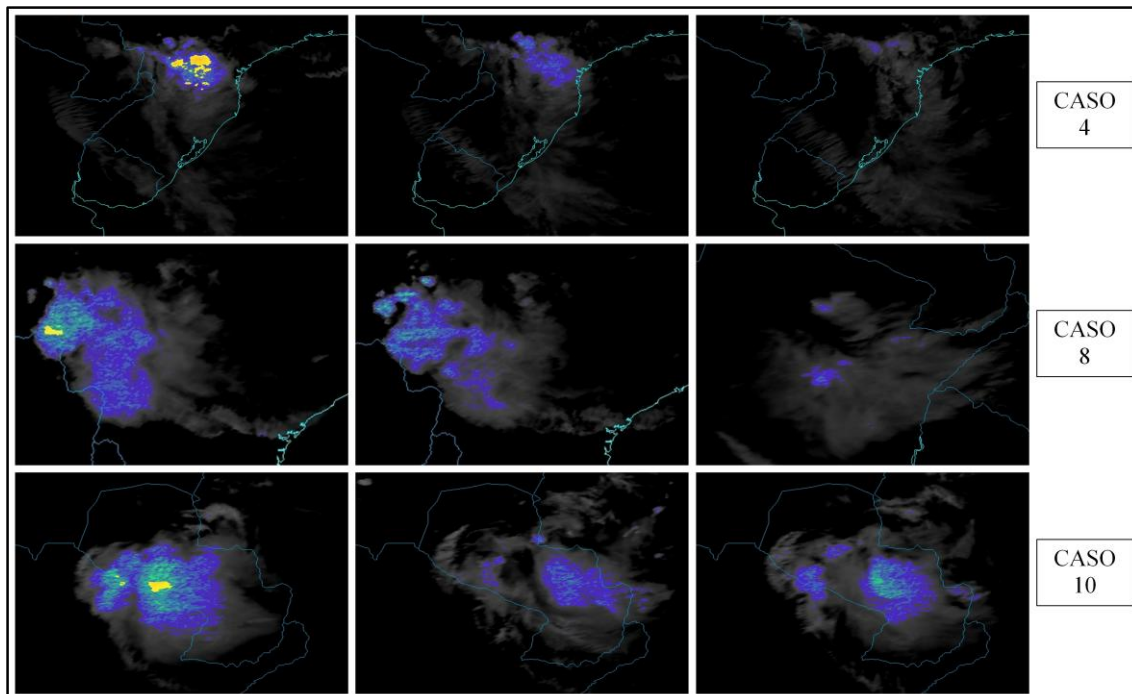


Figura 39 -Evolução dos estágio de dissipação dos casos 4, 8 e 10.

4.3.4 COMPARAÇÃO COM DADOS OBSERVADOS

Cada caso, após a aplicação da abordagem nas imagens de satélite, foi comparado com dados observados em superfície, em busca de padrões de precipitação e nebulosidade observada. Foram analisados cartas synop e radiossondagens

SYNOP

A análise das cartas synop foram extremamente úteis para entender o que ocorria na atmosfera, em baixos níveis, durante os casos selecionados. Principalmente o tipo de precipitação causada pelos SCMs e compará-las ao resultado obtido pela nova abordagem.

Pelas cartas synop, nos horários relativos à ocorrência das tempestades em questão, é possível notar a evolução das mesmas. Em todos os casos, observa-se um claro aumento da nebulosidade e intensificação de precipitação. Em todas as tempestades foram relatadas trovoadas fracas ou moderadas, principalmente nas estações que se encontravam sob o núcleo da tempestade, com chuva em inúmeras estações. A Figura 40 demonstra a comparação entre a metodologia de análise de imagens de satélite, apresentada neste trabalho, e cartas synop, relativas ao caso iniciado dia 21/10/2010. Nessa comparação pode-se identificar a intensificação de precipitação e condições adversas da atmosfera com o desenvolvimento da tempestade .

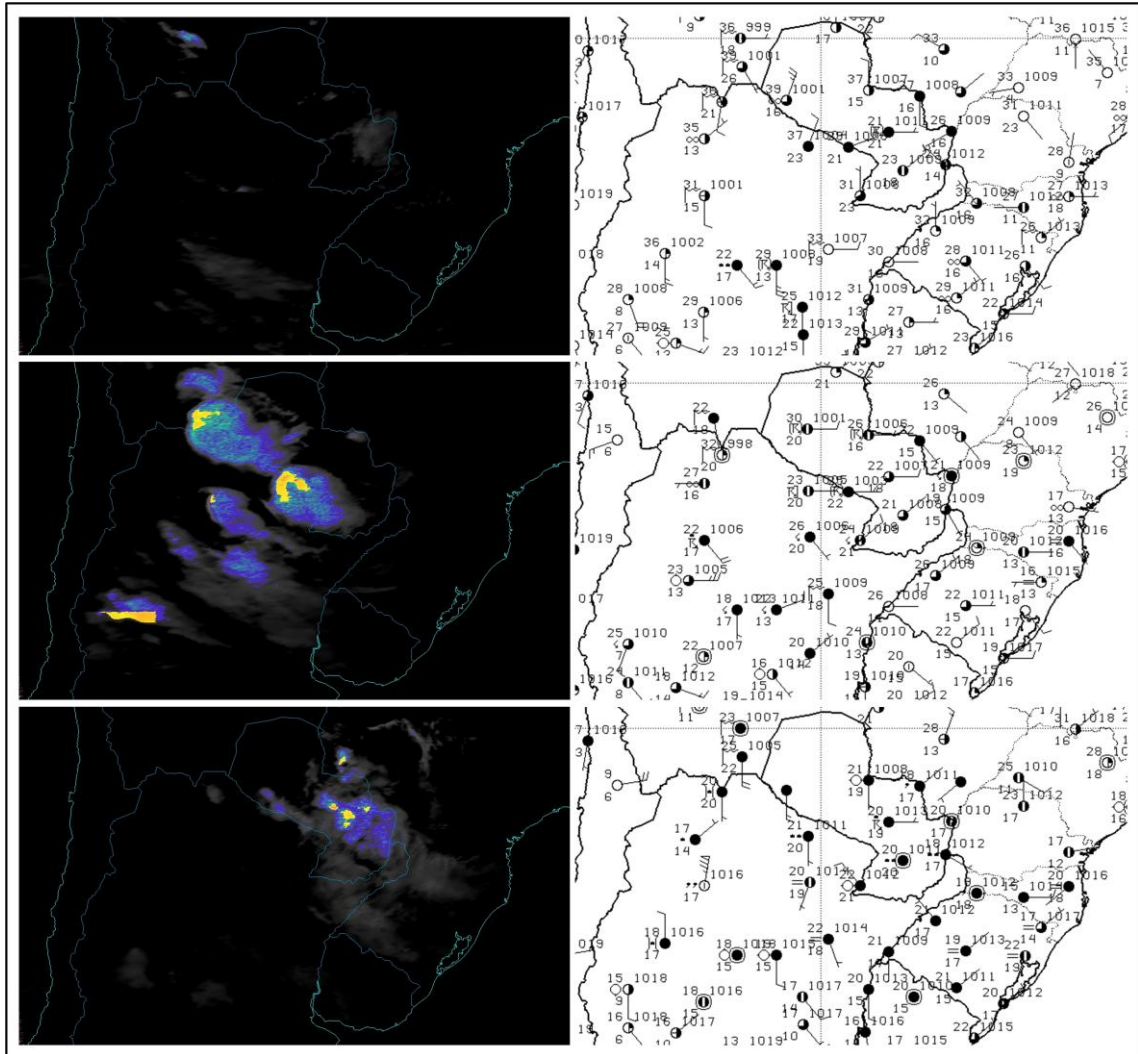


Figura 40 - Comparação entre a técnica desenvolvida e cartas Synop dos dias 21-22/10/2010 as 18, 00 e 12 respectivamente UTC.

Observando apenas uma estação, durante a passagem de uma tempestade, pode-se notar as variações da atmosfera causadas pelo SCM. Observando a estação de Resistência (SARE), localizada no norte da Argentina próximo ao Paraguai, durante a passagem de um jovem núcleo convectivo ainda em evolução, ocorrido no dia 29/10/2010, nota-se a variação de nebulosidade e características das nuvens em curto período de tempo, figura 41. Tal tempestade foi uma das mais intensas observadas nesse trabalho.

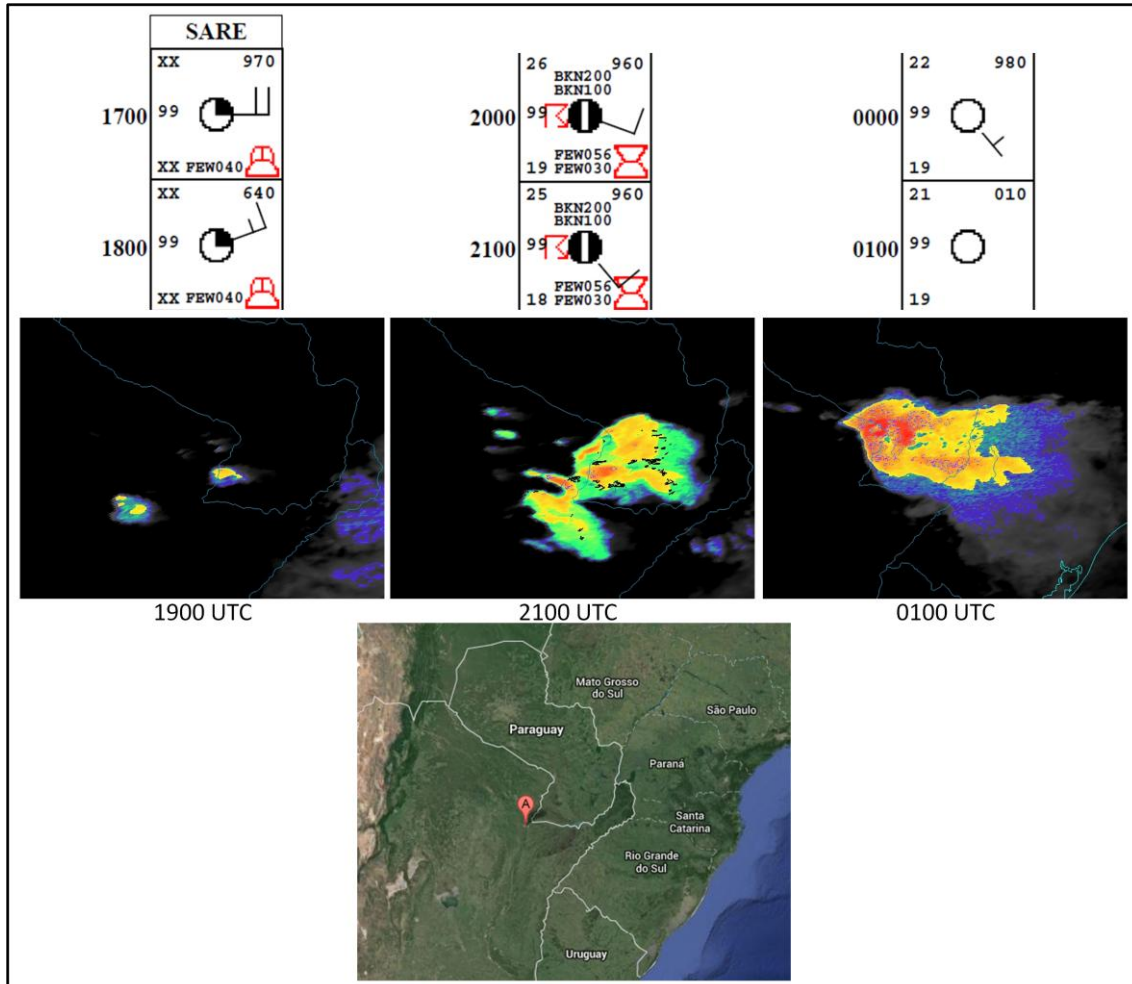


Figura 41 - Análise horária das condições atmosféricas relatadas em código Synop pela estação SARE durante a passagem de um jovem núcleo convectivo.

RADIOSSONDAGENS

Foram analisados dados provenientes de radiossondas das estações mais próximas de onde os SCMs analisados estavam em atividade. Os dados foram obtidos na Universidade de Wyoming através do site (<http://weather.uwyo.edu/upperair/sounding.html>) .

Esses dados possuem distribuição temporal de doze horas. Esse espaçamento de tempo entre cada lançamento de radiossonda dificultou o estudo de SCMs, uma vez que, em muitos SCMs, o tempo total de atividade não é muito superior a esse período. Além disso, a falta de dados é muito comum e a malha de estações não é satisfatoriamente densa. Todos esses fatores impossibilitaram a obtenção de um gráfico Skew-T durante a máxima atividade convectiva dos Sistemas Convectivos de Mesoescala analisados. Porém, foi possível observar padrões interessantes nas proximidades desses fenômenos.

Os gráficos analisados revelaram uma atmosfera bastante úmida. Em todos os casos, foi observada uma camada profunda de umidade, geralmente entre 700 e 200 mb, veja figura 42. Também foi possível notar que após a passagem dos SCMs, a atmosfera perdia essa característica, diminuindo o teor de umidade, preferencialmente, de níveis mais baixos a níveis superiores, veja figura 43. Embora a análise dos níveis de CAPE não se apresentou favorável à convecção profunda, os índices SWET sempre mostraram valores superiores a 150 e algumas vezes superiores a 300, indicando uma atmosfera favorável às tempestades moderadamente severas, a severas. Em adição a isso, muitas vezes o índice Total Totals apresentou valores superiores a 44 indicando possibilidade de convecção.

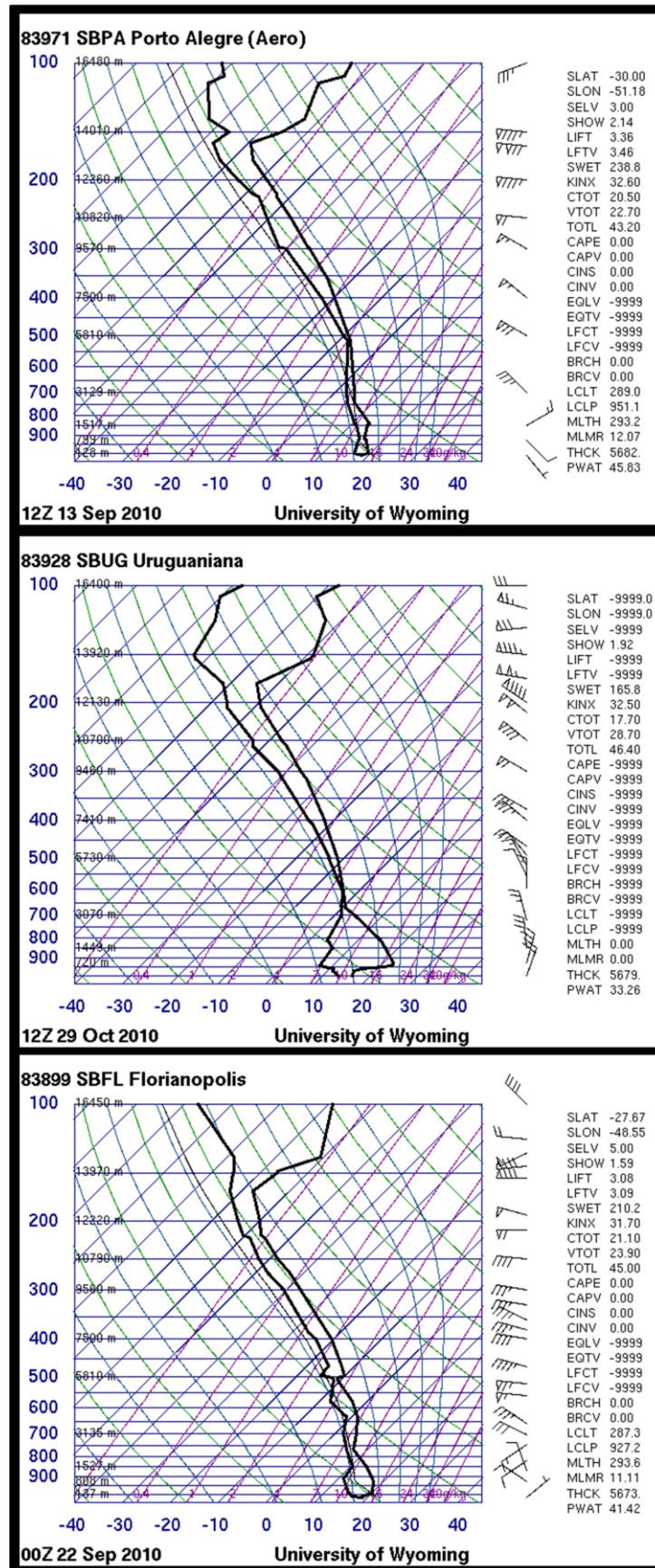


Figura 42 - Gráficos Skew-T das estações de Porto Alegre, Uruguaiana e Florianópolis durante três casos analisados.

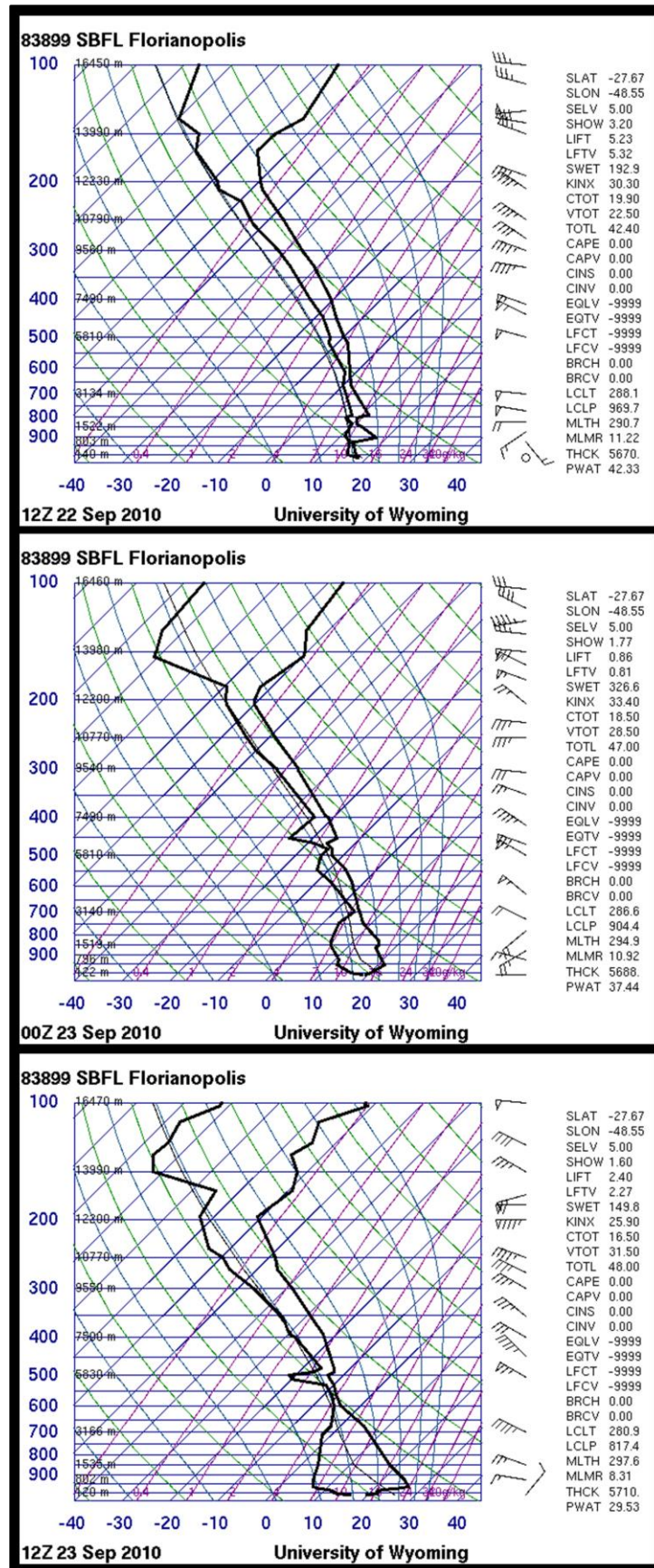


Figura 43 - Gráficos Skew-T para a estação de Florianópolis dos dias 22 as 12Z e 23 00Z e 12Z.

4.4 LIMITAÇÕES

Devido ao fato de a abordagem desenvolvida por esse trabalho ser derivada de imagens de satélite e saída de modelos numéricos, limitações individuais desses parâmetros, como: resolução espectral, espacial, temporal erro de paralax dentre outros, são transmitidas para a metodologia. Além dessas limitações que ficam subentendidas, foi encontrada uma limitação da técnica, como um todo.

Na etapa de comparação entre as temperaturas do canal IR 10.8 μm e a temperatura de tropopausa a diferença de resolução espacial é compensada, mas a resolução temporal não, embora seja possível realizar interpolação. A temperatura de tropopausa possui a resolução de 6 horas, enquanto as imagens de satélite possuem resolução de 15 minutos. Embora não haja grande variação da temperatura de tropopausa nesse período, esse fato não deixa de ser uma limitação para essa abordagem. Inclusive, foi esse parâmetro que apresentou falha em certas circunstâncias. Em três casos a diferença IR10.8 μm -PNT não apresentou resultados satisfatórios, revelando áreas onde os outros parâmetros não concordavam ou até mesmo áreas maiores do que a diferença de temperatura entre WV-IR. Essa característica era observada principalmente, em casos ocorrentes em latitudes altas. Ver figura 44. Mas embora isso aconteça, as falhas se apresentavam evidentes, podendo facilmente serem compensadas de forma visual, mesmo que o visualizador não possua vasta experiência.

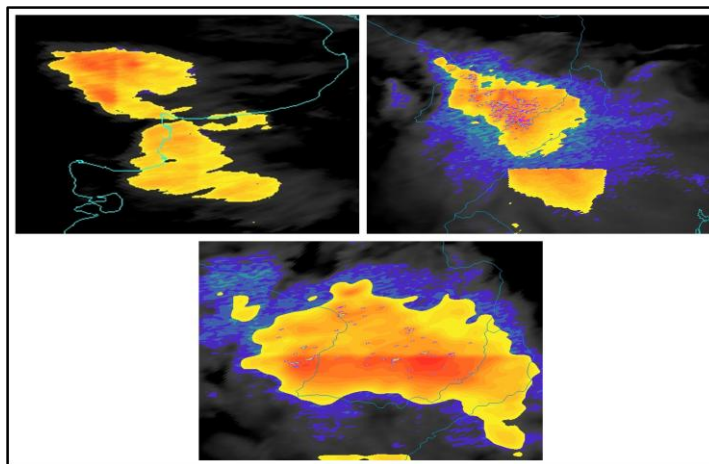


Figura 44 - Figuras dos casos 1, 4 e 3 respectivamente onde a técnica não apresentou resultados satisfatórios.

4.5 Estudo de Casos

Para melhor entendimento da abordagem e sua aplicabilidade, será apresentada, nas próximas seções, uma análise completa dos três casos que apresentaram maior variabilidade quando comparados ao conjunto restante dos SCMs selecionados.

A primeira análise é feita para o caso ocorrido no dia 14 de outubro de 2010, pois de acordo com a abordagem desenvolvida, foi o caso que mostrou menor intensidade. Os outros dois casos foram escolhidos por apresentarem clássicas características das duas principais subcategorias dos Sistemas Convectivos de Mesosescala. O caso do dia 28 de novembro de 2010 foi um típico caso de Complexo Convectivo de Mesoescala, e o caso do dia 19 do mesmo mês apresentou características distintas de Um Sistema Convectivo Persistente e Alongado.

O objetivo dessa análise detalhada é buscar possíveis relações entre padrões sinóticos do ambiente em que elas se desenvolveram e as diferenças apresentadas pelas tempestades quando aplicado a metodologia. Com isso, será possível validar, ainda mais, a metodologia e também identificar indícios para futuros temas de estudo.

Caso 14 de Outubro

O caso 5 teve início na noite do dia 13/10/2010 às 23:00 UTC e pela análise de temperatura de brilho do canal IR $10.8 \mu m$, atingindo sua máxima intensidade às 02:45 do dia 14. O período de maior intensidade desse sistema foi atingido muito próximo ao aparecimento da tempestade. Nesse período o sistema atingiu temperaturas inferiores a $-70^{\circ}C$, essas características indicam forte atividade convectiva. Sua máxima extensão foi atingida por volta das 07:00 UTC. A tempestade esteve ativa por 16h.

A tempestade se desenvolveu na região oeste da Argentina, próximo à cordilheira dos Andes, sobre um máximo local de umidade, o que é representado pela coluna total de vapor d'água. Observa na figura 45 sua localização durante evolução.

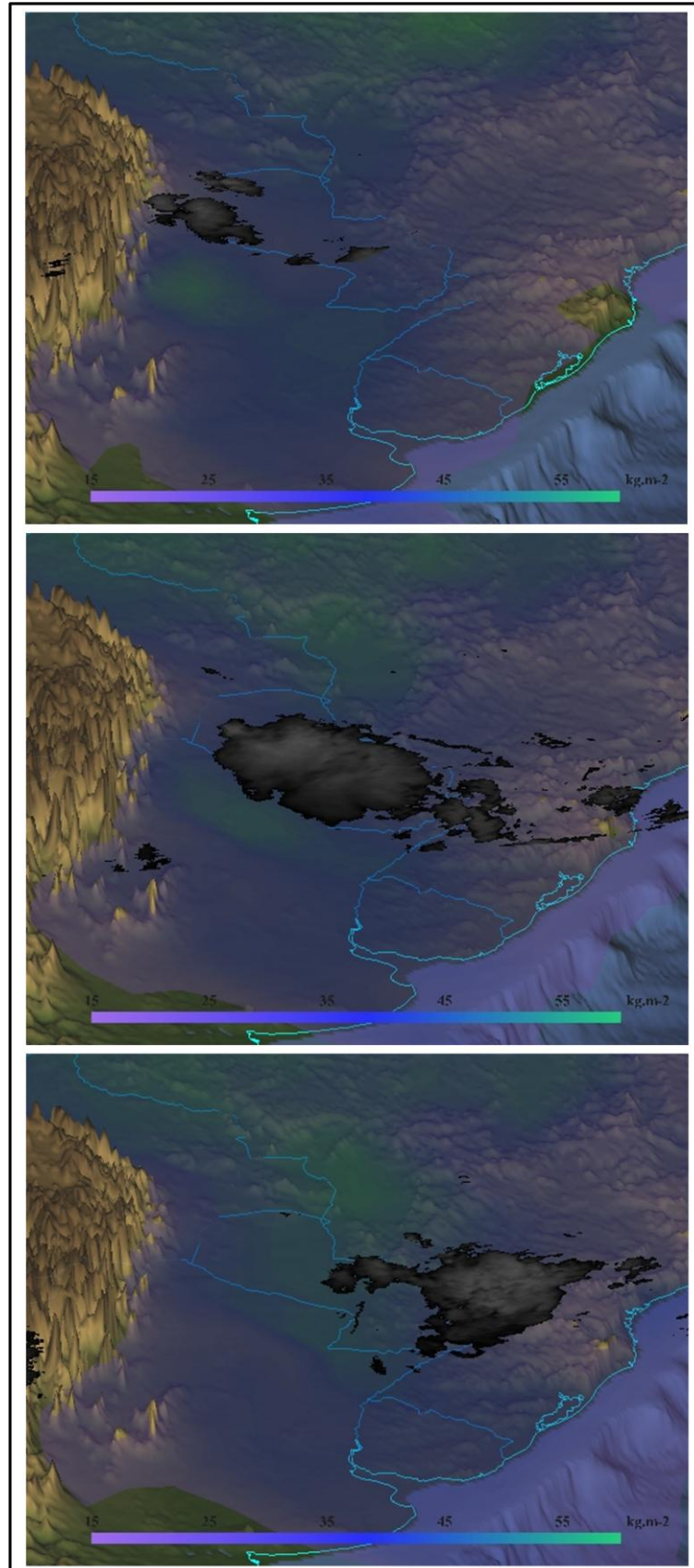


Figura 45 - Figura que representa a análise da localização em que se desenvolveu a tempestade e seu deslocamento. Está representada a topografia local, total coluna de vapor d'água e imagens do satélite Meteosat com máscara aplicada à temperaturas inferiores a 233 K nos horários de 00, 06 e 12 UTC do dia 14 de outubro.

Em superfície, próximo de onde a tempestade se iniciou, está localizado um sistema de baixa pressão bastante intenso. Pelos vetores de vento é possível observar que há uma forte convergência no local, observar figura 46. Esse sistema perdeu intensidade e se alongou na direção sudeste, formando um "corredor" junto a dois sistemas de alta pressão localizados ao sul e sudeste. Nesses períodos, a tempestade apresentou deslocamento médio para leste atingindo o estado do Rio Grande do Sul. A localização e desenvolvimento do sistema indica a presença de efeito orográfico causado pela cordilheira e também pela topografia do estado do Rio Grande do Sul, uma vez que a tempestade sofre leve intensificação ao se aproximar do estado.

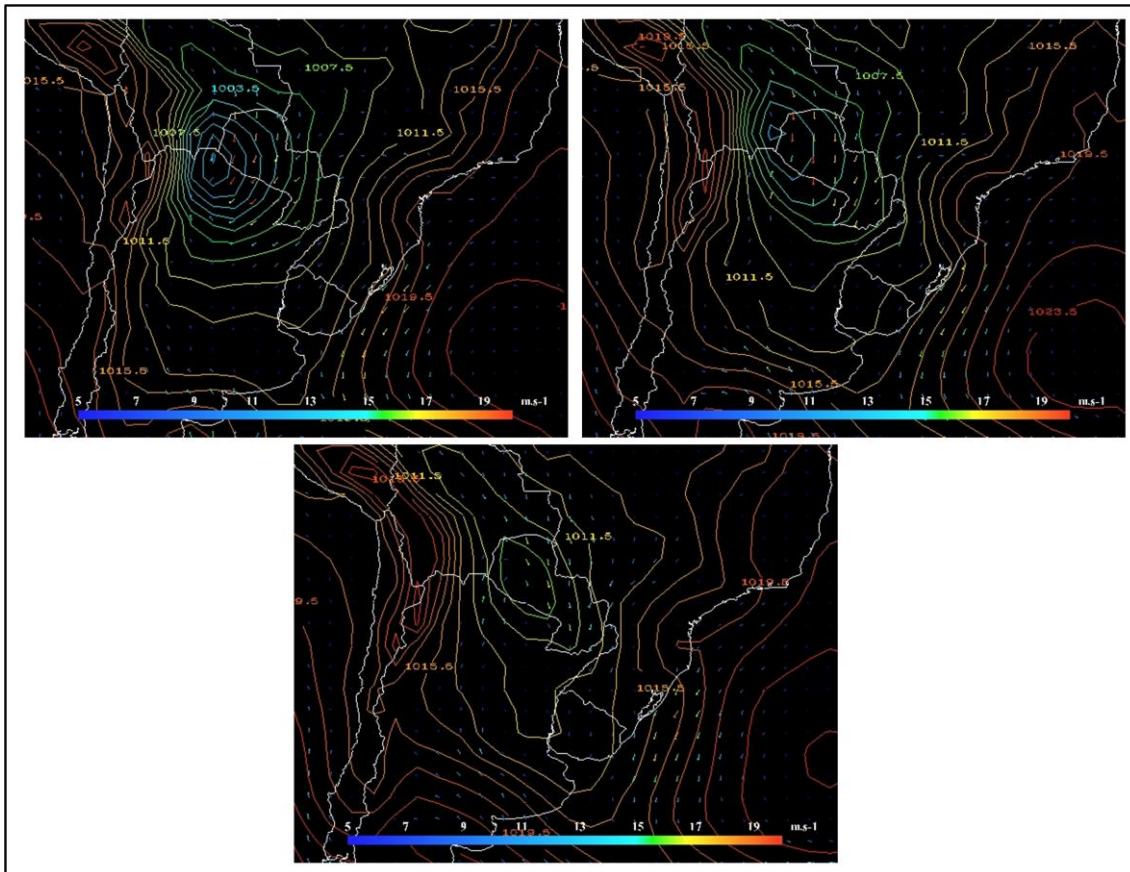


Figura 46 - Representação da superfície durante a ocorrência do Sistema Convectivo para 00, 06 e 12 UTC respectivamente.

Pela análise da atmosfera, em diferentes níveis, é possível observar que a tempestade se desenvolveu sob a presença do Jato Subtropical de Altos Níveis não muito intenso, durante todo seu período de vida. Além disso, nota-se que na região onde a tempestade se inicia, está

localizada um forte máximo de umidade, provavelmente muito favorecida pela forçante orográfica. Durante seu estágio de vida essa característica foi se dissipando, inclusive sofrendo advecção de um ar mais seco em suas últimas horas de atividade. Essas características podem ser observadas pela figura 47.

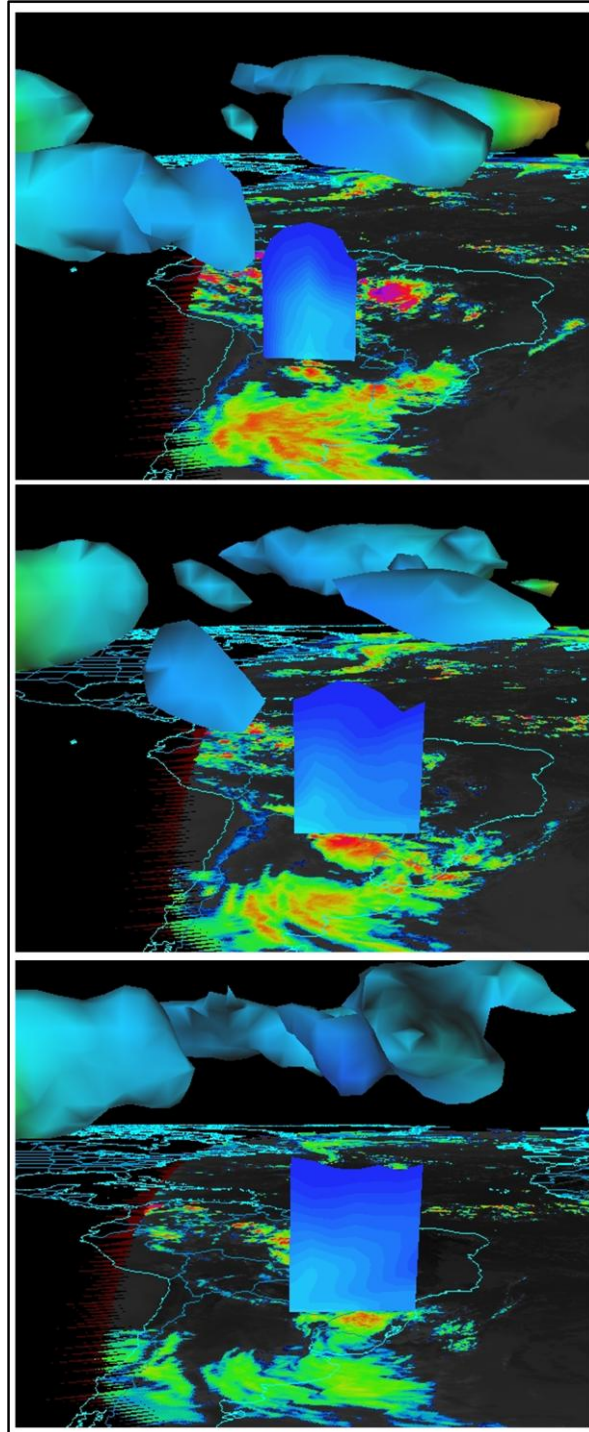


Figura 47 - Visualização em 3D, IR 10.8 realçado, isosurface 33 m/s e seção transversal vertical de umidade específica aplicada ao longo da tempestade para os horários de 00, 06 e 12 UTC

A metodologia de detecção e monitoramento de convecção severa, apresentada por esse trabalho, mostrou que, dos seus cinco parâmetros, a tempestade apresentou o parâmetro de temperaturas positivas da comparação entre a temperatura de brilho entre os canais WV-IR, além de valores inferiores a 233k do canal IR 10.8 μm .

A tempestade foi iniciada por dois focos convectivos que se iniciaram quase no mesmo instante; Na comparação WV-IR era possível observar que a região localizada ao norte, era mais intensa. A região convectiva está localizada na parte noroeste do Sistema e durante seu desenvolvimento essa região se deslocou para o centro da tempestade e assim logo atingiu seu estágio de dissipação. A evolução da tempestade por essa abordagem é representada pelos figura 48 .

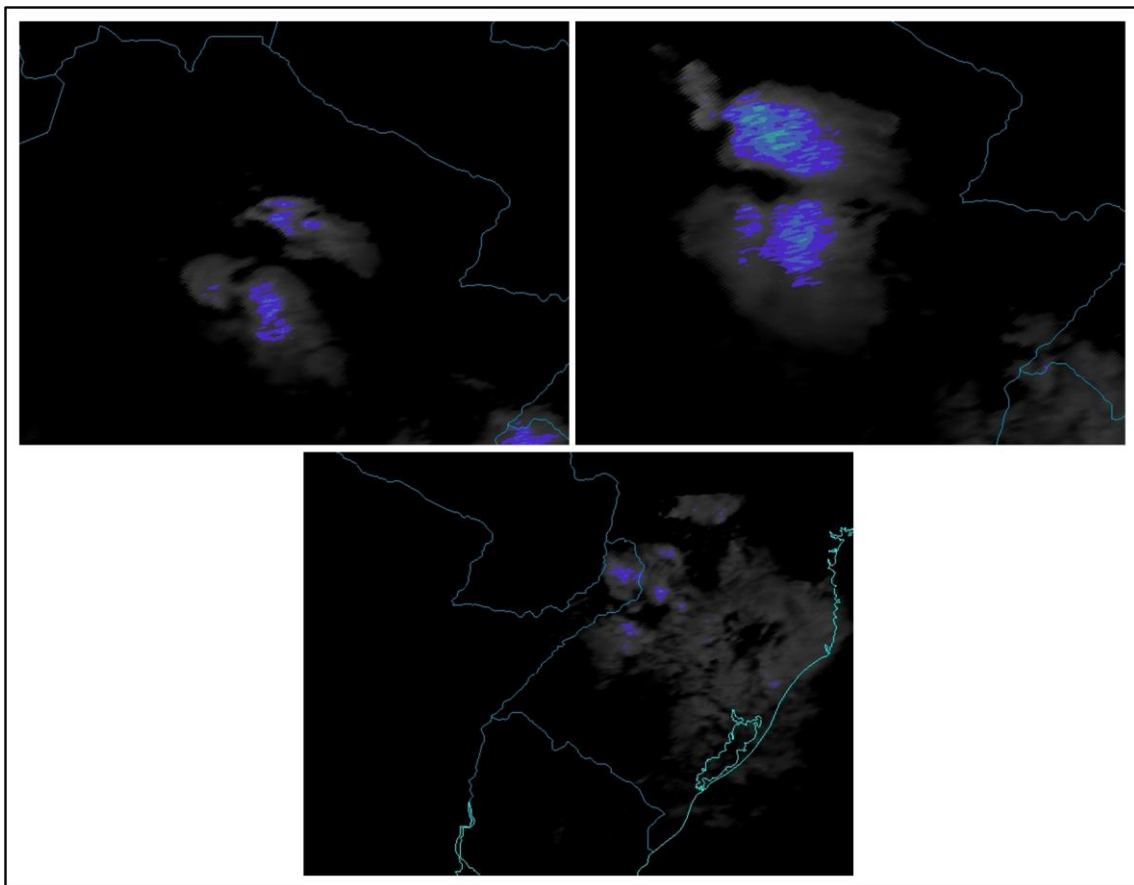


Figura 48 - Evolução da tempestade representada pela técnica de detecção e monitoramento de convecção severa aplicada em seu estágio de iniciação, máxima intensidade e dissipação.

Caso 19 de Novembro

Este caso se iniciou a partir de um escudo de nuvem já bem definido, mas não muito intenso. Possuía forma bastante alongada com orientação norte sul. No decorrer de algumas horas a parte norte apresentou atividade convectiva mais intensa e assim se desenvolvendo em um Sistema Convectivo Alongado e Persistente. Os primeiros indícios da formação de uma tempestade apareceram às 08:45, próximos à fronteira oeste do Rio Grande do Sul. Por algumas horas, esse sistema se manteve com pouca intensidade e, por volta das 13:45, a região norte da tempestade apresentou intensificação e poucas horas depois, forte atividade convectiva. No decorrer do seu tempo de vida a tempestade modificou sua orientação norte sul para uma orientação leste oeste, mas sem perder a característica de forma bastante alongada. A tempestade esteve ativa por um tempo superior a 33h. Longo ciclo de vida é uma das características principais dos SCPA.

Como pode ser observado na figura 49, a tempestade se desenvolveu em uma região de pouca elevação de terreno, porém, cercado lateralmente por regiões mais altas. Essa configuração facilitou o escoamento de baixos níveis, estabelecendo nessa região, uma atmosfera rica em vapor d'água. Em baixos níveis era possível notar, em seu início, um máximo de coluna vertical de vapor d'água localizada abaixo da região mais intensa do escudo de nuvem. No decorrer de seu ciclo de vida, a tempestade sofreu deslocamento para norte, e a configuração da coluna vertical de vapor d'água, vista no princípio do fenômeno, se desfez. No estágio de dissipação, a tempestade perdeu intensidade e se agrupou com outros escudos de nuvem menos intensos e sem forma aparente.

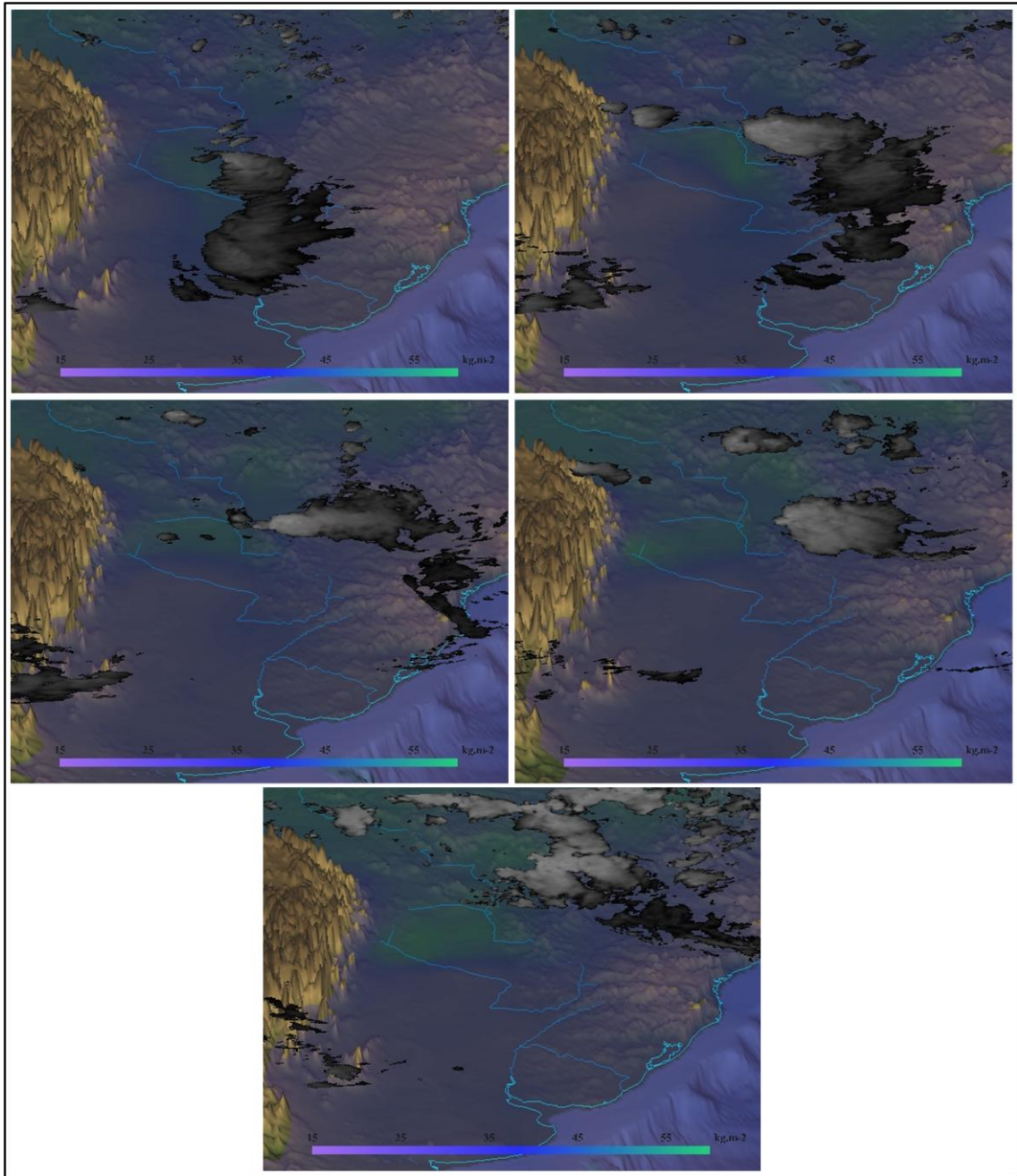


Figura 49 - Representa a topografia local, total coluna de vapor d'água e imagens do satélite Meteosat com mascara aplicada à temperaturas inferiores a 233 K nos horário de 18, 00, 06, 12 e 18 UTC dos dias 19 e 20 de novembro.

Em superfície era possível notar uma grande região com baixas pressões. A noroeste de onde se desenvolveu o sistema estava presente a baixa climatológica do Chaco, com pressões a baixo de 1000 hPa. Na região onde se desenvolveu o sistema havia um mínimo local de pressão, com isóbara fechada de 1005 hPa, além disso, a orientação do vento no local era de sul para norte, que acoplado ao movimento ocasionado pelo sistema de baixa pressão mais intenso, criou uma zona de convergência. ver figura 50.

No decorrer do ciclo de vida do fenômeno, o mínimo local de pressão se desfez, assim enfraquecendo a corrente sul para norte e fortalecendo uma corrente leste oeste. Muito provavelmente, por esse motivo, a tempestade sofreu a variação de orientação em seu escudo de nuvem. Além disso, a baixa do Chaco perdeu intensidade, com isso diminuindo o gradiente de pressão e, conseqüentemente, fazendo com que os ventos locais se tornassem fracos. Todas essas características favoreceram para dissipação do SCPA.

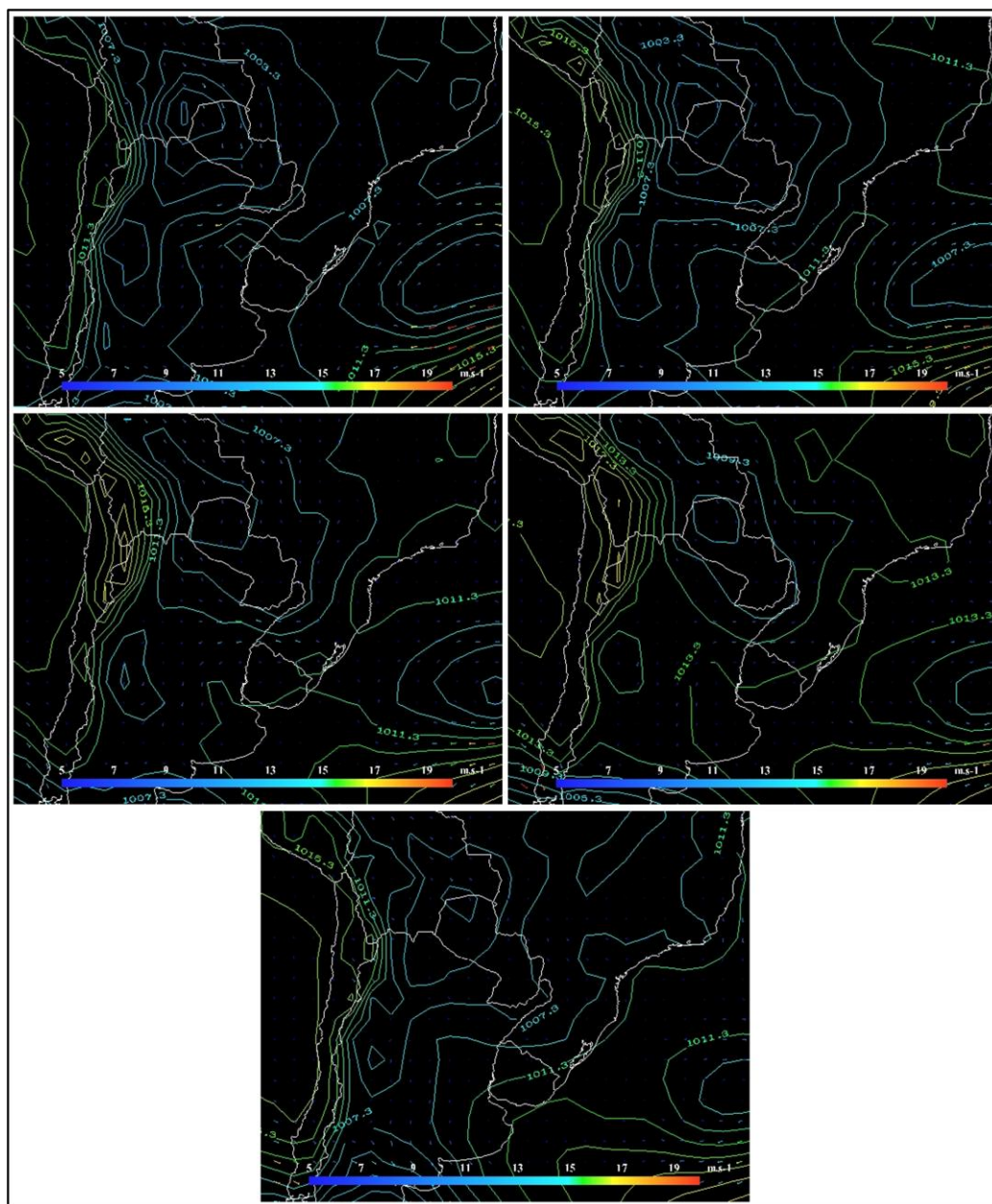


Figura 50 - Representação da superfície durante a ocorrência do Sistema Convectivo para 18, 00, 06, 12 e 18 UTC dos dias 19 e 20 de novembro respectivamente.

Pela análise da atmosfera em diferentes níveis, nota-se que o SPCA se desenvolveu em uma região rica em umidade. O Jato Subtropical de Altos Níveis estava bem estabelecido sobre a tempestade na fase de início. A maior concentração de umidade estava na região oeste da tempestade, onde se desenvolviam os novos focos convectivos que alimentavam a tempestade. Com o seu deslocamento, novas regiões convectivas não se desenvolveram e a tempestade se desfez. Ver figura 51.

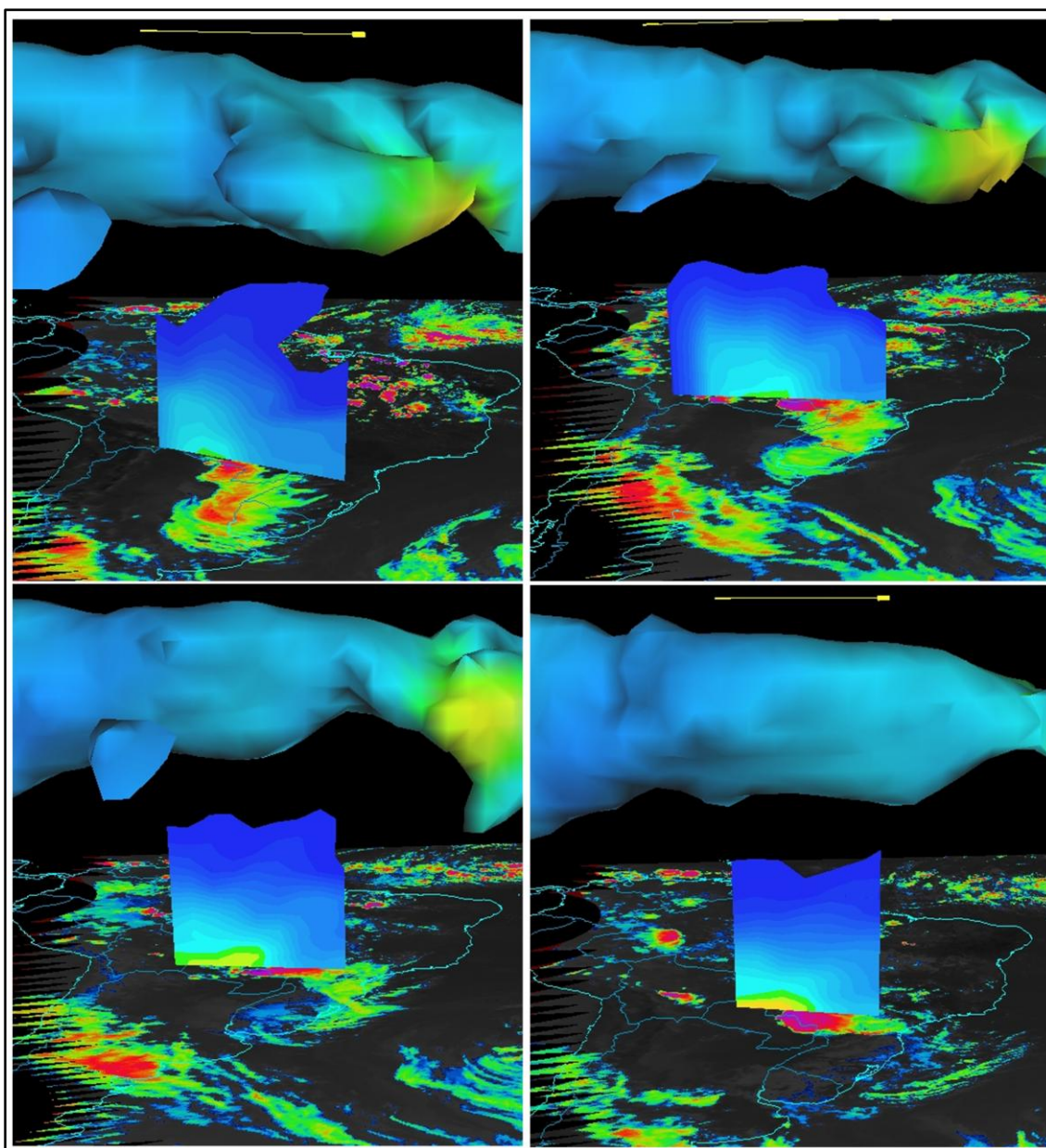


Figura 51 - Visualização em 3D, IR 10.8 realçado, isosurface 33 m/s e seção transversal vertical de umidade específica aplicada ao longo da tempestade para os horários 18, 00, 06, 12 e 18 UTC dos dias 19 e 20 de novembro respectivamente.

A metodologia de detecção e monitoramento de convecção severa captou claramente os estágios da tempestade. A mesma se inicia por um escudo de nuvem já formado, com dois principais focos convectivos. O foco posicionado a norte do sistema se intensifica e logo apresenta temperaturas inferiores a temperatura de tropopausa. A tempestade continua a se desenvolver com violenta atividade convectiva apresentando inúmeros pontos de intensificação da comparação entre WV-IR quando comparadas ao tempo anterior. Essa característica é apresentada pelas tempestades mais intensas dos casos testados pela técnica. Além disso foi notado regiões que apresentavam ambas diferenças de temperaturas (IR 10.8 μm – PNT) inferiores a -6 K e (WV-IR) superiores a 4 K em grande parte do ciclo de vida deste PECS. A abordagem captou bem o período de dissipação onde o fenômeno perdeu intensidade e não mais apresentou temperaturas inferiores a da tropopausa. Veja figura 52

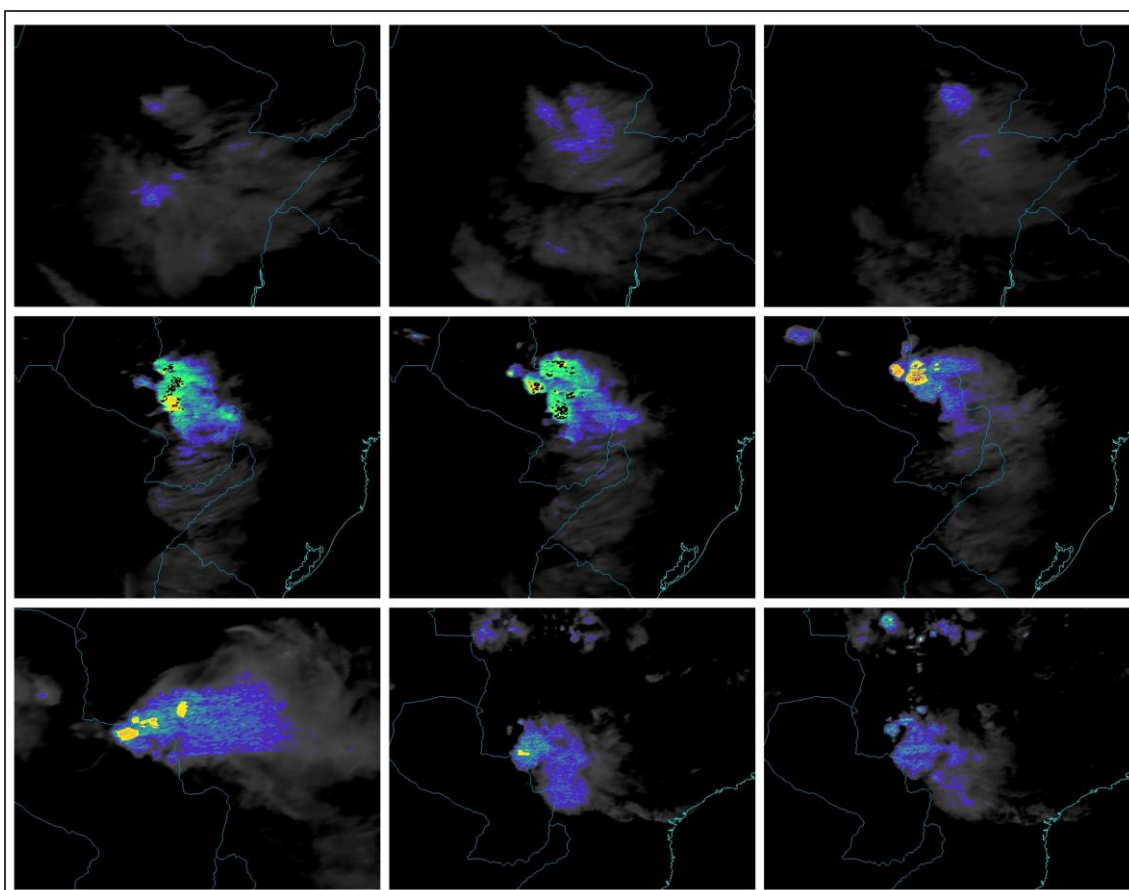


Figura 52 - Evolução da tempestade ocorrida entre os dias 19 e 20 de novembro captada pela técnica de monitoramento de tempestades severas apresentado nesse trabalho

Caso 28 de Novembro

As primeiras tempestades apareceram por volta de 00 UTC do dia 28 de novembro, próximo a Cordilheira dos Andes. Foram detectados vários núcleos convectivos, em meio a estes, um núcleo se desenvolveu e logo formou um grande e intenso Sistema Convectivo de Mesoescala. Logo depois das 4:30 UTC, esse sistema se dividiu em dois, um dos núcleos não apresentou forma definida e nem convecção profunda e logo se dissipou; o outro continuou se desenvolvendo e apresentou forma quase circular bem definida. A figura 53 mostra o desenvolvimento do sistema e sua posição relativa à topografia do continente. Pela análise da coluna vertical de vapor d'água vista na figura, nota-se que a atmosfera no local em que a tempestade estava ativa era rica em umidade e assim se manteve em todo seu período de vida.

Em superfície, caracterizado pela figura 54, observa-se a atuação de 2 grandes sistemas de pressão, um de baixa pressão ao norte, e outro de alta pressão ao sul. Essa configuração favoreceu o escoamento em baixos níveis, formando uma grande área de convergência, no local da tempestade. O sistema de baixa pressão advectava ar mais quente e instável enquanto o sistema de alta pressão, rico em um ar frio e estável, aprisionava o ar favorável à tempestade na região central da Argentina. O Complexo convectivo formado se manteve atuante enquanto essa configuração "dipolo" permanecia atuante.

Com o passar das horas, o sistema de baixa pressão perdeu intensidade e foi sobreposto pelo de alta pressão, assim, a atmosfera que alimentava a tempestade foi preenchida por um ar frio e seco, dando início ao estágio de dissipação do CCM. Em geral a tempestade não obteve um tempo de vida muito longo, aproximadamente 15 horas, mas quando esteve ativa, apresentou forte atividade convectiva, sendo uma das tempestades mais intensas do grupo seletivo para esse trabalho.

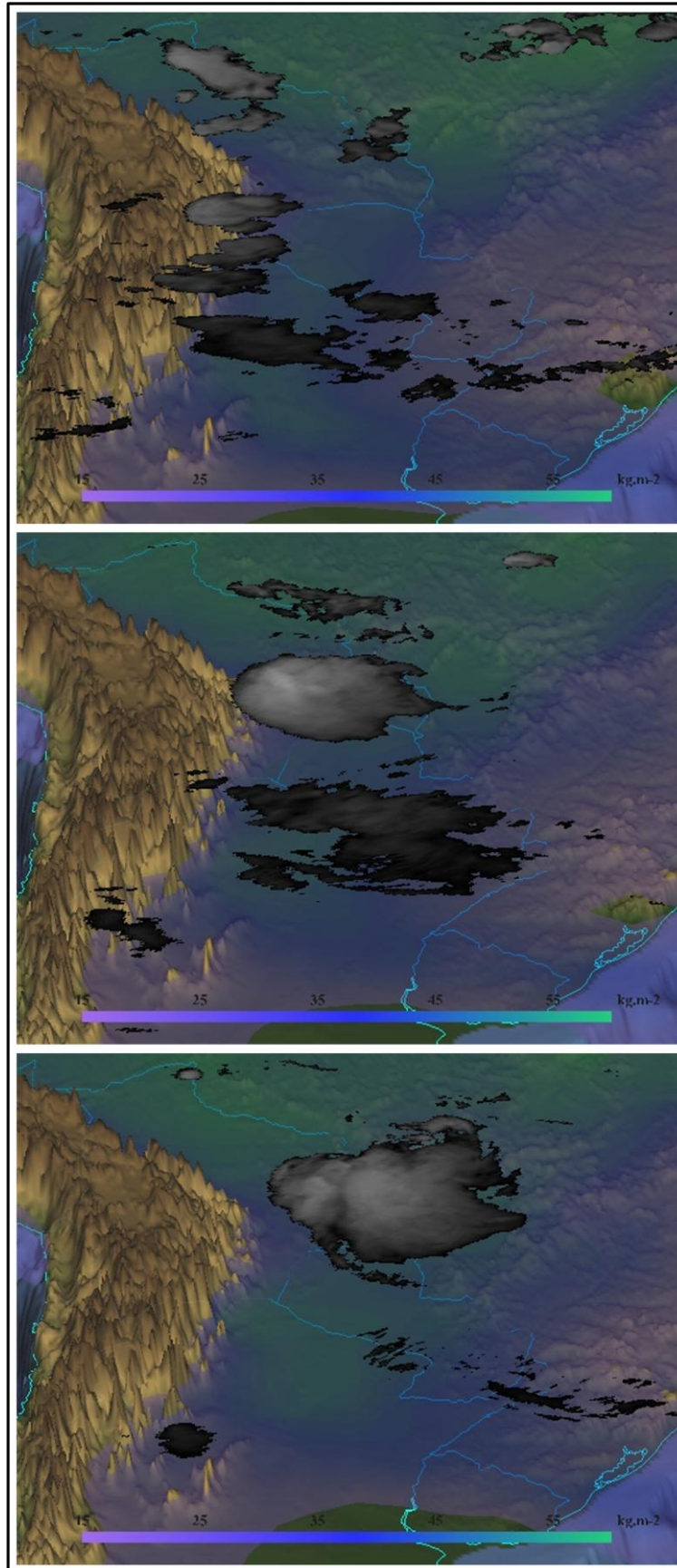


Figura 53 - Representa a topografia local, total coluna de vapor d'água e imagens do satélite Meteosat com mascara aplicada à temperaturas inferiores a 233k nos horário de 00, 06, 12 e UTC do dia 28 de novembro.

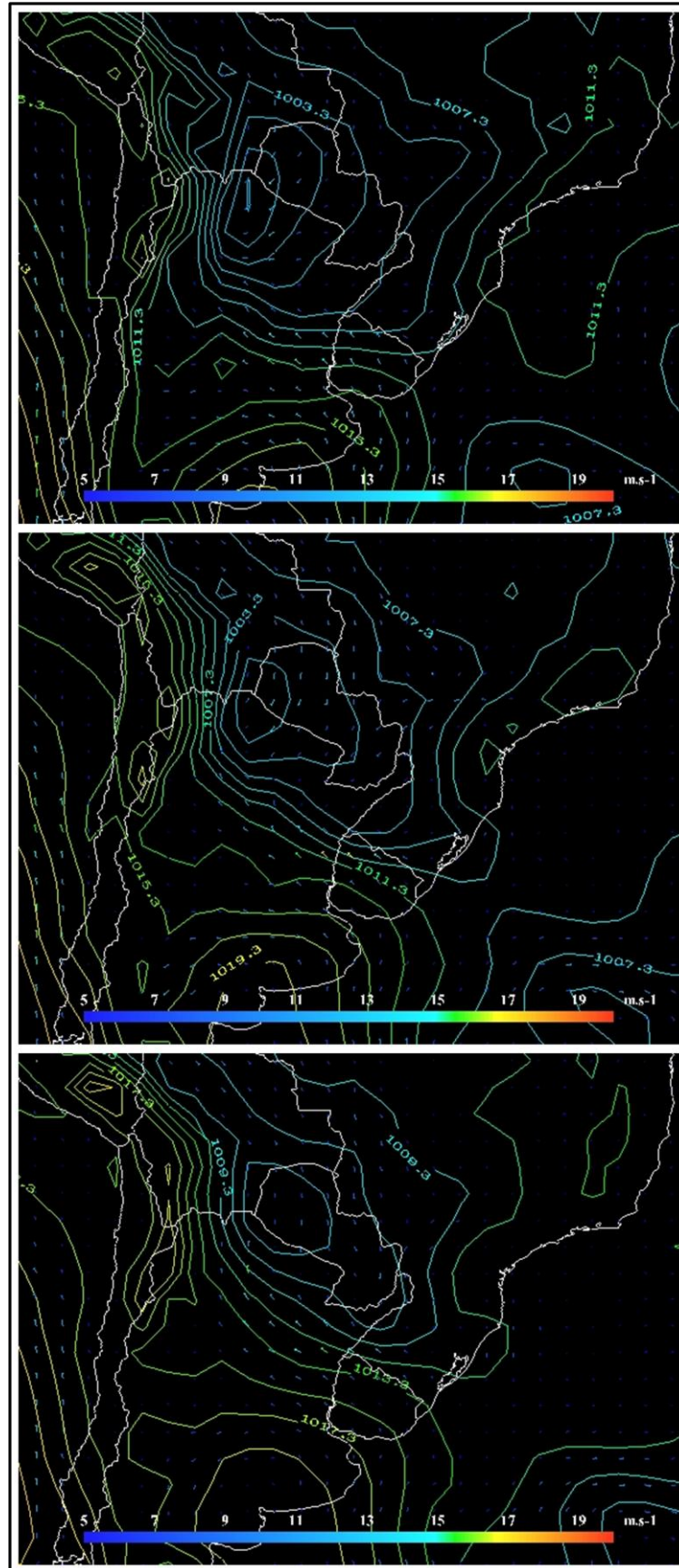


Figura 54 - Representação da superfície durante a ocorrência do Sistema Convectivo para 00, 06, 12 e UTC do dia 28 de novembro.

A representação da atmosfera em vários níveis, mostra uma corrente de jato bem estabelecida e bastante intensa durante o período atuante do CCM, ver figura 55. Também é possível notar uma grande quantidade de umidade no local da tempestade, principalmente por volta das 12 UTC, horário próximo àquele em que a tempestade atingiu sua maior extensão. Por estas análises nota-se que as tempestades são bastante influenciadas pela topografia local que ajudam a estabelecer uma atmosfera quente e úmida, o que é essencial para a ocorrência de tempestade com forte atividade convectiva.

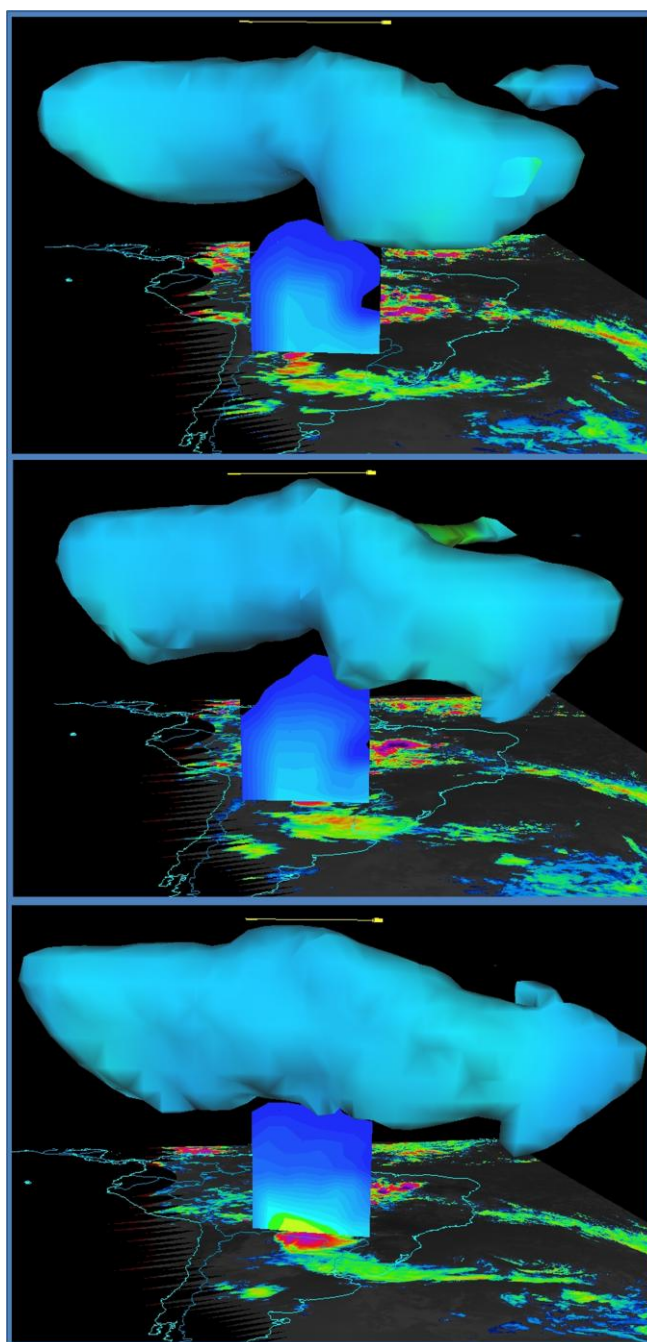


Figura 55 - Figura 16 - Visualização em 3D, IR 10.8 realçado, isosurface 33 m/s e seção transversal vertical de umidade específica aplicada ao longo da tempestade para os horários 00, 06 e 12 UTC do dia 28 de Novembro.

Aplicando a abordagem, por esse trabalho desenvolvida, fica claro que desde o aparecimento das primeiras tempestades um foco convectivo ao meio de outros se mostrou mais ativo em questão de convecção profunda. Desde o início, foram captadas temperaturas positivas da diferença WV-IR e, em pouco tempo, já existiam indícios de que a tempestade havia atingido a tropopausa, indicados pela temperatura negativa da comparação IR-NWP.

Em sua fase de máxima atividade, o CCM apresentou valores altos de limiares indicativos de convecção profunda e todos os parâmetros da metodologia estiveram presentes. Esses parâmetros foram perdendo intensidade e, gradativamente, deixando de existir e assim indicando que a tempestade atingiu seu estágio de dissipação. As características apresentadas pela abordagem desenvolvida podem ser observadas pela figura 56.

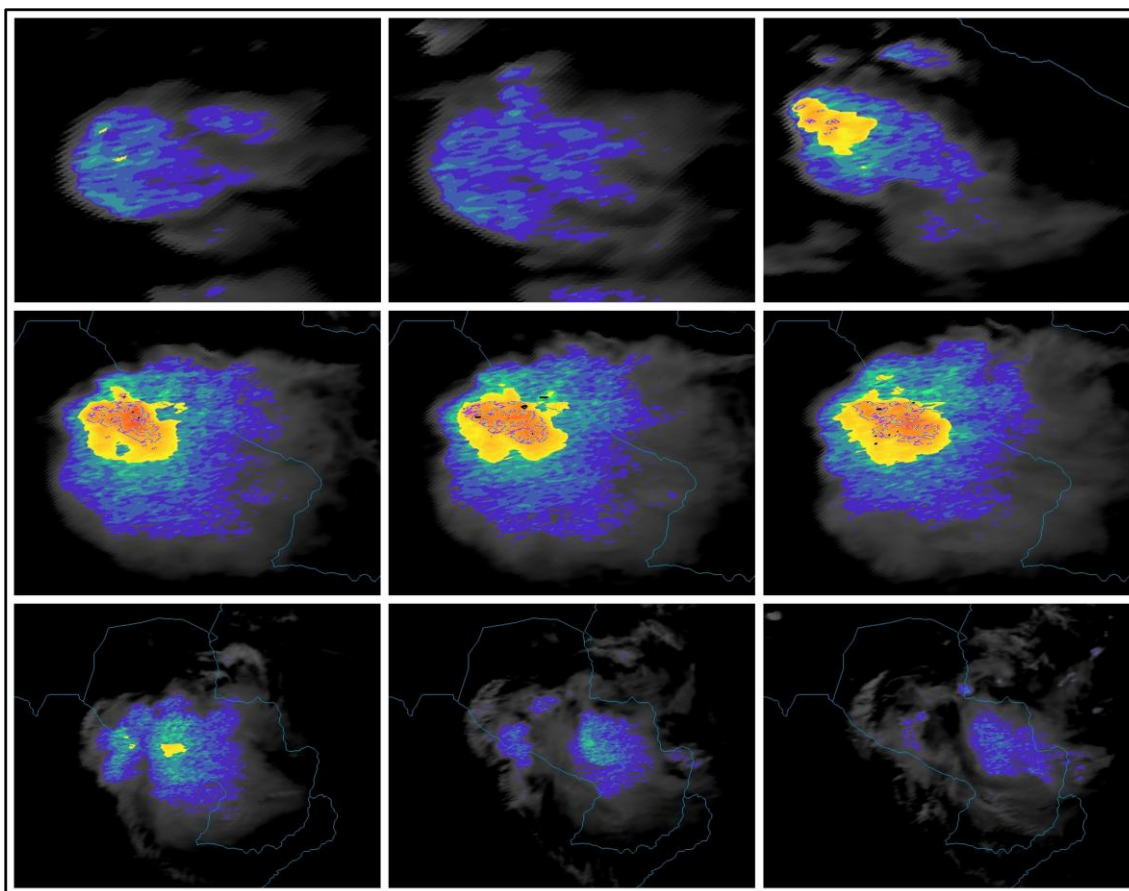


Figura 56 - Evolução da tempestade ocorrida no dia 28 de novembro captada pela técnica de monitoramento de tempestades severas apresentado nesse trabalho

4.6 Combinação Entre Parâmetros e Função Intensidade.

Como a abordagem desenvolvida neste trabalho, busca caracterizar estágios e regiões de maior intensidade em uma tempestade convectiva de grande escala, nos estágios de máxima atividade de cada tempestade, foram realizadas duas análises de comparação. A primeira comparando o canal IR10.8 μm com a diferença WV-IR (ver figura 57) e a segunda comparando a diferença WV-IR com, a também diferença, IR-PNT (ver figura 58). Assim foi possível captar os valores máximos de cada índice de convecção profunda utilizados na técnica para cada SCM analisado. Essa comparação também observou regiões sem nuvens e com nuvens sem desenvolvimento vertical.

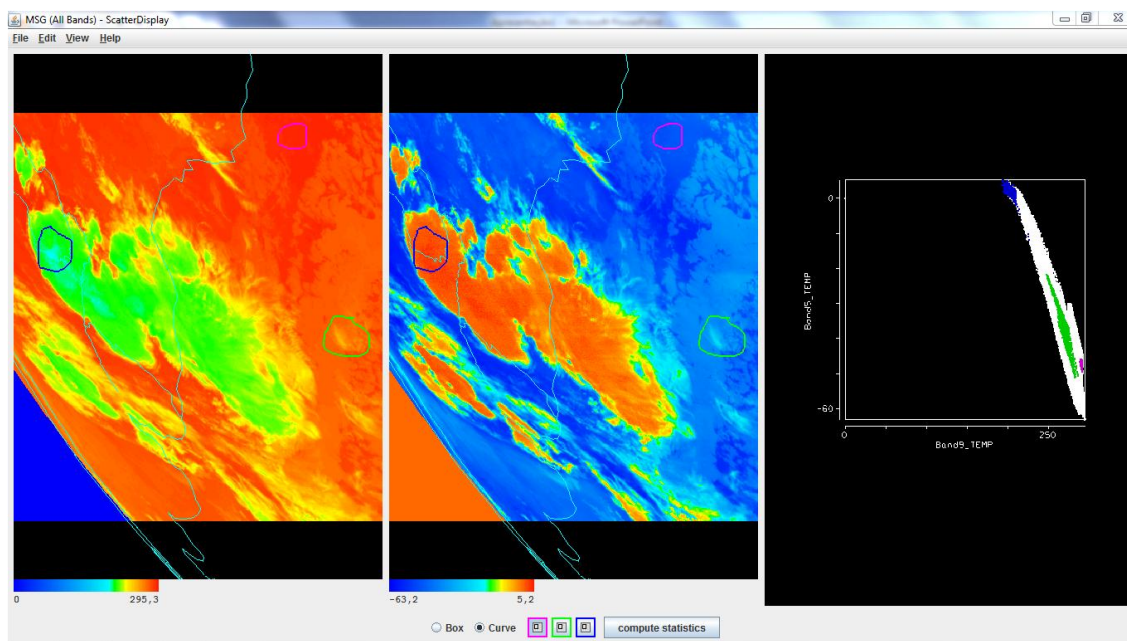


Figura 57 - Análise de dispersão entre canal IR 10.8 e a diferença de temperatura WV-IR para o caso 3. Contorno em azul identifica região de intensa atividade convectiva, contorno rosa marca regiões sem nebulosidade, e contorno verde representa regiões de nuvem

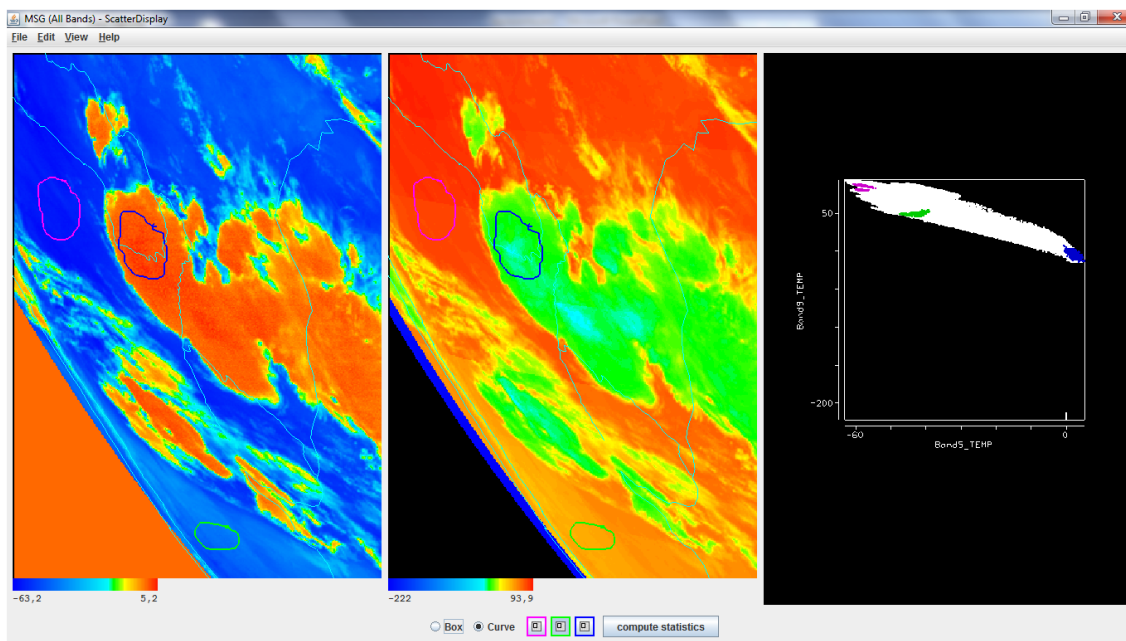


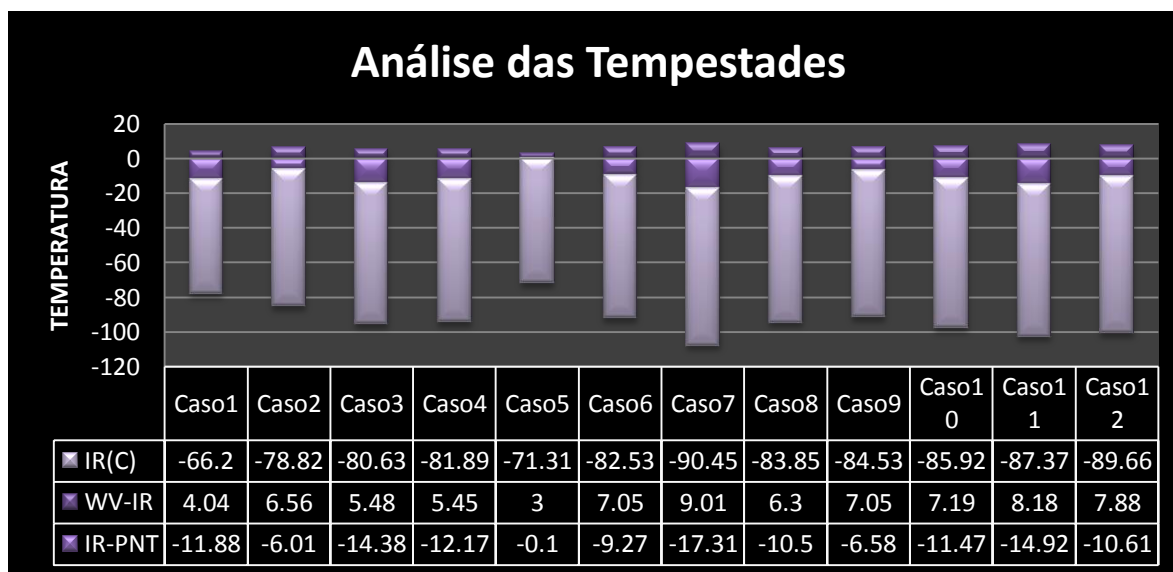
Figura 58 - Análise de dispersão entre diferenças de temperaturas WV-IR e IR-PNT para o caso 3. Contorno em azul identifica região de intensa atividade convectiva, contorno rosa marca regiões sem nebulosidade, e contorno verde representa regiões de nuvens de pouco desenvolvimento vertical.

Por essa análise, nota-se que a região convectiva da tempestade foi muito bem caracterizada por valores positivos de WV-IR, região em azul do gráfico da imagem. Além disso, a mesma análise para regiões sem nebulosidade e com nebulosidade sem desenvolvimento vertical, mostraram valores bem diferentes. Resultado muito parecido foi encontrado na análise de dispersão entre as diferenças WV-IR e IR-PNT, onde, em regiões de valores positivos de WV-IR estão presentes valores negativos de IR-PNT. Outra vez, a comparação com a atmosfera sem nuvens ou com nuvens baixas, mostrou valores bem diferentes aos observados na região de intensa atividade convectiva. Esses resultados indicam que o valor superior de 8° para WV-IR, e inferior para diferença IR-PNT de -15° são suficientes para caracterizar as mais intensas tempestades. Essa conclusão pode ser reforçada pela tabela 8, onde estão expressos os valores encontrados na análise.

Tabela 8 - Resultado da análise de comparação para valores máximos dos diferentes índices de intensidade de tempestade

	WV-IR	IR-PNT	IR(K)
Caso1	4.04	-11.88	206.95
Caso2	6.56	-6.01	194.33
Caso3	5.48	-14.38	192.52
Caso4	5.45	-12.17	191.26
Caso5	3	-0.1	201.84
Caso6	7.05	-9.27	190.62
Caso7	9.01	-17.31	182.7
Caso8	6.3	-10.5	189.3
Caso9	7.05	-6.58	188.62
Caso10	7.19	-11.47	187.23
Caso11	8.18	-14.92	185.78
Caso12	7.88	-10.61	183.49

Os resultados encontrados nessa análise, ressaltam que, embora esses limiares obtivessem ótima resposta de análise visual pelo produto desenvolvido, os índices entre si não entram em acordo. Por exemplo, comparando o caso 1 ao caso 5: Pela análise da metodologia, o caso de número 5 foi o menos intenso, e o único que não apresentou visualmente temperaturas negativas da comparação entre IR-PNT. Se compararmos os índices das comparações WV-IR e IR-PNT, nos dois casos, é possível notar que estão em acordo. O caso 1 mostra valores mais positivos para WV-IR e mais negativos para IR-NWP. Se compararmos apenas pela temperatura de brilho do canal IR, para o caso 1 a temperatura mínima é 206,95 K, enquanto para o caso 5 é 201.84 K. Uma vez que a temperatura menor do canal IR indica maior desenvolvimento vertical, isso mostra que, por esse parâmetro, o caso 5 foi mais intenso e, conseqüentemente, não está de acordo com os outros dois parâmetros. Comparando, agora, o caso 4 ao caso 8, observamos que um padrão parecido acontece, mas dessa vez, o parâmetro que não está em consenso é a diferença IR-PNT. Essa característica fica ainda mais clara quando observada em forma gráfica. ver gráfico.



A comparação entre os três parâmetros, é mais eficiente do que, apenas, a análise de intensidade de uma tempestade por um parâmetro individual. Isso indica que a análise das tempestades e a comparação entre elas, seria melhor efetuada se fosse criado um índice de temperatura que indicasse a intensidade da tempestade, levando em consideração os três parâmetros.

Observe o gráfico acima, valores em roxo escuro representam as diferenças de temperatura. Quanto maior for a coluna gerada pelos valores positivos da diferença de temperatura dos canais WV-IR e por valores negativos da diferença entre o canal IR 10.8 μm e pela temperatura de tropopausa (IR-PNT), mais intensa pode ser considerado a tempestade. Baseado nessa ideia, foi desenvolvido uma simples função matemática:

$$Intensidade = (IR + [\{IR - PNT\} - \{WV - IR\}])$$

A tabela exhibe os resultados da aplicação da fórmula aos índices da tabela 9.

Tabela 9 - Resultados da aplicação da função intensidade nos índices dos três parâmetros obtidos pela análise de dissipação.

	INTENSIDADE (K)
Caso1	191.03
Caso2	181.76
Caso3	172.66
Caso4	173.64
Caso5	198.74
Caso6	174.3
Caso7	156.38
Caso8	172.5
Caso9	174.99
Caso10	168.57
Caso11	162.68
Caso12	165

Pelos resultados da tabela, nota-se que na utilização da função Intensidade, foi possível criar um valor de temperatura que utilizasse os três principais parâmetros da metodologia criada, para facilitar a discriminação da tempestade mais intensa. Pode-se notar que a ambiguidade observada quando analisado os três parâmetros individualmente, foi sanada, assim podendo claramente comparar o caso 1 ao caso 5 e, sem a menor dúvida, concluir que o caso 1 foi mais intenso. A função Intensidade pode ser diretamente aplicada a uma imagem de satélite (ver figura 59) obtendo um resultado mais eficiente do que apenas as temperaturas do canal IR 10.8 μm .

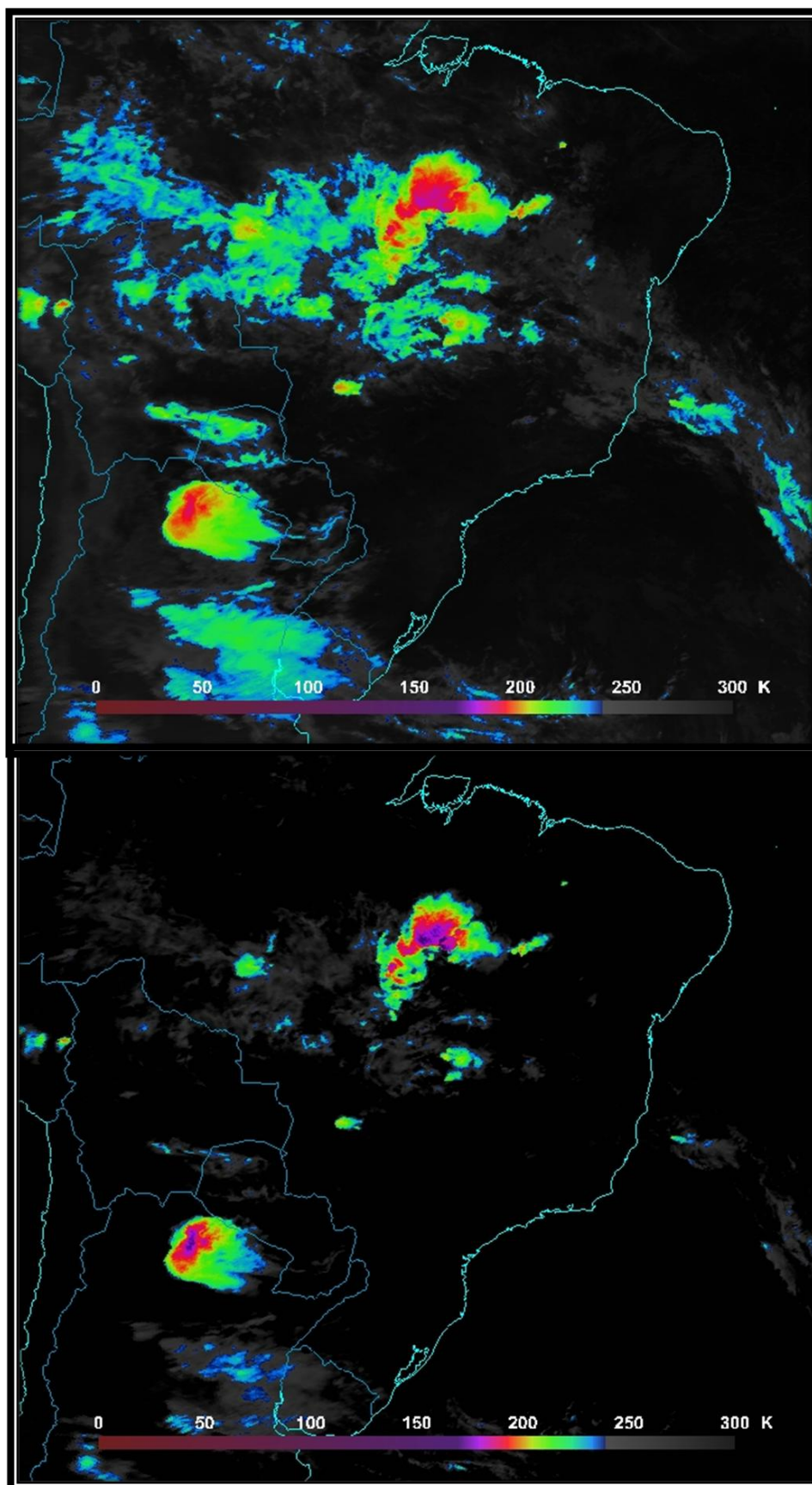


Figura 59 - Comparação entre imagem do canal IR 10.8 (superior) e imagem com a aplicação da função intensidade (inferior).

A figura acima exibe uma comparação entre a imagem do canal infravermelho IR 10.8 μm e a imagem com a aplicação da função Intensidade. Em ambas as imagens estão exibidas a mesma variação de temperatura, de 0 a 300 k e estão realçadas de acordo com, exatamente, a mesma escala de cor. Pela imagem, nota-se que com a aplicação da função Intensidade, regiões de convecção mais profunda são melhor representadas do que aquelas observadas apenas pelo realce do canal IR 10.8 μm . Um outro fator positivo da aplicação dessa função, em estudos de tempestades severas, fica claro quando comparamos as duas imagens em busca de nuvens baixas. A imagem com a função aplicada descarta nuvens com pouca atividade convectiva, assim mantendo em questão apenas regiões de interesse. A figura 60 mostra a mesma comparação para a análise de um SCM.

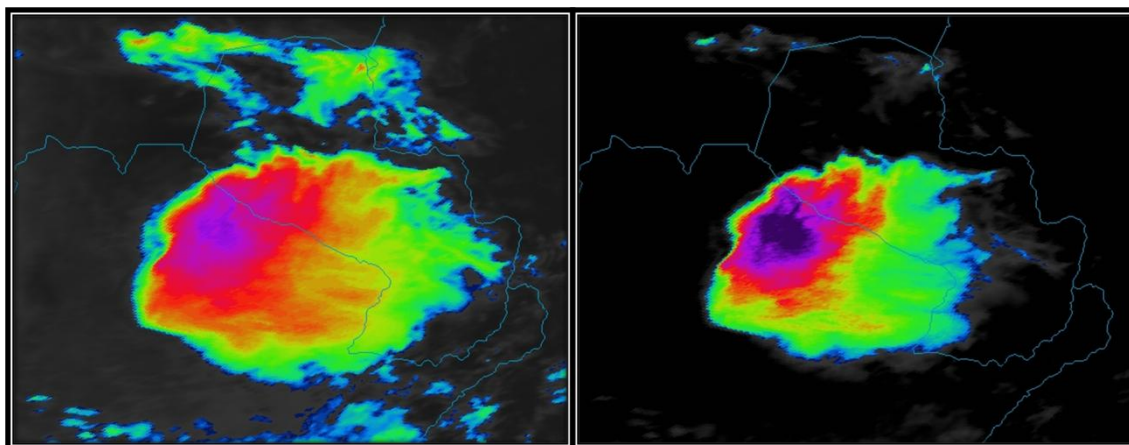


Figura 60 - Comparação entre imagem do canal IR 10.8 (esquerda) e imagem com a aplicação da função intensidade (direita) com a mesma escala de cores representando um SCM.

Nas duas imagens, a função foi aplicada sem qualquer tipo de limitação aos limiares de temperatura contidos na equação. Fazendo a aplicação de limiares que comportam convecção profunda ($IR < 233k$, $WV-IR > 0$ e $IR-PNT < -2$) a imagem resultante seria apenas regiões onde tais limiares estão presentes, ou seja, região de maior atividade convectiva. A função, dessa maneira, poderia ser utilizada para resaltar as regiões convectivas de determinados sistemas. Assim, as imagens poderiam ser exibidas com uma escala de cor para regiões convectivas e outra para região estratiforme, como mostrado na figura 61.

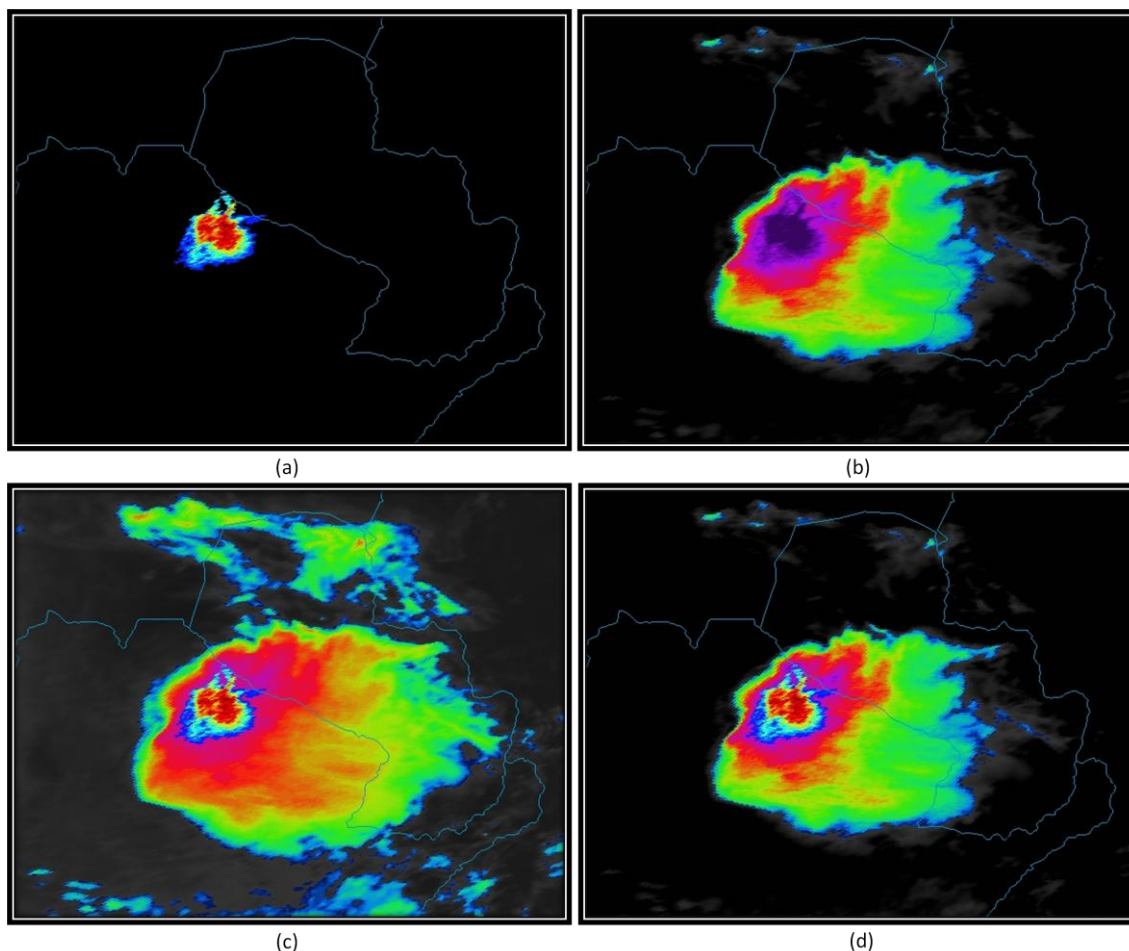


Figura 61 - Comparação entre a função intensidade com limites de limiares (a) e sem a aplicação de limites(b). Sobreposição da função intensidade com a aplicação de limites de limiares sobre o canal IR 10.8 (c) e sobre a função sem limiares (d)

4.7 Característica Distintas da Comparação IR-PNT

A comparação entre a temperatura do canal IR 10.8 μm e a temperatura de tropopausa se mostrou eficiente em discriminar a região de máxima atividade convectiva, assim ressaltando o núcleo do sistema, principalmente em regiões onde essa comparação é mínima e com presença de altos valores da diferença de temperatura WV-IR.

Analisando as imagens referentes a essa comparação, foi possível notar, em casos mais intensos, cercado por regiões de mínima temperatura de IR-PNT ($< -9^\circ$), há o desenvolvimento de uma pequena região onde valores máximos limites para aplicação de realce de cores, não eram atingidos. Sendo assim, representados pela ausência de cores.

Quando observado, esse padrão apresentou curto período de atuação, em torno de 1h, e ao se esvanecer, era notado um rompimento da região realçada, iniciando de fora para dentro do núcleo convectivo. Veja figura 62.

Tal característica observada, pode ser indicativo de padrões de velocidade e direção do vento interessantes. A região onde inicia o rompimento da área realçada, pode indicar forte intrusão de ar estável sobre o núcleo do sistema. Essa hipótese ainda é sustentada pelo fato que as regiões realçadas, teoricamente, indicam o topo da nuvem. De qualquer forma não é possível obter uma conclusão precisa sem um estudo específico com auxílio de ferramentas nas quais esse trabalho não possui.

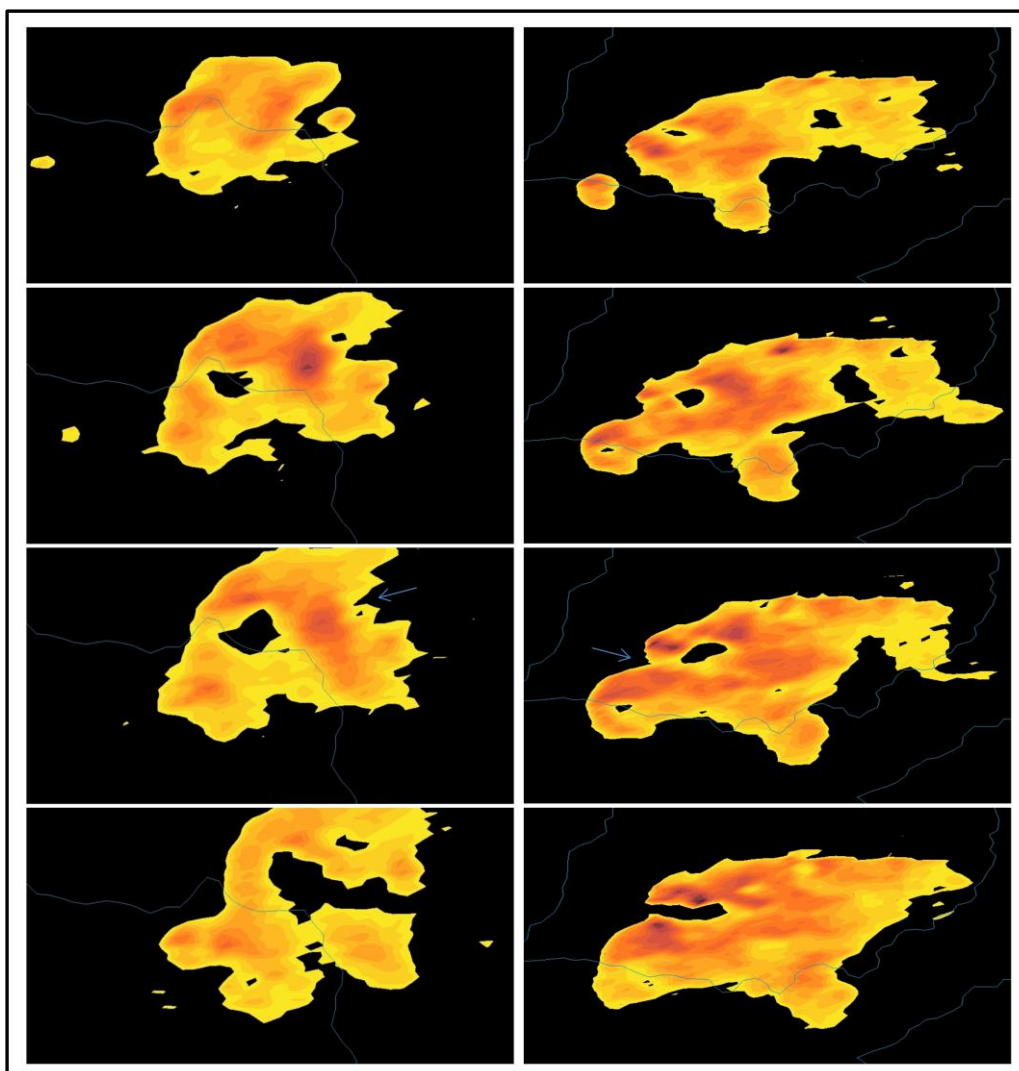


Figura 62 - Estimativa do núcleo de um sistema convectivos de mesoescala representado por valores inferiores a -2° da diferença IR-PNT, para dois casos distintos. As setas indicam as regiões onde se iniciaram o rompimento da área realçada.

5. CONCLUSÕES

5.1 Visão Geral

Neste trabalho, foi criada uma abordagem de detecção e monitoramento de tempestades severas, que visa a determinar regiões de convecção mais ativa em tempestades de grande escala e estimar, de forma simples e direta, o estágio convectivo que tal célula se encontra. Além de fornecer informações importantes que podem favorecer o monitoramento e a previsão de curto prazo. Esta abordagem foi baseada em metodologias de detecção de "overshooting tops", que são as regiões de maior ascensão vertical de uma nuvem e, consequentemente, regiões onde a convecção é mais intensa. A forma de visualização da metodologia foi inspirada na ferramenta automática, desenvolvida pelo serviço meteorológico da Força Aérea Italiana, chamada Nefodina (DYNAMIC NEFOANALYSIS). A técnica criada utilizou dados do satélite Meteosat-9 e dados de temperatura da tropopausa oriundos de saídas de modelos de previsão numérica do tempo (PNT), e foi desenvolvida utilizando a quinta geração do software Man Computer Interactive Data Access System, McIDAS-V.

O produto é resultado de cinco parâmetro de detecção de convecção severa, sendo três principais e dois secundários. O primeiro parâmetro é apenas a visualização do canal IR 10.8 μm aplicado um filtro para apenas exibir regiões que apresentam temperaturas inferiores a 233 K. O segundo parâmetro é caracterizado por valores positivos entre a diferença de temperatura dos canais WV 6.2 μm e IR 10.8 μm . A comparação entre as temperaturas do canal IR 10.8 e temperatura da tropopausa, além de representarem regiões onde a convecção é extremamente intensa, também transmitem implicitamente uma noção de altitude atingida pela tempestade, uma vez que as temperaturas do canal IR são inferiores a da tropopausa. Assim, temperaturas de pelo menos 2° mais frias caracterizam o terceiro parâmetro da técnica apresentada. O quarto parâmetro, e o primeiro dos parâmetros secundários, é representado por regiões onde a diferença de temperatura WV-IR se tornou mais positiva, em pelo menos três graus, quando comparados a imagem do tempo anterior. O último parâmetro é a discriminação de regiões da tempestade que apresentam, conjuntamente, valores de WV-IR superiores a 4° e IR-PNT inferiores a -6°.

Após a criação dessa metodologia, baseada em comparação de canais e temperaturas provenientes de PNT, a mesma foi submetida a testes. A sua performance foi colocada à

prova em base das maiores tempestades convectivas, os Sistemas Convectivos de Mesoescala. Para selecionar os casos, foi feita uma varredura nas imagens de satélite, do período de setembro a dezembro de 2010. Como o objetivo dessa fase era determinar a performance da metodologia, para caracterizar os SCMs foi utilizado a definição mais abrangente para esses sistemas, ou seja, um sistema de nuvens de convecção profunda que produz uma contínua área de precipitação (~100) km em escala horizontal. Utilizando essa definição, foram selecionados um total de doze casos, de diferentes formatos, e principalmente, diferentes intensidades. Os SCMs escolhidos foram analisados apenas pelas temperaturas do canal IR10.8 μm para que pudessem ser definidas suas fases de iniciação, de máxima intensidade e dissipação. Esse processo foi efetuado para separar as fases que o sistema mostrava maior variabilidade. O produto desenvolvido então foi submetido a essas fases dos SCM.

A metodologia de detecção e monitoramento de tempestades severas aqui desenvolvida, mostrou ótimo desempenho em sua fase de testes, conseguindo dividir o SCM em região de pouca, média e extrema atividade convectiva. Além disso, foram observadas características distintas em cada estágio da tempestade e variações dessas características dependentes da intensidade do sistema.

No estágio de iniciação, a técnica foi capaz de diferenciar tempestades que vieram a se tornar extremamente intensas, desde a aparição dos primeiros focos convectivos. Tais tempestades apresentaram a característica de altos valores positivos, da diferença de temperatura WV-IR, em quase toda a região ocupada por esse parâmetro, exibindo assim, uma intensa e chamativa cor verde clara. Tal característica esteve presente, quase que exclusivamente, no estágio de iniciação das tempestades extremamente intensas. Além disso, os outros parâmetros da técnica estiveram presentes ainda nesse estágio.

Os estágios de máxima intensidade mostraram índices mais altos de indicação de convecção profunda, caracterizados por valores positivos da comparação WV-IR e valores negativos para IR-PNT. Apesar da diferença de temperatura WV-IR apresentar valores mais altos do que qualquer outro estágio, também apresentou uma maior amplitude entre os valores positivos, assim, exibindo valores relativos a toda tabela de cores aplicada. Essa característica é diferente da exibida no estágio de iniciação no qual, embora os valores não fossem tão altos, estes apresentavam menor variação, e dessa forma era observado a preferência por apenas uma cor que se sobressaía. Outra característica dessa fase, é que nela, o parâmetro secundário

de regiões onde conjuntamente estavam presentes valores, de WV-IR superiores a 4° e IR-PNT inferiores a -6° , apresentaram a maior área, indicando uma maior atividade convectiva.

O Estágio de dissipação pode ser bem definido pela técnica apresentada, uma vez que, regiões marcadas pelos quatro primeiros parâmetros mostraram gradativa diminuição até sua total extinção, ou apenas exibindo regiões com temperaturas do canal IR $10.8 \mu m$ inferior a 233k.

A análise de regiões que apresentaram violento aumento da comparação WV-IR, quando comparados ao tempo anterior, não apresentou preferência por nenhum estágio definido da tempestade, mas quando esteve presente, foi um bom indicativo de rápida intensificação.

Esta metodologia mostrou grande vantagem quando utilizada, e apenas única limitação observada em regiões de latitudes preferencialmente mais elevadas. A comparação entre IR10.8 e PNT não apresentou resultados satisfatórios em alguns casos, mostrando áreas onde os outros parâmetros não concordavam, ou até mesmo, áreas maiores do que a diferença de temperatura entre WV-IR. Embora existente, quando presente essa limitação é de fácil percepção, assim podendo ser relevada pelo usuário, mesmo que ele possua pouca experiência, não prejudicando o objetivo da análise.

5.2 Sugestões

5.2.1 Classificação de tempestades.

A abordagem de análises de atividade convectiva severa desenvolvida mostrou evidentes diferenças entre as tempestades testadas, de forma mais clara e com maior número de informações do que apenas a técnica de temperatura de brilho. Essas diferenças poderiam ser utilizadas para classificação de tempestades. De acordo com o aparecimento desses parâmetros poderia ser criado três classes:

CLASSE 1:

Seria caracterizado classe 1 as tempestades que apresentaram apenas os dois primeiros parâmetros, temperaturas de brilho do canal IR 10.8 μm inferiores a 233k e temperaturas positivas da diferença WV 6.2 μm e IR 10.8 μm . Assim entrariam nessa classe tempestades de convecção profunda de baixa intensidade.

CLASSE 2:

Nesta classe estariam as tempestades que além de apresentar os dois parâmetros descritos acima, ainda apresentariam valores de no mínimo 2° negativos da comparação IR-PNT. Assim as tempestades aqui classificadas seriam tempestades obviamente mais intensas do que as da classe 1.

CLASSE 3:

Seria classificada como classe 3 a tempestade que além de apresentar os três parâmetros primários, ainda estivesse presente regiões que apresentaram conjuntamente valores de WV-IR superiores a 4° e IR-PNT inferiores a -6°. Assim, tempestades aqui classificadas seriam as mais intensas.

Além da classificação por presença dos parâmetros da técnica, a função Intensidade desenvolvida pode ser de grande auxílio para classificar e comparar diferentes formas de tempestades severas.

5.3 Considerações finais.

A metodologia de identificação e monitoramento de tempestades severas é extremamente eficiente em diferenciar tempestades extremamente severas de tempestades de moderada atividade convectiva. A determinação de pequenas áreas que apresentam maior atividade convectiva pode ser extremamente útil para monitoramento hidrológico, defesa civil, agropecuária, etc.

Esta técnica desenvolvida foi aplicada diretamente a casos conhecidos de Sistemas Convectivos de Mesoescala em uma região delimitada. A aplicação em tempo real e utilizando toda resolução espacial e temporal do Meteosat pode ser muito vantajosa para

centros operacionais de regiões onde constantemente são atingidas por tempestades muito intensas. Inclusive para melhores resultados, centros operacionais podem utilizar a visualização conjunta da saída da nova abordagem e da imagem de satélite do canal IR10.8 aplicado a função Intensidade. Essas duas maneiras de visualização, usadas de forma conjunta, podem favorecer, ainda mais, o monitoramento de atividade convectiva extrema.

Este trabalho serviu para mostrar algumas vantagens e aplicações da técnica, mas outros estudos podem resaltar novas aplicações dessa ferramenta. Estudos de caso mostraram que podem existir relações entre sistemas sinóticos e determinados parâmetros utilizados na técnica desenvolvida, mas para maior confiabilidade devem ser efetuados estudos mais conclusivos.

A opção por basear a fase de testes em SCMs foi feita devido ao fato desses serem as maiores tempestades convectivas, mas a utilização da técnica em estudos de outros sistemas meteorológicos que geram convecção severa pode resultar em informações vantajosas. Os resultados podem ser ainda mais satisfatórios quando aplicado em sistemas de grande escala que geram diversas tempestades com diferentes intensidades, como Zonas de Convergência Intertropical e do Atlântico Sul.

REFERÊNCIAS

- A. C. Modahl - The Influence Of Vertical Wind Shear On Hailstorm Development And Structure - **Atmospheric Science**, Paper nº137, Março 1969

- Barbosa, H. A et al. Experiência Da UFAL Em Recepção, Decodificação E Processamento Das Imagens Do Satélite Meteosat Segunda Geração (MSG). **Mudanças Climáticas**. Editora UFPE. Edição 1. Recife, 2011.

- Barbosa, H. A. Sistema EUMETCast: **Uma Abordagem Aplicada dos Meteosat Segunda Geração**. 1ed. EDUFAL, 2013, v. 2, 186p.

- B. B. Silveira- Análise Comparativa De Complexos Convectivos De Mesoescala Através De Simulações De Modelo E Observações De Satélite - Dissertação de Mestrado Inpe 2011

- C. D. Ahrens - **Essentials Of Meteorology**

- C. Morel ; S. Senesi - A Climatology Of Mesoscale Convective Systems Over Europe Using Satellite Infrared Imagery. I: Methodology - **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society** , 128, 1953–1971, Julho 2002

- C. P. Silva Neto - Análise dos Limiares de Temperatura de Brilho que Melhor Descrevem Um Sistema Convectivo de Mesoescala - Anais XVII Congresso Brasileiro de Meteorologia, Setembro 2012

- C.J. Anderson- Mesoscale Convective Complexes And Persistent Elongated Convective Systems Over The United States During 1992 And 1993- **Monthly weather review**, 126, 578–599, Março 1998

- D. Durkee Joshua ; L. Mote, Thomas - A Climatology Of Warm-Season Mesoscale Convective Complexes In Subtropical South America - **International Journal of Climatology**, 30, 418–431, 15 March 2010

- D. Durkee, Joshua ; L. Mote, Thomas - The Contribution Of Mesoscale Convective Complexes To Rainfall Across Subtropical South America- **Journal of Climate**, 22, 4590–4605, Setembro 2009

- D. J. Raymond ; H. Jiang. A Theory For Long-Lived Mesoscale Convective Systems - **J. Atmospheric Science.**, 47, 3067–3077, Dezembro 1990

- D. MELFI - Nefodina: A Tool For Automatic Detection Of Severe Convective Phenomena - 2011

- E. Coning ; M. Koenig ; J. Olivier -The Combined Instability Index: A New Very-Short Range Convection Forecasting Technique For Southern Africa - **Meteorological Applications**, 18, 421–439, December 2011

- E. J. Zipster et al - Where Are The Most Intense Thunderstorms on Earth? - **Bulletin of The American Meteorological Society**, 87, 1057–1071, Agosto 2006

- E. R. Hilgendorf - A Study of The Evolution Of Mesoscale Convective Systems Using Wsr-88d Data - **Weather and Forecast**, 13, 437–452, Junho 1997.

- E.L. Nascimento - Previsão de Tempestades Severas Utilizando-Se Parâmetros Convectivos e Modelos de Mesoescala: Uma Estratégia Operacional Adotável No Brasil- **Revista Brasileira de Meteorologia**, 20, 121-140 Outubro 2004

- J. Mecikalski ; K. Bedka ; M. König - Best Practice Document - EUMETSAT Convection Working Group 2012.

- J. M. Wallace ; P. V. Hobbs -**Atmospheric Sciences 2. Ed.** - Academic Press 2006

- J. Schmetz et al. - Monitoring Deep Convection and Convective Overshooting With Meteosat- **Advances in Space Research**, 19, 433-441, Maio 1999

- J.R. Rozante - Experimentos com O Modelo Regional Eta em Diferentes Configurações Durante O Período Salljex E Mecanismos De Mesoescala Associados Ao Desenvolvimento De SCM - Dissertação de Mestrado INPE 2008

- K. Bedka et al. -Objective Satellite-Based Detection of Overshooting Tops Using Infrared Window Channel Brightness Temperature Gradients - **Journal of Applied Meteorology and Climatology**, 49, 181–202, Fevereiro 2010
- K. Bedka- Overshooting Cloud Top Detections Using Msg Seviri Infrared Brightness Temperatures and Their Relationship To Severe Weather Over Europe - **Atmospheric Research**, 99, 175-189, Fevereiro 2011

- K. N. Liou - **An Introduction To Atmospheric Radiation 2. Ed** - Academic Press 2002

- L.A.T. Machado, - Life Cycle Variations of Mesoscale Convective Systems Over The Americas - **Monthly Weather Review**, 126, 1630–1654 1997.

- Laing, A.G. e JM Fritsch - The Global Population of Mesoscale Convective Complexes - **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, 123, 389-405 Janeiro 1997.

- Markowski P.M., Richardson Y.P. - **Mesoscale Meteorology In Midlatitudes** - Wiley Blackwell, 2010.

- M. Setvák ; R. M. Rabin ; P.K. Wang - Contribution of The Modis Instrument To Observations of Deep Convective Storms and Stratospheric Moisture Detection in Goes and Msg Imagery- **Atmospheric Research**, 83, 505-518, Fevereiro 2007

- M. Setvák ; R. M. Rabin- Msg Observations of Deep Convective Storms - EUMETSAT Meteorological Satellite Conference, Dubrovnik, Croatia 2005.

- M. Setvák et al - Satellite Observations of Convective Storm Tops in The 1.6, 3.7 And 3.9 μm Spectral Bands - **Atmospheric Research**, 67, 607-627, Setembro 2003

- M. Setvák et al. - Satellite-Observed Cold-Ring-Shaped Features Atop Deep Convective Clouds - **Atmospheric Research**, 97, 80-96, Julho 2010

- N. S. Mahović ; P. Mikus - Correlating Locations of The Overshooting Tops With The Occurrence of Severe Weather On The Ground - Eumetsat 2011

- P. Mikus; K. Bedka; N. S. Mahović - Satellite-Based Overshooting Tops Detection Methods – Comparison and Validation - 6th European Conference on Severe Storms 2011

- P. Salio ; M. Nicoline. - Mesoscale Convective Systems Over Southeastern South America and Their Relationship With The South American Low-Level Jet - **Monthly Weather Review** 135, 1290–1309, Abril 2006.

- R. A. Houze - Mesoscale Convective Systems - **Reviews of Geophysics**, 42, Dezembro 2004.

- R. A. Houze - Mesoscale Organization of Springtime Rainstorms in Oklahoma- **Monthly Weather Review**, 118, 613–654, Março 1990.

- R. A. Maddox - Mesoscale Convective Complexes - **American Meteorological Society**, 61, 1374–1387, Novembro 1980

- R. Olsen - Remote Sensing From Air and Space - Spie Press 2007

- S. R. Macedo et al. - Monitoramento e Evolução de Descargas Elétricas Atmosféricas Associadas a Sistemas Convectivos de Mesoescala - **Boletim SBMET** 2005

- S.U. Park ; D. N. Sikdar - Evolution of The Dynamics and Thermodynamics of A Mesoescala Convective System: A Case Study - **Monthly Weather Review**, 110, 1024–1040, Agosto 1982.

- T. Zinner ; H. Mannstein ; A. Tafferner - Cb-Tram: Tracking And Monitoring Severe Convection From Onset Over Rapid Development To Mature Phase Using Multi-Channel Meteosat-8 Sevir Data - **Meteorological Atmospheric Physics**, 101,191-210, Janeiro 2008

- Velasco; J.M. Fritsch - Mesoscale Convective Complexes in The Americas- I - **Journal of Geophysical Research**, 92, 9591–9613, Agosto 1987

- W. G. Rees - **Physical Principles Of Remote Sensing 2. ed** - Cambridge University Press
2001