



**UNIVERSIDADE FEDERAL DE ITAJUBÁ
INSTITUTO DE RECURSOS NATURAIS
PROGRAMA DE GRADUAÇÃO EM CIÊNCIAS ATMOSFÉRICAS**

**Estudo de caso de um evento convectivo de tempo
severo no sul de Minas Gerais – MG**

MONOGRAFIA DE GRADUAÇÃO

Matheus Vicente Regis

Itajubá, MG, Brasil

2017

Estudo de caso de um evento convectivo de tempo severo no sul de Minas Gerais – MG

por

Matheus Vicente Regis

Monografia apresentada à comissão examinadora do Programa de Graduação em Ciências Atmosféricas da Universidade Federal Itajubá (UNIFEI), como requisito parcial para obtenção do grau de **Bacharel em Ciências Atmosféricas.**

Orientador: Michelle Simões Reboita

Coorientador: Enrique Vieira Mattos, Rachel Ifanger Albrecht

**Itajubá, MG, Brasil
2017**

**Universidade Federal de Itajubá
Instituto de Recursos Naturais
Programa de Graduação em Ciências Atmosféricas**

A Comissão Examinadora, abaixo assinada, aprova a
Monografia

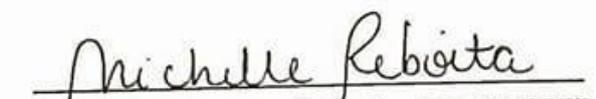
**ESTUDO DE CASO DE UM EVENTO CONVECTIVO DE TEMPO
SEVERO NO SUL DE MG**

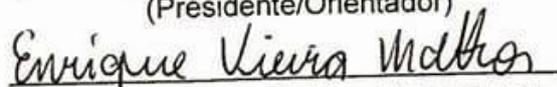
elaborada por

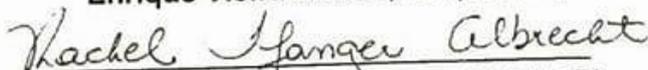
Matheus Vicente Regis

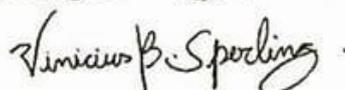
Como requisito parcial para a obtenção do grau de
Bacharel em Ciências Atmosféricas

Comissão Examinadora:


Michelle Simões Reboita, Dr^a. (UNIFEI)
(Presidente/Orientador)


Enrique Vieira Mattos, Dr. (UNIFEI)


Rachel Ifanger Albrecht, Dr^a. (IAG/USP)



Vinicius Banda Sperling, MSc. (CPTEC/INPE)

Itajubá, 16 de novembro de 2017.

AGRADECIMENTOS

Primeiramente agradeço aos meus professores, Michelle Simões Reboita, Enrique Vieira Mattos e Rachel Albrecht pela dedicação e esforço depositados em meu trabalho, assim como a incrível oportunidade de trabalharmos juntos, experiência que acrescentou muito tanto em meu crescimento profissional como pessoal.

A minha mãe, Adriana Vicente, a qual sempre me apoiou em todas as dificuldades, e responsável por todos meus méritos.

Aos meus amigos, em especial a república Treme Treme, no qual tiveram papel fundamental durante minha graduação, sendo minha segunda família.

“Mantenha seus pensamentos positivos, porque seus pensamentos tornam-se suas palavras.

Mantenha suas palavras positivas, porque suas palavras tornam-se suas atitudes.

Mantenha suas atitudes positivas, porque suas atitudes tornam-se seus hábitos.

Mantenha seus hábitos positivos, porque seus hábitos tornam-se seus valores.

Mantenha seus valores positivos, porque seus valores... Tornam-se seu destino.”

Mahatma Gandhi

RESUMO

Monografia de Graduação
Programa de Graduação em Ciências Atmosféricas
Universidade Federal de Itajubá, MG, Brasil

Estudo de caso de um evento convectivo de tempo severo no sul de Minas Gerais – MG

AUTOR: Matheus Vicente Regis
ORIENTADOR: Michelle Simões Reboita
Local e Data da Defesa: Itajubá, 16 de novembro de 2017.

O presente estudo descreve o ciclo de vida de uma tempestade convectiva que originou tempo severo sobre a cidade de Itajubá MG, em 17/09/2016 às 2030 UTC. A tempestade foi registrada pelo radar meteorológico da cidade de São Roque - SP. Esse estudo apresenta uma análise sinótica, termodinâmica e da estrutura da precipitação a fim de compreender os mecanismos que originaram o desenvolvimento da tempestade. A análise sinótica mostrou a influência do acoplamento entre os jatos em altos e baixos níveis da atmosfera contribuindo para o perfil vertical de instabilidade, que também foi indicado pela variável *covectiveavailablepotentialenergy* (superior a 1500 J/kg) (CAPE) na análise termodinâmica. A tempestade apresentou total de 28 relâmpagos (NS e IN), taxa de precipitação média de 12,52 mm/h, conteúdo de gelo (IWC) médio equivalente a 3,39 g/m³ e VIL *ice* médio de 9,48 kg/m². A precipitação máxima acumulada foi de 12 mm e também apresentou granizo com diâmetros equivalentes até 5 cm.

Palavras-chave: Tempestade Convectiva. Relâmpagos. VIL *ice*. Análise Sinótica. Termodinâmica. Estrutura da precipitação. Itajubá.

LISTA DE FIGURAS

FIGURA 1 – Granizo decorrente ao evento no dia 17/09/2016 em Itajubá – MG.....	3
FIGURA 2–Diferentes estágios de desenvolvimento de uma nuvem convectiva.....	4
FIGURA 3–Relação entre CAPE e Cisalhamento Vertical do Vento (CVV)	5
FIGURA 4–Ilustração diferentes hidrometeoros sólidos	6
FIGURA 5–Diferentes Estruturas elétricas de nuvens.....	7
FIGURA 6–Eletrificação por indução por colisão granizo e partícula de gelo.....	8
FIGURA 7–Transferência de carga por colisão entre graupel e cristais de gelo.....	9
FIGURA 8–Ilustração processo eletrificação em nuvens convectivas.....	10
FIGURA 9–Classificação de Relâmpagos.....	11
FIGURA 10–Relâmpagos no solo (raios)	11
FIGURA 11–Distribuição sensores de descarga elétricas no Brasil.....	13
FIGURA 12–Diferença na propagação do feixe entre simples e dupla polarização...	15
FIGURA 13– <i>Plan Position Indicator</i> (PPI).....	15
FIGURA 14– <i>Range Hight Indicator</i> (RHI).....	16
FIGURA 15	-
<i>MaxCAPPI</i>	1
6	
FIGURA 16–Distância entre o radar SR e Itajubá.....	18
FIGURA 17–Jatos (250 hPa) Pressão (1000 hPa) Espessura (1000/500 hPa) 16/09.....	22
FIGURA 18 - Jatos (250 hPa) Pressão (1000 hPa) Espessura (1000/500 hPa) 17/09.....	22
FIGURA 19– Umidade Específica (250hPa) Ventos (850hPa) Ventos (250hPa) 16/09.....	23
FIGURA 20 - Umidade Específica (250hPa) Ventos (850hPa) Ventos (250hPa) 17/09.....	24
FIGURA 21 - Umidade Relativa (UR), Ômega e Altura Geopotencial (HGT) nível (500hPa) 16/09.....	25
FIGURA 22 - Umidade Relativa (UR), Ômega e Altura Geopotencial (HGT) nível (500 hPa) 17/09.....	25
FIGURA 23 –CVV (850/250 hPa), Divergência e Altura Geopotencial (HGT) nível (500 hPa) 16/09.....	26
FIGURA 24 – CVV (850/250 hPa), Divergência e Altura Geopotencial (HGT) nível (500 hPa) 17/09.....	27
FIGURA 25 – Imagem no canal Infravermelho (IR) do satélite GOES 13 16/09.....	28
FIGURA 26 – Imagem no canal Infravermelho (IR) do satélite GOES 13 17/09.....	28

FIGURA 27	–	CVV (850/2050 hPa) e CAPE em superfície 17/09/2016.....	29
FIGURA 28	–	Variabilidade diurna da Temperatura do ar e Temperatura do ponto de orvalho (Td) 17/09.....	30
FIGURA 29	–	Distribuição da Taxa de precipitação (a) e a respectiva precipitação (b) 17/09.....	30
FIGURA 30	–	Corte Vertical no produto CAPPI em 2030Z 17/09.....	31
FIGURA 31	–	Diagrama SkewT LogP 18Z em 17/09/2016.....	32
FIGURA 32	–	PPI 1ª Elevação (2km) durante estágio cumulus.....	32
FIGURA 33	–	PPI 1ª Elevação (2km) durante estágio maduro.....	33
FIGURA 34	–	PPI 1ª Elevação (2km) durante estágio dissipativo.....	33
FIGURA 35	–	CAPPI (3km) e relâmpagos registrados durante estágio cumulus.....	34
FIGURA 36	–	CAPPI (3km) e relâmpagos registrados durante estágio maduro.....	34
FIGURA 37	–	CAPPI (3km) e relâmpagos registrados durante estágio dissipativo...	35
FIGURA 38	–	Evolução temporal do conteúdo de gelo, taxa de precipitação média, VIL ice, e número de relâmpagos ocorridos durante ciclo de vida da tempestade.....	37

LISTA DE TABELAS

TABELA 1 –Relação entre CAPE e potencialconvectivo.....	5
TABELA 2 – Relação entre a intensidade da precipitação, refletividade do radar e taxa de precipitação.....	14
TABELA 3 – Média das variáveis analisadas em cada estágio da tempestade.....	37

LISTA DE ABREVIATURAS, SIGLAS E SÍMBOLOS

JBN – Jatos de baixos níveis.
 JS – Jato Subtropical em altos níveis.
 MG – Minas Gerais.
 ASAS – Alta Subtropical do Atlântico Sul.
 CVV – Cisalhamento Vertical do Vento.
 CAPE – *Covective Available Potential Energy*.
 Tc – Temperatura do ambiente.
 Tiv- Temperatura de inversão.
 NS – Relâmpagos Nuvem Solo.
 SN – Relâmpagos Solo Nuvem.
 IN – Relâmpagos Intranuvem.
 EN – Relâmpagos entre nuvens.
 BrasilDAT – Rede Brasileira de Detecção de Descargas Atmosféricas.
 RINDAT – Rede Integrada Nacional de Detecção de Descargas Atmosféricas.
 STARNET – *Sferic Timing and Ranging Network*.
 INPE – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais.
 TOA – *Time-of-arrival*.
 MDF – *Magnetic Direction Finder*.
 GPS – *Global Positioning System*.
 P_t – Potência transmitida.
 G – Ganho da antena.
 r – Distância do radar.
 σ – Secção transversal de retro espalhamento.
 P_r – Potência recebida.
 Z_e – Refletividade do Radar.
 Z_H – Refletividade horizontal.
 Z_V – Refletividade vertical.
 Z_{DR} – Refletividade diferencial.
 K_{dp} – Fase diferencial específica.
 ρ_{hv} – Coeficiente de correlação horizontal e vertical.
 λ – Comprimento de onda.
 FAB – Força Aérea Brasileira.
 REDMET – Rede de Meteorologia do Comando da Aeronáutica.
 CEPTEC – Centro Nacional de Pesquisas Espaciais.
 Cemaden – Centro Nacional de Monitoramento e Alertas de Desastres Naturais.
 PPI – *Plan Position Indicator*.
 RHI – *Range Height Indicator*.
 CAPPI – *Constant Altitude Plan Position Indicator*.
 MaxCAPPI – Máxima refletividade CAPPI em um nível horizontal.
 VC – *Vertical Cut*.
 ET – *Echo Top*.
 EB – *Echo Base*.
 VIL – *Vertically Integrated Liquid*.
 M – Conteúdo de água líquida.
 IWC – *Ice Water Content*.
 ρ_i – Densidade do gelo.
 N_0 – Parâmetro da distribuição exponencial de tamanho para o gelo.

Z^{ice} – Refletividade horizontal no nível de detecção de gelo.

DECEA – Departamento de Controle do Espaço Aéreo.

ForTraCC – *Forecast and Tracking the Evolution of Cloud Clusters*.

Cluster – região de maior atividade convectiva na nuvem.

Ômega – Velocidade Vertical.

AS1 – Campo Sinótico composto pelas variáveis, espessura da camada (500/1000 hPa), pressão atmosférica ao nível médio do mar, jatos (250 hPa).

AS2 – Campo Sinótico composto pelas variáveis, umidade específica (850 hPa), direção e magnitude dos ventos em (850 hPa) e (250 hPa).

AS3 – Campo Sinótico composto pelas variáveis, umidade relativa (500 hPa), altura geopotencial (500 hPa), ômega (850 hPa).

AS4 – Campo Sinótico composto pelas variáveis, cisalhamento vertical do vento (250/850 hPa), altura geopotencial (500 hPa) e divergência dos ventos (500 hPa).

AS5 – Campo Sinótico composto pelas variáveis, CAPE em superfície e cisalhamento vertical do vento (250/850 hPa).

UE – Umidade Específica.

UR – Umidade Relativa.

IR – Canal Infravermelho.

Td – Temperatura do ponto de orvalho.

GraDS – *Grid Analysis and Display System*.

NO – Noroeste.

SE – Sudeste.

TPM – Taxa de precipitação média.

VILice – VIL calculado entre as isotermas de 0°C e -40°C.

SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO	1
1.1.OBJETIVOS	3
2.REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	3
2.1.TEMPESTADES SEVERAS.....	3
2.2. HIDROMETEOROS.....	6
2.3.ELETRIFICAÇÃO DE NUVENS	6
2.3.1 PROCESSO DE ELETRIFICAÇÃO DE NUVENS COLISIONAL INDUTIVO	8
2.3.2 PROCESSO DE ELETRIFICAÇÃO DE NUVENS COLISIONAL TERMOELÉTRICO.....	8
2.3.3 PROCESSO DE ELETRIFICAÇÃO CONVECTIVO	9
2.4. RELÂMPAGOS E SUAS CLASSIFICAÇÕES	10
2.4.1 RELÂMPAGOS NO SOLO (RAIOS).....	11
2.4.2 RELÂMPAGOS NAS NUVENS	12
2.5.SISTEMAS DE DETECÇÃO DE DESCARGAS ELÉTRICAS NO BRASIL	12
2.6 RADARES METEOROLÓGICOS	13
2.7 PRODUTOS DE RADARES METEOROLÓGICOS	15
2.8 O PRODUTO VIL.....	17
3. MATERIAL E MÉTODOS	17
3.1.DADOS DE RELÂMPAGOS	17
3.2.DADOS DO RADAR DE SÃO ROQUE	18
3.3.DADOS SINÓTICOS DO GFS.....	19
3.4. METODOLOGIA	19
3.4.1 ANÁLISE SINÓTICA.....	19
3.4.2 ANÁLISE TERMODINÂMICA.....	19
3.4.3 ANÁLISE DA ESTRUTURA DA PRECIPITAÇÃO	20
4. RESULTADOS E DISCUSSÃO	21
4.1 RESULTADO ANÁLISE SINÓTICA	21
4.2 RESULTADO ANÁLISE TERMODINÂMICA	27
4.3 RESULTADO ANÁLISE DA ESTRUTURA DA PRECIPITAÇÃO.....	33
5. CONCLUSÃO	38
6. REFERÊNCIAS	39

1. INTRODUÇÃO

A convecção na atmosfera pode ser definida como o transporte de uma propriedade pelo movimento do fluido, frequentemente associada, em meteorologia, como o transporte vertical de calor (DOSWELL, 2001). A convecção pode ser classificada como rasa ou profunda. A convecção rasa induz a formação de nuvens baixas (1 a 2 km acima da superfície), as quais não apresentam grande desenvolvimento vertical, localizadas abaixo da isoterma de 0°C (aproximadamente 4,4 km de altura na região sudeste no Brasil). Em contrapartida, a convecção profunda é formada num ambiente de forte aquecimento diferencial horizontal em superfície e instabilidade atmosférica sendo caracterizada pela formação de nuvens frias. Estas nuvens são localizadas acima do nível de congelamento (acima da isoterma de 0°C), frequentemente associadas a eventos de tempo severo (intensa precipitação, tornados, granizo, ventos de forte magnitude) (DOSWELL, 2001).

Dentre os diversos tipos de tempestades, existem aquelas classificadas como tempestades severas. O conceito de tempestade convectiva severa foi elaborado através de observações meteorológicas no hemisfério norte pelo *National Weather Service* (NWS). Por definição, tempestades severas possuem uma ou mais das seguintes características: tornado, velocidade do vento igual ou superior a 25,8 m/s e ocorrência de granizo com 1,9 cm de diâmetro ou maior (MOLLER, 2001). Doswell (2001) ressalta que a definição de tempestade severa segue a tendência da probabilidade em aumentar os danos causados em superfície por fatores decorrentes da tempestade, como: intensa precipitação, inundações, raios, rajadas de vento e granizo. De forma análoga, tempestades convectivas severas no hemisfério sul, são eventos convectivos com grande potencial em provocar danos em superfície, gerando significativos impactos econômicos e sociais (NASCIMENTO, 2005).

Estudos prévios como de Velasco e Fritsch (1987), Brooks et al. (2003) e Zipser et al. (2006) identificaram a região de latitude médias e subtropical a leste dos Andes como promissora à ocorrência de tempestades severas. Um dos fenômenos atmosféricos que contribui para esse fator, nesta região, é o acoplamento dos Jatos de Baixos Níveis (JBN) a leste dos Andes com o Jato Subtropical em Altos Níveis (JS) (SILVA DIAS et al., 1987). O JBN transporta calor e umidade da Amazônia para maiores latitudes (BERRI e INZUNZA, 1993) favorecendo a instabilidade da camada

atmosférica, o que resulta na formação de um mecanismo dinâmico favorável ao desenvolvimento de tempestades severas (UCCELLINI e JOHNSON, 1979; SALIO et al, 2007).

Dessa forma, com relação ao estado de Minas Gerais (MG), localizado em latitudes subtropicais, esse é um local importante para a economia do país, pois é o maior produtor nacional de café e batata inglesa (FUNDAÇÃO JOÃO PINHEIRO, 2013). Segundo Silva e Reboita (2013), o estado de MG possui uma distribuição espacial não homogênea da chuva, sendo os maiores totais anuais registrados nas regiões Oeste, Sul e Central do estado (1200 – 1600 mm) e as menores nas regiões Norte e Leste (800 – 1200 mm). Esses autores também ressaltam que o período chuvoso ocorre de outubro a março, com janeiro apresentando totais de 350 mm sobre a região Sul de MG. Em contrapartida, o período seco é compreendido entre os meses de abril a setembro, com o mês de julho apresentando totais de 40 mm. Durante o verão, a região sul de MG apresenta menor frequência de sistemas frontais (SILVA et al., 2014), o ramo oeste do Anticiclone Subtropical do Atlântico Sul (ASAS) auxilia o transporte de umidade do oceano Atlântico para o continente, uma vez que nessa época do ano esse sistema se encontra deslocado para leste em comparação ao inverno, onde sua posição está localizada próxima ao continente o que favorece o surgimento de condições de subsidência. (VIANELLO e MAIA., 1986; REBOITA et al., 2012). Segundo Nascimento (2005), durante o verão a região sudeste do país é influenciada por fatores que contribuem para um ambiente em escala sinótica e de mesoescala favoráveis à instabilidade convectiva, em um ambiente onde há decréscimo acentuado de umidade com a altura, o qual sugere uma sobreposição de uma camada seca sobre outra úmida, na presença de levantamento forçado e cisalhamento do vento, formando condições suscetíveis à formação de tempestade severa.

Durante os meses de setembro e outubro do ano de 2016, 14 municípios da região Sul de MG foram afetados por tempestades severas, com registro de granizo em superfície (Figura 1) que provocou prejuízos principalmente no setor agropecuário (EPTV, 2016). Uma vez que produtos de radares meteorológicos apresentam alta frequência de monitoramento (da ordem de minutos) das nuvens precipitantes de maneira tridimensional, sua associação com produtos de monitoramento de descargas elétricas promovem uma importante ferramenta para a compreensão dos mecanismos físicos das tempestades bem como na previsão de

curto prazo (do inglês “*nowcasting*”)(MOISER et al., 2011; SEROKA et al., 2011; MATTOS et al., 2017).



Figura 1 Granizo decorrente ao evento no dia 17/09/2016 em Itajubá – MG. Fonte: cortesia de Victor Paiva.

1.1 Objetivos

O objetivo principal deste trabalho é compreender as características sinóticas, termodinâmicas e da estrutura da precipitação que produziram a tempestade de granizo ocorrida em 17 de setembro de 2016 na cidade de Itajubá, localizada no estado de Minas Gerais, a fim de compreender os mecanismos e as condições favoráveis ao desenvolvimento de fenômenos de tempo severo sobre a região. Portanto, constituem objetivos específicos do estudo:

- Determinar as condições sinóticas que favoreceram a formação da tempestade de granizo;
- Caracterizar as condições termodinâmicas da região que ocorreu a tempestade;
- Analisar o ciclo de vida da tempestade em termos da massa de gelo e atividade elétrica.

2 Revisão Bibliográfica

2.1 Tempestades Severas

As tempestades severas estão associadas à convecção profunda na presença de intensas correntes ascendentes de ar e umidade. As nuvens de tempestade severas são de grande importância no ciclo energético e na circulação

global, realizando o transporte tanto de umidade como também de calor sensível e latente para diferentes níveis da atmosfera (COTTON e ANTHES, 1989).

Byers e Braham (1949) identificaram um padrão de três estágios no ciclo de vida das tempestades individuais (Figura 2). A principal característica da fase inicial, ou fase *cumulus* (Figura 2a) é a presença de intensas correntes ascendentes de ar, tendo como suporte energético a convergência de ar quente e úmido em superfície. O estágio maduro (Figura 2b) é formado pela associação das correntes ascendentes e correntes descendentes, durante esta fase é possível observar o desenvolvimento vertical da nuvem alcançando o nível de congelamento, as correntes ascendentes divergem lateralmente espalhando os cristais de gelo e outras partículas, de forma que o topo da nuvem apresenta forma de bigorna. As gotículas de água líquida uma vez que estão em queda livre pela ação da força gravitacional, acabam intensificando as correntes descendentes durante essa fase e pode ser observado intensa precipitação, granizo, relâmpagos e fortes rajadas de vento em superfície. O decaimento do sistema se dá na fase de dissipação (Figura 2c), onde as frentes de rajada em superfície apresentam propagação maior do que no topo da nuvem, o distanciamento da frente de rajada provoca o enfraquecimento do suporte dinâmico das correntes ascendentes, ocorrendo o predomínio de correntes descendentes e precipitação de caráter estratiforme.

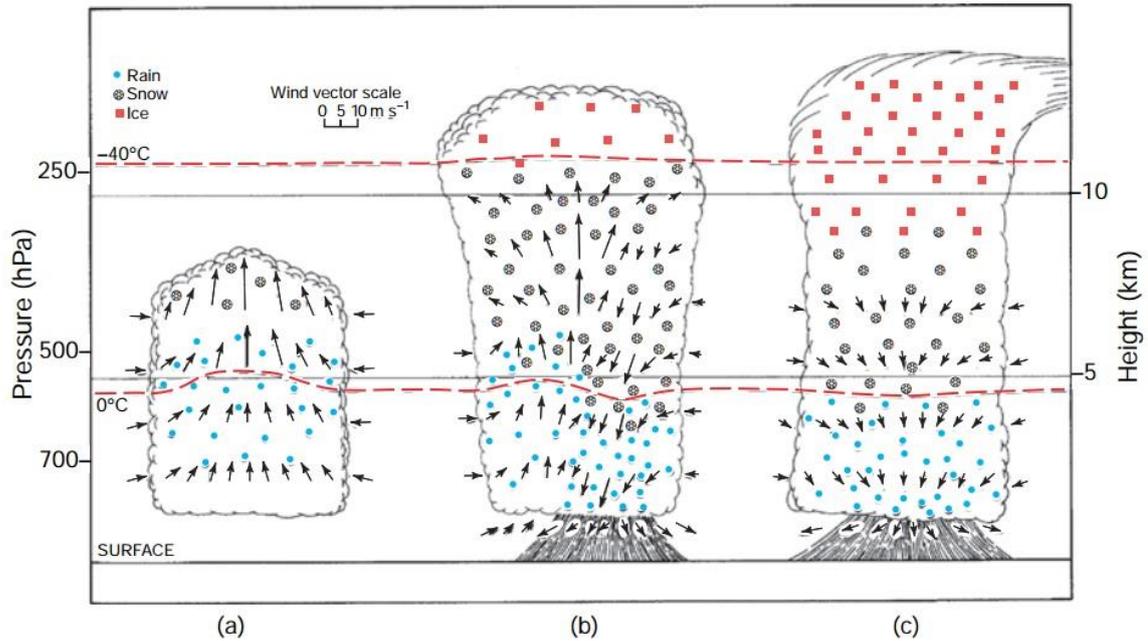


Figura 2- Esquema desenvolvimento nuvem convectiva: (a) Estágio Cumulus, (b) Estágio maduro, (c) Estágio dissipativo. As isotermas de 0°C e -40°C são indicadas em vermelho Fonte: WALLACE e HOBBS (2006).

Tempestades severas são frequentemente provocadas por nuvens do tipo supercélulas e apresentam o mesmo mecanismo de formação de nuvens convectivas. Na presença de forte cisalhamento vertical do vento (CVV), superior a 20,5 m/s, as interações do CVV com as correntes ascendentes promovem um gradiente vertical de pressão desenvolvendo um efeito de flutuabilidade (WEISMAN e KLEMP, 1984). A integração do efeito de flutuabilidade do nível de convecção livre até o nível de equilíbrio resulta na Energia Potencial disponível convectiva (CAPE, *Convective Available Potential Energy*) Rogash e Racy (2002) relacionam a magnitude do CAPE com o potencial convectivo (Tabela 1). Silva Dias (1987) destaca que as tempestades mais severas em termos de produção de granizo e ventanias ocorrem em ambientes de forte cisalhamento do vento com a altura (Figura 3). Quanto maior for o cisalhamento vertical do vento a tempestade tende a ser mais intensa, organizada e persistente, uma vez que sob tais condições o cisalhamento do vento força as correntes descendentes e ascendentes a se inclinarem, o que promove condições para que elas não se anulem.

Tabela 1 – Relação entre CAPE e Potencial Convectivo. Fonte: Adaptado de ROGASH e RACY (2002).

CAPE	Potencial Convectivo
0 a 1000	Marginalmente Instável
1000 a 2500	Moderadamente Instável
2500 a 4000	Acentuadamente Instável
>4000	Extremamente Instável

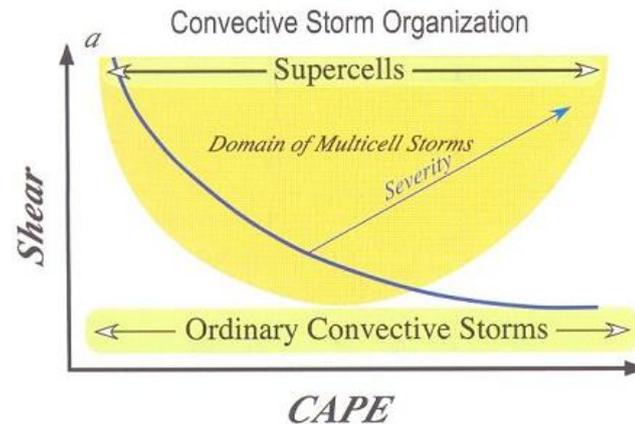


Figura 3-Esquema de organização da tempestade em função do Cisalhamento e CAPE. Fonte: CARBONE et al (1990).

2.2 Hidrometeoros

Conforme a intensificação do desenvolvimento vertical da nuvem alcançando o nível de congelamento, ocorre a formação de partículas de gelo de diferentes maneiras. Wallace e Hobbs (1997) definem o crescimento de partículas de gelo a partir do estado gasoso, uma vez que sob condições de supersaturação do ambiente, a gotícula superesfriada tende a estar saturada com relação à água líquida e supersaturada com relação ao gelo, dessa forma, partículas de gelo (Figura 4a) crescem mais rápido do que as gotículas. Essas partículas de gelo, dentro da nuvem são carregadas pelas correntes ascendentes e descendentes ocasionando o choque entre partículas sólidas e gotículas superesfriadas que se congelam sobre as partículas formando o graupel (Figura 4b). O crescimento do graupel (escala de micrometros) conforme as condições do ambiente (coleta de gotas de chuva, supersaturação, correntes de ar, colisão entre as partículas) pode atingir o estágio de granizo (escala de milímetros), de maior tamanho e densidade, o qual tende a cair devido à força gravitacional (Figura 4c).

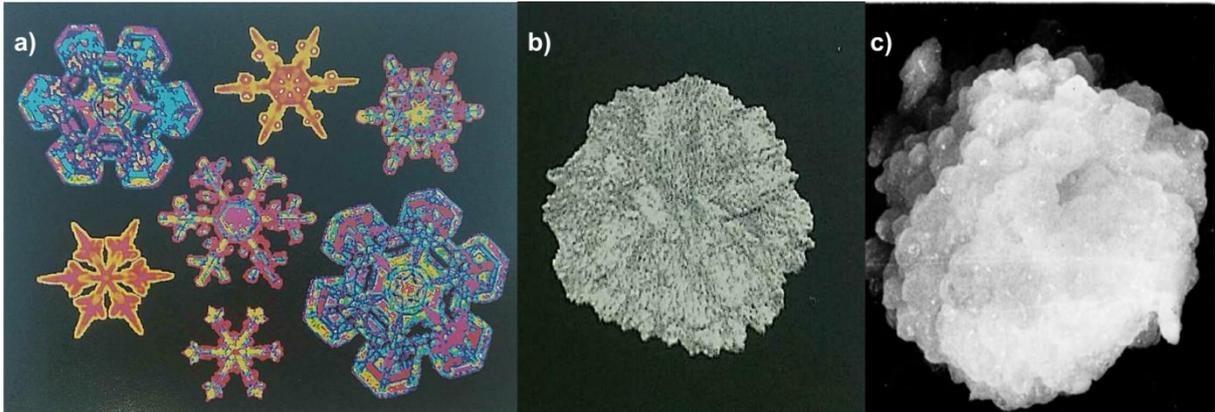


Figura 4 Ilustração: a) partícula de gelo, b) graupel e c) granizo. Fonte: (a,b) Adaptado de *MeteorologyToday* (2012). (c) Adaptado de Wallace Hobbs (2006).

2.3 Eletrificação de Nuvens

O processo de eletrificação de nuvens é favorecido em ambiente de tempestade convectiva (forte instabilidade atmosférica, umidade disponível e ar ascendente com intensa magnitude). Via de regra estas tempestades apresentam grande desenvolvimento vertical e, assim, são propícias para formação de gotículas superesfriadas, graupel e cristais de gelo. Neste sentido, a colisão entre graupele pequenos cristais de gelo, na presença de água líquida super-resfriada em regiões com fortes correntes ascendentes são parâmetros microfísicos fundamentais para a eletrificação das tempestades (REYNOLDS et al., 1957).

Existem três modelos de estrutura elétrica das nuvens documentados na literatura: i) dipolar, ii) tripolar e iii) multipolar. O modelo dipolar (Figura 5a), possui um centro de cargas positivas localizadas próximo ao topo da nuvem (geralmente em 1 km abaixo do topo, conforme o desenvolvimento vertical da nuvem) e outro de carga negativa, de mesma intensidade, localizada entre as isoterms de (-10°C e -15°C). O modelo tripolar (Figura 5b), possui dois centros de cargas positivas, localizados na base e no topo da nuvem, e um centro de carga negativa entre os centros positivos, localizado entre as isoterms de -10°C e -15°C. Por fim, a estrutura multipolar (Figura 5c), tipicamente apresenta quatro centros de cargas localizados na região de movimento ascendente, e seis centros de cargas na região de movimento descendentes, os processos que promovem tal complexidade ainda não são compreendidos (IRIBARNE e CHO, 1986).

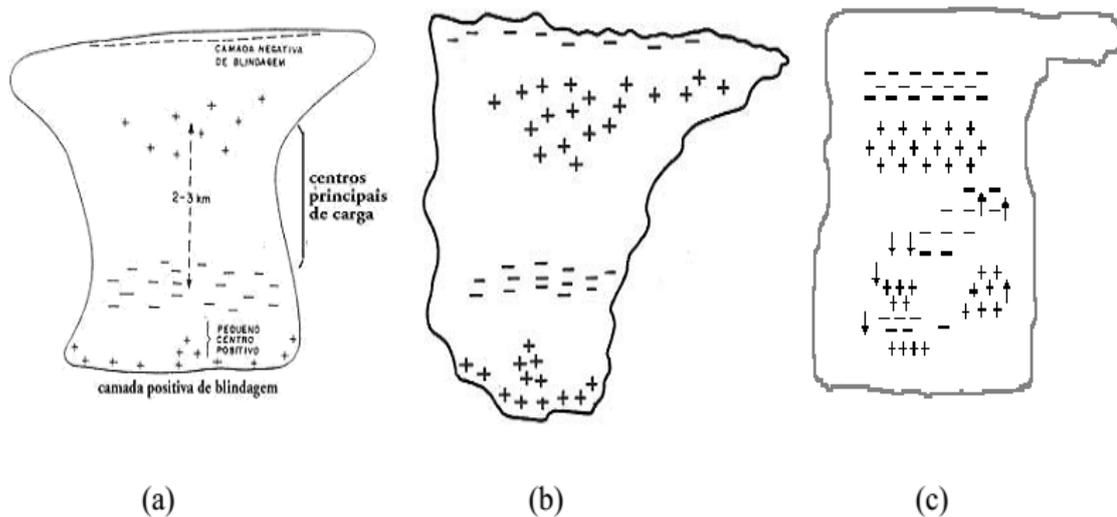


Figura 5- Modelo de estrutura elétrica das nuvens (a) dipolar, (b) tripolar (b) e (c) multipolar. Fonte: IRIBARNE e CHO (1986).

Apesar da comunidade científica não compreender completamente a formação e separação das cargas dentro da nuvem, diversas teorias são propostas a fim de explicar tais mecanismos. Os processos indutivos e termoelétrico tem como base a colisão entre cristais de gelo e graupel de diferentes tamanhos, assim como o campo elétrico ambiente e temperatura. O processo de eletrificação de nuvem convectiva, considera a produção de cargas elétricas por raios cósmicos. Estes processos serão discutidos em detalhes na seção seguinte.

2.3.1 Processo de eletrificação de nuvens colisional indutivo

O processo colisional indutivo é aquele que ocorre na presença de um campo elétrico ambiente. Neste processo durante o movimento de queda do graupel, cargas elétricas negativas são induzidas pelo campo elétrico ambiente, de tal maneira que a porção superior do granizo fique carregada negativamente, e a porção inferior positivamente. A colisão do cristal de gelo na parte inferior do graupel (Figura 6), promove a transferência de cargas negativas do cristal de gelo (carga final positiva) para o graupel (carga final negativa); uma vez que o graupel é mais denso que o cristal de gelo, se concentra na região entre as isotermais de -10°C e -20°C , enquanto os cristais de gelo, de pouca densidade, se localizam no topo da nuvem, formando uma configuração de um dipolo (SAUNDERS, 2008).

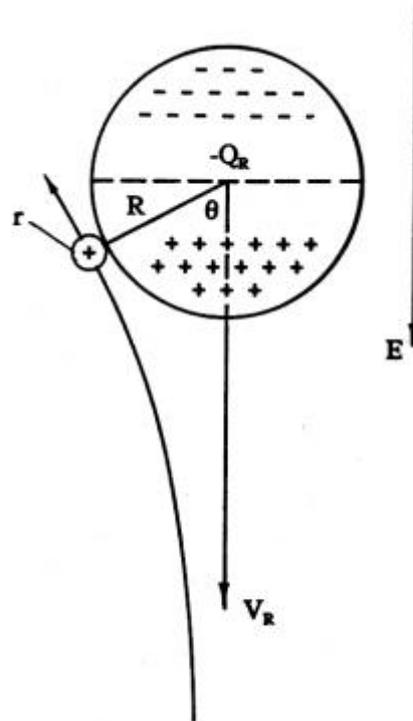


Figura 6- Ilustração do processo de indução por colisão entre o granizo e partículas de gelo. Fonte: Adaptado de SAUNDERS (1995).

2.3.2 Processo de eletrificação de nuvens colisional não indutivo

O processo colisional não indutivo ocorre durante as colisões na ausência de campo elétrico externo. Dessa forma, para ocorrer a separação de cargas entre os hidrometeoros é necessária uma colisão seguida por uma separação entre as partículas, sendo as respectivas cargas finais dependentes da temperatura no momento da colisão, do conteúdo de água líquida (LWC), tamanho dos hidrometeoros, e a velocidade do impacto na colisão (REYNOLDS, et al. 1957). Jayaratne et al. (1983) ressalta que o graupel apresenta carga positiva diante o limiar de temperatura, denominado temperatura de inversão (T_i). Williams (1989) destaca o valor de T_i equivalente a -15°C , dessa forma, em colisões entre graupel e cristais de gelo, com temperaturas acima da T_i , apresentam carga final positiva e negativa para o graupel e os cristais de gelo, respectivamente. Em colisões com temperaturas inferiores a -15°C , o graupel apresenta carga final negativa e os cristais de gelo positiva (Figura 7).

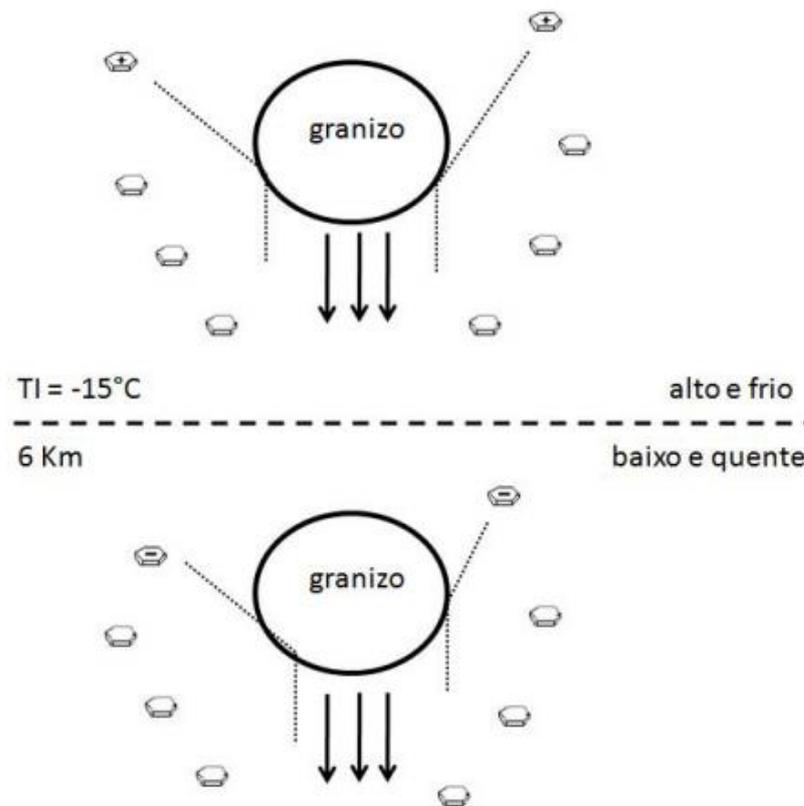


Figura 7–Separação de cargas pelo processo colisional não indutivo. Fonte: WILLIAMS (1989).

2.3.3 Processo de eletrificação convectivo

O processo de eletrificação convectivo (Figura 8) consiste no transporte de íons livres da superfície da terra de cargas positivas para o interior das nuvens pelas correntes ascendentes. Este processo é realizado da seguinte forma: (a) durante o estágio *cumulus* as correntes ascendentes transportam íons positivos localizados próximos à base da nuvem para o interior da nuvem. (b) Ao adentrar na nuvem essas cargas são capturadas pelas gotículas de água e são carregadas para o topo da nuvem. Nesta etapa, estas gotículas de água carregadas com carga positivas atraem cargas negativas, que acabam sendo aprisionadas por gotículas de água localizadas na fronteira da nuvem, formando uma camada de cargas negativas. (c) Algumas gotículas de água e cristais de gelo capturam íons negativos localizados nas bordas das nuvens, onde são transportados até a base da nuvem por correntes descendentes formando um dipolo positivo (WILLIAMS, 1988)

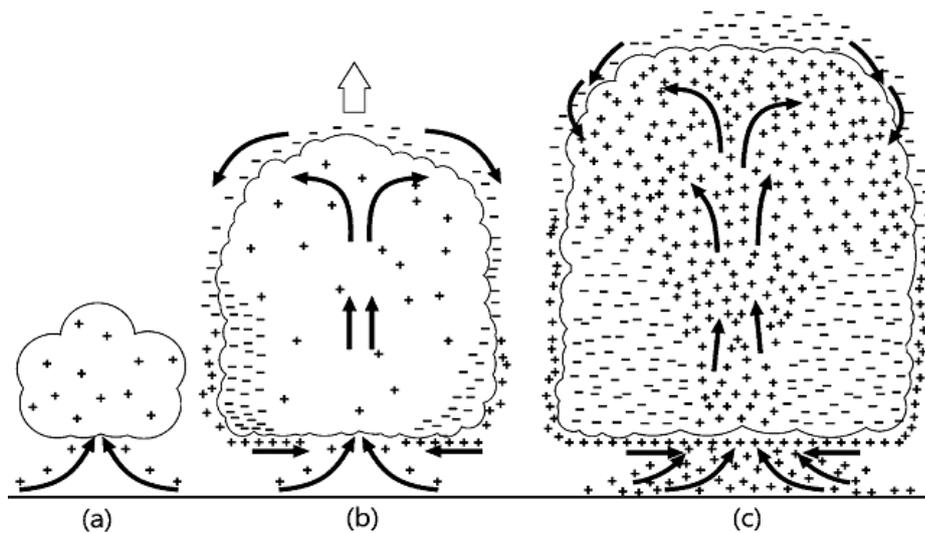


Figura 8- Ilustração do processo convectivo de eletrificação de nuvens onde em (a) ocorre a ingestão de cargas positivas na nuvem pelas correntes ascendentes, (b) Acúmulo de cargas positivas no topo da nuvem atraindo cargas negativas ao redor da nuvem, (c) o acúmulo de partículas de cargas negativas na base da nuvem. Fonte: Adaptado de Saunders (2008).

2.4 Relâmpagos e suas classificações

A diferença de potencial produzida no interior das tempestades devido à separação das cargas pode provocar a formação dos relâmpagos. Os relâmpagos podem ser subdivididos em dois grupos: i) relâmpagos no solo (Figura 9b): ocorrem da nuvem para o solo, conhecidos como relâmpagos nuvem-solo (NS) (Figura 9b) e relâmpagos que ocorrem do solo para nuvem, conhecidos como solo-nuvem (SN). ii) relâmpagos nas nuvens podem ser de três tipos: intranuvem (IN) (Figura 9a), entre nuvens (EN), e relâmpagos no ar (Figura 9c), que se propagam da nuvem para a atmosfera (OGAWA, 1995).

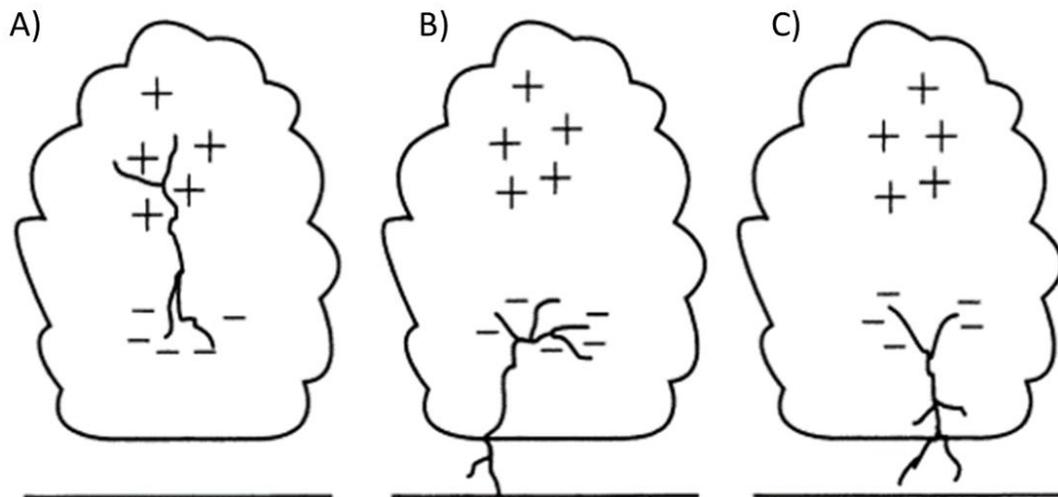


Figura 9- Ilustração dos relâmpagos (a) Intranuvem, (b) Nuvem-solo, (c) Descargas que ocorrem no ar. Fonte: WILLIAMS (1989).

2.4.1 Relâmpagos no Solo

Relâmpagos do tipo NS são os mais destrutivos, comumente denominados de raios, são classificados de acordo com a polaridade da carga transferida para o solo. Raios positivos (Figura 10a) são aqueles que transportam cargas positivas da nuvem para o solo, e raios negativos (Figura 10b) são aqueles que realizam o transporte de cargas negativas da nuvem para o solo. Por outro lado, relâmpagos SN positivos (Figura 10c) e negativos (Figura 10d) são aqueles que neutralizam a região de cargas positivas e negativas na nuvem, respectivamente.

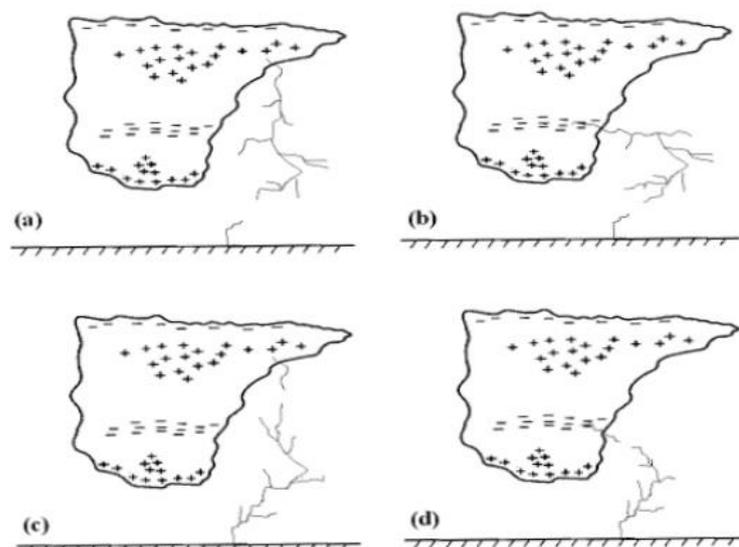


Figura 10- Ilustração de relâmpagos NS e SN. Relâmpago: (a) NS positivo, (b) NS negativo, (c) SN positivo, (d) SN negativo. Fonte: Mattos (2009).

2.4.2 Relâmpagos nas Nuvens

Relâmpagos do tipo IN geralmente ocorrem com maior frequência (70% do número total relâmpagos), uma vez que a densidade do ar diminui com a altura, assim como a capacidade isolante do ar, associada ao fato da menor distância entre os centros de cargas positivas e negativas em comparação aos demais relâmpagos. (PINTO Jr e PINTO, 2000).

2.5 Sistemas de Detecção Descargas Elétricas no Brasil

No Brasil existem três principais redes de detecção de descargas elétricas atmosféricas: Rede Brasileira de Detecção de Descargas Atmosféricas (BrasilDAT) (CARRETERO e NACCARATO, 2014) (Figura 11a), Rede Integrada Nacional de Detecção de Descargas Atmosféricas (RINDAT) (LIMA e GOMES, 2009) (Figura 11b), *Sferic Timing and Ranging Network* (STARNET) (MORALES et al. 2014) (Figura 11c).

A BrasilDAT é uma rede de monitoramento e detecção de descargas NS e IN implantada e operada pelo Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE) desde 2011. Atualmente conta com 56 sensores espalhados pelo país os quais utilizam o método de detecção de descargas *time-of-arrival* (TOA) que tem como fundamento a diferença temporal da radiação eletromagnética detectada por três ou mais sensores.

A RINDAT é composta por 35 sensores espalhados pela região Sul, Sudeste, e Centro-oeste do Brasil, que detectam relâmpagos do tipo NS, e possui um sistema de detecção híbrido, composto pelos métodos TOA e *Magnetic Direction Finder* (MDF), o qual se baseia na detecção da origem da descarga elétrica pela direção do campo magnético detectado por dois ou mais sensores (ABREU, 2017).

A STARNET é uma rede de detecção de relâmpagos de longa distância, baseada na detecção da radiação eletromagnética em uma região de frequência muito baixa (entre 7 e 15 kHz), faixa onde é possível o monitoramento do campo elétrico vertical o qual permite identificar o ponto de origem da descarga uma vez que a rede está associada a um *Global Positioning System* (GPS). Essa rede conta com nove sensores que utilizam o método TOA de detecção.

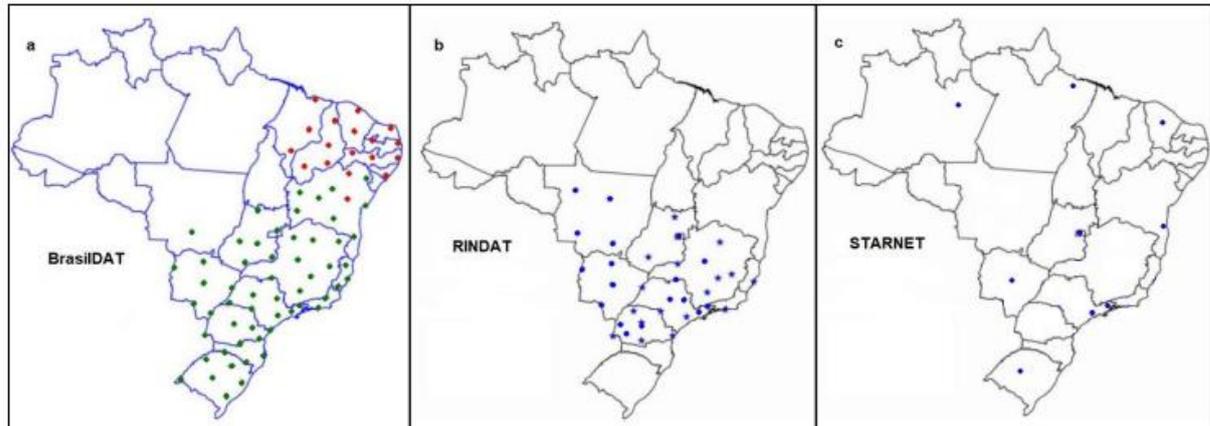


Figura 11 -Distribuição dos sensores das Redes de detecção de relâmpagos sobre o território Brasileiro. (a) BrasilDAT (b) RINDAT, (c) STARNET. Fonte: ABREU (2017).

2.6 Radares Meteorológicos

O radar é um sistema de emissão de ondas eletromagnéticas para detecção e localização de objetos através da propagação dessas ondas e variações em suas características como frequência e tempo de propagação. A partir do conhecimento da velocidade de propagação e o intervalo de tempo entre a emissão do feixe e seu retorno é possível estimar a distância dos alvos. Alvos iluminados pelo feixe do radar, absorvem parte dessa energia, irradiando em diversas direções, a polarização do radar permite filtrar apenas os feixes nas direções horizontais e verticais. Os radares mais modernos (i.e., aqueles de dupla polarização) possuem a capacidade de identificar o tipo de hidrometeoro, provendo a possibilidade de entender a microfísica da tempestade e o respectivo mecanismo de eletrificação (MOORE et al, 1964; GOODMAN et al, 1988; PARKER et al, 2001).

Rogers (1979) relacionou a potência recebida com a seção transversal retro-espalhada do alvo, em função da potência transmitida (P_t), comprimento de onda do radar (λ), tendo como considerações um feixe isotrópico de área efetiva, expresso em termos de ganho em função da antena (G), distância radar alvo (r), e a área da seção transversal de retro-espalhamento (σ). A potência recebida (P_r) representa a equação do radar para alvos simples:

$$P_r = \frac{P_t G^2 \lambda^2 \sigma}{64 \pi^3 r^4} \quad 2.6.1$$

Radares meteorológicos se diferem sendo convencional (polarização simples) ou de dupla polarização (horizontal e vertical) (Figura 12). Radares de dupla

polarização são capazes de estimar o tipo, forma, orientação e grau de mistura entre partículas gelo e água líquida. Uma das principais variáveis extraídas do radar é a refletividade. A refletividade medida pelo radar (Z_e) é expressa em $[mm^6m^{-3}]$ e sendo função do número e tamanho das gotas a sexta potência. Nesta unidade a refletividade pode variar desde valores próximos de $0,001 mm^6 m^{-3}$ (nevoa úmida) até $36.000.000 mm^6 m^{-3}$ (granizo grande ~ 5 a 10 cm). Devido a essa grande variação torna-se conveniente utilizar-se Z_e numa escala logarítmica em unidades de $[dBz]$ (2.6.2), número de decibéis relativos a refletividade de $(1 mm^6m^{-3})$, $Z = 10\log(Z_e)$, e pode ser utilizada para estimar a intensidade da precipitação através de relações empíricas que envolve a taxa de precipitação (R) (Tabela 1).

Tabela 2: Relação entre a intensidade da precipitação, refletividade do radar e taxa de precipitação. Fonte: Queiroz (2008).

<i>Relação entre Z_e e R</i>	<i>Tipo de Precipitação</i>	<i>Referência</i>
$Z_e = 200R^{1,6}$	Chuva Estratiforme	Marshall e Palmer (1948)
$Z_e = 31R^{1,71}$	Chuva Orográfica	Blanchard (1953)
$Z_e = 500R^{1,5}$	Chuva Convectiva	Joss et al. (1970)
$Z_e = 1780R^{2,21}$	Flocos de Neve	Sekhon e Srivastava (1970)
$Z_e = 325R^{1,36}$	Região de Bauru	Calheiros et al. (1987)
$Z_e = 176,5R^{1,29}$	Região de Maceió	Moraes (2003)

No Brasil, os principais centros que disponibilizam dados de radares meteorológicos são: a Rede de Meteorologia do Comando da Aeronáutica (REDMET), que disponibiliza exclusivamente imagens dos radares meteorológicos operados pela Força Aérea Brasileira (FAB), e o Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos (CPTEC) do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE) e o Centro Nacional de Monitoramento de Desastres Naturais (CEMADEN), o qual disponibiliza dados dos radares operados tanto pela FAB como pelo Centro Nacional de Monitoramento e Alertas de Desastres Naturais (Cemaden).

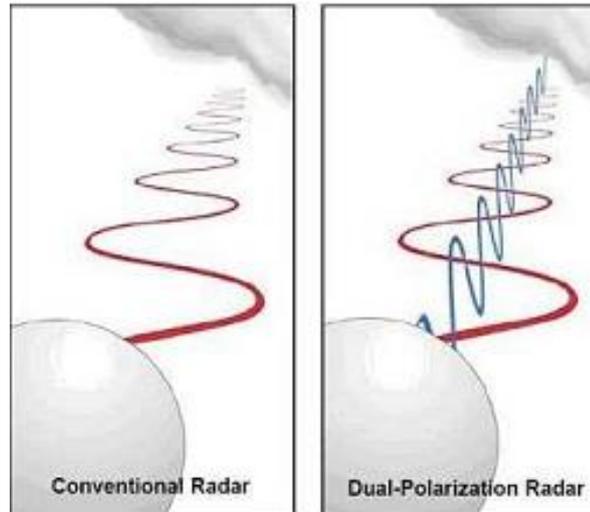


Figura 12 - Propagação de um feixe horizontal num radar convencional (esquerda) e propagação do feixe horizontal e vertical num radar e dupla-polarização (direita). Fonte: Projeto Chuva (2009).

2.7 Produtos de Radares Meteorológicos

Nesta sessão são descritos os diversos produtos finais fornecidos por radares meteorológicos obtidos em função das diferentes estratégias de varreduras, varredura em azimute (0 a 360°), elevação (0 a 90°) e volumétrica (varredura em azimute e elevação). Os principais produtos produzidos a partir dos dados de radar são:

Plan Position Indicator (PPI) (Figura 13) gerado por uma varredura em azimute com um ângulo de elevação fixo em relação ao solo. Este produto representa a reprojeção no plano horizontal dos dados dos feixes recebidos.

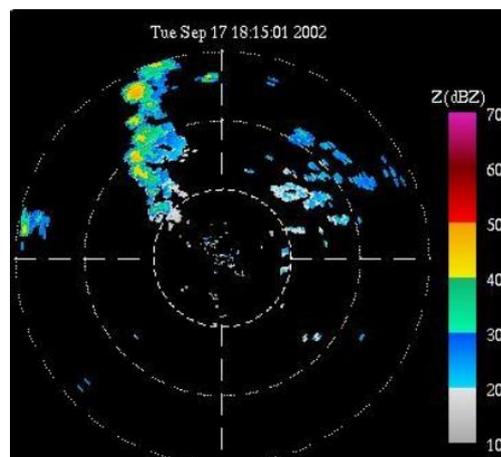


Figura 13- Exemplo produto PPI para elevação de 0°. Fonte: Fonte: Apostila Estratégias de Varredura para o Radar Meteorológico do CLA.

Range Height Indicator (RHI) (Figura 14) representa a projeção vertical em uma direção (azimute) fixa, levando em consideração a curvatura da Terra.

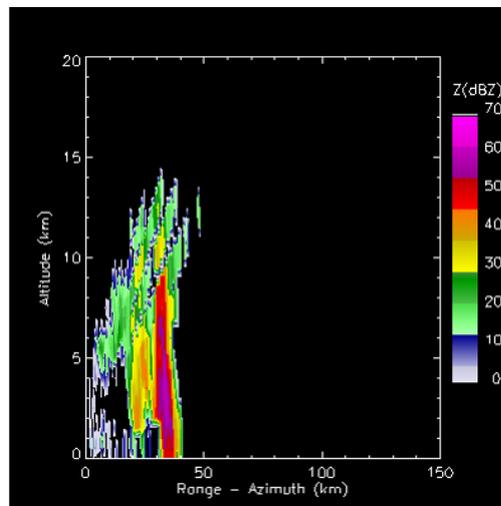


Figura 14- Exemplo produto RHI. Fonte: Fonte: Apostila Estratégias de Varredura para o Radar Meteorológico do CLA.

MaxCappi é um produto gerado por uma varredura volumétrica, representando uma estrutura tridimensional convertidas em cartesianas e corrigidas pela curvatura terrestre levando em consideração o máximo de refletividade em cada direção.

Constant Altitude Plan Position Indicator (CAPPI) (Figura 15) representa a projeção em um plano horizontal de uma camada em uma altura constante obtidos por uma varredura volumétrica.

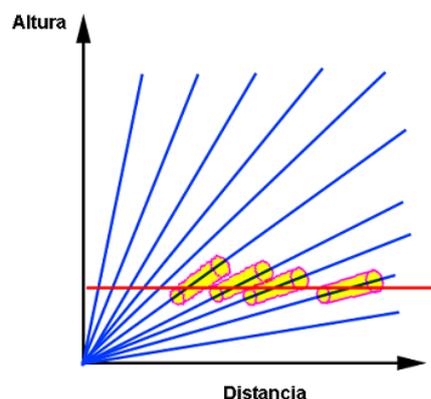


Figura 15- Exemplo construção de um CAPPI. Em azul, feixes de PPI em diferentes elevações, em vermelho o nível do CAPPI, em amarelo os campos projetados no produto CAPPI. Fonte: Apostila Estratégias de Varredura para o Radar Meteorológico do CLA.

Vertical Cut (VC) Obtido através do corte vertical de um produto CAPPI ou MaxCappi.

Echo Top (ET) fornece os dados de refletividade provenientes das maiores altitudes do sistema.

Echo base (EB) fornece os dados de refletividade provenientes das menores altitudes do sistema.

2.8 O Produto VIL

Alterações no conteúdo de água líquida apresentam relevante papel termodinâmico, uma vez que estão relacionados a variações de energia (MASON,1957). Dessa forma, a magnitude e distribuição espacial do conteúdo de água líquida é fundamental no estudo da dinâmica das nuvens.

Marshal e Palmer (1948) relacionaram o conteúdo de água líquida (M) com a refletividade do Radar (Z_e) assumindo o número de partículas por volume por intervalo de raio ($N_0 = 8 \times 10^6 \text{ m}^{-3} \text{ m}^{-1}$) e a densidade da água ($\rho_w = 10^6 \text{ gm}^{-3}$)

$$M = 3,44 \times 10^{-3} Z^{4/7} \quad 2.8.1$$

onde a unidade de M e Z em (2.8.1) são $[\text{gm}^{-3}]$ e $[\text{mm}^6 \text{m}^{-3}]$.

Através da integração de M com a base e o topo do eco em termos de altura (m), é definido o parâmetro VIL (*Vertically Integrated Liquid*), o qual representa a massa de água contida em um volume e área unitários, apresenta unidade de $[\text{kgm}^{-2}]$. (GREENE; CLARK,1972).

$$VIL = 3,44 \times 10^{-6} \int_{base}^{topo} Z^{4/7} dh \quad 2.8.2$$

3. MATERIAL E MÉTODOS

Essa sessão aborda a descrição e processamento dos dados utilizados na seguinte sequência: dados de relâmpagos obtidos do Rede Brasileira de Detecção de Descargas Atmosféricas (BrasilDAT), imagens do radar meteorológico de São Roquee dados para análise sinótica.

3.1 Dados de Relâmpagos

Nesse estudo foram utilizados dados de relâmpagos obtidos da rede BrasilDAT (<http://www.inpe.br/webelat/homepage/>), a qual possui frequência de monitoramento em tempo real. Os dados obtidos são referentes ao dia 17/09/2016 e fornecidos pelo Centro Nacional de Monitoramento e Alertas de Desastres Naturais (CEMADEN). Tais dados estão organizados em data, horário, latitude e longitude e classificação dos relâmpagos ocorridos (IN ou NS). Os dados de relâmpagos registrados em formato de arquivo de texto, foram filtrados diante do horário de ocorrência do evento (entre 19e 22 horas), localização (latitude e longitude) e selecionados diante do sistema convectivo responsável por provocar tempo severo.

3.2 Dados do Radar de São Roque

Neste estudo foi utilizado o Radar Meteorológico da cidade de São Roque – SP, localizado na latitude 23°36'07" S e longitude 047°05'39" O, em uma altitude de 1147 m. Esse radar é operado pelo Departamento de Controle do Espaço Aéreo (DECEA) e é um dos poucos a observar a região de estudo. Este radar opera na banda S (2,7 GHZ a 2,9 GHZ, comprimento de onda (10 cm) com uma largura de pulso de 1,99 graus, e apresenta estratégia de varredura em escala temporal de 10 minutos. Na figura 16 a região contida na circunferência de menor raio representa uma maior confiabilidade dos dados devido à proximidade ao radar (150 km), uma vez que o feixe do radar apresenta uma maior abertura gradativa conforme a distância a origem, em consequência, a região contida sob o círculo de maior raio (240 km), compreende de uma menor confiabilidade, porém de mesma relevância.

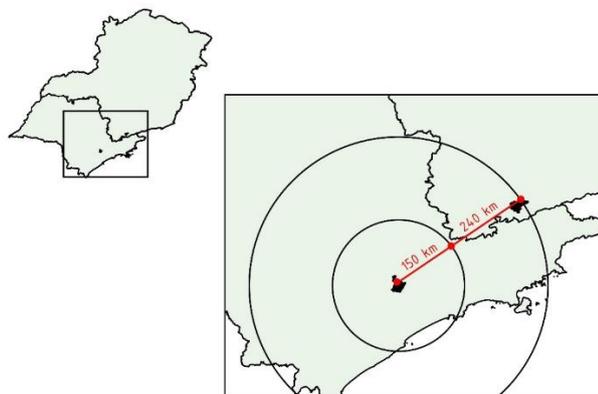


Figura 16- Distância radar meteorológico SR e Itajubá.

Os dados do radar meteorológico de São Roque foram processados com o auxílio do *software* ForTraCC (*Forecast and Tracking the Evolution of Cloud Clusters*)

(VILA et al. 2008), a fim de identificar e rastrear a tempestade que originou condições de tempo severo em Itajubá, assim como quantificar em termos de refletividade do radar, a região de maior intensidade convectiva (*cluster*) do fenômeno utilizando o limiar de 30 dBz. Isso torna possível a análise da evolução temporal do sistema. Os produtos do radar, foram gerados em intervalos de 10 minutos (estratégia do radar) nas alturas de 2 km até 16 km de altura.

3.3 Dados doGFS

Para a análise sinótica foram utilizados dados do modelo *Global Forecast System* (GFS) de resolução espacial de $0,5^\circ$ nos horários 00, 06, 12 e 18 Z das variáveis meteorológicas em coordenadas verticais: umidade específica e relativa, pressão ao nível médio do mar, direção magnitude e convergência dos ventos, movimento vertical (ω), altura geopotencial e geopotencial. A fim de representar os campos sinóticos em altos e baixos níveis da atmosfera.

3.4 Metodologia

3.4.1 Análise Sinótica

Para compreensão do ambiente sinótico que auxiliou o desenvolvimento da tempestade, foram gerados campos com os dados do GFS. Os campos gerados foram: (AS1) espessura da camada entre 500/1000 hPa, pressão atmosférica ao nível médio do mar jatos em 250 hPa, (AS2) umidade específica (UE) em 850 hPa, direção e magnitude dos ventos em 850 hPa e 250 hPa, (AS3) umidade relativa (UR) em 500 hPa, assim como altura geopotencial e velocidade vertical (ω), (AS4) cisalhamento vertical do vento entre 250 e 850 hPa, altura geopotencial em 500 hPa e a divergência dos ventos em 500 hPa.

3.4.2 Análise Termodinâmica

Foram utilizadas imagens do satélite geostacionário GOES-13 fornecidas pelo Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos (CPTEC) do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE) do canal infravermelho (IR) ($10,2 \mu m$ – $11,2 \mu m$) para analisar a taxa de variação temporal da temperatura de brilho do topo

do sistema convectivo. As imagens possuem uma resolução temporal de 30 minutos. Os dados utilizados do GFS foram: CAPE em superfície e o cisalhamento vertical do vento entre os níveis de 850 hPa e 250 hPa da atmosfera para os respectivos horários sinóticos das imagens de satélite. A série temporal diária das variáveis: temperatura do ar, temperatura do ponto de orvalho (Td), taxa de precipitação e precipitação, registradas pela estação automática da Universidade Federal de Itajubá (UNIFEI) também foram utilizadas.

O diagrama SkewT log P foi gerado com o objetivo de analisar o perfil vertical de T e Td, empregando-se as variáveis do GFS (temperatura, temperatura do ponto de orvalho, UR em magnitude e direção do vento) do ponto de grade mais próximo de Itajubá, sendo a Td estimada em cada nível vertical segundo a equação (VIANELLO e ALVES, 1991), como descrita abaixo:

$$Td = \frac{257,3(\log_{10} UR + \frac{7,5T}{237,3+T})}{7,5 - \log_{10} UR - \frac{7,5T}{237,3+T}} \quad 3.4.2.1$$

Para $T > 0^{\circ}\text{C}$ e

$$Td = \frac{243,33(\log_{10} UR + \frac{7,665T}{243,33+T})}{7,665 - \log_{10} UR - \frac{7,665T}{243,33+T}} \quad 3.4.2.2$$

Para $T < 0^{\circ}\text{C}$.

3.4.3 Análise da estrutura da precipitação

Os dados do radar foram convertidos de seu formato original para dados binários com o propósito de gerar um produto de combinação entre os dados de relâmpagos e CAPPI. Uma vez que ambos os dados estejam na mesma grade, a cada intervalo de varredura, foi feita a identificação do cluster que originou o fenômeno de tempo severo, e os respectivos relâmpagos.

As variáveis taxa de precipitação (R) (mm/h) e *ice watercontent* (IWC) (g/m^3) foram calculadas para cada intervalo de varredura do radar, em cada pixel do cluster que originou tempo severo. A taxa de precipitação média foi calculada através da fórmula de Joss et al. (1970) (Eq. 3.4.3.1) a qual estima R para precipitação convectiva, a média foi feita pelo número de pixels em cada tempo do cluster, o conteúdo de gelo (IWC) (g/m^3) representa a massa de gelo por unidade de volume e foi obtido no nível de 5 km de altura através da equação (3.4.3.2) (MOSIER et al, 2011).

$$Z_e = 500R^{1,5} \quad 3.4.3.1$$

$$IWC = 1000\pi\rho_i N_0^3 \left(\frac{5,28 \times 10^{-18} Z^{ice}}{720} \right)^{4/7} \quad 3.4.3.2$$

Onde N_0 representa o parâmetro que leva em consideração uma possível distribuição exponencial de diâmetros para o gelo ($4 \times 10^6 m^{-4}$), ρ_i a densidade do gelo ($917 kg/m^3$), e Z^{ice} a refletividade em (mm^6/m^3).

O VIL *ice* foi calculado entre as alturas das isoterms de $-10^\circ C$ e $-40^\circ C$ (6km até 11 km) região que tipicamente ocorre maior número de colisões entre graupel e cristais de gelo. A altura das isoterms foram estimadas com base em 49 radiossondagens realizadas durante a campanha CHUVA-Vale na cidade de São José dos Campos-SP (MATTOS., et al 2016).

4. RESULTADOS E DISCUSSÃO

4.1 Análise Sinótica

As Figuras 17 e 18 apresentamos jatos em 250 hPa, pressão ao nível médio do mar e espessura da camada entre os níveis de 500 hPa e 1000 hPa. A figura 17 refere-se ao dia de ocorrência do evento, nota-se a ocorrência de um jato com magnitude superior a 20 m/s, a proximidade das isóbaras de 1015 e 1017 hPa, e valores de espessura da camada próximos a 5700 m, sobre o sul de Minas Gerais. No dia seguinte a ocorrência do evento (18) (Figura 18) o jato apresentou menor intensidade (inferior a 20 m/s), pressão referente a isóbara de 1017 hPa, e espessura da camada próximo a 5750 m, dessa forma evidenciando o aumento da defluência dos ventos em altos níveis antes e após o evento severo sobre o sul de Minas Gerais.

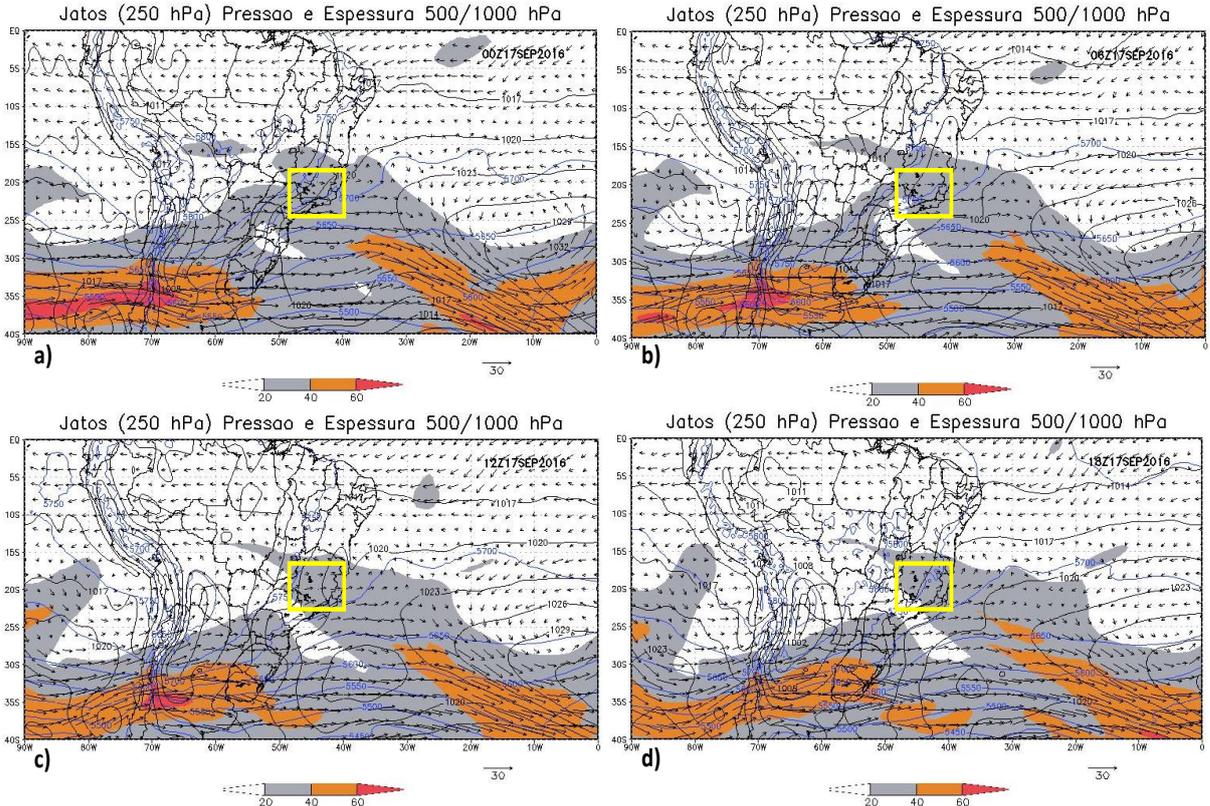


Figura17- Magnitude (cores) e direção do vento (vetores), pressão ao nível médio do mar (linhas de contorno preta), espessura da camada entre os níveis de 500 e 1000 hPa(linhas de contorno azul) no dia 17/09/2016. A caixa amarela indica a região de estudo. Os índices (a, b, c, d) correspondem ao respectivo horário sinótico.

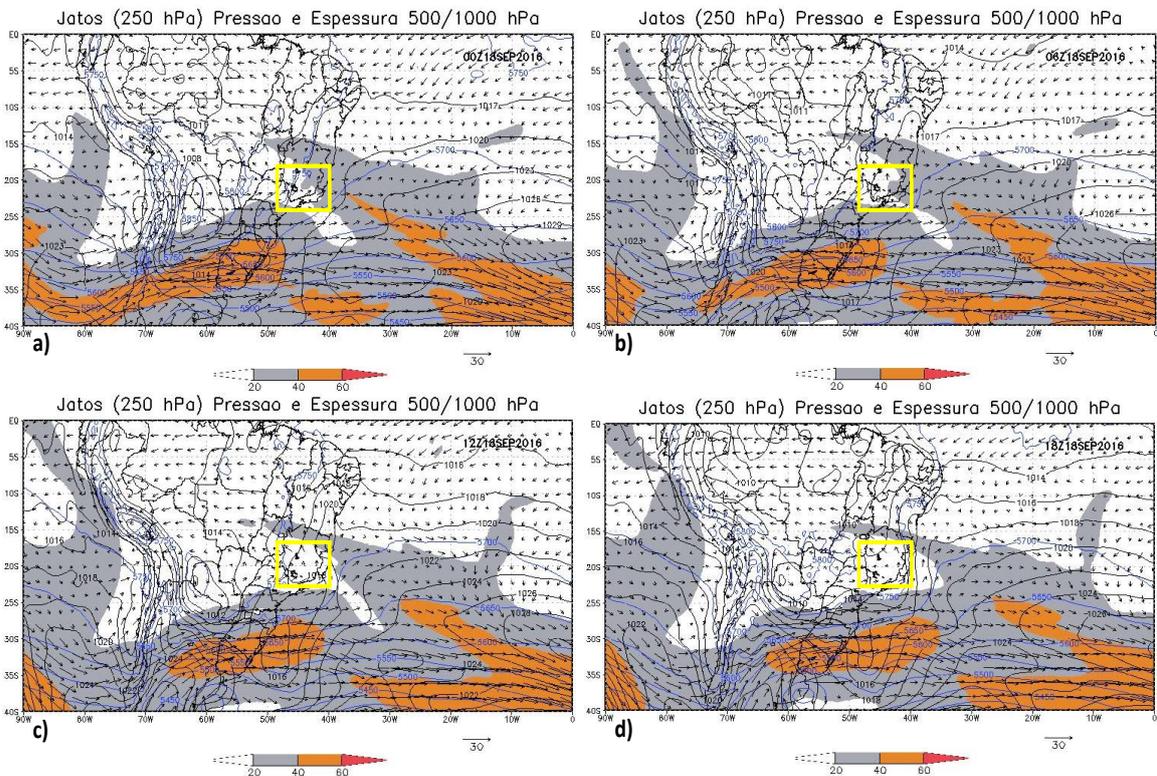


Figura 18- Magnitude (cores) e direção do vento (vetores), pressão ao nível médio do mar (linhas de contorno preta), espessura da camada entre os níveis de 500 e 1000 hPa (linhas de contorno azul) no dia 18/09/2016. A caixa amarela indica a região de estudo. Os índices (a, b, c, d) correspondem ao respectivo horário sinótico.

As figuras 19 e 20 apresentam o campo AS2, constituído pelas variáveis, umidade específica no nível de 850 hPa (contornos coloridos), a magnitude e direção dos ventos em 850 hPa representada pelos vetores em preto, e a direção e magnitude dos ventos em 250 hPa em vetores azuis. No nível de 850 hPa da atmosfera, ocorre um incremento gradativo de umidade (12 a 17 g/m³) no dia 16 até a ocorrência do evento (Figura 20 d), quando ocorre uma diminuição na disponibilidade de umidade sobre o sul de MG. Em baixos níveis da atmosfera a direção e magnitude dos ventos são de Nordeste (NE) – Sudoeste (SO) inferiores a 30m/s, durante a ocorrência do evento em altos níveis a direção predominante dos ventos é de Noroeste (NO) – Sudeste (SE) com magnitude de até 50 m/s, formando um ângulo de abertura entre os vetores de aproximadamente 90°, evidenciando a magnitude do cisalhamento vertical do vento.

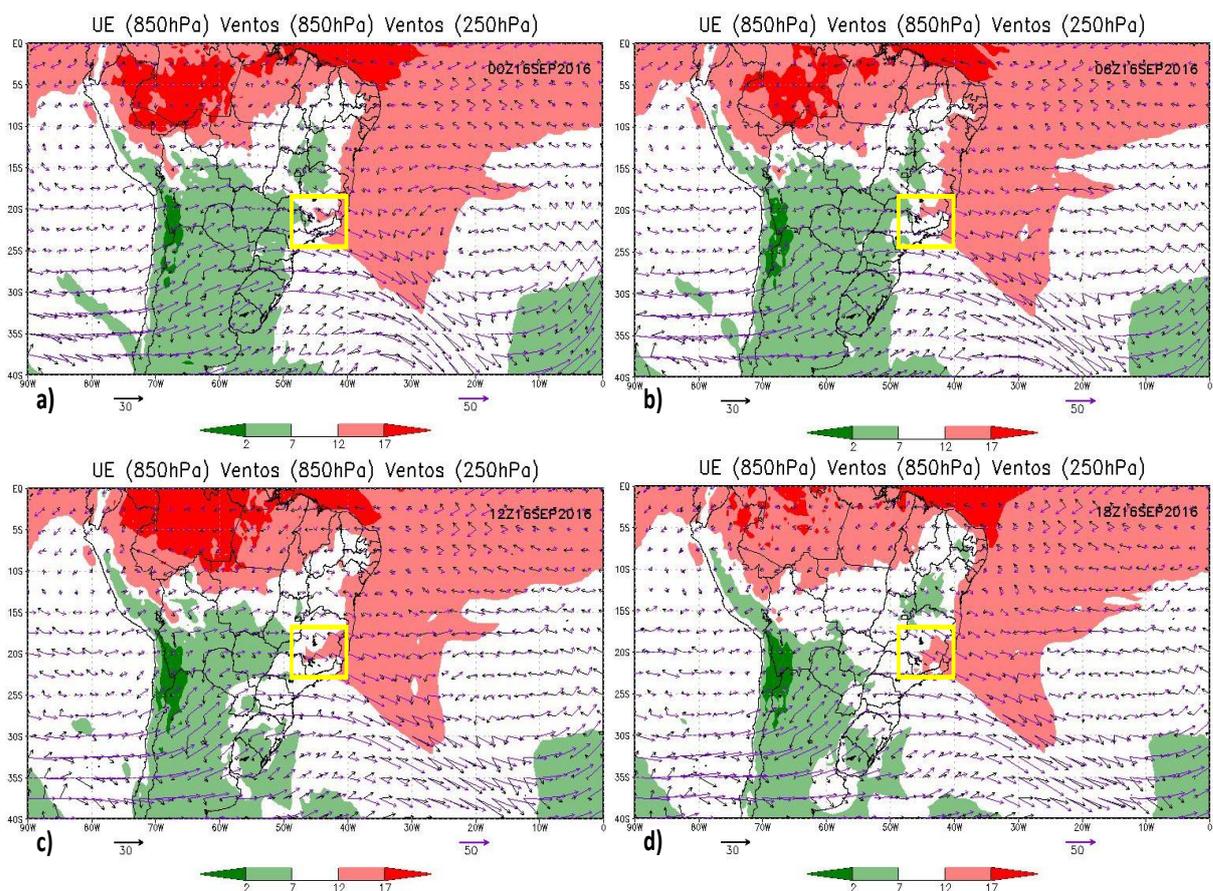


Figura 19 Umidade específica (cores), a direção e magnitude dos ventos em 850 hPa (vetores em preto) e 250 hPa (vetores em azul) durante o dia 16/09/2016. A caixa amarela representa a região do estudo. Os índices (a, b, c, d) correspondem aos respectivos horários sinóticos.

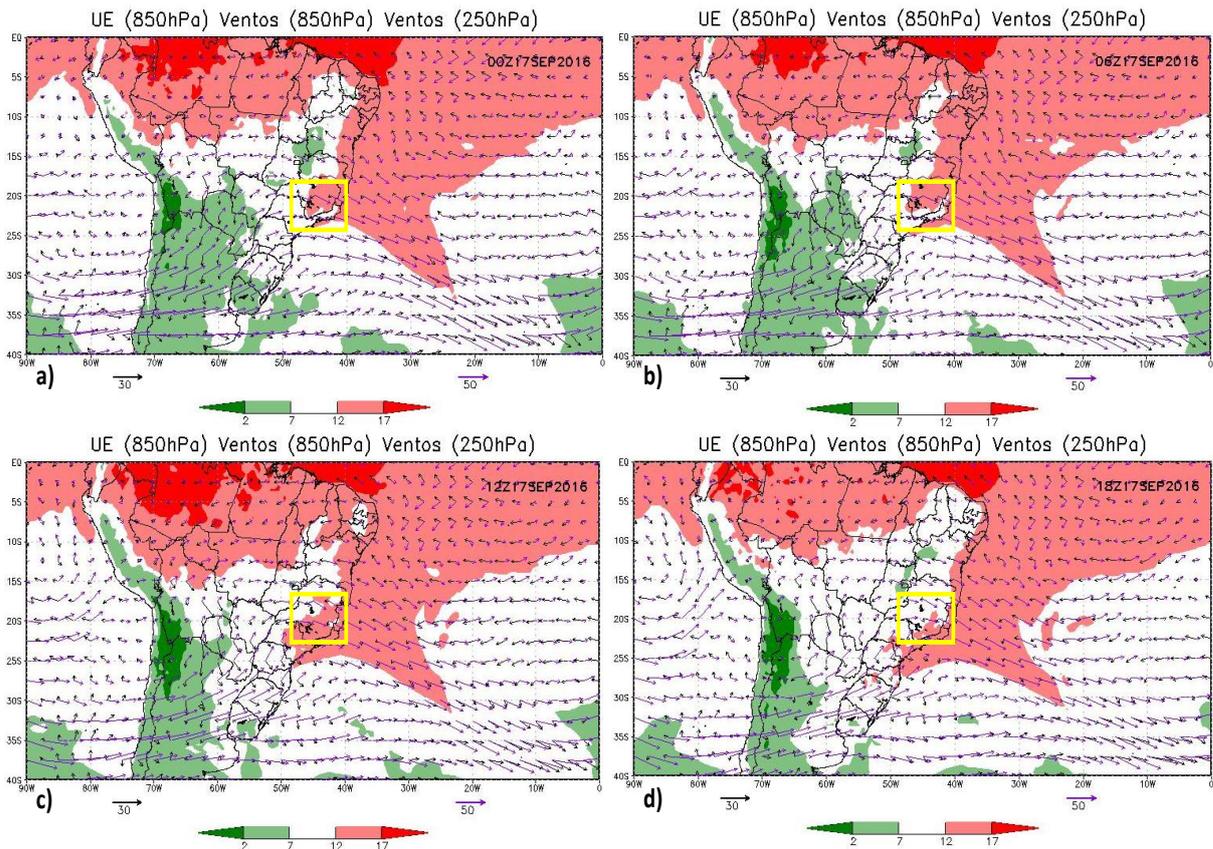


Figura 20- Umidade específica (cores), a direção e magnitude dos ventos em 850 hPa (vetores em preto) e 250 hPa (vetores em azul) durante o dia 17/09/2016. A caixa amarela representa a região do estudo. Os índices (a, b, c, d) correspondem aos respectivos horários sinóticos.

Nas figuras 21 e 22 são apresentadas as variáveis, umidade relativa (UR) em preenchimento, movimento vertical (ômega) em linhas de contorno preto, e altura geopotencial em linhas vermelhas, no nível de 500 hPa da atmosfera. No dia 16 (figura 21, a UR apresenta valores de até 30%, presença de movimento vertical, e altura geopotencial de 5850 m. A Figura 22 apresenta as variáveis durante o dia 17, onde ocorre um aumento da UR com valores de 50 até 70%, com assinaturas de movimento vertical significativas e altura geopotencial de aproximadamente 5880 m. O incremento da variável de altura geopotencial representa a influência do movimento vertical proveniente do evento de tempo severo. A região sul de MG está localizada a leste de um cavado em níveis médios, o que favorece a instabilidade da camada.

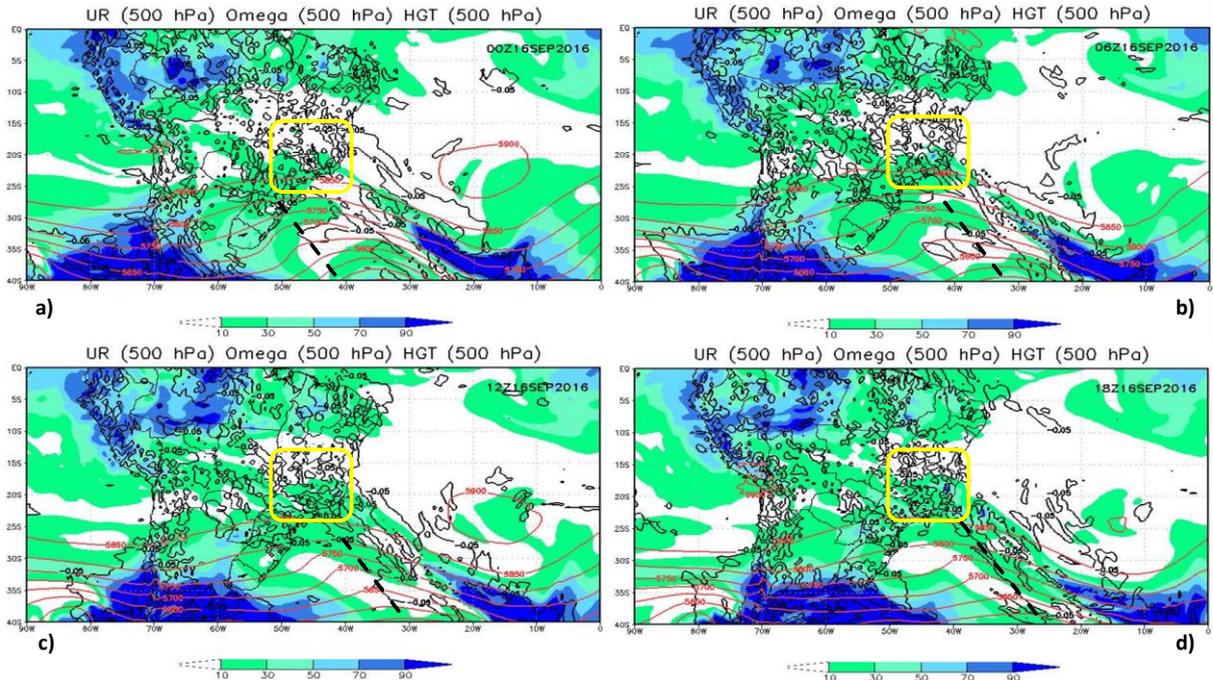


Figura 21- Umidade relativa (cores) em 500 hPa, movimento vertical (ômega) linhas pretas em 500 hPa, altura geopotencial em linhas vermelha em 500 hPa, durante o dia 16/09/2016. A caixa amarela representa a região de estudo. A linha tracejada representa o cavado. Os índices (a, b, c, d) correspondem aos respectivos horários sinóticos.

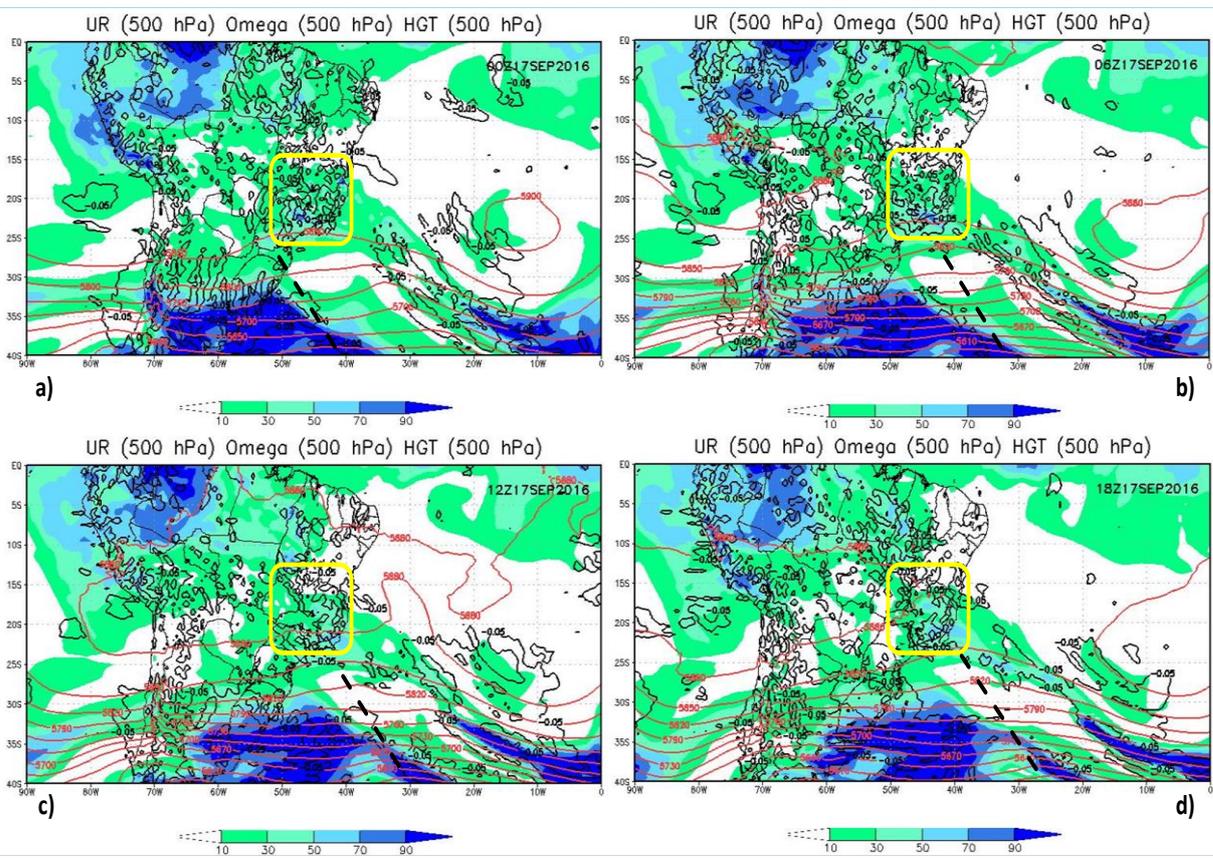


Figura 22- Umidade relativa (cores) em 500 hPa, movimento vertical (ômega) linhas pretas em 500 hPa, altura geopotencial em linhas vermelha em 500 hPa, durante o dia 17/09/2016. A caixa amarela representa a região de estudo. A linha tracejada representa o cavado. Os índices (a, b, c, d) correspondem aos respectivos horários sinóticos.

A Figura 23e 24 mostramos variáveis, cisalhamento vertical do vento (CVV) entre os níveis de 850 hPa e 250 hPa em preenchimento, em 500 hPa a divergência em linhas de contorno preto e altura geopotencial em linhas azuis. Durante o dia 16 (Figura 23) a magnitude do CVV compreende a faixa entre 20 m/s até 40 m/s, com valores de divergência que apresentam uma variabilidade diurna, e valores de altura geopotencial próximos a 5850 m, a Figura 24 apresenta os campos para o dia 17, a magnitude do cisalhamento se mantém, porém em uma área de menor influência, nota-se uma atenuação no campo de divergência, e as linhas de geopotencial apresentam grandeza na ordem de 5880 m.

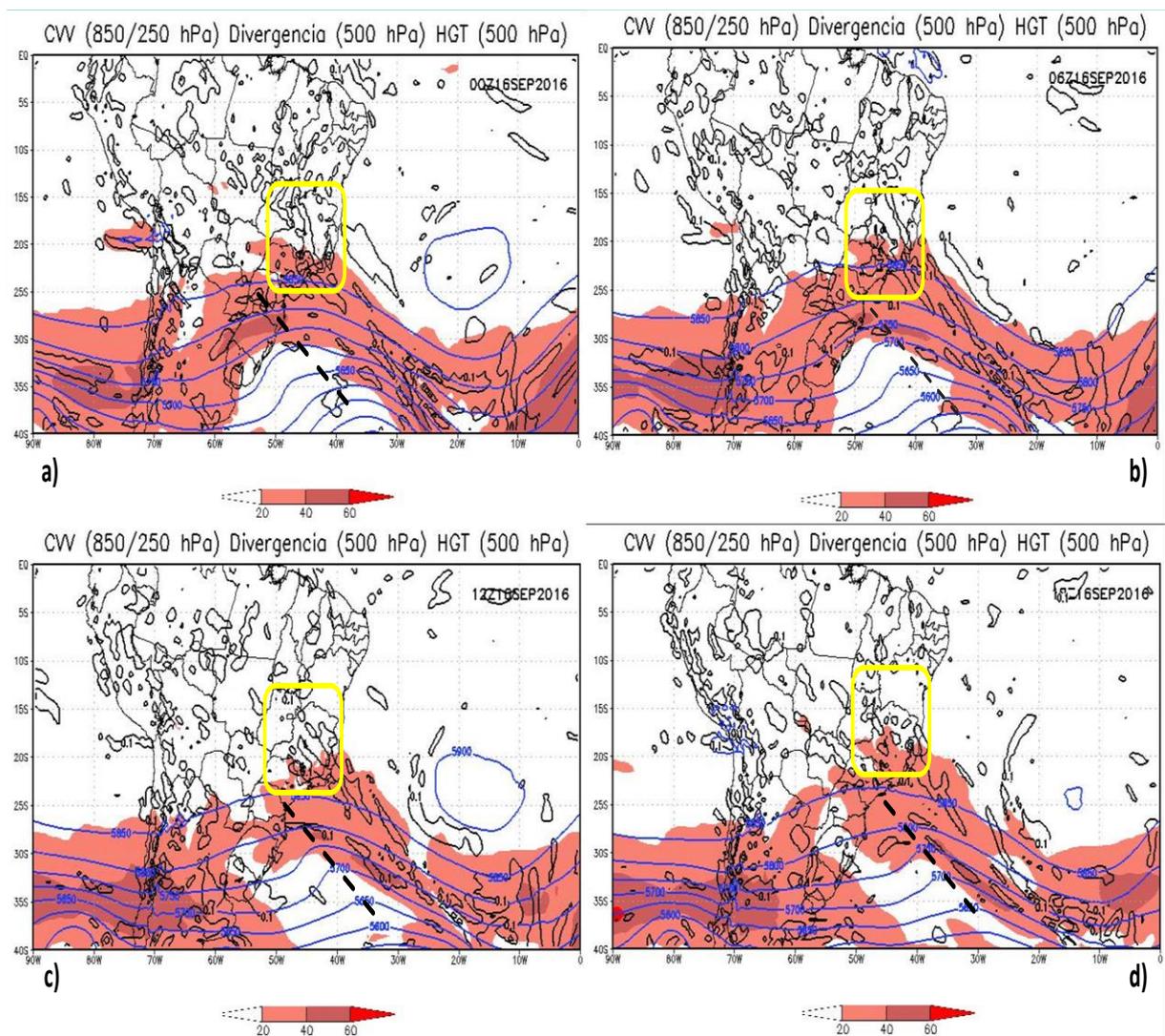


Figura 23- Intensidade do cisalhamento vertical do vento (cores) entre os níveis de 850 e 250 hPa, a divergência dos ventos (linhas de contorno preto) no nível de 500 hPa, e altura geopotencial (linhas de contorno azul) em 500 hPa, durante o dia 16/09/2016. A caixa amarela representa a região de estudo. A linha tracejada representa o cavado. Os índices (a, b, c, d) correspondem aos respectivos horários sinóticos.

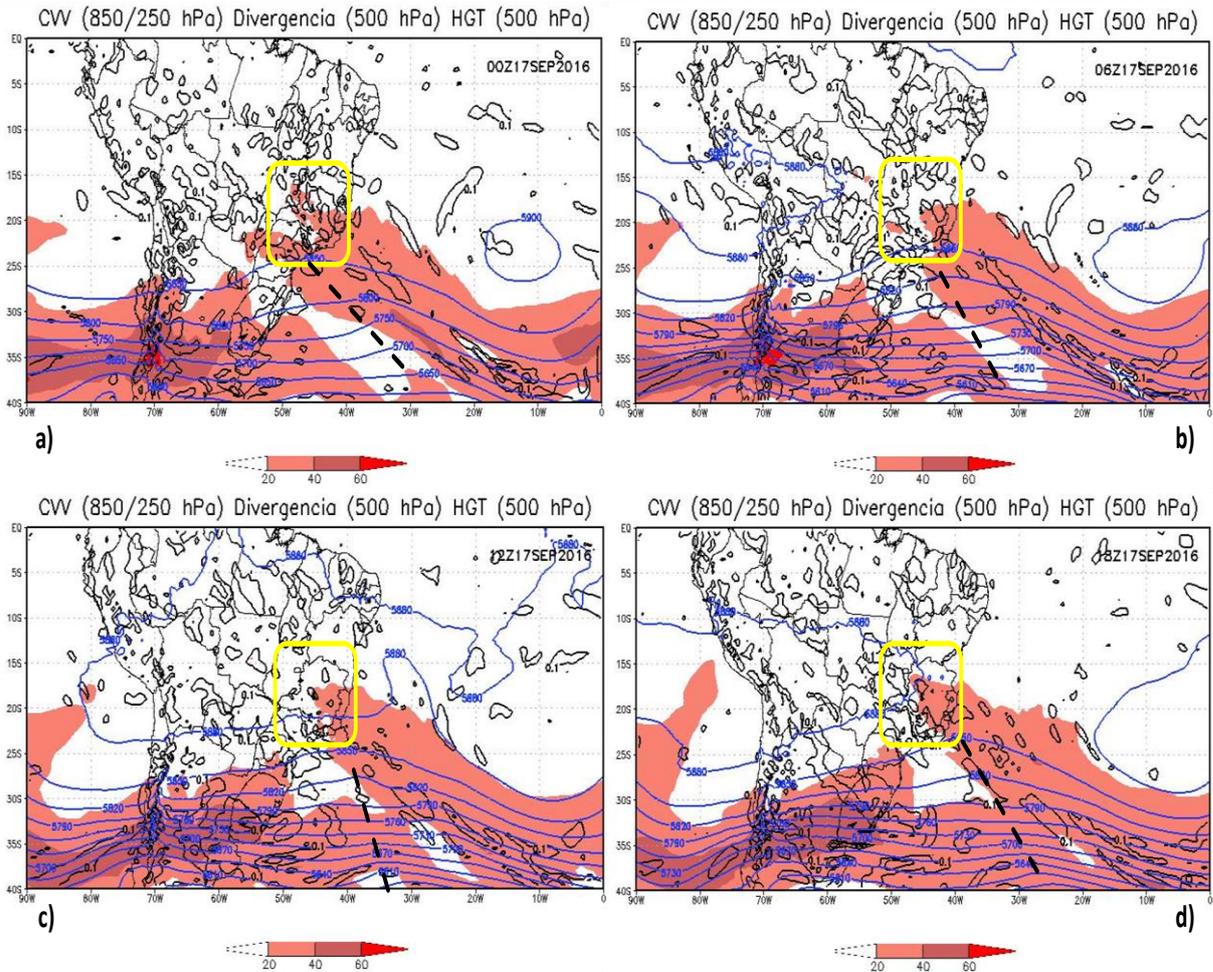


Figura 24- Intensidade do cisalhamento vertical do vento (cores) entre os níveis de 850 e 250 hPa, a divergência dos ventos (linhas de contorno preto) no nível de 500 hPa, e altura geopotencial (linhas de contorno azul) em 500 hPa, durante o dia 17/09/2016. A caixa amarela representa a região de estudo. A linha tracejada representa o cavado. Os índices (a, b, c, d) correspondem aos respectivos horários sinóticos.

Em resumo, a análise sinótica destaca alguns ingredientes importantes para a geração da tempestade: jato em altos níveis (que podem ser responsáveis pela divergência em altos níveis), ventos em 850 hPa que acarretam umidade desde a baixa atmosfera até o nível de 500 hPa, movimentos verticais ascendentes, cisalhamento vertical do vento significativo entre a baixa e alta atmosfera, que contribuíram para o desenvolvimento do sistema.

4.2 Análise Termodinâmica

A imagem do satélite GOES 13 no canal infravermelho mostra as primeiras nuvens surgindo próximo das 18Z (Figura 25 b). Quando a nuvem convectiva atinge o estágio maduro em 2030Z (Figura 26 a) a temperatura de brilho é aproximadamente -50°C e se mantém até a nebulosidade atingir o estágio dissipativo (Figura 26

b).Através das imagens do satélite é possível notar a configuração do sistema de forma circular e localizada.

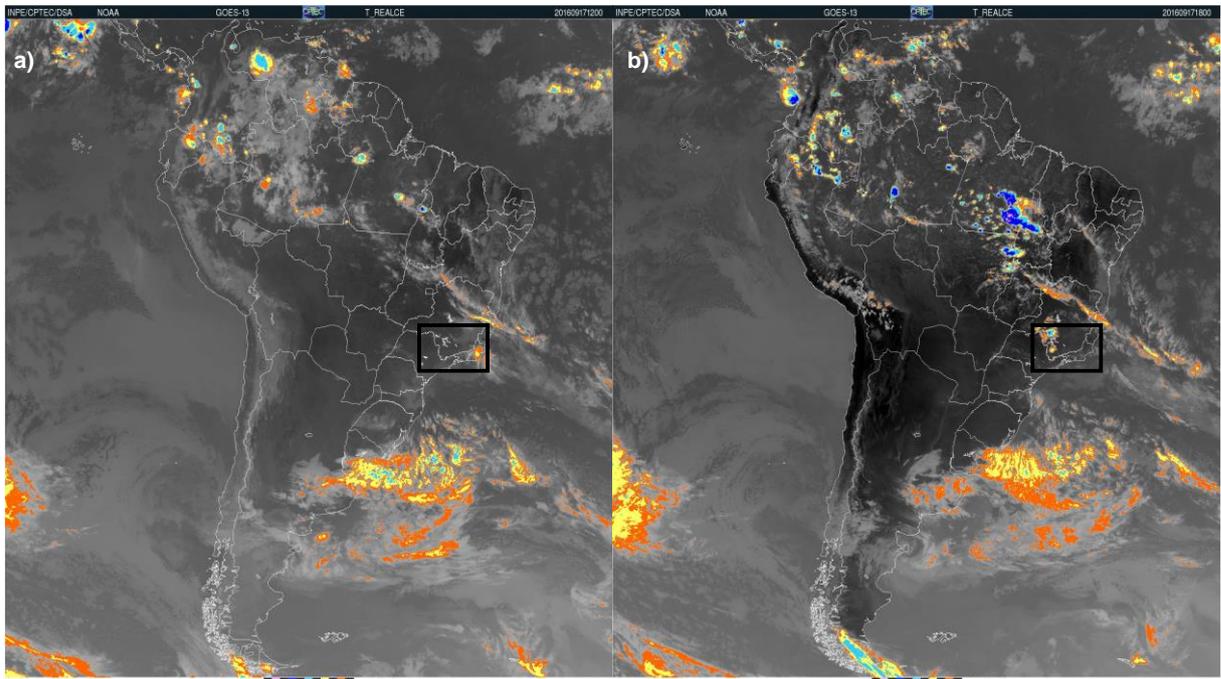


Figura 25- Imagem do satélite GOES 13 no canal IR com o campo de temperatura de brilho realçada as 12Z (a) e 18Z (b) durante o dia 17/09/2016. Fonte: CPTEC/INPE

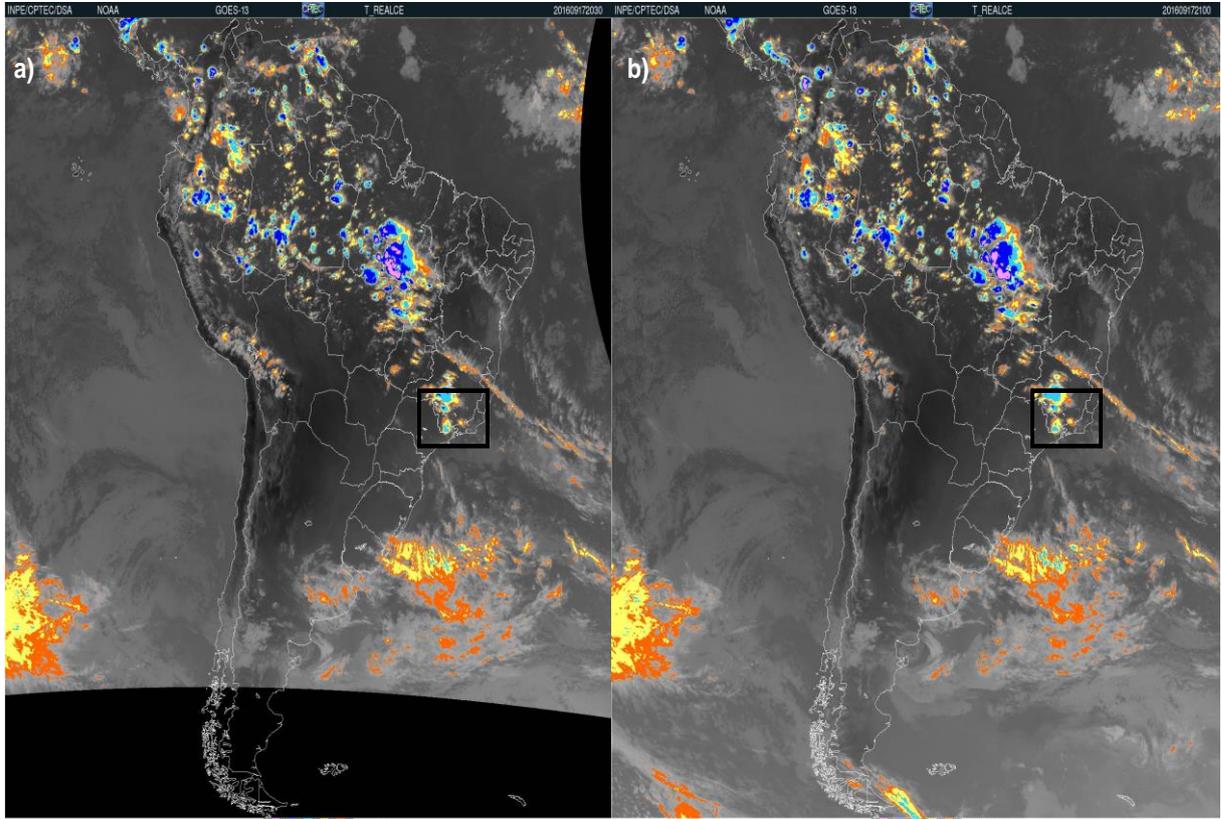


Figura 26- Imagem do satélite GOES 13 no canal IR com o campo de temperatura de brilho realçada às 2030Z (a) e 21Z (b) durante o dia 17/09/2016. Fonte: CPTEC/INPE

Com relação ao CAPE e CVV (Figura 27), no dia 17, segundo reanálises, há uma intensificação do CAPE próximo ao horário de ocorrência de evento do tempo severo (17:30HL)(Figura 27 d), com valores superiores a 1500 J/kg e cisalhamento vertical do vento equivalente a 30 m/s, caracterizando um perfil atmosférico com potencial convectivo moderadamente instável conforme a Tabela 1.

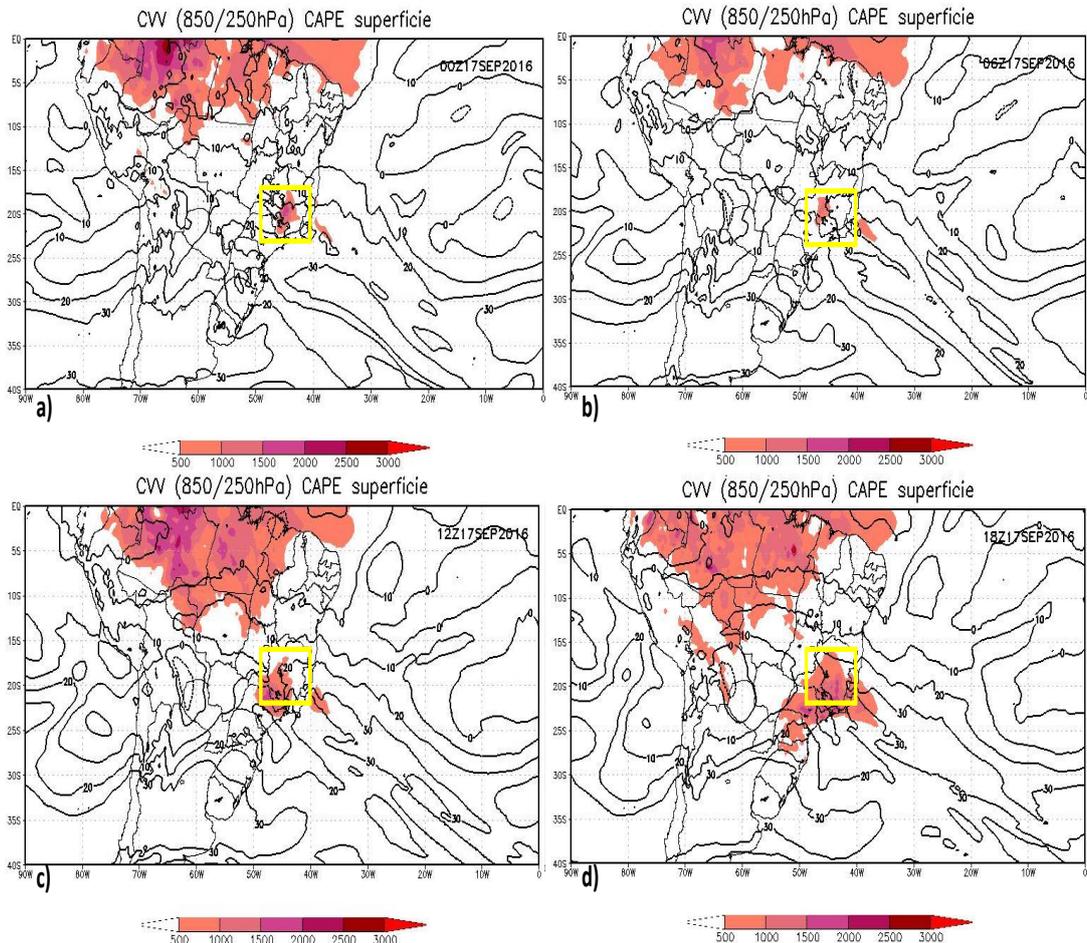


Figura 27- Em preenchimento a intensidade do índice CAPE, em linhas de contorno preto o CVV entre os níveis de 850 e 250 hPa durante o dia 17/09/2016. A caixa amarela representa a região de estudo. Os índices (a, b, c, d) correspondem aos respectivos horários sinóticos.

A Figura 28 mostra a variação da temperatura do ar, da temperatura do ponto de orvalho, taxa de precipitação e a precipitação ao longo do dia 17, medidas pela estação meteorológica automática da Universidade Federal de Itajubá (UNIFEI). O perfil de temperatura (T) e temperatura do ponto de orvalho (Td) convergem próximo ao momento do tempo severo (17:30 HL), sugerindo um perfil atmosférico úmido e instável (Figura 28). O diagrama Skew T log P (Figura 29) mostra a distribuição vertical do perfil de temperatura do ar e a temperatura do ponto de orvalho em Itajubá, a partir das variáveis meteorológicas do GFS às 18 Z que é o horário mais próximo da ocorrência do evento (20:30 Z), o qual não apresentou alta

representatividade, devido a incompatibilidade do ponto de grade do modelo, uma vez que o sistema apresentou características pontuais de localização.

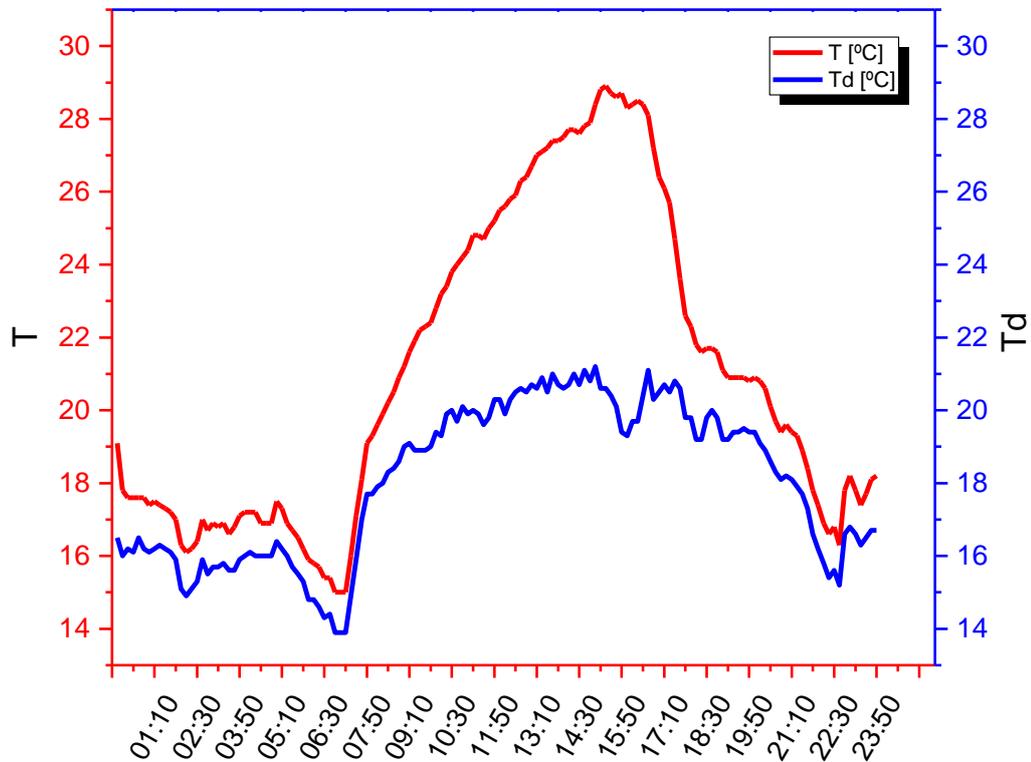


Figura 28- Temperatura do ar e temperatura do ponto de orvalho (Td) durante o dia 17/09/2016.No eixo das abscissas a hora local (GMT-3).

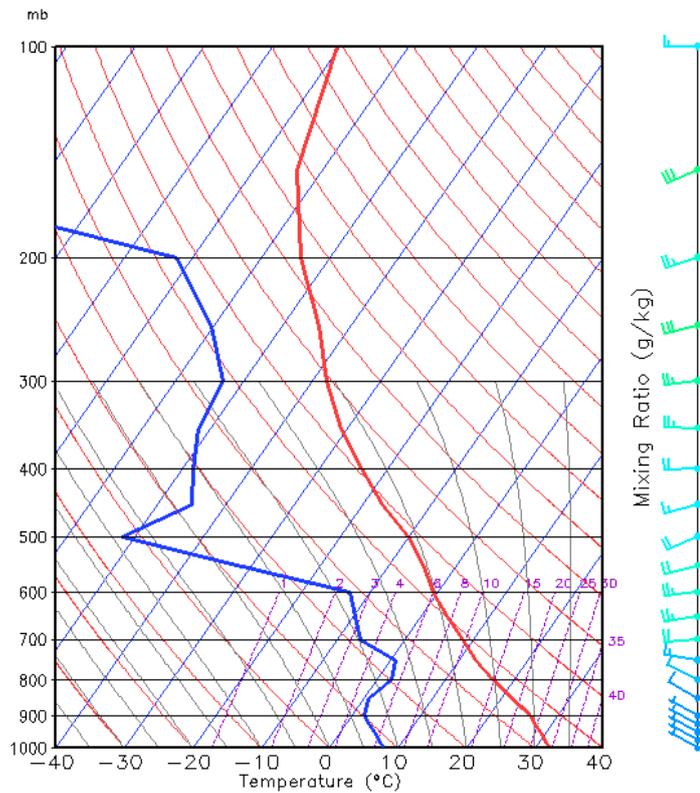


Figura 29- Diagrama Skew T log P para Às 18Z do dia 17/09/2016.

A precipitação referente ao evento convectivo teve duração de aproximadamente 40 minutos (Figura 30) e produziu uma taxa de precipitação equivalente a 80 mm/hora (Figura 30 a) associado a uma precipitação total de 8 mm (Figura 30 b).

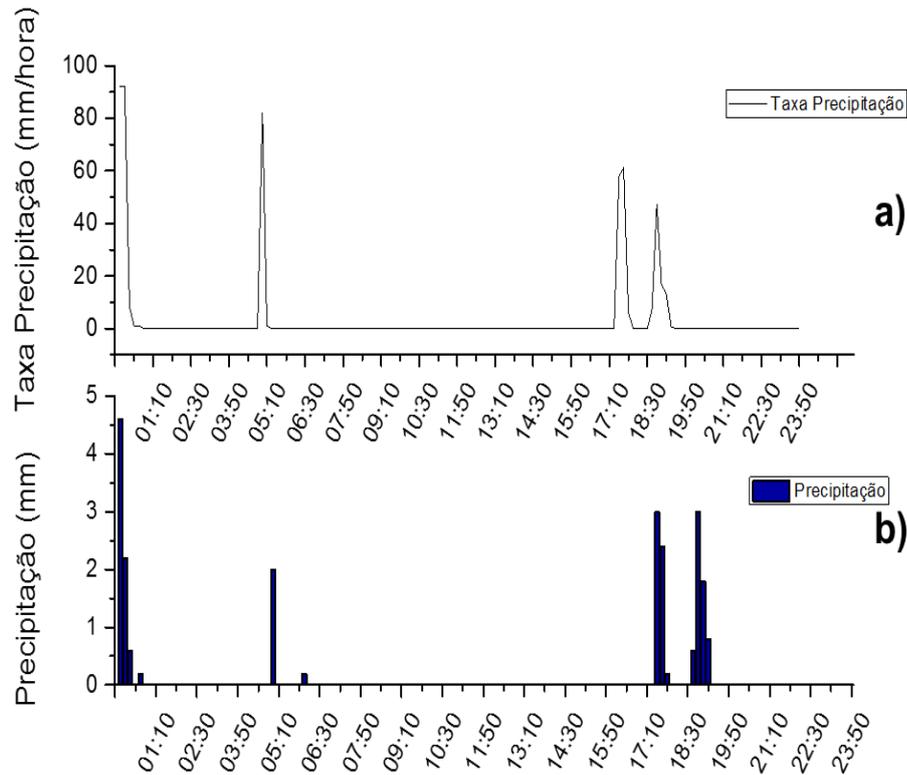


Figura 30- Taxa de precipitação (mm/h)(a) e da respectiva precipitação incidente (b) durante o dia 17/09/2016.No eixo das abscissas a hora local (GMT -3).

Em síntese a análise termodinâmica evidenciou a existência de um ambiente propício a formação de tempestades, como demonstrado pelos valores moderados de CAPE e CVV. Essas condições observadas são coerentes com as observações de uma tempestade intensa que produziu queda de granizo. Estas observações dão suporte para prosseguir uma análise sobre as condições da estrutura da precipitação associadas a este evento, o qual será apresentada e discutida na seção seguinte.

4.3 Análise da estrutura da precipitação

As figuras 31, 32 e 33, apresentam o produto PPI da 1ª elevação. O evento que originou tempo severo sobre Itajubá se formou a sudoeste da cidade por volta das 19:50 UTC (Figura 31), 16:50 hora local do dia 17, com refletividade de 25 dBz. Atingiu o estágio maduro às 20:30 UTC, com registro de refletividade acima de 50 dBz (Figura 32). Durante o estágio dissipativo, entre as 21:10 e 21:40 UTC, o sistema se afasta do alcance máximo do radar (Figura 33).

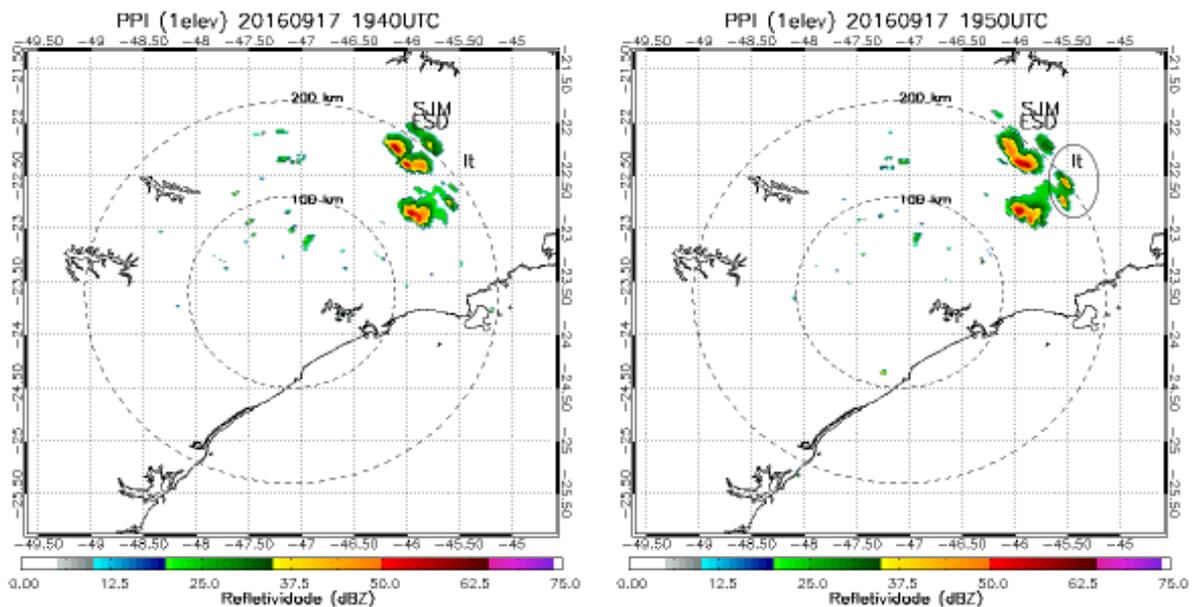


Figura 31- PPI 1º Elevação (2km) durante estágio cumulusno dia 17/09/2016 às 1940 e 1950 UTC.

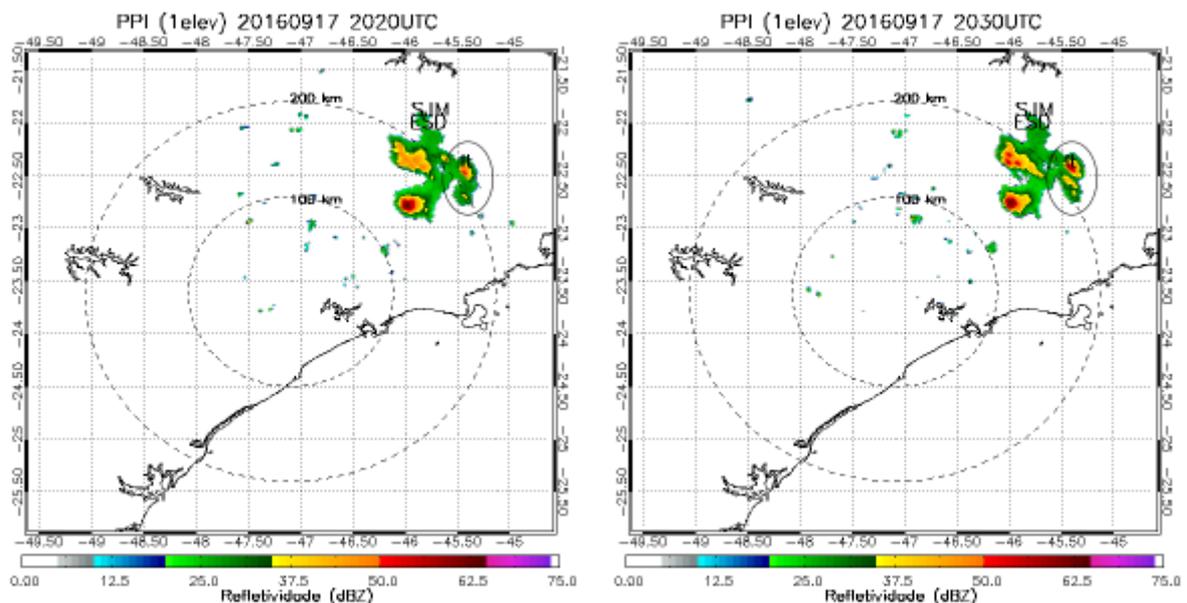


Figura 32- PPI 1º Elevação (2km) durante estágio maduro no dia 17/09/2016 às 2020 e 2030 UTC.

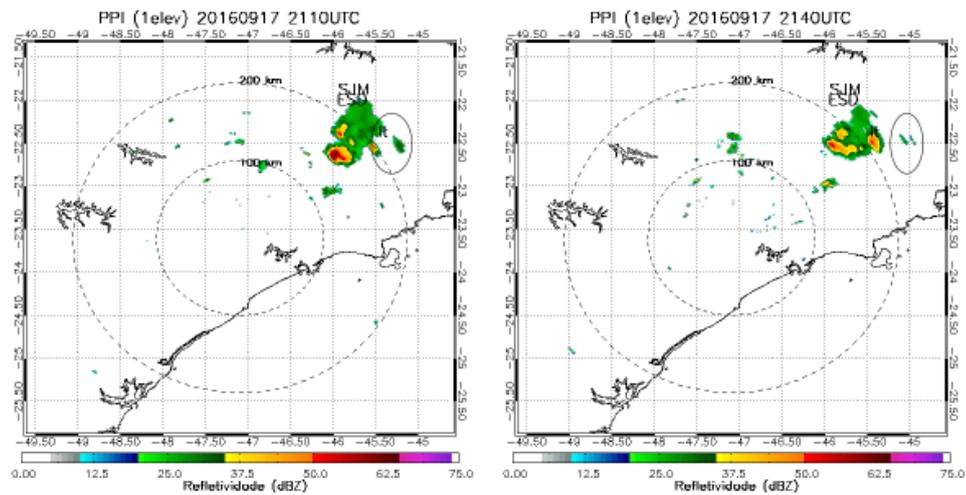


Figura 33- PPI 1º Elevação (2km) durante estágio dissipativo no dia 17/09/2016 às 2110 e 2140 UTC.

A figura 34 apresenta o produto composto pela composição do CAPPI de 3 km delimitado pelo *cluster*, contendo os relâmpagos totais (NS e IN) acumulados a cada 10 minutos (estratégia de varredura do radar), que corresponde ao intervalo entre os produtos do radar, representados simbolicamente como (+). Durante o estágio inicial (Figura 34), o sistema apresenta refletividade aparente de 50 dBz e produção total de 3 relâmpagos.

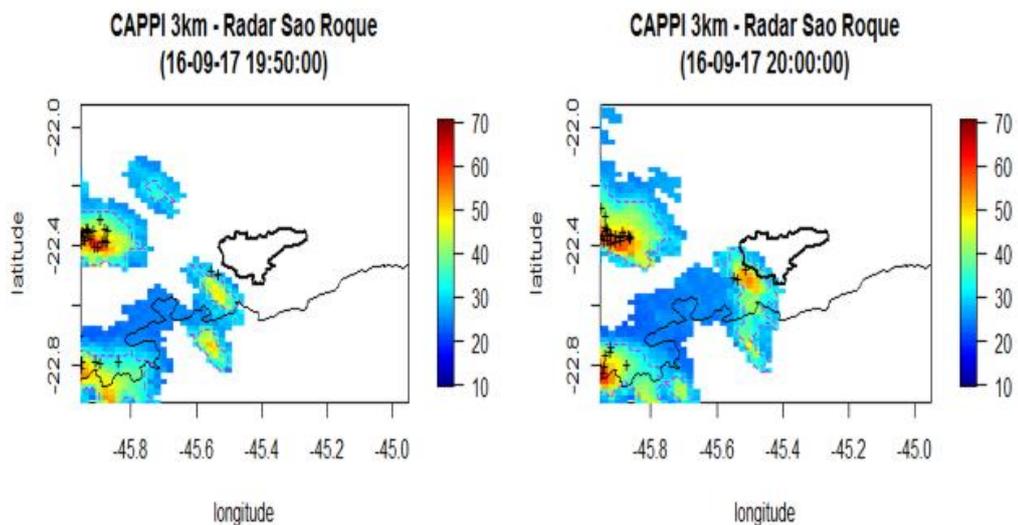


Figura 34- Visualização do produto CAPPI em 3km de altura de refletividade (dBz) contendo os relâmpagos registrados dentro do cluster durante o estágio inicial. O contorno em preto representa o município de Itajubá – MG.

A maior refletividade e produção total de relâmpagos foi registrada durante o estágio maduro (Figura 35), com valores superiores a 60 dBz de refletividade e 22

relâmpagos, indicando a intensificação das correntes ascendentes e crescimento de partículas de gelo grande. Durante o estágio final do sistema (Figura 36), as maiores refletividades registradas são inferiores a 50 dBz, e apenas 3 relâmpagos registrados.

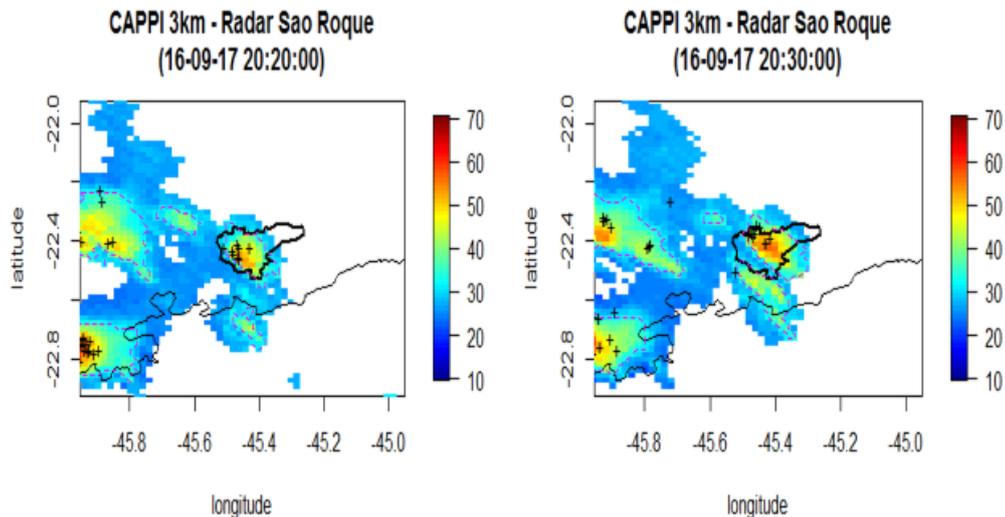


Figura 35- Visualização do produto CAPPI em 3km de altura de refletividade (dBz) contendo os relâmpagos registrados dentro do cluster durante o estágio maduro. O contorno em preto representa o município de Itajubá – MG.

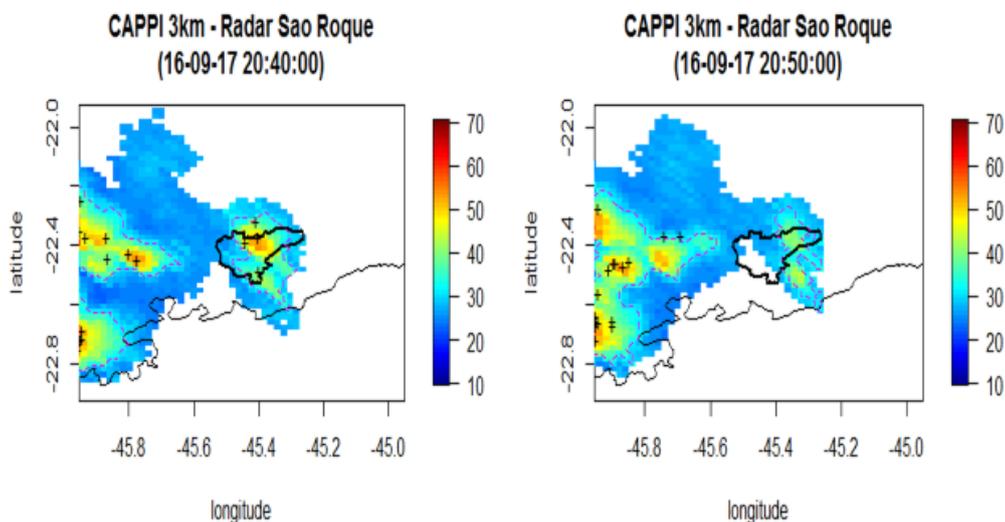


Figura 36- Visualização do produto CAPPI em 3km de altura de refletividade (dBz) contendo os relâmpagos registrados dentro do cluster durante estágio dissipativo. O contorno em preto representa o município de Itajubá – MG.

A Figura 37 representa a evolução temporal das variáveis, taxa de precipitação média (TPM), VIL_{ice} , massa dos hidrometeoros, número de relâmpagos totais (NS e IN) durante o respectivo intervalo de tempo. Durante a fase inicial do sistema (1950 até às 2020 UTC), a curva de conteúdo de gelo (IWC) e VIL_{ice} apresentam crescimento semelhante a curva do número de relâmpagos registrados, sendo maior ao crescimento da curva da taxa de precipitação média. Nesse estágio,

isso ocorre devido a intensificação gradativa das correntes ascendentes a qual promove um maior número de colisões entre graupel e cristais de gelo na presença de água super resfriada, como consequência, ocorre a intensificação da atividade elétrica na nuvem, característica denominada *lightning jump*, sendo o maior incremento no número de relâmpagos precedendo 10 min (2010 às 2020 UTC) a incidência de granizo em superfície (2030 UTC), conforme identificado em estudos prévios (GATLIN e GOODMAN 2010; SCHULTZ et al. 2011). Nota-se também uma queda na quantidade de IWC e VIL *ice* antecedendo ao estágio maduro do sistema (2020 até as 2040 UTC), onde ocorre o pico das variáveis registradas, relâmpagos (10), TPM (23,96 mm/h), o máximo das variáveis, VIL *ice* (18,06 kg/m²) e IWC (6,36 g/m³) apresentaram defasagem de 10 minutos com relação as demais. Instante em que ocorre a maior concentração de hidrometeoros dentro da nuvem,

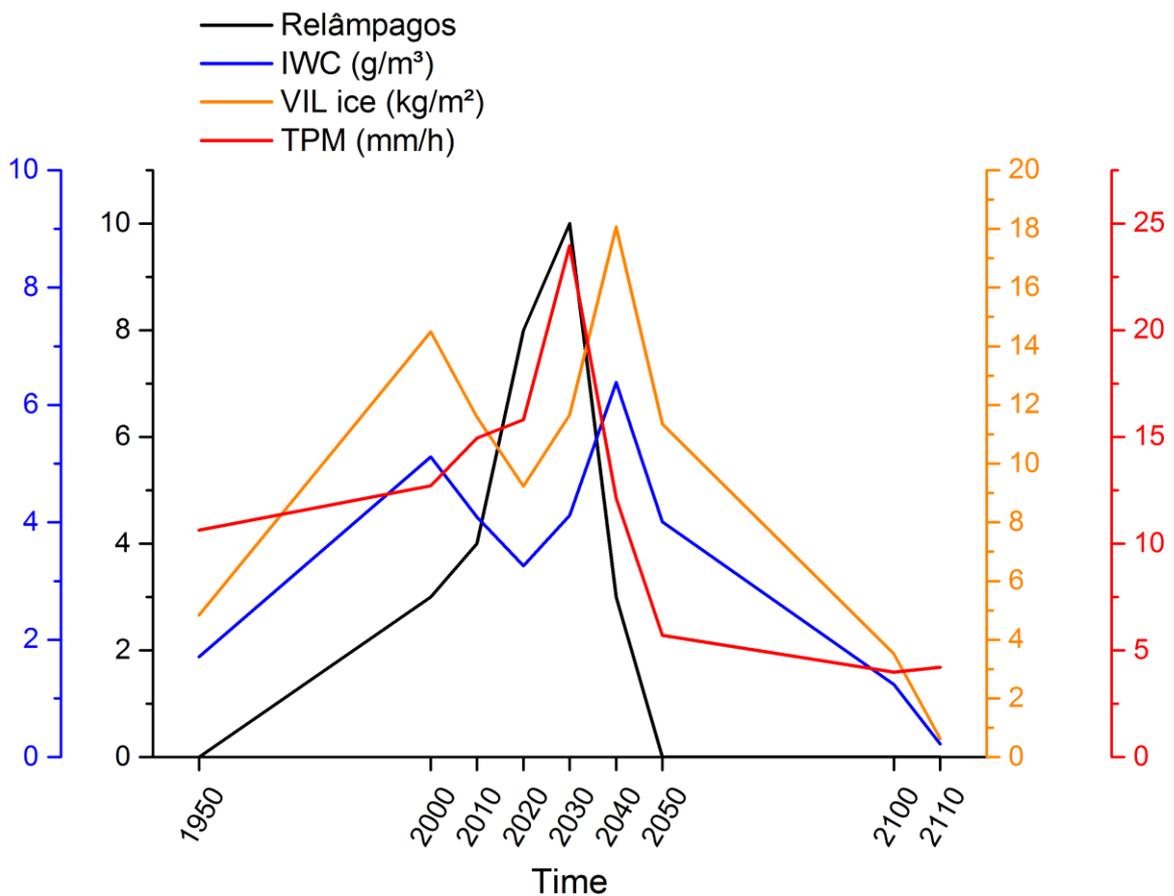


Figura 37 Evolução temporal das variáveis: Taxa de precipitação média em vermelho (TPM) (mm/h), Taxa de número de Relâmpagos em preto, VIL *ice* em laranja (kg/m²), conteúdo de gelo (IWC) (g/m³) em azul.

A tabela 3 apresenta as variáveis médias (IWC, VIL *ice*, TPM) e relâmpagos totais em cada estágio da tempestade. O decaimento da massa de gelo precedendo o estágio maduro, representa o enfraquecimento da corrente ascendente durante o início da precipitação, nesse estágio ocorre um maior choque entre as partículas, conseqüentemente registrando a maior incidência de relâmpagos. No estágio dissipativo a desintensificação do sistema é notável pelo decaimento das variáveis.

Tabela 3 – Média das variáveis analisadas em cada estágio da tempestade.

Hora [UTC]	Estágio Nuvem	Relâmpagos	IWC [g/m ³]	VIL ice [kg/m ²]	TPM [mm/h]
1950 - 2020	<i>Cumulus</i>	7	4,09	11,58	12,71
2020 - 2040	Maduro	18	3,69	10,45	19,89
2040 - 2110	Dissipativo	3	2,62	7,43	4,96

Na Figura 38 tem-se o corte vertical da tempestade no momento de maior intensidade convectiva (20:30 UTC). O sistema apresentou extensão vertical de 16 km e horizontal de até 32 km com refletividades entre 20 e 60 dBz. A região a qual contém o maior crescimento de pedras de gelo possui refletividade superior a 60 dBz, região na cor rosa, e se estende entre 2 e 8 km de altura, localizado a 8 km de distância na horizontal do início do corte vertical e possui extensão horizontal de aproximadamente 5 km.

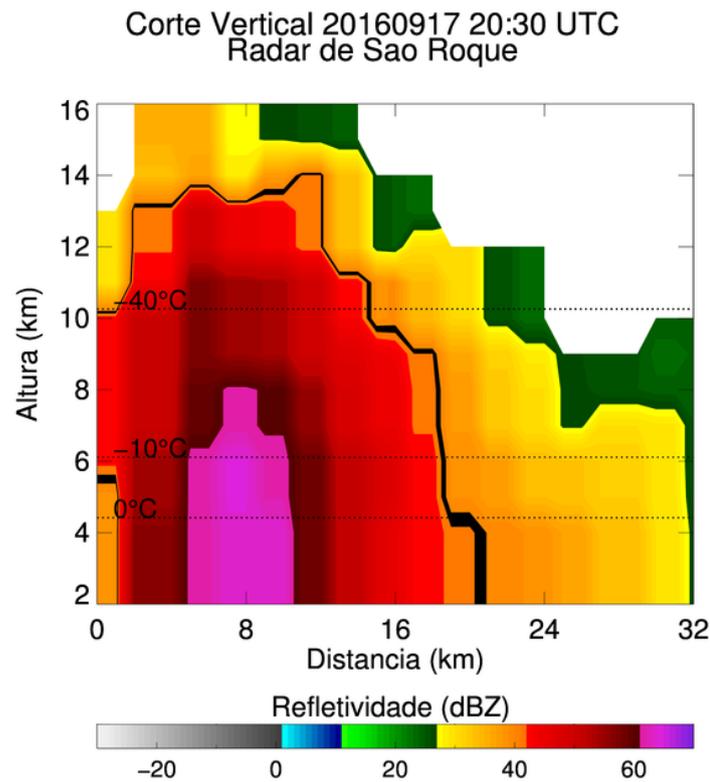


Figura 38- Corte vertical no produto CAPPI no instante de maior atividade convectiva do evento (20:30Z) 17/09/2016.

A análise da estrutura da precipitação expressa as grandezas das variáveis produzidas pelo sistema, o estágio maduro apresentou maior número de relâmpagos (NS e IN) e taxa de precipitação média, com intensidade de aproximadamente 20 mm/h e 18 relâmpagos registrados em um intervalo de tempo de 20min sobre a região de estudo. A maior atividade elétrica foi registrada momentos antes da incidência de severidade em superfície (2030 UTC). Esta característica é semelhante ao denominado *lightningjump*, que caracteriza o súbito aumento na taxa de relâmpagos totais (NS e IN) minutos antes da ocorrência de tempestade em superfície (ventos fortes, tornados e queda de granizo) (GOODMAN et al 1988; GATLIN e GOODMAN 2010; SCHULTZ et al. 2011). Outro aspecto importante a ser salientado é a observação de uma diminuição na massa de gelo (VIL *ice*) na camada mista conforme o sistema atinge o estágio dissipativo. Esta diminuição do VIL provavelmente corresponde a queda das partículas de granizo no interior da tempestade e como consequência algumas destas partículas atingem a superfície.

5. CONCLUSÃO

Com o objetivo de determinar as condições sinóticas que favorecem a formação do evento severo, o presente estudo foi capaz de identificar os fenômenos atmosféricos responsáveis por produzir um ambiente propício ao desenvolvimento do sistema, assim como mensurar as condições termodinâmicas no qual o evento se originou. Apesar da distância entre o radar meteorológico e a região de estudo, observou-se uma boa correlação entre os parâmetros precipitantes no interior da tempestade e a ocorrência do evento de granizo.

Através das análises pode se concluir que o evento conteve os principais mecanismos que favorecem ao desenvolvimento de severidade, oacoplamento dos jatos em baixos níveis que transportam umidade para a região com os jatos em altos níveis, índice CAPEclassificado como moderadamente instável e o cisalhamento vertical do vento com magnitude significativa ($>20\text{m/s}$). O pico de relâmpagos registrados precedeu 10 minutos ao instante de máxima precipitação e queda de granizo. É possível observar que o número de relâmpagos tem maior relação com a quantidade de água na fase sólida do que líquida, conforme as análises anteriores e estudos prévios (GOODMMAN et al. 1988).

Este estudo demonstra que projetos futuros deveriam quantificar a influência da topografia local na circulação de mesoescala no desenvolvimento de eventos severos, a fim de caracterizar a região, dessa forma contribuindo com o aperfeiçoamento da previsão de tempo no sul de MG. O estudo ainda destaca a carência em infraestrutura do estado de MG diante de eventos de tempo severo, uma vez que são responsáveis por relevantes prejuízos econômicos e sociais. Adquirir mais radares com cobertura sobre a região Sul do estado de Minas Gerais mostra-se uma estratégia vital para tentar minimizar as consequências de eventos severos nesta região, um assunto que deverá ser considerado pelo governo local e pela defesa civil regional.

6. REFERÊNCIAS

- ABREU, L. P.; **Relação entre relâmpagos e microfísica das nuvens na região nordeste do Brasil**. Exame de qualificação de mestrado, 2017. Tese de Mestrado. Universidade Federal do Rio Grande do Norte.
- BERRI, G.; INZUNZA, J. **The effect of the low level jet on the poleward water vapour transport in the central region of South America**. Atmos. Environment, v. 27A, p. 335-341, 1993.
- BROOKS, H. E.; LEE, J. W.; CRAVEN, J. P. **The spatial distribution of severe thunderstorm and tornado environments from global reanalysis data**. Atmos. Research, v. 67-68, p. 73-94, 2003.
- CARBONE, R.; FOOTE, B.; MONCRIEFF, M.; GAL-CHEN, T.; COTTON, W.; HJELMFELT, M.; ROUX, F.; HEYMSFIELD, G.; BRANDES, E. **Convective Dynamics: Panel Report**. 4. ed. American Meteorological Society, Chapter 24b: Radar in Meteorology, Atlas D. Ed., 391-400 p. 28, 31, 48, 49, 78, 79, 81, 1990.
- CARRETERO, M. A.; NACCARATO, K. P. **Deteção de descargas atmosféricas totais a bordo de um satélite CubeSAT**. 5º Workshop em Engenharia e Tecnologia Espaciais, São José dos Campos, 2014.
- COTTON, W. R.; ANTHES, R. A. **Storm and cloud dynamics**. Academic Press, Califórnia, 1989.
- FUNDAÇÃO JOÃO PINHEIRO, MG. **Perfil de Minas Gerais**, 8.ed. Belo Horizonte: FJP, pg 22, 2013.
- GOODMAN, S. J.; BUECHLER, D. E.; WRIGHT, P. D.; RUST, W. D.; **Lightning and precipitation history of a microburst producing storm**. Geophysical Research Letters, v.15. 1988.
- GATLIN, P.N.; GOODMAN, S.J.; **A Total Lightning Trending Algorithm to Identify Severe Thunderstorms**. J. Atmos. Oceanic Technol., n.27, 3–22, 2010
- GREENE, D. R.; CLARK, R. A. **Vertically integrated liquid water - a new analysis tool**. Monthly Weather Review, n.100, p. 548–552, 1972.
- BLUESTEIN, H. B. **Severe Convective Storms and Tornadoes: Observations and Dynamics**, Springer Praxis Books, Springer-Verlag Berlin Heidelberg, 2013.
- IRIBARNE, J.V.; CHO, H.R. **Atmospheric physics**. Dordrecht: D. Reidel, 1986.
- JAYARATNEE, R., SAUNDERS C. P. R., HALLETT J., **Laboratory studies of the charging of soft hail during ice crystals interactions**, Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, 1983, vol. 109, p. 609.
- JONES, D. M. A. **Rainfall Drop-Size Distribution and Radar Reflectivity**. Illinois State Water Survey, Meteor. Lab. Res. Rept, n. 6, 1956.
- JORNAL EPTV, **Especialista explica fenômeno das chuvas de granizo no Sul de Minas**, 2016. Disponível em <<http://g1.globo.com/mg/sul-de-minas/jornal-da-epTV/videos/t/edicoes/v/especialista-explica-fenomeno-das-chuvas-de-granizo-no-sul-de-minas/5374245/>>. Acessado em <01 de junho de 2017>.

- LIMA, K, C.; GOMES, R, G. **Detecção de descargas elétricas atmosféricas em sistemas convectivos com dados do SIMEPAR.** Revista Brasileira de Geofísica, v.27, p. 5-16, 2009.
- MARSHALL, J. S.; PALMER, W. **The Distribution of Raindrops with Size.** Journal of Atmospheric Sciences, v. 5, n. 4, p. 165-166, 1948.
- MATTOS, E. V.; MACHADO, L. A. T.; WILLIAMS, E. R.; GOODMANN, S. J.; BLAKESLEE, R. J; BAILEY, J. C.; **Electrification Life Cycle of Incipient Thunderstorms,** J. Geophys. Res. Atmos., 122, 4670–4697, 2017.
- MATTOS, E. V.; **Relações das Propriedades Físicas das Nuvens Convectivas com as Descargas Elétricas.** 2009. Dissertação de Mestrado, INPE.
- MATTOS, E. V.; MACHADO, L. A.; WILLIAMS, E. R.; ALBRECHT, R. I.; **Polarimetric radar characteristics of storms with and without lightning activity.** J Geophys Res., 121, 14201-14220, 2016.
- MOLLER, A. R. **Severe local storms forecasting.** In: Severe Convective Storms, C. A. Doswell III (Ed.), Amer. Meteor. Soc. Monograph v. 28, n. 50, p. 433-480, 2001.
- MOORE, C. B.; VONNEGUT, B.; VRABLIK, E. A.; MCCAIG, D, A. **Gushes of Rain and Hail after Lighting.** Journal of Atmospheric Science, Vol 21, 646-665, 1964.
- MORALES, C, A.; NEVES, J, R.; MOIMAZ, A, E.; CAMARA, K, S.; **Sferics timing and ranging network – STARNET: 8 years of measurements in South America.** XV International Conference on Atmospheric Electricity, 2014.
- MOSIER, R. M; SCHUMACHER, C; ORVILLE, R. E.; CAREY, L. D., **Radar nowcasting of cloud-to-ground lightning over Houston, Texas,** Weather Forecasting, 26, 199–212, 2011.
- NACCARATO, K.P.; **Análise das características dos relâmpagos na região sudeste do Brasil.** INPE, São José dos Campos, 2005.
- NASCIMENTO, E. L; **Previsão de Tempestades Severas utilizando-se parâmetros convectivos e modelos de mesoescala: uma estratégia operacional adotável no Brasil?** Revista Brasileira de Meteorologia, Vol 20, n.1, 121-140, 2005;
- OGAWA, T. Lightning currents. In: Volland, H. ed. **Handbook of atmospheric electrodynamics.** Boca Raton: CRC Press. v. 1, Cap. 4, p. 93-136, 1995.
- PAKIAM, J, E.; MAYBANK, J.A **preliminary survey of some lightning - hailstorm relationships,** Atmosphere, 7:4, 131-143, 1969.
- PARKER, M. D., S.A. Rutledge, and R.H. Johnson, **Cloud-to-Ground Lightning in Linear Mesoscale Convective Systems.** Monthly Weather Review., 129, 1232–1242, 2001.
- PINTO Jr., O.; PINTO, I. R. C. B. **Tempestades e relâmpagos no Brasil -** São José dos Campos: Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, 2000.
- QUEIROZ, A. P. **Monitoramento e previsão imediata de tempestades severas usando dados de radar.** 2008. 128 p. Dissertação (Mestrado em Meteorologia), INPE, São José dos Campos.

- REYNOLDS, S.E.; BROOK, M.; GOURLEY, M. F.; **Thunderstorms charge separation**, *Journal Meteorological*, v.14, 426-436, 1957.
- ROGASH, J. A.; RACY, J. **Some Meteorological Characteristics of Significant Tornado Events occurring in proximity to Flash Flooding**. *Weather and Forecasting*. v. 17, n. 2, p.155-200, 2002
- SALIO, P.; NICOLINI, M.; ZIPSER, E. J.; **Meso-scale Convective Systems over the Southeastern South America and Their Relationship with the South America Low Level Jet**. *Monthly Weather Review*. Vol 135, 1290-1309, 2007.
- SAUNDERS, C. P. R. **Thunderstorm electrification**. In: Volland, H. ed. *Handbook of atmospheric electro-dynamics*. Boca Raton: CRC Press, v. 1, p. 61-92, 1995.
- SAUNDERS, C; **Charge Separation Mechanisms in Clouds**. *Space Sci Rev*, Vol 137, 335-353, 2008
- SCHULTZ, C.J.; PETERSEN, W.A.; CAREY, L.D.; **Lightning and Severe Weather: A Comparison Between Total and Cloud-to-Ground Lightning Trends**. *Wea. Forecasting*, n.26, pg744–755, 2011.
- SEROKA, G. N; R. E. ORVILLE; C. SCHUMACHER, **Radar nowcasting of total lightning over the Kennedy Space Center**, *Weather Forecasting*, 27, 189–204, 2012.
- SILVA, L. J.; REBOITA, M. S.; ROCHA, R. P. **Relação da passagem de frentes frias na região sul de Minas Gerais (RSMG) com a precipitação e eventos de geadas**. *Revista Brasileira de Climatologia*, v. 14, 2014.
- SILVA DIAS, M.A.F. **Sistemas de mesoescala e previsão de tempo a curto prazo**. *Revista Brasileira de Meteorologia*; *Revista Brasileira de Meteorologia*; Vol. 2, 133-150, 1987.
- UCCELLINI, L. W; JOHNSON, D. R; **The Coupling of Upper and Lower Tropospheric Jet Streaks and Implications for the Development of Severe Convective Storms**. *Monthly Weather Review*, 107, 682-703, 1979.
- VELASCO, I; FRITSCH. M.; **Meso-scale Convective Complexes in the Americas**. *Journal of geophysical research*, Vol 92, 9591-9613, 1987.
- VIANELLO, R. L; MAIA, L. F. P. G. **Estudo preliminar da climatologia dinâmica do estado de Minas Gerais**. In: IV Congresso Brasileiro de Meteorologia, Brasília, 1986.
- VIANELLO, R. L.; ALVES, A. R. **Meteorologia Básica e Aplicações**. Viçosa, M. G., UFV - Imprensa Universitária, p. 449, 1991.
- VILA, D.A., MACHADO, L. A. LAURENT, H, VELASCO, I. **Forecast and Tracking the Evolution of Cloud Clusters (ForTraCC) Using Satellite Infrared Imagery: Methodology and Validation**. *Weather and Forecasting*, 233-245, 2008.
- WALLACE J. M.; HOBBS, P. V. **Atmospheric Science – An introductory survey**. Academic Press, 2006.

WEISMAN, M. L; KLEMP, J. B; **The structure and classification of numerically simulated convective storms in directionally-varying wind shears.** Mon. Wea. Rev., 112, 2479-2498, 1984.

WILLIAMS, E.,**The electrification of thunderstorms.** Scientific American, v. 259,n. 5, p. 48-65, 1988.

WILLIAMS E., **The tripolestructureofthunderstorms,** JournalofGeophysicalResearch, v. 94, p. 13151, 1989.

YANAI, M. ESBENSEN, S. CHU, J.H. **Determination of bulk properties of tropical cloud clusters from large-scale heat and moisture budgets.** Journal of the Atmospheric Sciences, v. 30, p. 611-627, 1973.

ZIPSER, E, J; CECIL, D, J; LIU, C; NESBITT, S, W; YORTY, D; **Where are the most intense thunderstorms on Earth ?** Bulletin of the American Meteorology Society (BAMS), Vol 87, 1057–1071, 2006.