

# METEOROLOGIA EM TÓPICOS

VOLUME 6

ORGANIZADORES:  
GLAUBER LOPES MARIANO  
ANDRÉ BECKER NUNES

Meteorologia em tópicos – volume 6

# **Meteorologia em tópicos:**

## **Volume 6**

**1ª Edição**

**Organizadores:**

Glauber Lopes Mariano e

André Becker Nunes

**Maceió-AL - Agosto de 2020**

**DR LTDA**

### **Dados Internacionais de Catalogação na Publicação:**

M589 Meteorologia em Tópicos: volume 6 /  
Organizado por Glauber Lopes Mariano e  
André Becker Nunes. – Maceió: Clube dos Autores,  
2020.

301p.: il. color.  
Vários autores/colaboradores

ISBN 978-65-991641-0-1

1. frente fria. 2. tempestades.  
3.evapotranspiração. 4.ozônio. 5. Focos de  
queimada. Mariano, Glauber Lopes e Nunes, André  
Becker; organizadores.

CDD 551.5

## **Volume 6**

**1ª Edição**

### **Organizadores:**

Glauber Lopes Mariano e  
André Becker Nunes

### **Autores /colaboradores:**

Ana Lucia da Silva Nascimento  
Bruce Francisco Pontes da Silva  
Carlos Alexandre dos Santos Querino  
Daniel Milano  
Dorisvalder Dias Nunes  
Glauber Lopes Mariano  
Juliane Kayse Albuquerque da Silva Querino  
Lucas Vaz Peres  
Marcelo Félix Alonso  
Marcos Antônio Lima Moura  
Mateus da Silva Teixeira  
Mateus Dias Nunes  
Matheus José Arruda Lyra  
Natalia Fedorova  
Paulo André da Silva Martins

Meteorologia em tópicos – volume 6

Péricles Vale Alves  
Vladimir Levit

## SUMÁRIO

APRESENTAÇÃO .....7

CAPÍTULO 1 - Zonas frontais no Nordeste Brasileiro .....9

Natalia Fedorova

Bruce Francisco Pontes da Silva

CAPÍTULO 2 - Relação entre complexos convectivos de mesoescala e fenômenos adversos.....66

Matheus José Arruda Lyra

Vladimir Levit

CAPÍTULO 3 - Classificações climáticas, evapotranspiração potencial e balanço hídrico: uma abordagem atual de diferentes métodos ..... 120

Paulo André da Silva Martins

Carlos Alexandre dos Santos Querino

Juliane Kayse Albuquerque da Silva Querino

Péricles Vale Alves

Dorisvalder Dias Nunes

Marcos Antônio Lima Moura

CAPÍTULO 4 - Ozônio estratosférico: climatologia global,  
variabilidade e tendências ..... 177

Mateus Dias Nunes  
Glauber Lopes Mariano  
Lucas Vaz Peres  
Daniel Milano

CAPÍTULO 5 - Focos de calor em unidades de conservação:  
condições atmosféricas associadas e dispersão de poluentes  
..... 231

Ana Lucia da Silva Nascimento  
Mateus da Silva Teixeira  
Marcelo Félix Alonso

SOBRE OS AUTORES ..... 298

## **APRESENTAÇÃO**

Após seis anos do início da série de livros “meteorologia em tópicos” chegamos ao sexto volume. A série de livros teve como início a partir da idéia de se publicar diversos materiais que existiam na forma de revisão bibliográfica de trabalhos de conclusão de curso e dissertações de mestrado que normalmente não atingia um público tão amplo, mesmo dentro da área da meteorologia, exceto quando algum aluno, usualmente preparando sua pesquisa naquele tema específico, pesquisava sobre esse conteúdo.

Os livros da série possuem publicação de temas diversos, todos eles abordados nos cursos de graduação em meteorologia mas muito comumente de forma superficial devido a quantidade de conteúdo que deve ser visto na duração de uma graduação na área de ciências atmosféricas.

Esse volume aborda temas como frentes frias no nordeste do Brasil, complexos convectivos e trovoadas, métodos para análise climática/hídrica, ozônio estratosférico e análises de focos de queimadas em reservas naturais.

Espero que alunos e colegas professores aproveitem esse volume e o utilize para aumentar seu conhecimento.

**Prof. Dr. Glauber Lopes Mariano**  
**Professor associado do Instituto de Ciências**  
**Atmosféricas**  
**Universidade Federal de Alagoas**

**Política editorial:** Os dados, conceitos e textos publicados, bem como a exatidão das referências bibliográficas, são de inteira responsabilidade dos autores

## CAPÍTULO 1

### ZONAS FRONTAIS NO NORDESTE BRASILEIRO

*Natalia Fedorova*

*Bruce Francisco Pontes da Silva*

#### 1.1 Identificação

Poucas frentes atingem o Nordeste Brasileiro (NEB), sendo que estas, quando alcançam a região, apresentam uma estrutura diferente das frentes extratropicais.

A zona frontal na região tropical foi descrita por Taljaard (1972) como uma “zona estreita superbaroclínica entre duas massas de ar relativamente barotrópicas”. O mesmo autor citou as definições de Bjerknes e Solberg (1922), que afirmou que a frente tropical se localiza entre os dois anticiclones subtropicais e pode ser chamada de “frente dos alísios (Passat-front ou trade wind front)” ou “frente entre células (intercell front)”.

Para identificação das zonas frontais no NEB, Kousky (1979) recomendou utilizar a temperatura potencial equivalente ( $\theta_e$ ) e a temperatura do bulbo úmido. As mudanças de temperatura à superfície no NEB durante a passagem de frentes não são observadas (GEMIACKI, 2005), quando as variações de  $\theta_e$  são significativas. Por isso, as

variações de  $\theta_e$  e as advecções de  $\theta_e$  ( $\text{adv } \theta_e$ ) junto com as imagens de satélite no canal infravermelho foram utilizadas por Fedorova et al. (2016).

Finalmente, foi elaborado o seguinte método de identificação das zonas frontais na região tropical, que foi aplicado para o NEB:

I - Identificar a existência do ciclone baroclínico no oceano Atlântico (10-40°S e 10-40°W) pelos campos de pressão no nível de 1000 hPa e zona com elevados gradientes de espessura na camada 1000-700 hPa dentro desta circulação ciclônica;

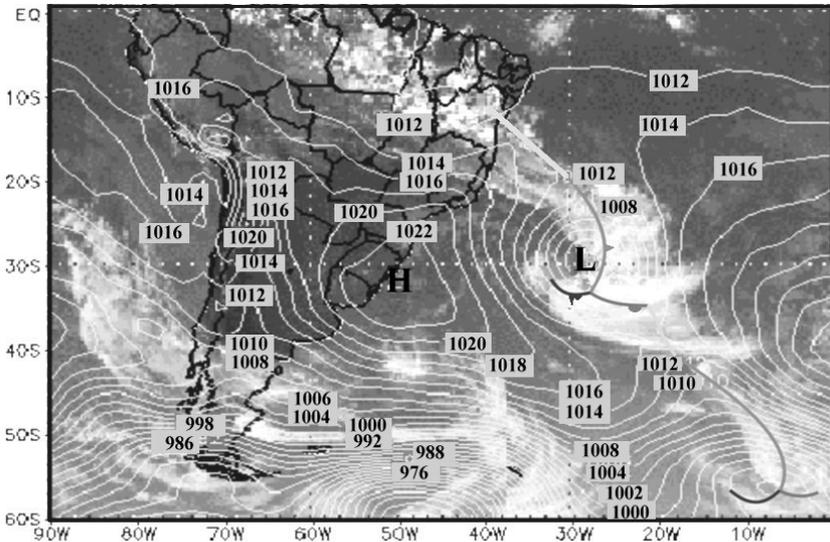
II - confirmar a existência de: 1) nebulosidade na forma de um vórtice ciclônico nas imagens de satélite no canal infravermelho na região do ciclone baroclínico; 2) banda de nebulosidade direcionada na direção do NEB e 3) confluência das linhas de corrente no nível de 850 hPa na região desta banda de nuvens (geralmente, a confluência é observada somente na região do oceano);

III - identificar a posição da zona frontal pelos gradientes elevados de  $\theta_e$  dentro da banda de nebulosidade e na zona entre os valores positivos (na vanguarda, ou seja, ao norte da banda de nebulosidade) e negativos (na retaguarda, isto é, ao sul da banda de nuvens) de  $\text{adv } \theta_e$ .

As frentes frias são classificadas como Tipo I quando uma ou mais características mencionadas em I e II estão presentes. As frentes são classificadas como Tipo II quando

não mostram características fracas (como no Tipo I), mas estão presentes as características de  $\theta_e$  e de  $adv \theta_e$ , descritas em III.

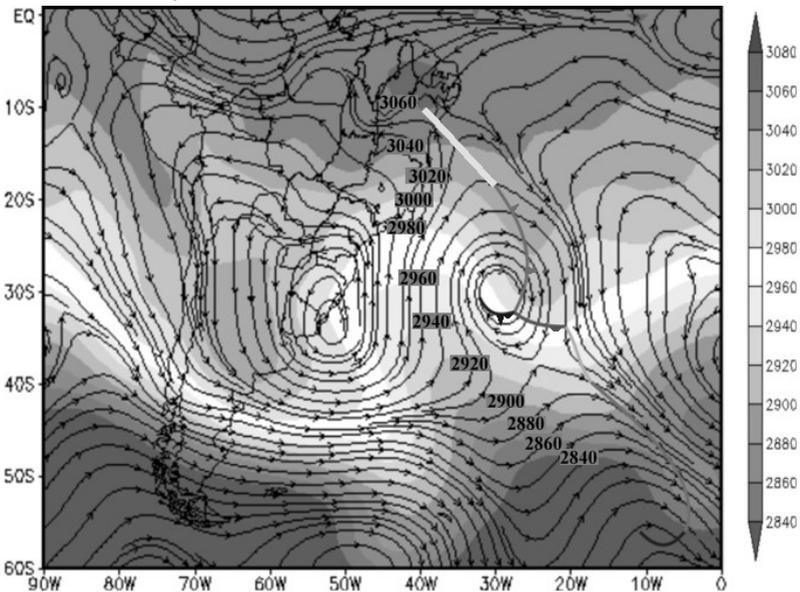
O exemplo, a seguir, mostra todas as etapas de identificação da zona frontal. A imagem de satélite mostra uma frente fria sobre o NEB em 01 de maio de 2005 às 18 UTC (Figura 1). Uma baixa baroclínica estava situada sobre o Oceano Atlântico Sul com centro posicionado em 30°S e 30°W, aproximadamente.



**Figura 1.** Frente fria sobre o NEB em 01 de maio de 2005 às 18 UTC: imagem de satélite (GOES e METEOSAT) no canal infravermelho e campo de pressão no nível de 1000hPa. Frente fria traçada com linhas cinzas: cinza escura (tipo I) e cinza clara (tipo II).

**Fonte:** Fedorova et al., 2016

Um cavado se estendia de sudeste para noroeste, indo do centro da baixa até o NEB. Isóbaras com curvatura ciclônica no mapa de pressão, linhas de corrente confluentes em 850 hPa e uma zona frontal (ZF) do Tipo I (FEDOROVA et al., 2016) era observada sobre o oceano (Figura 2, cinza-escuro). O prolongamento da banda de nebulosidade ligada à ZF pôde ser identificado se estendendo até o NEB (Figura 2, linha cinza).



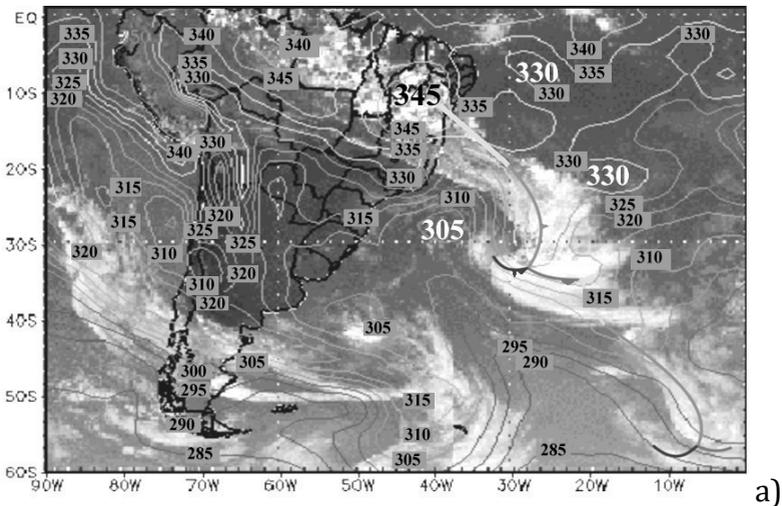
**Figura 2.** Frente fria sobre o NEB em 01 de maio de 2005 às 18 UTC: mapa das linhas de corrente em 850 hPa junto com campo de espessura 1000-700 hPa (no sombreado).

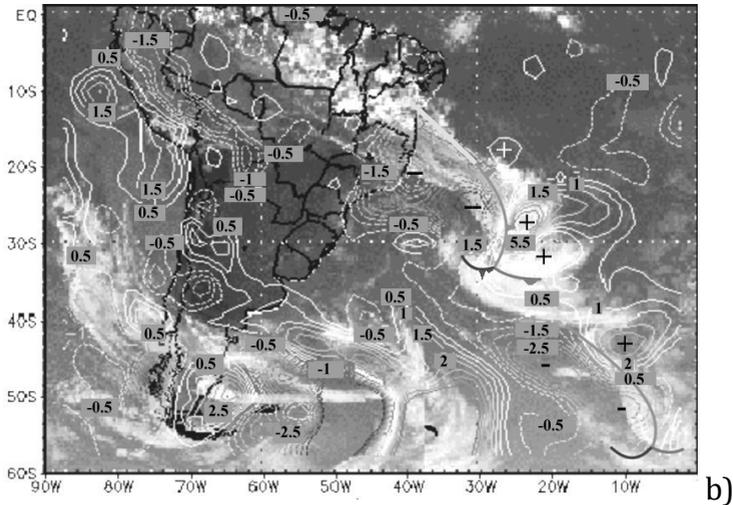
*Frente fria mostrada pela linha cinza: cinza escura (tipo I) e cinza clara (tipo II).*

**Fonte:** Fedorova et al., 2016

Uma onda de ar frio está presente no mapa na retaguarda dessa banda de nebulosidade frontal (Figura 3a). Os maiores valores de  $\theta_e$  foram registrados sobre a região continental do Estado da Bahia (com valores máximos sobre as regiões com isolinhas de  $\theta_e$  da ordem de 345 K). Sendo assim, uma frente fria Tipo II (FEDOROVA et al., 2016) foi identificada sobre o continente (Figura 3a, linha cinza).

A região com valores negativos de  $\text{Adv } \theta_e$  foi observada na onda de ar frio de  $\theta_e$  na retaguarda da frente Tipo II e também na parte leste da região continental do NEB. (Figura 3b). A localização da frente fria Tipo II sobre a região continental foi confirmada por esse mapa.





**Figura 3.** Frente fria sobre o NEB em 01 de maio de 2005 às 18 UTC: imagem do canal infravermelho (GOES e METEOSAT) e campo de  $\theta_e$  (K) (a) e adv  $\theta_e$  (b) no nível de 850 hPa.

*Frente fria representada pela linha cinza: cinza escura (tipo I) e cinza clara (tipo II).*

**Fonte:** Fedorova et al., 2016

## 1.2 Frequência

De acordo com um estudo realizado por Gemiacki (2005), o número de frentes identificadas no NEB tende a diminuir substancialmente de sul para norte. No ano de 2003, segundo o autor, foram registradas 36 frentes em Vitória (ES), mas já no sul do NEB, em Caravelas (BA), foram detectados 23 eventos. Ao norte dali, no recôncavo baiano,

Salvador (BA), esse número caiu para 6, no mesmo ano. Mais ao norte ainda, próximo ao litoral central do leste do NEB (Maceió-AL), apenas uma frente foi observada em 2003.

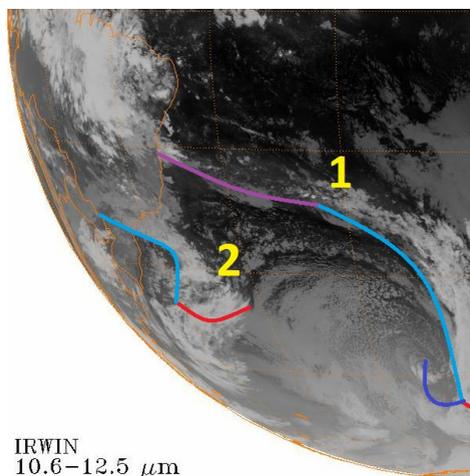
Números similares foram obtidos para os três anos seguintes (2004-2006) por Cruz (2008): o total do número de frentes no sul da Bahia foi 28 (Caravelas-BA), em Salvador (BA) este número caiu para nove frentes detectadas e, em Maceió (AL), o número foi de apenas uma frente durante o período.

Foram contabilizados 25 casos de frentes sobre Alagoas entre 2003 e 2006 (Pontes da Silva, 2008). O mesmo autor não encontrou muita diferença entre o número de extremidades frontais que influenciaram as condições de tempo em Alagoas entre 2003 e 2006 durante a primavera e o verão (cinco casos, cada). Contudo, a ligação com mais casos foi observada no outono (nove casos), época que abrange parte do período chuvoso da faixa leste do NEB, incluindo o mês de maio, que normalmente registra a maior altura de chuva na maioria dos municípios desta área nordestina. O inverno teve ocorrência de seis extremidades frontais (termo utilizado pelo autor, na época).

Um exemplo de frente estacionária, que permaneceu sobre parte do leste do NEB entre os dias 30 de abril e 06 de maio de 2005, (Pontes da Silva, 2008) é apresentado na figura 4.

Esse sistema avançou na forma de uma frente fria clássica (número 2 na figura 4) para o sul da Bahia no dia 30 de abril (Figuras 6 e 7), logo após a frente estacionária que

atuava sobre o leste baiano (número 1 na figura 4) enfraquecer sobre o Oceano Atlântico adjacente, por volta dos dias 27 e 28 de abril (Figuras 4 e 5) de 2005.



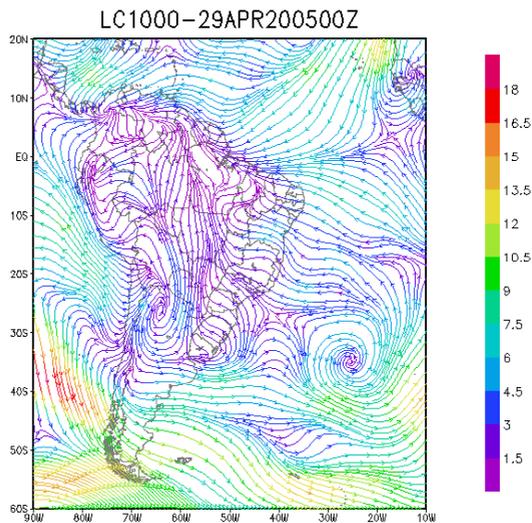
**Figura 4.** Imagem do satélite METEOSAT-7 para o dia 28 de abril de 2005 às 23:30UTC.

*As curvas de cor azul clara, vermelha, roxa e azul escura representam, nesta ordem, as frentes frias, quentes, estacionária e oclusa do sistema frontal 1 (Bahia) e 2 (Paraná).*

**Fonte:** adaptado de KNAPP; 2008.

A zona frontal fria estacionou no dia 02 de maio (Figuras 8 e 9), avançando muito pouco até o dia 05 (Figuras 10 a 13), quando já aparecia nos campos sinóticos como uma zona de convergência nos alísios, identificada pela presença de um amplo cavado em 1000 hPa (Figura 13).

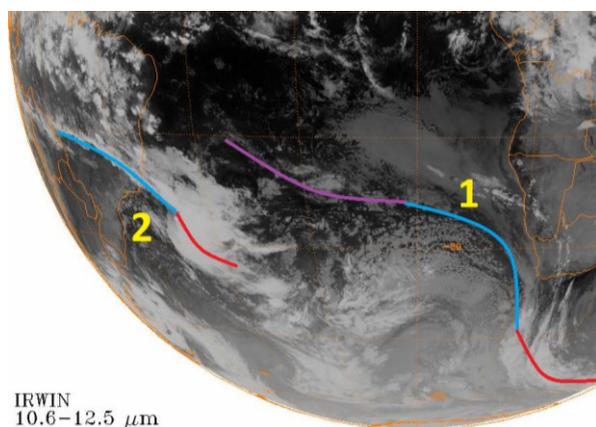
Entre as 12 UTC de 30 de abril de 2005 e as 12 UTC do dia 06 de maio de 2005, as estações meteorológicas convencionais de superfície do Instituto Nacional de Meteorologia (INMET) registraram que o sistema provocou acumulados de 102,1 mm em Salvador (BA), 104,1 mm em Aracaju (SE), 62,2 mm em Maceió (AL) e 91,8 mm em Porto de Pedras (AL). Esses valores de chuva, acumulados somente na primeira pênstada do mês (cinco primeiros dias do mês), já corresponderam à cerca de um terço do total esperado para o mês.



**Figura 5.** Linhas de corrente e magnitude do vento em 1000 hPa para a 00UTC do dia 29 de abril de 2005.

**Fonte:** adaptado de KALNAY et al.; 1996.

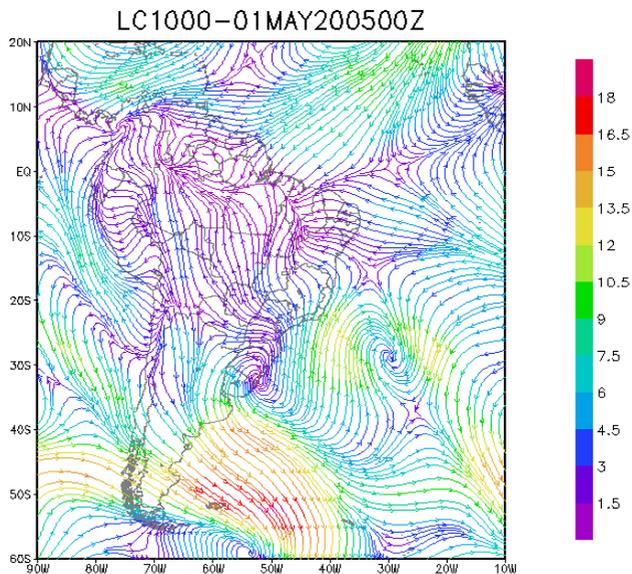
As temperaturas máximas tiveram uma redução entre 3 e 4 °C devido à cobertura de nuvens e ocorrência de chuva. A umidade relativa aumentou em todas as estações. No entanto, as demais variáveis (direção e velocidade do vento, pressão, temperatura mínima e temperatura do ar nos horários sinóticos disponíveis) não apresentaram mudança considerável em relação aos dias anteriores ao estabelecimento da frente estacionária (INMET).



**Figura 6.** Imagem do satélite METEOSAT-7 para o dia 30 de abril de 2005 às 23:30UTC.

*As curvas de cor azul clara, vermelha e roxa representam, nesta ordem, as frentes frias, quentes e estacionária do sistema frontal 1 (Oceano Atlântico) e 2 (Espírito Santo).*

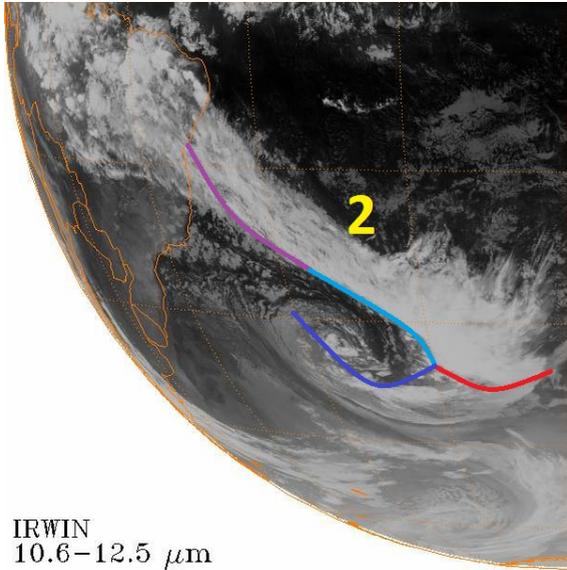
**Fonte:** adaptado de KNAPP; 2008.



GRADS: COLA/IGES

**Figura 7.** Linhas de corrente e magnitude do vento em 1000 hPa para a 00UTC do dia 01 de maio de 2005.

**Fonte:** adaptado de KALNAY et al.; 1996.

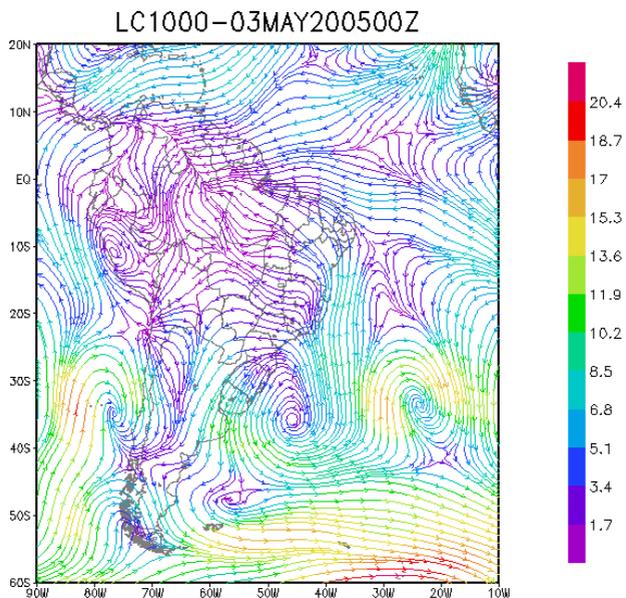


IRWIN  
10.6–12.5  $\mu\text{m}$

**Figura 8.** Imagem do satélite METEOSAT-7 para o dia 02 de maio de 2005 às 23:30UTC.

*As curvas de cor azul clara, vermelha, roxa e azul escura representam, nesta ordem, as frentes frias, quentes, estacionária e oclusa do sistema frontal 2 (Bahia).*

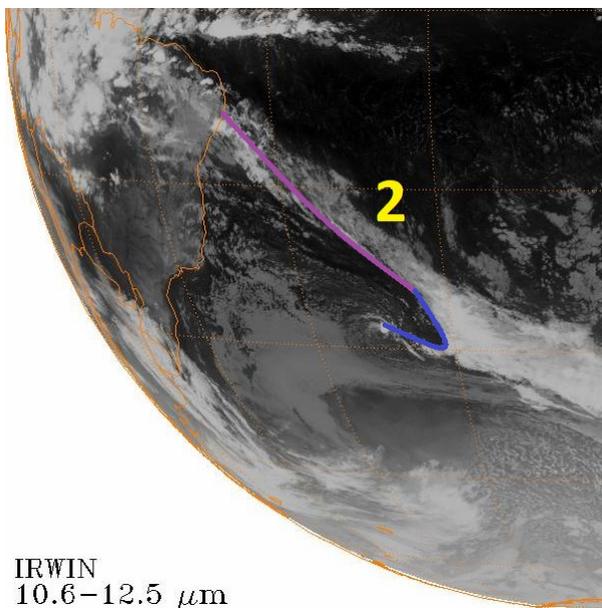
**Fonte:** adaptado de KNAPP; 2008.



GRADS: COLA/IGES

**Figura 9.** Linhas de corrente e magnitude do vento em 1000 hPa para a 00UTC do dia 03 de maio de 2005.

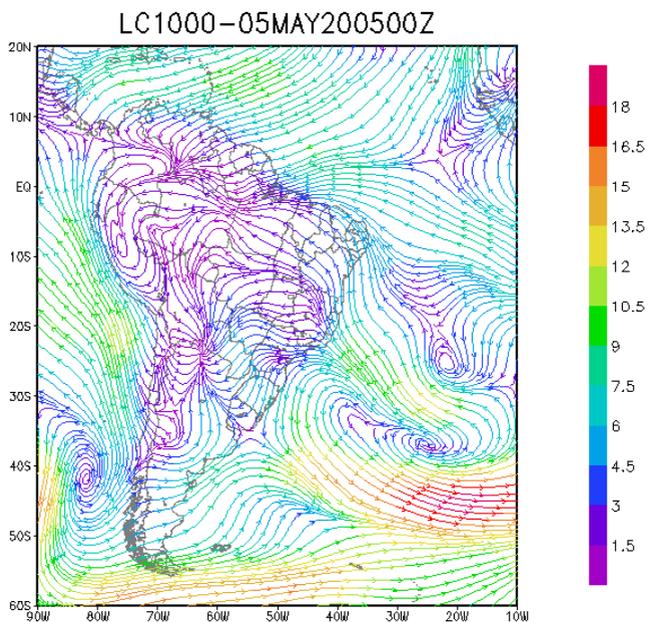
**Fonte:** adaptado de KALNAY et al.; 1996.



**Figura 10.** Imagem do satélite METEOSAT-7 para o dia 04 de maio de 2005 às 23:30UTC.

*As curvas de cor roxa e azul escura representam, nesta ordem, as frentes estacionária e oclusa do sistema frontal 2 (Alagoas).*

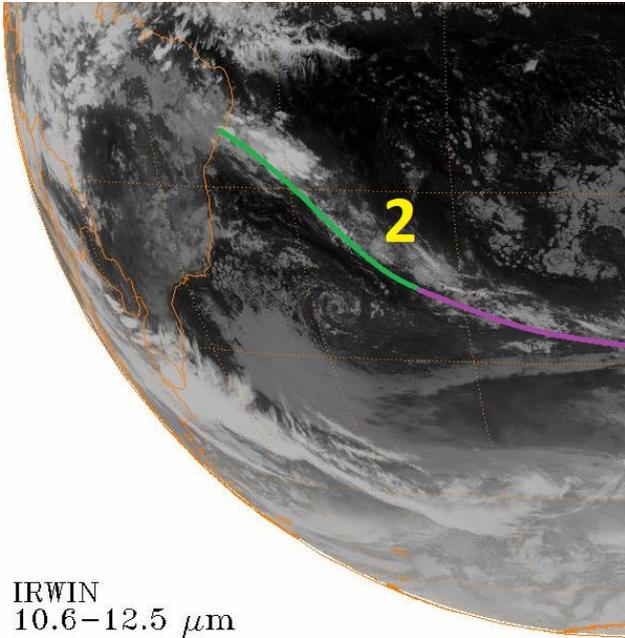
**Fonte:** adaptado de KNAPP; 2008.



GRADS: COLA/IGES

**Figura 11.** Linhas de corrente e magnitude do vento em 1000 hPa para a 00UTC do dia 05 de maio de 2005.

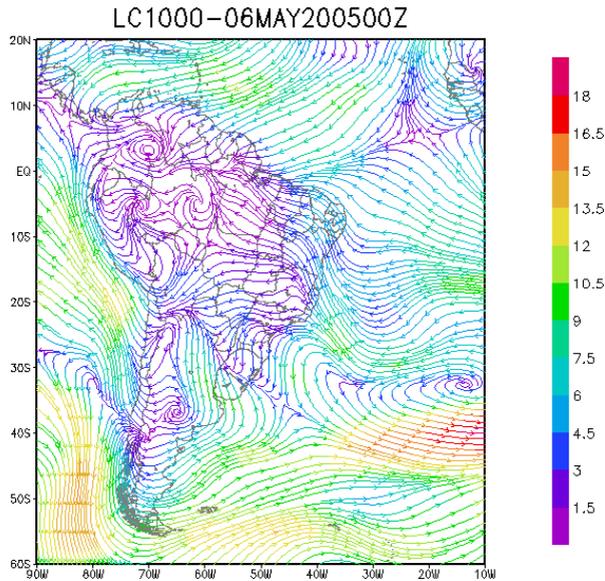
**Fonte:** adaptado de KALNAY et al. ;1996.



**Figura 12.** Imagem do satélite METEOSAT-7 para o dia 05 de maio de 2005 às 23:30UTC.

*As curvas de cor roxa e verde representam, nesta ordem, a frente estacionária (Oceano Atlântico) e uma zona de convergência nos alísios (Sergipe).*

**Fonte:** adaptado de KNAPP; 2008.



GrADS: COLA/IGES

**Figura 13.** Linhas de corrente e magnitude do vento em 1000 hPa para a 00UTC do dia 06 de maio de 2005.

**Fonte:** adaptado de KALNAY et al.; 1996.

Mais recentemente, um estudo observacional para dez anos (2008 a 2017) concluiu que foram observados 27 eventos de passagem das zonas frontais sobre o NEB (MUANZA, 2018) (Tabela 1). A duração das frentes no NEB foi de dois até dez dias; sendo mais frequente entre quatro e seis dias. O evento de maior duração (10 dias) foi registrado na primavera. O autor utilizou dados da revista Climanálise para contabilização dos casos.

**Tabela 1.** Total de zonas frontais que atingiram a região do NEB no decorrer de dez anos (2008-2017). *D - Duração (em dias).*

**Fonte:** adaptado do MUANZA; 2018.

	<b>INÍCIO</b>	<b>FIM</b>	<b>D</b>
<b>verão</b>	01/12/2008	06/12/2008	6
	01/01/2016	05/01/2016	5
<b>outono</b>	28/03/2017	03/04/2017	7
	07/04/2010	10/04/2010	4
	29/04/2015	04/05/2015	5
	09/05/2014	12/05/2014	4
	12/05/2015	17/05/2015	5
	16/05/2017	22/05/2017	7
<b>inverno</b>	01/06/2008	02/06/2008	2
	01/06/2010	05/06/2010	2
	02/06/2011	05/06/2011	4
	20/08/2009	23/08/2009	4
	12/08/2010	18/08/2010	6
	12/08/2013	16/08/2013	5
<b>primavera</b>	11/09/2008	20/09/2008	10
	01/09/2011	02/09/2011	2
	24/09/2012	27/09/2012	4
	03/09/2014	07/09/2014	4
	20/09/2014	23/09/2014	4
	01/09/2017	04/09/2017	6
	06/10/2008	10/10/2008	5
	17/10/2011	20/10/2011	4

	05/10/2013	08/10/2013	6
	02/10/2014	06/10/2014	5
	14/11/2014	20/11/2014	7
	31/10/2017	04/11/2017	5
	10/11/2017	16/11/2017	6

A maior frequência dessas zonas frontais foi registrada nos meses de primavera (setembro, outubro e novembro: 13 eventos em 10 anos). O máximo número de passagem das frentes ocorreu em 2014, com quatro eventos. Todavia, é preciso enfatizar que, não necessariamente as frentes alcançam o NEB sempre no período da primavera.

No inverno e outono, a frequência das frentes diminui em duas vezes (seis eventos em cada estação, nos dez anos analisados). Raramente a passagem das frentes foi observada no verão: nos meses de dezembro e janeiro, foi registrado somente um evento por mês, nos dez anos estudados.

### **1.3 Estrutura vertical das zonas frontais**

Durante a passagem da zona frontal pelo NEB, algumas de suas características típicas à superfície não são observadas (GEMIACKI, 2005). Ou seja, não foram observadas variações de temperatura (máxima, mínima e média) e umidade relativa.

No entanto, a variação na velocidade e direção do vento e também o aumento da pressão após a passagem da frente (3 hPa) foram registrados no NEB simultaneamente com a passagem da frente. Importante destacar que foram observadas diminuições na temperatura potencial virtual e temperatura potencial equivalente ( $\sim 4,5$  K). As precipitações que acompanharam o deslocamento das frentes serão descritas no item 1.6.

### **1.3.1 Mudança do perfil vertical de T e Td durante a passagem da frente desde a Região Sul do Brasil até o NEB**

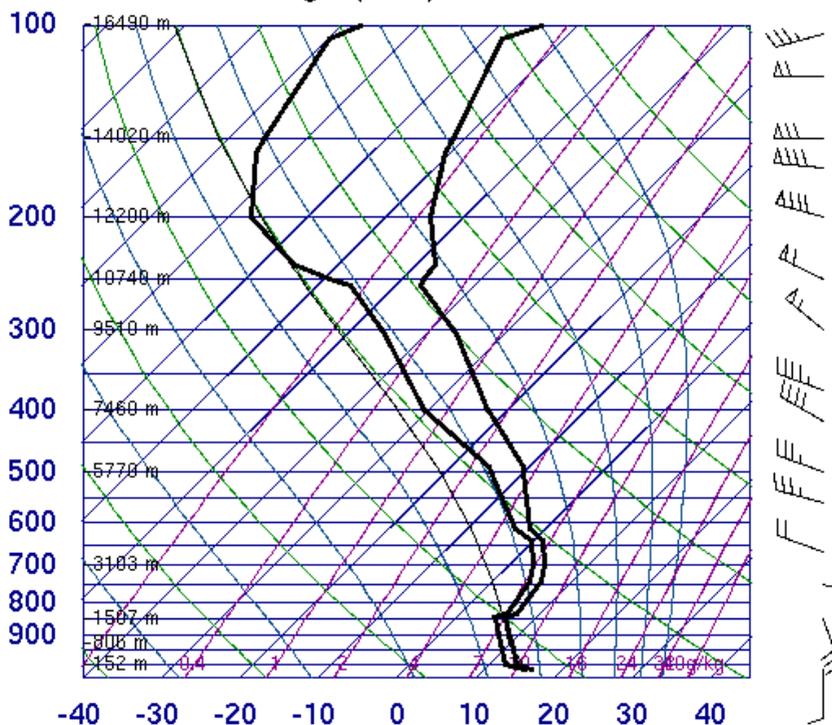
A estrutura vertical da troposfera sofre uma transformação durante a passagem da zona frontal entre a Região Sul do Brasil (SUB) e o NEB. Essa mudança pode ser observada nas figuras 14 a 16, que mostram dados de radiossondagem de vários aeródromos do Brasil na passagem de uma frente fria durante a primeira pênstada de novembro de 2003.

No sul do Brasil, Porto Alegre (RS), foi observada uma camada úmida em baixos e médios níveis e uma inversão térmica frontal entre 850 e 650 hPa, aproximadamente, no primeiro dia de novembro de 2003 (Figura 14). A variação na direção do vento foi registrada na mesma camada; de sudeste e leste no nível baixo para oeste em níveis médios/altos.

Durante sua trajetória para o NEB, no Rio de Janeiro (RJ) (Figura 15), os dados observados na radiossondagem do dia 02 de novembro de 2003 mostram camadas úmidas intercaladas com “bolhas” de ar seco, sendo que a inversão frontal observada em Porto Alegre (RS) não foi observada. Somente perto de 900 e 600 hPa são observadas camadas um pouco estáveis. A maior variação na direção do vento foi observada apenas perto de 700 hPa: de noroeste para oeste.

Quando a frente chegou à região central do NEB (Petrolina-PE) no dia 04 de novembro de 2003, basicamente todo o perfil de temperatura estava relativamente mais seco que no RS e no RJ, especialmente comparando os níveis baixos e médios, mas havia instabilidade condicional (Figura 16). Somente perto de 500 hPa foi vista uma camada estável. A maior variação do vento com a altura foi identificada entre os níveis de 500 e 400 hPa, de nordeste para oeste. O vento soprava de sul, à superfície.

83971 SBPA Porto Alegre (Aero)



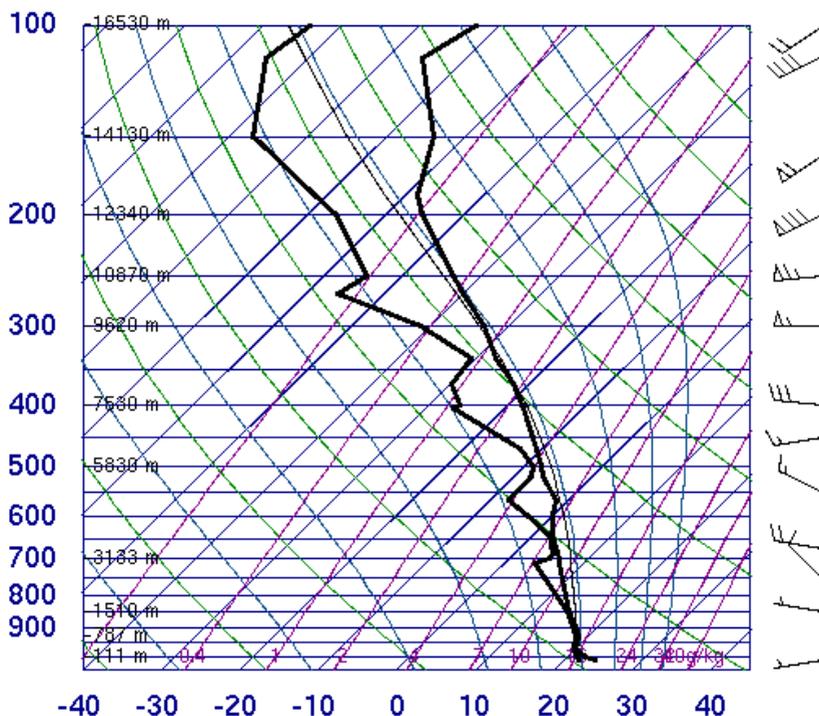
12Z 01 Nov 2003

University of Wyoming

**Figura 14.** Perfil vertical de temperatura e ponto de orvalho da zona frontal obtida através de radiossondagem em Porto Alegre (RS).

**Fonte:** UNIVERSITY OF WYOMING; 2020.

83746 SBGL Galeao



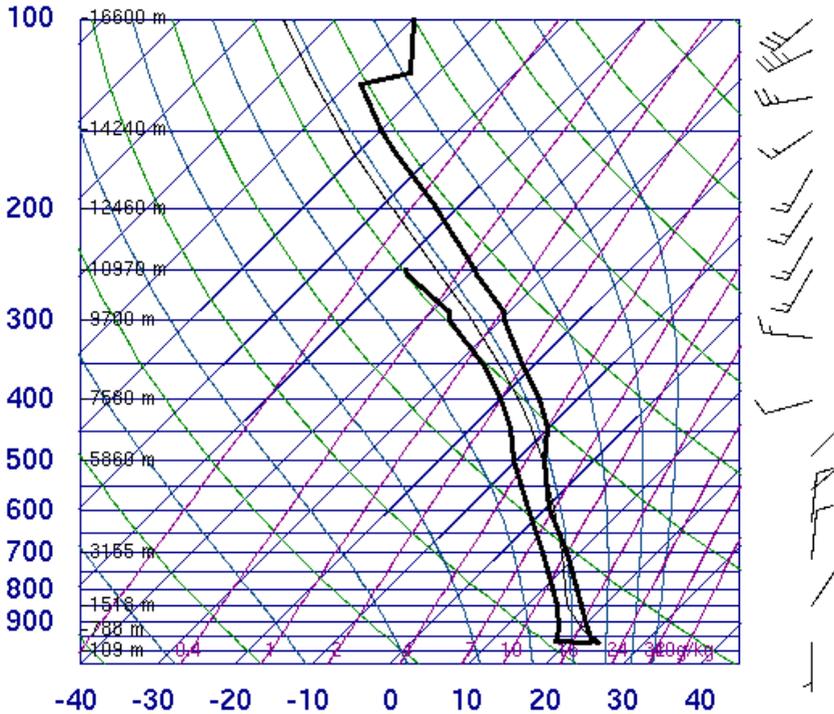
12Z 02 Nov 2003

University of Wyoming

**Figura 15.** Perfil vertical de temperatura e ponto de orvalho da zona frontal obtida através de radiossondagem em Rio de Janeiro (RJ).

**Fonte:** UNIVERSITY OF WYOMING; 2020.

82983 Petrolina



**Figura 16.** Perfil vertical de temperatura e ponto de orvalho da zona frontal obtida através de radiossondagem em Petrolina (PE).

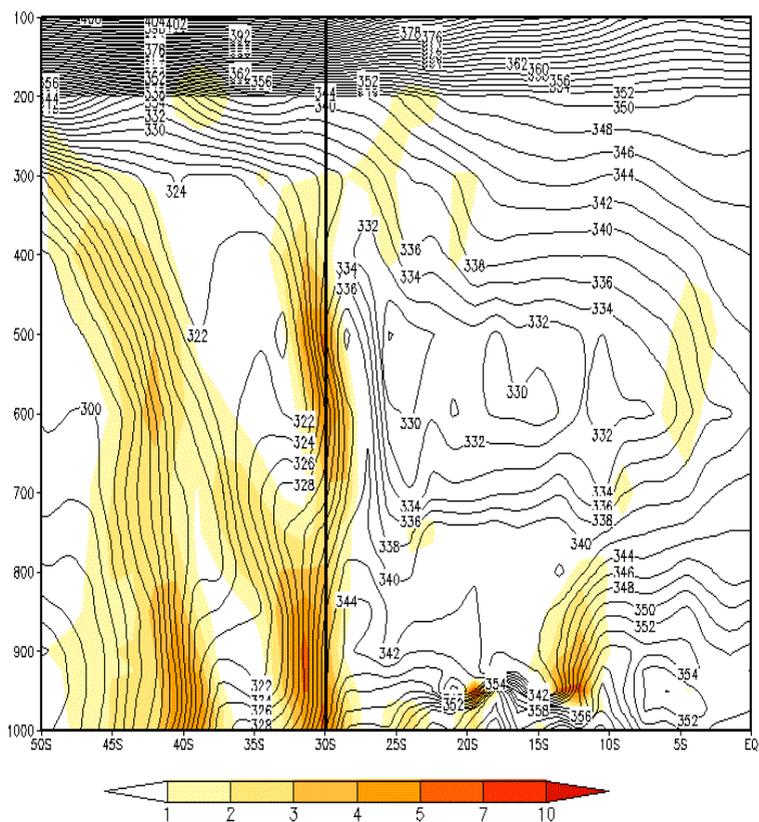
**Fonte:** UNIVERSITY OF WYOMING; 2020.

### **1.3.2 Mudança da seção vertical de temperatura potencial equivalente durante a passagem da frente do SUB até o NEB**

A posição da superfície frontal de uma zona frontal fica bem evidente pelos gradientes elevados de temperatura potencial equivalente nas seções verticais (Figuras 17-20; as regiões sombreadas mostram os gradientes de temperatura potencial equivalente (em K) no período 19-26 de maio de 2002).

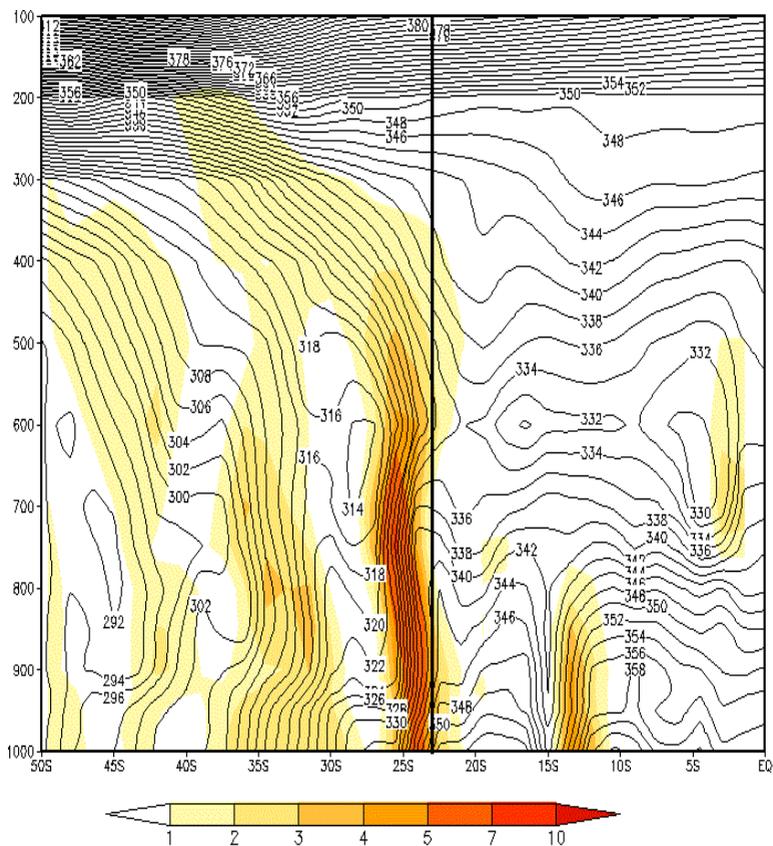
A zona frontal avançou pelo Brasil entre 19 e 26 de maio de 2002. Em Porto Alegre (RS), a frente tinha sua parte mais intensa em baixos e médios níveis (Figura 17). Durante seu trajeto até São Paulo (SP) essa zona se intensificou ainda mais, conforme evidenciado pelos gradientes mais intensos de temperatura potencial equivalente (Figura 18).

Todavia, na chegada da frente ao sul do NEB, em Salvador (BA), é bem visível o enfraquecimento dos gradientes de temperatura potencial equivalente, especialmente próximo à superfície: gradientes um pouco mais intensos são observados em médios níveis (Figura 19). Numa latitude um pouco mais central do NEB, em Maceió (AL), é ainda mais perceptível a presença de gradientes fracos em superfície e um pouco mais intensos na camada 700-500 hPa (Figura 20). O deslocamento dos gradientes intensos para médios níveis em comparação com a superfície mostra a inclinação da superfície frontal com a altura, ou seja, sobre o ar frio.

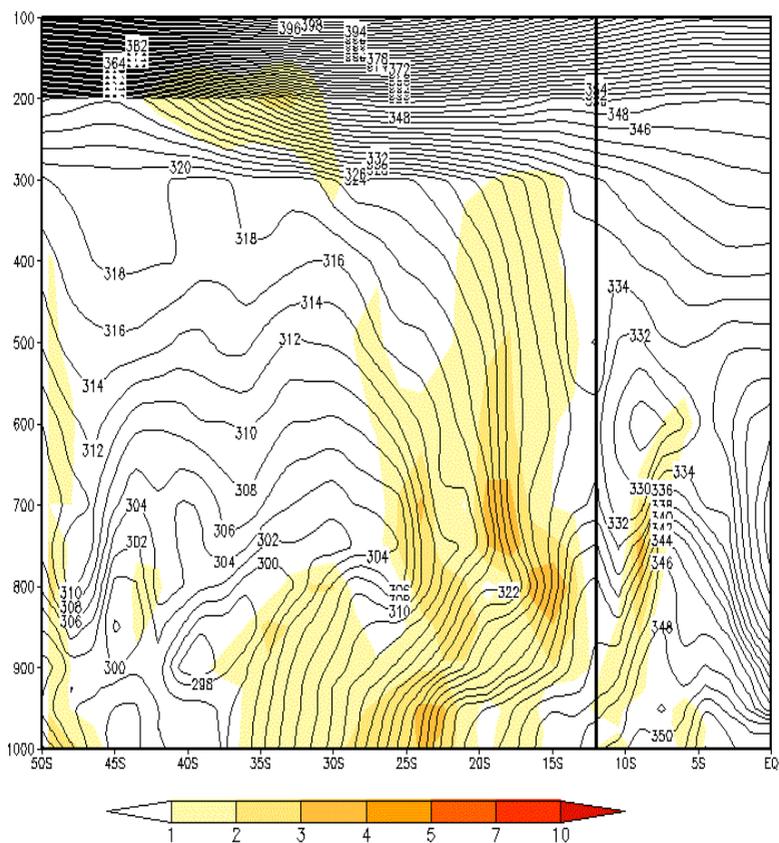


**Figura 17.** Secção vertical de temperatura potencial equivalente (K) perpendicular à zona frontal em Porto Alegre (RS), (*linha preta vertical*) 19/05/2002 06UTC. Os gradientes de temperatura (K) estão destacados nas áreas sombreadas.

**Fonte:** SINHORI; 2015.

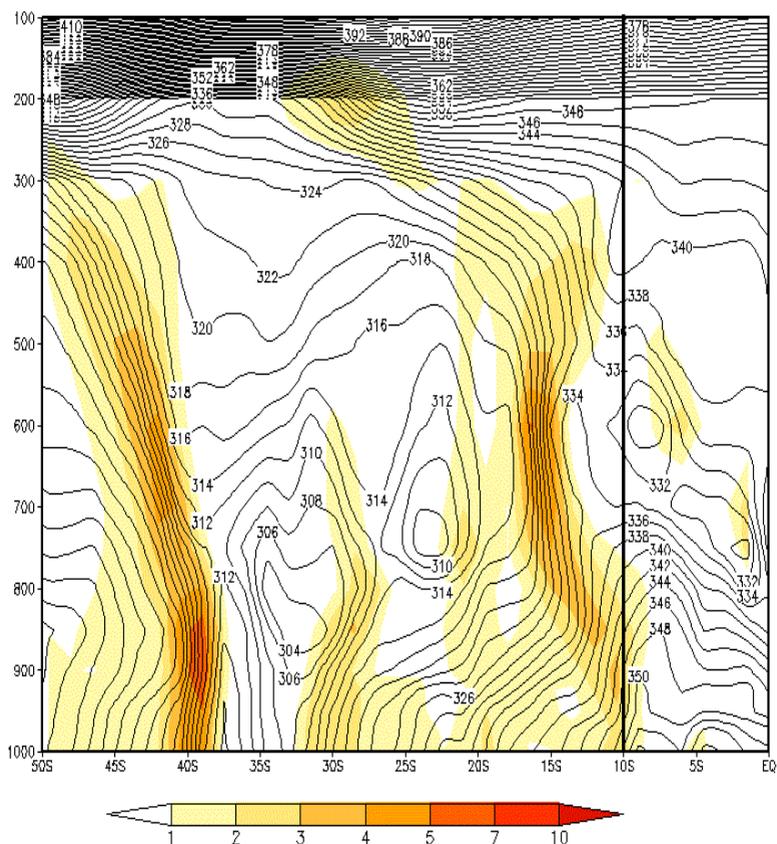


**Figura 18.** Seção vertical de temperatura potencial equivalente (K) perpendicular à zona frontal em São Paulo (SP) (*linha preta vertical*) 21/05/2002 18UTC. Os gradientes de temperatura (K) estão destacados nas áreas sombreadas. **Fonte:** SINHORI; 2015.



**Figura 19.** Seção vertical de temperatura potencial equivalente (K) perpendicular à zona frontal em Salvador (BA) (*linha preta vertical*) 24/05/2002 00UTC. Os gradientes de temperatura (K) estão destacados nas áreas sombreadas.

**Fonte:** SINHORI; 2015.



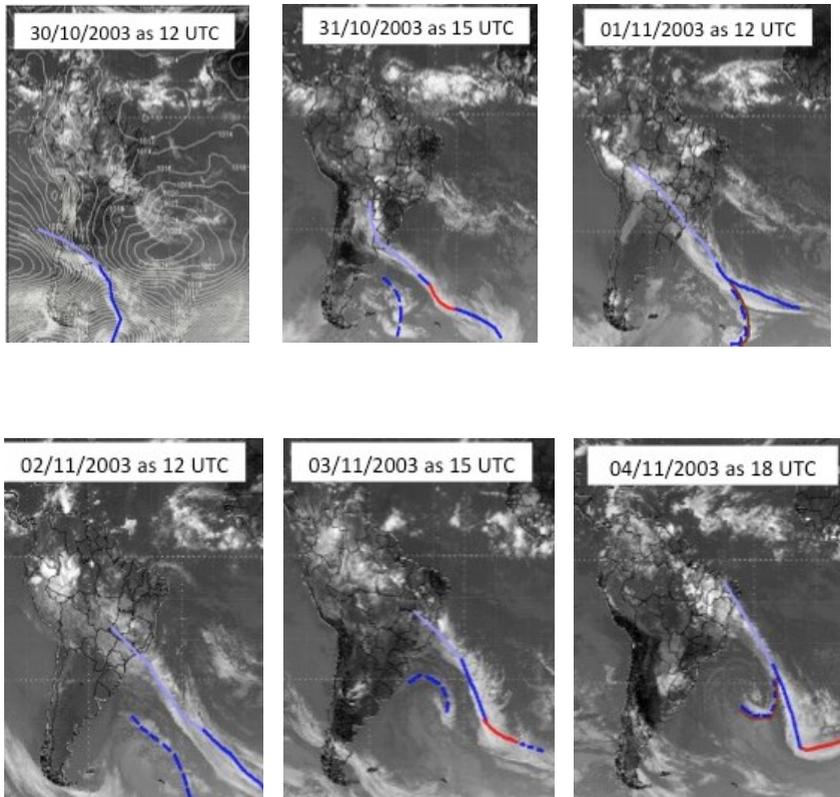
**Figura 20.** Seção vertical de temperatura potencial equivalente (K) perpendicular à zona frontal em Maceió (AL) (*linha preta vertical*), 26/05/2002 00UTC. Os gradientes de temperatura (K) estão destacados nas áreas sombreadas.  
**Fonte:** SINHORI; 2015.

## **1.4 Condições para o deslocamento das zonas frontais até o NEB**

### **1.4.1 Condições gerais para o deslocamento da zona frontal até o NEB**

A zona frontal que atinge o NEB pertence aos ciclones baroclínicos, os quais se formam geralmente no sul do Oceano Pacífico, na costa chilena e, mais raramente, no sul do Atlântico, nas vizinhanças da costa da Argentina (CRUZ, 2008). Na costa chilena, esses ciclones se localizam entre as latitudes de 50 °S e 60 °S de dezembro a maio e entre as latitudes de 30 °S e 40 °S de junho a novembro. Depois da formação do ciclone, o deslocamento da zona frontal até o NEB dura, em média, de 6 a 10 dias. Um exemplo do deslocamento da frente do sul da América do Sul até o NEB pode ser visto nas imagens de satélite do canal infravermelho na Figura 21.

Durante esse tipo de deslocamento da zona frontal acontecem vários processos frontogenéticos, ou seja, os processos de intensificação dos gradientes de temperatura. O processo principal para manutenção ou intensificação desses gradientes de temperatura é a entrada das ondas de ar frio na retaguarda da frente em baixos níveis (até 850 hPa). Estas advecções de ar frio podem ser identificadas de diversas maneiras.



**Figura 21.** Deslocamento da zona frontal do sul da América do Sul até o NEB entre 30/10/2003 e 04/11/2003 nas imagens do satélite GOES no canal infravermelho.

**Fonte:** GEMIACKI; 2005.

Frequentemente, depois de dois dias de deslocamento da frente fria surge um centro secundário de vorticidade ciclônica entre 40 °S e 50 °S na costa da Argentina com o ar frio que, posteriormente, reúne-se com a frente principal

(VERA; VIGLIAROLO, 2000; CRUZ, 2008). Esse processo também pode ser visto pelo deslocamento do *anticiclone pós-frontal* (migratório) do sul da Argentina em direção ao nordeste até o final do evento. É com grande frequência que esse processo pode ser identificado nas imagens de satélite pela formação das *frentes frias secundárias* na retaguarda da frente fria principal. Um exemplo de frente secundária é apresentado na figura 21 e descrito detalhadamente no subtópico 1.4.2. A localização da frente secundária coincide com a segunda onda de ar frio. Frequentemente, ocorre a formação de *oclusões instantâneas*, quando a frente secundária se une/junta/acopla com a frente fria principal (Figuras 21 e 23). Assim, ocorrem constantes *regenerações frontais* ou processos *frontogênicos*.

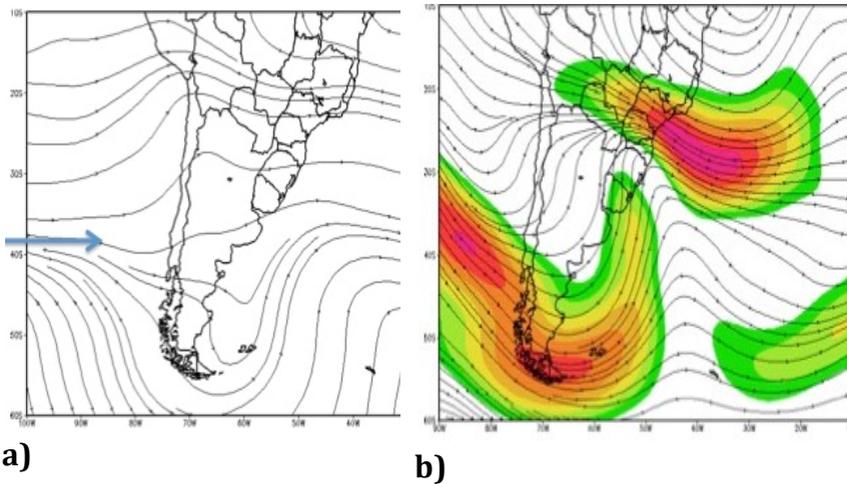
Entre os processos favoráveis para o deslocamento da frente fria até o NEB, também é necessário citar a *interação da extremidade frontal* com perturbações ciclônicas sobre o continente. Inicialmente, essas interações foram descritas por Oliveira (1986) e citadas por Satyamurty et al. (1998). Essas interações ocorrem com ciclones *barotrópicos no verão* e *baroclínicos no inverno* (CRUZ, 2008).

O processo comum que acontece nas frentes frias é o processo de *ciclogênese*, ou seja, formação da onda frontal que se desenvolve até formar o ciclone. Este processo sobre a América do Sul está escrito em muitos estudos, mas os pioneiros neste assunto foram Gan e Rao (1991) e Sinclair (1995). Eles descreveram as regiões ciclogênicas na

América do Sul e uma destas localiza-se no sul do Brasil. Mais tarde, foi mencionada mais uma região ciclogênética situada sobre o Sudeste (REBOITA et al.; 2010). A ciclogênese na frente principal nessas regiões é um dos fatores favoráveis para a chegada das frentes no NEB. De acordo com o estudo de Cruz (2008), 03 processos ciclogênicos nas frentes frias principais ocorrem no verão e 01 nas demais estações. Assim, a frente fria principal do novo ciclone baroclínico vai continuar sua jornada até atingir o NEB.

Durante todos os processos citados acima são notadas as seguintes características em altos níveis da troposfera: 1) o deslocamento de Alta da Bolívia para leste, 2) a bifurcação das correntes de ar no sul do Pacífico (Figura 22a e 22b) e 3) o acoplamento entre as correntes de jato subtropical (CJST) e polar (CJP) no sul do Brasil e do Atlântico (Figura 22b).

Em geral, as zonas frontais atingem o NEB quando a onda de Rossby, ou seja, a família de ciclones e anticiclones baroclínicos, está intensa por, em média, 6-10 dias. Constante intensificação dessa onda de Rossby, o processo frontogênético, acontece devido à entrada das várias ondas de ar frio em sua retaguarda. Essas entradas de ar frio provocam a formação de novos ciclones na onda de Rossby (processos frontogênicos e ciclogênicos), frentes frias secundárias e oclusões instantâneas e, finalmente, as regenerações da onda de Rossby.



**Figura 22.** Condições propícias em altos níveis da troposfera (200 hPa) para o deslocamento da zona frontal até o NEB

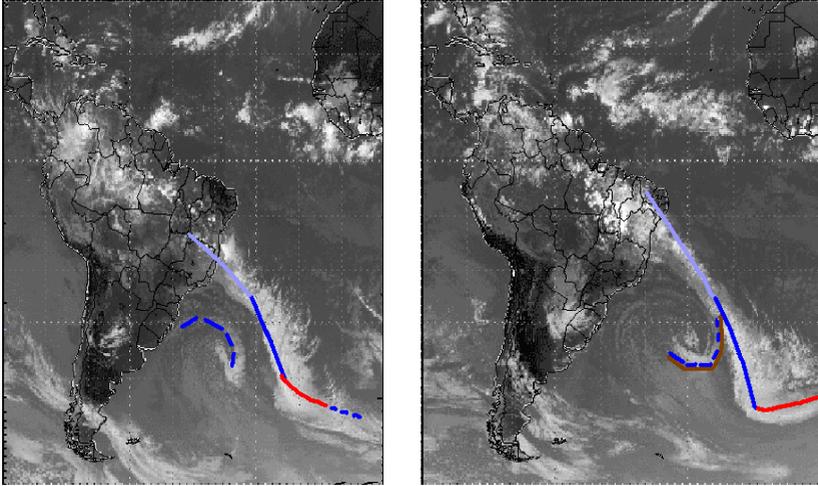
- a) Bifurcação das correntes de ar (seta)
- b) Acoplamento entre as CJST e CJP e segundo tipo de bifurcação das correntes de ar no sul do Pacífico.

**Fonte:** CRUZ; 2008.

### 1.4.2 Exemplo das frentes frias secundárias e oclusões instantâneas na zona frontal que atingem o NEB

Um exemplo de frente fria secundária e do processo de oclusão instantânea de 03/11/2003 as 12UTC a 04/11/2003 as 18 UTC é descrito a seguir com base nas

imagens de satélite e mapas de algumas variáveis meteorológicas (GEMIACKI, 2005).



a)

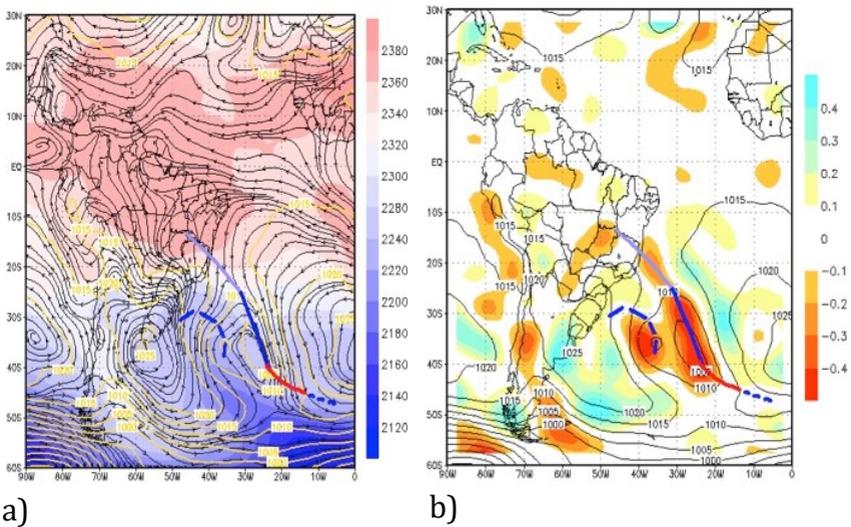
b)

**Figura 23.** Processo de oclusão Instantânea pelos dados de satélite GOES no canal infravermelho nos dias de 03/11/2003 as 12UTC (a) a 04/11/2003 as 18 UTC (b).

**Fonte:** GEMIACKI; 2005.

A frente fria secundária pode ser vista na imagem de satélite na retaguarda da frente fria principal (Figura 23a, linha tracejada azul). Os mapas de pressão ao nível médio do mar (PNMM), linhas de corrente e vorticidade relativa em baixos níveis mostram a existência do fraco cavado e núcleo de vorticidade ciclônica (Figura 24a e b). O mapa de água precipitável apresenta fraco aumento de umidade (Figura 25a) na região da frente fria secundária. Na retaguarda da

frente secundária é vista uma onda de ar frio com advecção de temperatura negativa, mais intensa do que na retaguarda da frente principal (Figura 25b).

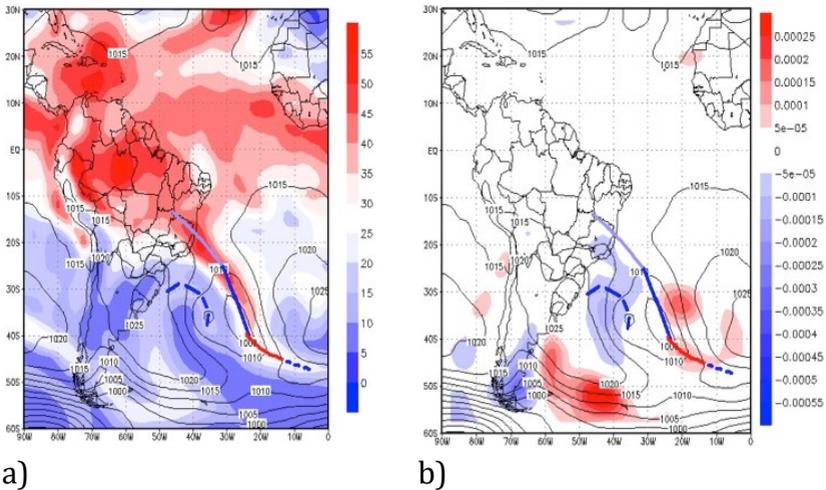


**Figura 24.** Estrutura da frente fria no dia 03/11/2003 as 12UTC.

a) PNMM em amarelo, linhas de corrente em 925 hPa em preto, espessura da camada 925-700hPa no sombreado.

b) PNMM em preto, vorticidade relativa em 925 hPa no sombreado.

**Fonte:** GEMIACKI; 2005.



**Figura 25.** Estrutura da frente fria no dia 03/11/2003 as 12UTC.

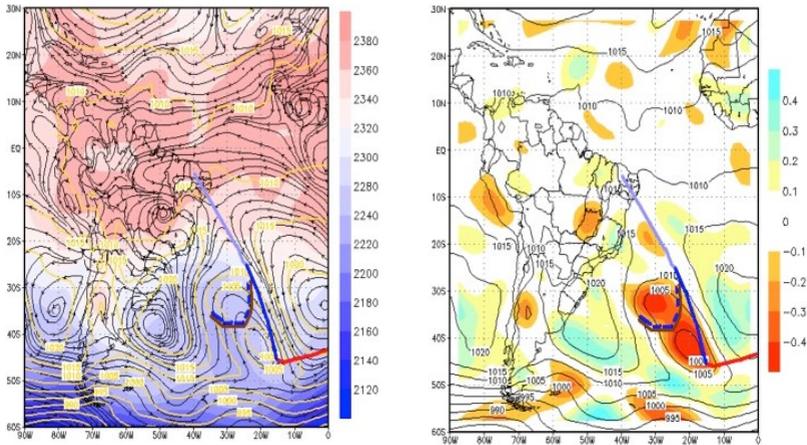
a) PNMM em preto, água precipitável no sombreado.

b) PNMM em preto, advecção de temperatura em 925 hPa no sombreado.

**Fonte:** GEMIACKI; 2005.

As imagens de satélite mostram como a frente secundária junta-se à frente fria principal entre os dias 03/11/2003 as 12UTC (a) e 04/11/2003 as 18 UTC (b), formando a oclusão instantânea (Figura 23 a e b, linha azul tracejada com linha marrom). O mesmo processo é visto nos mapas de pressão, linhas de corrente e vorticidade pela união do cavado (Figura 26 a e b). O mapa de vorticidade relativa, além disso, mostra dois núcleos com vorticidade ciclônica (Figura 26b). As regiões com advecção de ar frio e

fraca elevação de água precipitável localizam-se perto da oclusão instantânea (Figura 27a e b).



a)

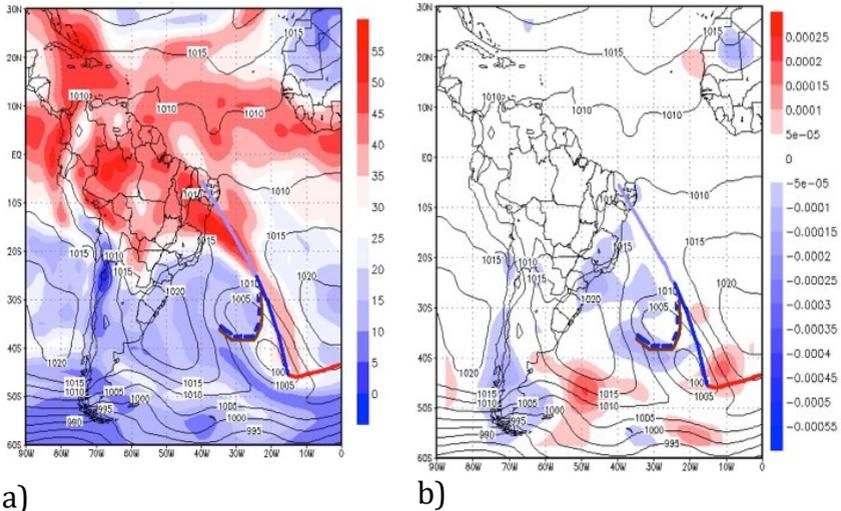
b)

**Figura 26.** Estrutura da frente fria no dia 04/11/2003 as 18 UTC.

a) PNMM em amarelo, linhas de corrente em 925 hPa em preto, espessura da camada 925-700hPa no sombreado.

b) PNMM em preto, vorticidade relativo em 925 hPa no sombreado.

**Fonte:** GEMIACKI; 2005.



**Figura 27.** Estrutura da frente fria no dia 04/11/2003 as 18 UTC.

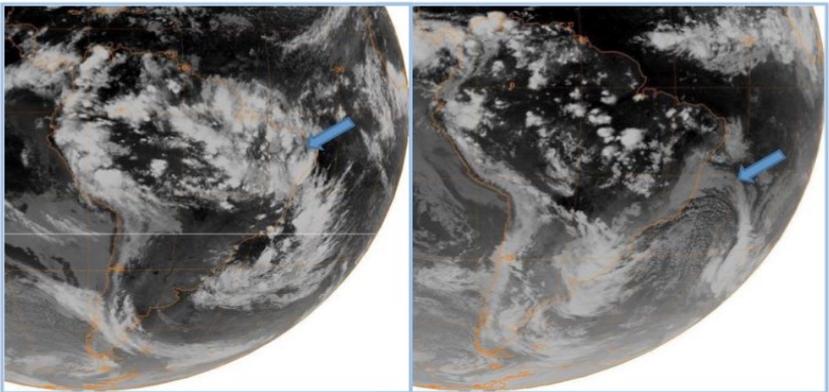
- a) PNMM em preto, água precipitável no sombreado.
- b) PNMM em preto, advecção de temperatura em 925 hPa no sombreado.

**Fonte:** GEMIACKI; 2005.

### 1.5. Fatores dinâmicos associados ao desenvolvimento de convecção na extremidade das frentes que atingem o NEB

A interação da extremidade frontal com perturbações ciclônicas sobre o continente foi citada anteriormente, no item 1.4.1. Também Ferreira et al. (2004) e Souza e Nechet (2004) descreveram a grande influência das zonas frontais no desenvolvimento de convecção no sudoeste da Amazônia.

Neste item, serão descritas as principais condições dinâmicas da troposfera presentes na passagem da extremidade frontal sobre o NEB, quando esta provoca o desenvolvimento de nebulosidade convectiva sobre esta região (VEBER, 2011). Os resultados mostram que, durante uma análise que envolveu um período de 10 anos, a convecção se desenvolveu em 68 casos e não ocorreu em 35 casos. Exemplos dessas frentes nas imagens de satélite com e sem convecção podem ser vistos na Figura 28. Os eventos com (sem) convecção predominaram no verão austral (inverno e primavera).

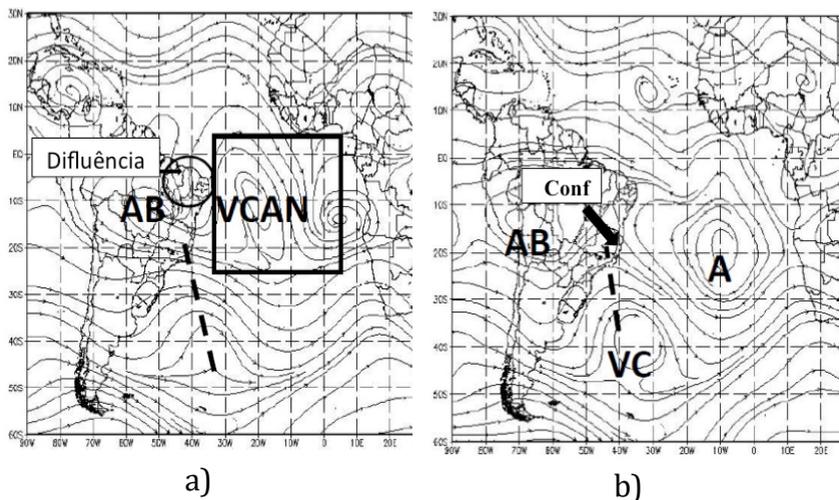


**Figura 28.** Exemplos de zonas frontais no NEB com (a) e sem (b) convecção.

**Fonte:** VEBER; 2011.

### **1.5.1 Padrões de circulação nos eventos com convecção organizada pela extremidade frontal no NEB**

No decorrer do período de 10 anos analisado por Veber (2011), a convecção organizada pela extremidade frontal ocorreu quando, em baixos e médios níveis, foi observada confluência de ar e, em altos níveis, forte difluência. A difluência das correntes de ar em altos níveis desenvolve-se (em 75% dos eventos) entre a Alta da Bolívia e o VCAN (ou cavado) sobre o Oceano Atlântico (Figura 29a). A posição típica do VCAN (com centro, em média, posicionado em 10 °S, 20 °W) ou cavado fica um pouco afastada do continente. Assim, a periferia oeste destes contribui na difluência. A confluência em médios níveis forma-se pela convergência das correntes de ar do vórtice ciclônico no sul do Atlântico (com centro próximo de 40 °S, 40 °W) e anticiclone no Atlântico (com centro próximo de 20 °S, 10 °W) (Figura 29b).



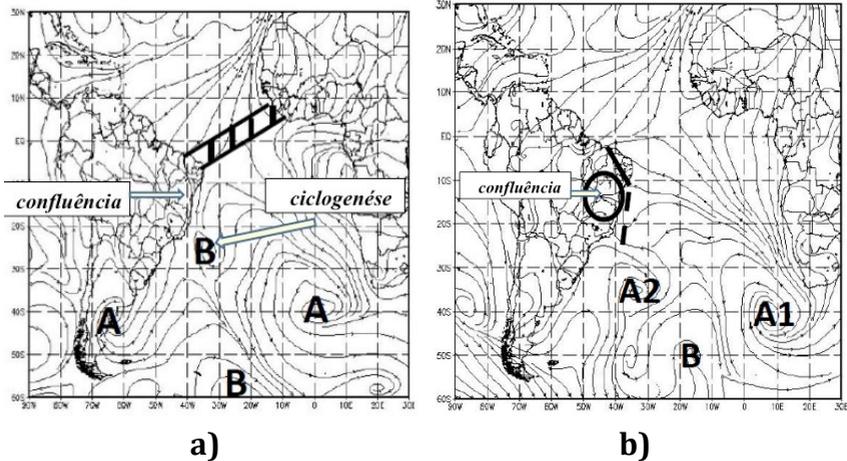
**Figura 29.** Padrão de circulação em altos níveis (200 hPa) (a) e em médios níveis (500 hPa) (b) nos eventos com convecção organizada pela extremidade frontal no NEB.

AB - Alta da Bolívia; VCAN - vórtice ciclônico de altos níveis; VC - vórtice ciclônico, linha tracejada – cavado.

**Fonte:** VEBER; 2011.

A confluência em baixos níveis é resultado da interação entre a circulação do ciclone nas proximidades do Sudeste do Brasil (com centro próximo a 25 °S, 35 °W) e da Alta Subtropical do Atlântico Sul (ASAS - com centro, em média, em torno de 40 °S, 0 °W), gerando uma região de confluência sobre o NEB (Figura 30a – padrão 1). Um outro padrão (Padrão 2) mostra a interação entre a ASAS (A1) e o anticiclone pós-frontal (A2), que gera um fluxo de leste próximo à costa leste do NEB, formando um cavado que se

acopla à extremidade frontal, dando início aos processos convectivos sobre o NEB (Figura 30b).

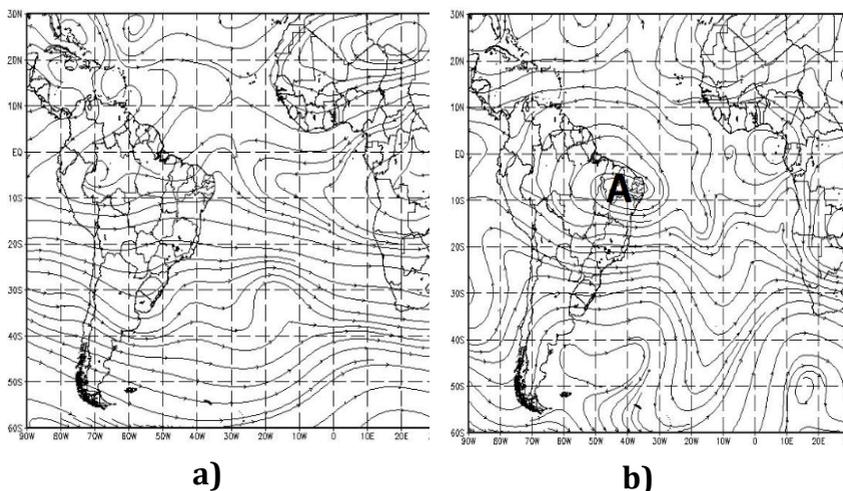


**Figura 30.** Padrões 1 (a) e 2 (b) de circulação em baixos níveis (925 hPa) nos eventos com convecção organizada pela extremidade frontal sobre o NEB.

**Fonte:** VEBER; 2011.

### 1.5.2 Padrões de circulação nos eventos sem convecção organizada pela extremidade frontal no NEB

A ausência de VCAN do tipo clássico ou cavado intenso em altos níveis, nas proximidades do NEB, diferencia os eventos sem convecção dos eventos com convecção organizada pela extremidade frontal sobre o NEB (Figura 31a). A corrente zonal com fracos cavados sobre o NEB predomina em altos níveis nos casos sem convecção.

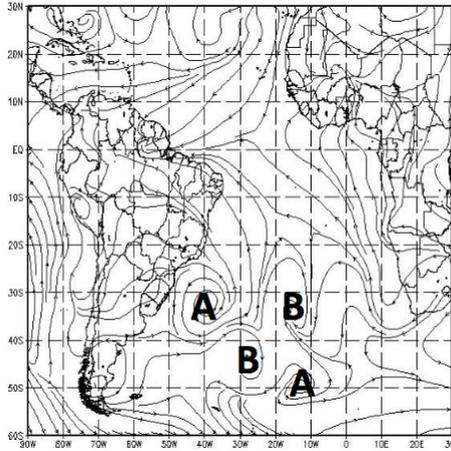


**Figura 31.** Padrões de circulação em altos níveis (200 hPa) (a) e em médios níveis (500 hPa) (b) nos eventos sem convecção organizada pela extremidade frontal sobre o NEB. **Fonte:** VEBER; 2011.

Em médios níveis, nos eventos sem convecção organizada pela extremidade frontal, é observada a influência direta da circulação anticiclônica (parte baixa da Alta da Bolívia - AB) (Figura 31b). Nesses casos, o anticiclone localiza-se sobre ou mais ao sudoeste do NEB (com centro próximo a 20 °S/50 °W).

A ausência de confluência em baixos níveis é a diferença principal entre situações com e sem formação de convecção profunda no NEB (Figura 32). Nos eventos sem convecção, o anticiclone localiza-se perto do sudeste do Brasil (com centro próximo a 25-35 °S, 40-45 °W). As

correntes deste anticiclone (curvatura anti-horária) influenciam no tempo do NEB em baixos níveis.



**Figura 32.** Padrões de circulação em baixos níveis (925 hPa) nos eventos sem convecção organizada pela extremidade frontal sobre o NEB.

**Fonte:** VEBER; 2011.

Finalmente, pode ser concluído que nos eventos com convecção organizada pela extremidade frontal sobre o NEB os sistemas sinóticos criam uma região de confluência em baixos e médios níveis sobre o NEB. Todavia, nas situações sem convecção organizada é observada uma circulação anticiclônica. O VCAN do tipo clássico ou cavado intenso em altos níveis é fator principal para o desenvolvimento de convecção organizada pela extremidade frontal.

## **1.6 Contribuição das zonas frontais no total de precipitação sobre o NEB**

### **1.6.1 Contribuição direta**

Estudos realizados entre o fim da década de 70 e o início dos anos 80 (KOUSKY, 1979; KOUSKY; FERREIRA, 1981) já atribuíam eventos discretos de precipitação pluviométrica à passagem de frentes frias pelo NEB, ressaltando que suas características são mais importantes para os valores observados de chuva do que sua frequência de passagem.

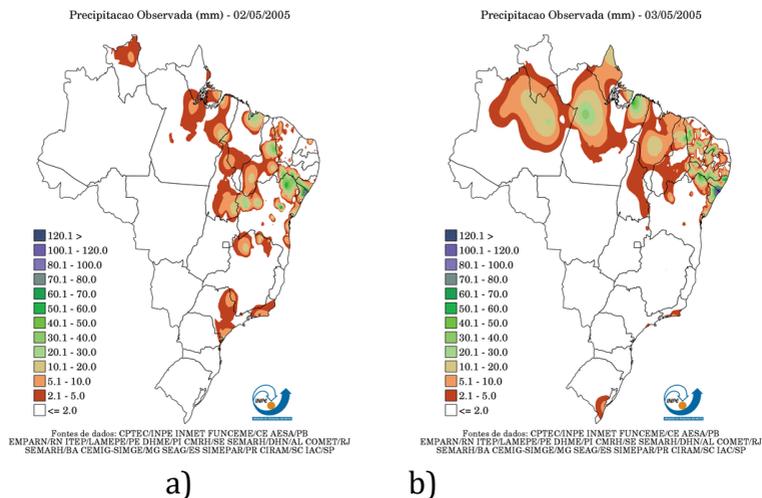
Também se referindo à relação das zonas frontais com os totais de chuva na região, Brabo Alves et al. (2017) afirma que as frentes lentas normalmente estão ligadas a acumulados de precipitação mais significativos do que as zonas frontais, de maneira geral. As frentes lentas são importantes para precipitações mais expressivas e bem distribuídas pelo NEB durante o período de fevereiro a maio (quadra chuvosa do NEB setentrional).

Em sua análise sinótica para o Estado de Alagoas, situado sobre a faixa leste do NEB, Pontes da Silva (2008) concluiu que as extremidades frontais foram responsáveis pela ocorrência de precipitações pluviométricas intensas sobre o estado em alguns casos, especialmente em seu setor leste.

Ainda segundo Pontes da Silva (2008), foram contabilizados 25 casos que envolviam frentes entre 2003 e

2006, sendo que a frequência de passagem as zonas frontais durante o outono (9) era quase o dobro daquela encontrada para as demais estações do ano (~5). Contudo, o mesmo autor relatou que as frentes, de forma direta, contribuíram com apenas ~11% do total de chuva.

Dentre os sistemas que acarretaram em precipitação pluviométrica severa, destacou-se a *frente estacionária* que permaneceu sobre parte do leste do NEB entre os dias 30 de abril e seis de maio de 2005 (detalhes da situação sinótica discutidos no item 1.2). Entre as 12 UTC de 30 de abril de 2005 e as 12 UTC do dia 06 de maio de 2005, as estações meteorológicas convencionais de superfície do INMET acumularam 102,1 mm em Salvador (BA), 104,1 mm em Aracaju (SE), 62,2 mm em Maceió (AL) e 91,8 mm em Porto de Pedras (AL). Esses valores de chuva, acumulados somente na primeira pêntada, já corresponderam à cerca de um terço do total esperado para maio, que é o mês mais chuvoso na maior parte do litoral leste do NEB. A figura 33 mostra os acumulados de chuva (>50 mm) em alguns trechos do NEB entre os dias 2 e 3 de maio de 2005.



**Figura 33.** Precipitação pluviométrica observada em 24h nos dias 02 (a) e 03 (b) de maio de 2005 (mm).

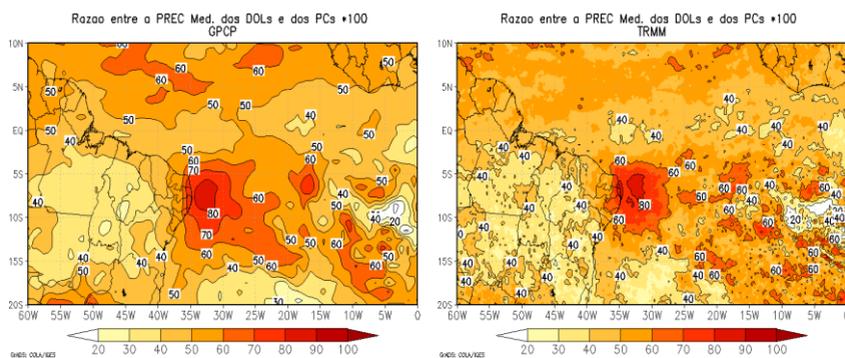
**Fonte:** CPTEC/Inpe; 2020.

### 1.6.2 Contribuição indireta

Em alguns casos, as características típicas/clássicas frontais já não são observadas nos campos sinóticos e dados de superfície, mas ainda é possível notar a persistência de uma banda e/ou aglomerados de nuvens cumuliformes e/ou cumulonimboformes (remanescentes frontais - KOUSKY, 1978) com chuva entre o oceano e o leste do NEB.

De acordo com Pontes da Silva (2011), as Perturbações Ondulatórias nos Alísios (POA), mencionadas como Distúrbios Ondulatórios de Leste (DOL), estiveram associadas diretamente a frentes em 28% dos casos

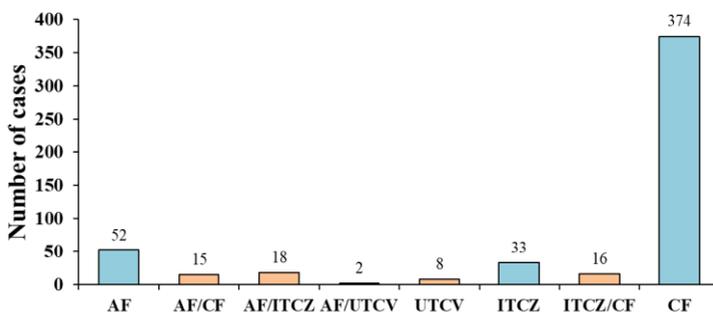
observados. Assim, as POA contribuíram com cerca de 50% da chuva observada entre o extremo nordeste da Bahia e o Rio Grande do Norte (RN). Esse percentual foi superior a 60% entre o nordeste de Alagoas (AL) e o leste do RN e até mais de 70% entre o litoral norte de AL e o litoral leste do RN (Figura 34).



**Figura 34** – Contribuição média relativa dos DOL (POA) no regime de precipitação pluviométrica do leste do NEB entre 2006 e 2010 (%).

**Fonte:** PONTES DA SILVA; 2011.

Gomes et al. (2019) concluíram que as frentes frias têm papel extremamente importante na formação da maioria das perturbações nos alísios, já que 374 (~72,2%) dos 518 casos, analisados entre 1989 e 2009, estiveram relacionados à passagem de frentes frias sobre ou próxima à costa leste do NEB (Figura 35).



**Figura 35.** Número de casos de DOL (POA) (eixo vertical) associados a diferentes sistemas sinóticos (eixo horizontal). *AF – Distúrbios africanos (cavado monçônico), CF – frentes frias, ITCZ – Zona de Convergência Intertropical e UTCV – Vórtice Ciclônico de Altos Níveis.*

**Fonte:** GOMES et al.; 2019.

## 1.7 Conclusões

As zonas frontais normalmente avançam do sul da América do Sul até o sul da Bahia. No entanto, raramente as frentes atravessam todo o NEB. O deslocamento das frentes, da Região Sul até o NEB, leva de 4 a 6 dias, em média.

As zonas frontais no NEB são identificadas pelos cavados do ciclone baroclínico, pelos gradientes elevados de  $\theta_e$  dentro da banda de nebulosidade na imagem de satélite e na zona entre os valores positivos (na vanguarda, ou seja, ao norte da banda de nebulosidade) e negativos (na retaguarda, isto é, ao sul da banda de nuvens) de  $\text{adv } \theta_e$ .

A estrutura das zonas frontais no NEB sofre modificações. Os perfis verticais mostram que na troposfera predomina instabilidade condicional, com camadas estáveis rasas em médios níveis. Nos mesmos níveis, é observada variação do vento de nordeste para oeste. A posição das zonas frontais em toda a troposfera é mais claramente identificada pelas secções verticais de temperatura potencial equivalente. Todavia, os gradientes mais intensos estão localizados em médios níveis.

Durante o deslocamento das frentes entre o sul da América do Sul e o NEB, ocorrem os processos frontogénéticos e ciclogénéticos. Esses processos ocorrem devido à invasão constante de ar frio na sua retaguarda. Estas invasões são identificadas pelas frentes frias secundárias e oclusões instantâneas. O processo ciclogénético na frente fria principal ocorre preferencialmente no oceano Atlântico, nas proximidades da Região Sudeste do Brasil.

A convecção organizada pela extremidade frontal sobre o NEB ocorre quando os sistemas sinóticos criam confluência em baixos e médios níveis sobre o NEB. Já nas situações sem convecção, forma-se uma circulação anticiclônica nesses níveis. A existência de divergência em altos níveis pode ser explicada pela influência de um cavado intenso ou VCAN, os quais podem contribuir no desenvolvimento de convecção.

A passagem das zonas frontais pelo NEB é acompanhada de precipitações, sendo que as frentes lentas

estão ligadas a acumulados de precipitação mais significativos do que as frentes rápidas. A região litorânea muitas vezes é castigada por chuvas excepcionais ligadas às extremidades frontais, como mencionado no caso de maio de 2005.

### **1.8 Referências bibliográficas**

BJERKNES, J.; SOLBERG, H. Life cycle of cyclones and the polar front theory of atmospheric circulation. **Geofysiske Publikasjoner**, v. 3, p. 3-18, 1922.

BRABO ALVES, J. M.; da SILVA, E. M.; SOMBRA, S. S.; BARBOSA, A. C. B.; dos SANTOS, A. C. S. e LIRA, M. A. T. Eventos Extremos Diários de Chuva no Nordeste do Brasil e Características Atmosféricas. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 32, p. 227-233, 2017.

CRUZ, C. D.. **Determinação sinótica dos fatores que favorecem as influências frontais sobre o estado de Alagoas**. Dissertação (Mestrado em Meteorologia), Universidade Federal de Alagoas, Maceió, Brasil, 2008.

FEDOROVA, N.; LEVIT, V.; CRUZ, C. D. On frontal zone analysis in the tropical region of the Northeast Brazil. **Pure and Applied Geophysics**, v. 173, p. 1403-1421, 2016.

FERREIRA, N. J.; CORREIA, A. A.; RAMIREZ, M. C. V.. Synoptic

Scale Features of the Tropospheric Circulation over Tropical South America During the WETAMC TRMM/LBA Experiment. **Atmosfera**. v.17, n1, p. 13-30, 2004.

GAN, M. A.; RAO, V. B. Surface cyclogenesis over South America. **Monthly Weather Review**. v. 119, p. 1293-1302, 1991.

GEMIACKI, L.. **Atuação de Sistemas Frontais na Estação Seca do Nordeste do Brasil**. Dissertação (Mestrado em Meteorologia), Universidade Federal de Alagoas, Maceió, Brasil: MET-UFAL-MS-035, 2005.

GOMES, H. B.; AMBRIZZI, T.; PONTES DA SILVA, B. F.; HODGES, K.; SILVA DIAS, P. L.; HERDIES, D. L.; SILVA, M. C. L.; GOMES, H. B. Climatology of easterly wave disturbances over the tropical South Atlantic. **Climate Dynamics**, v. 51, p. 1-19, 2019.

KALNAY, E.; KANAMITSU, M.; KISTLER, R.; COLLINS, W.; DEAVEN, D.; GANDIN, L.; IREDELL, M.; SAHA, S.; WHITE, G.; WOOLLEN, J.; ZHU, Y.; LEETMAA, A.; REYNOLDS, B.; CHELLIAH, M.; EBISUZAKI, W.; HIGGINS, W.; JANOWIAK, J.; MO, K. C.; ROPELEWSKI, C.; WANG, J.; JENNE, R.; JOSEPH, D.. The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project, Bull. **American Meteorology Society**, v. 77, p. 437-470, 1996.

KNAPP, K. R. Scientific data stewardship of International Satellite Cloud Climatology Project B1 global geostationary observations. **Journal of Applied Remote Sensing**, v. 2, 023548. 2008.

KOUSKY, V. E.. Frontal Influences on Northeast Brazil. **Monthly Weather Review**, v. 107, n. 9, p. 1140 – 1153, 1979.

KOUSKY, V. E.; FERREIRA, N. J.. Interdiurnal surface pressure variations in Brazil: Their spatial distributions, origins, and effects. **Monthly Weather Review**, v. 109, p. 1999–2008, 1981.

MUANZA, G. A. **Padrões de circulação atmosférico associados à ligação da extremidade frontal com a ZCIT**. Dissertação (Mestrado em Meteorologia), UFAL-ICAT, 72p, 2018.

OLIVEIRA, A. S., **Interações Entre Sistemas Frontais na América do Sul e a Convecção da Amazônia**. Dissertação (Mestrado em Meteorologia), Inpe, São José dos Campos, São Paulo, Brasil, 1986.

PONTES DA SILVA, B. F. **Contribuição dos Distúrbios Ondulatórios de Leste para a chuva no Leste do Nordeste do Brasil: evolução sinótica média e simulações numéricas**. Dissertação (Mestrado em

Meteorologia) - Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2011.

PONTES DA SILVA, B. F. **Sistemas sinóticos associados às precipitações intensas no estado de Alagoas**. Maceió, 149 p. Trabalho de Conclusão de Curso – Instituto de Ciências Atmosféricas, Universidade Federal de Alagoas, 2008.

PONTES DA SILVA, B. F.; FEDOROVA, N.; LEVIT, V.; PERESETSKY, A.; BRITO, B. M. Sistemas sinóticos associados às precipitações intensas no estado de Alagoas. **Revista Brasileira de Meteorologia** (Impresso), v. 26, p. 323-338, 2011.

REBOITA, M. S.; Da ROCHA, R. P.; AMBRIZZI, T. e SUGAHARA, S. South Atlantic Ocean Cyclogenesis Climatology Simulated by Regional Climate Model (RegCM3). **Climate Dynamics**, v. 35 (7-8), p. 1331-1347, 2010.

SATYAMURTI, P.; NOBRE, C. A.; SILVA DIAS, P.L. South America, In KAROLY, D.J.; VINCENT, D.G. (ed.). **Meteorology of Southern Hemisphere**. Boston: American Meteorological Society. p. 119-139, 1998.

SINCLAIR, M. R. A Climatology of Cyclogenesis for the Southern Hemisphere. **Monthly Weather Review**. v. 123, p. 1601-1619, 1995.

SINHORI, N. P. **Estrutura vertical das frentes frias durante a passagem do Sul até o Nordeste brasileiro, entre 2000 e 2012.** Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – Instituto de Ciências Atmosféricas, Universidade Federal de Alagoas, Maceió, 198 p, 2015.

SOUSA, A. S.; NECHET, D. Influencia de sistema frontal na Amazônia Oriental: Estudo de Caso. In: Congresso Brasileiro de meteorologia, 13, Fortaleza, CD, **Anais**, 2004.

TALJAARD, J. J. Synoptic Meteorology of the Southern Hemisphere. In: NEWTON, C.W. (ed.). **Meteorology of the Southern Hemisphere.** Meteorological Monographs, v. 13. Boston: American Meteorological Society, 1972.

**UNIVERSITY OF WYOMING - Upper Air Sounding.**  
Disponível em  
<<http://weather.uwyo.edu/upperair/sounding.html>>.  
Acesso em: 25 de maio de 2020.

VEBER, M. E. **Desenvolvimento de atividade convectivas sobre a região nordeste do Brasil, organizada pela extremidade frontal.** 132p. (MET-UFAL-MS-090). Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – Universidade Federal de Alagoas, Maceió, 2011.

VERA, C. S.; VIGLIAROLO, P. K. A Diagnostic Study of Cold-air Outbreaks Over South America, **Monthly Weather Review**, v. 128-1, p. 3-24. 2000.

## CAPÍTULO 2

# RELAÇÃO ENTRE COMPLEXOS CONVECTIVOS DE MESOESCALA E FENÔMENOS ADVERSOS

*Matheus José Arruda Lyra*

*Vladimir Levit*

### 2.1 Identificação dos CCM

Os Complexos Convectivos de Mesoescala (CCM) foram identificados e definidos por Maddox (1980), através de estudos na região central dos Estados Unidos da América baseando-se em características que podem ser observadas através de imagens de satélite. O referido autor sugeriu algumas características físicas para a identificação e monitoramento de um sistema convectivo deste tipo:

- A primeira característica diz respeito ao tamanho e temperatura de topo do sistema:
  - (a) A parte exterior ao núcleo do sistema com temperaturas no canal infravermelho realçado (IR) devem ser menores ou iguais a  $-32\text{ °C}$  e uma área maior ou igual a  $100.000\text{ km}^2$  (metade da área total do Estado do Paraná).
  - (b) A porção interna (núcleo) deve possuir temperaturas iguais ou menores a  $-52\text{ °C}$  e área igual

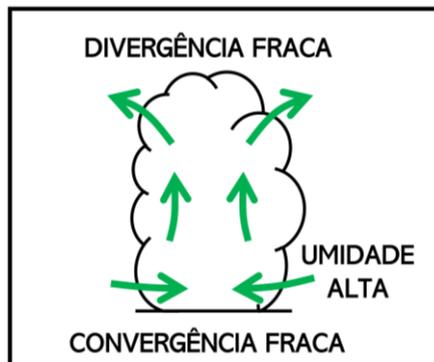
ou maior que 50.000 km<sup>2</sup> (tamanho do Rio Grande do Norte).

- A segunda característica remete ao início do sistema, que ocorre quando a característica inicial (a e b) é satisfeita.
- A terceira característica trata-se da duração do sistema, que deve persistir por seis horas, no mínimo, com as temperaturas e tamanhos especificados em (a) e (b).
- A extensão máxima do CCM é a quarta característica da evolução do sistema. Ela ocorre quando a característica especificada em (a) atinge seu tamanho máximo.
- Outra característica é o formato do sistema, que deve ter excentricidade (menor eixo/maior eixo)  $\geq 0,7$ . Ou seja, é possível observar um sistema convectivo com formato mais ou menos arredondado/circular (“escudo de nuvem”) nas imagens de satélite.
- Por fim, o término ou dissipação do sistema, última característica, ocorre quando os requisitos (a) e (b) da característica já não podem ser satisfeitos.

## 2.2 Ciclo de vida de um CCM

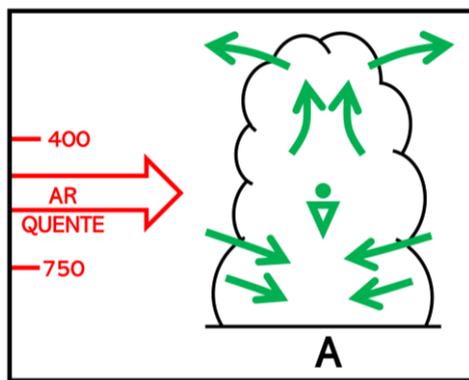
Segundo Maddox (1980) o ciclo de vida de um CCM pode ser dividido em quatro fases: gênese, desenvolvimento, maturação e dissipação.

1 - Gênese: Durante esta fase (Figura 1) há condições propícias de instabilidade, como a confluência em baixos níveis, fornecimento de umidade na baixa troposfera e instabilidade convectiva associada à influência topográfica. Em médios níveis, o entranhamento de ar fresco do entorno produz fortes correntes descendentes de ar com rajadas de ar frio ocorrendo na superfície da camada limite.



**Figura 1.** Representação do CCM na fase de gênese.  
**Fonte:** Adaptado de FEDOROVA; 2008.

2 - Desenvolvimento: Durante este estágio ocorre a advecção de ar quente em baixos níveis (Figura 2). Esta advecção provoca a intensificação dos movimentos ascendentes em médios níveis, assim como saturação do ar nessas camadas, caracterizando a convergência em baixos níveis e divergência em altos.

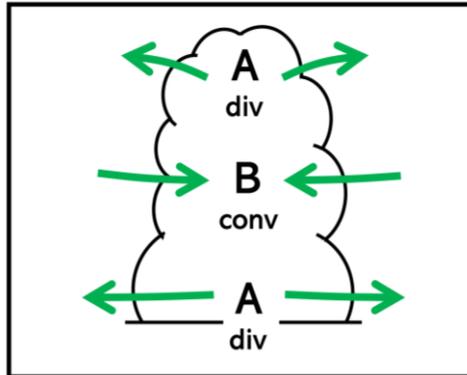


**Figura 2.** Representação do CCM na fase de desenvolvimento.

**Fonte:** Adaptado de FEDOROVA; 2008

3 - Maturação: Durante o estágio de maturação, há um maior fornecimento de instabilidade devido à continuação da formação de nebulosidade convectiva na região de convergência em baixos níveis, auxiliando na insaturação de uma região de precipitação definida, de acordo com a região do fluxo ascendente de massa (Figura 3). Uma baixa quente (BQ) se forma em baixos níveis dentro do CCM, fortalecendo os movimentos ascendentes acima dessa região, e descendentes abaixo. Estes movimentos descendentes provocam a formação de uma alta pressão na superfície com divergência de massa, a qual bloqueia a advecção quente, e assim passa a contribuir para enfraquecimento de movimentos ascendentes e CCM (FEDOROVA, 2008).

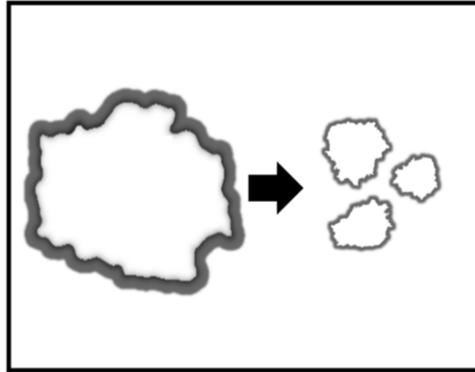
Este ponto mais característico nesse estágio remete a uma grande área com circulação de massa ascendente na troposfera média e extensa região com chuvas.



**Figura 3.** Representação do CCM na fase de maturação.

**Fonte:** Adaptado de FEDOROVA; 2008.

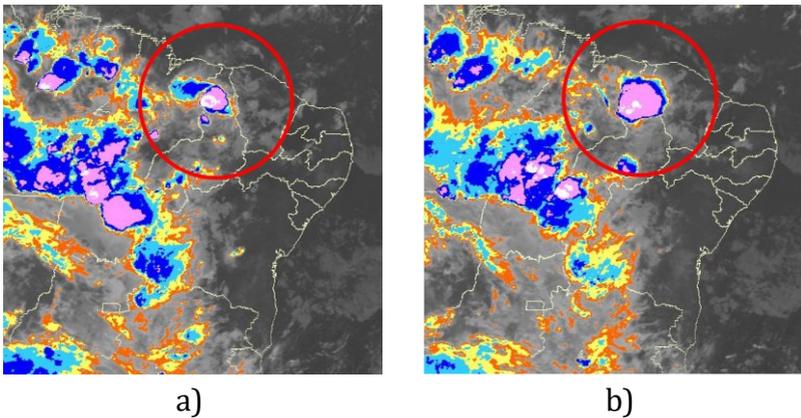
4 - Dissipação: Ocorre quando a instabilidade perde seu fornecimento de energia interrompendo o desenvolvimento associado as fases anteriores (Figura 4). Essa fase pode acontecer devido à influência do deslocamento do sistema, que ao penetrar em alguma região onde as características de fornecimento de instabilidade supracitadas inexistem. O sistema deixa de ser alimentado e se desorganiza obtendo aparência caótica nas imagens de satélite no canal IR.

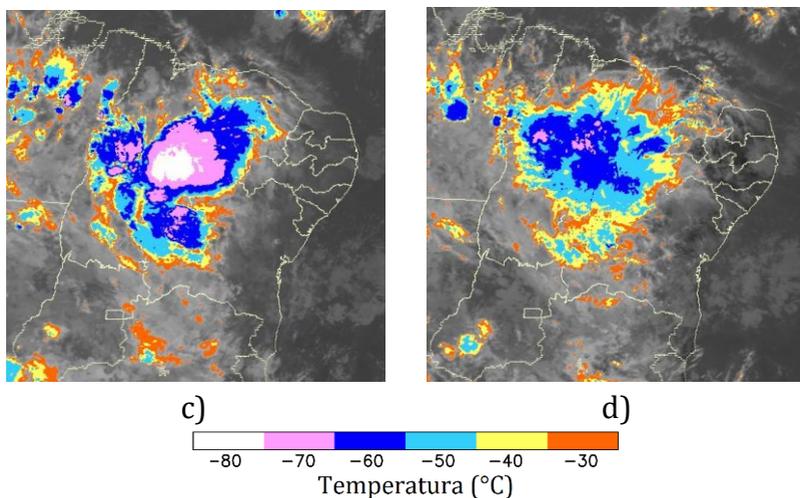


**Figura 4.** Representação horizontal de um CCM durante o estágio de dissipação.

**Fonte:** Adaptado de FEDOROVA; 2008).

A Figura 5 apresenta a visualização das quatro fases do ciclo de vida de um CCM observado através das imagens de satélite no canal IR realçado.





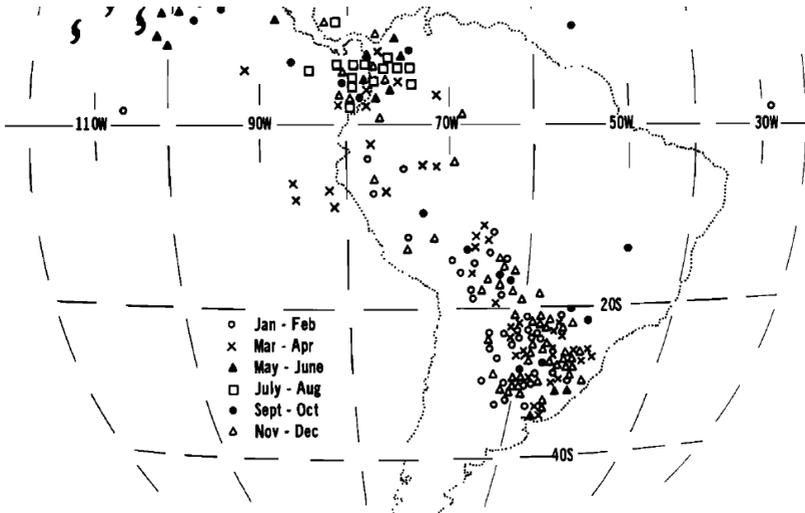
**Figura 5.** Ciclo de vida de um CCM do Nordeste brasileiro dividido através da fase de gênese (a), desenvolvimento (b), maturação (c) e dissipação (d).

**Fonte:** Autores; 2020.

### 2.3 CCM na América do Sul

Em um estudo para todo o continente americano, Velasco e Fritsch (1987) mapearam as regiões de ocorrência de CCM, registrando em média 39 casos por ano em todo o continente. Os referidos autores definiram que os CCM subtropicais da América do Sul se desenvolvem um pouco mais tarde e duram um pouco mais, além de serem 60% maiores do que nos Estados Unidos á os CCM tropicais têm dimensões parecidas, durando de 1 a 3 horas a menos. Contudo, Velasco e Fritsch (1987) não identificaram CCM

sobre a Região Nordeste do Brasil durante o seu período de estudo, como mostra a Figura 6.



**Figura 6.** Distribuição geográfica mensal dos CCM sobre a América do Sul.

**Fonte:** Adaptado de VELASCO E FRITSCH; 1987.

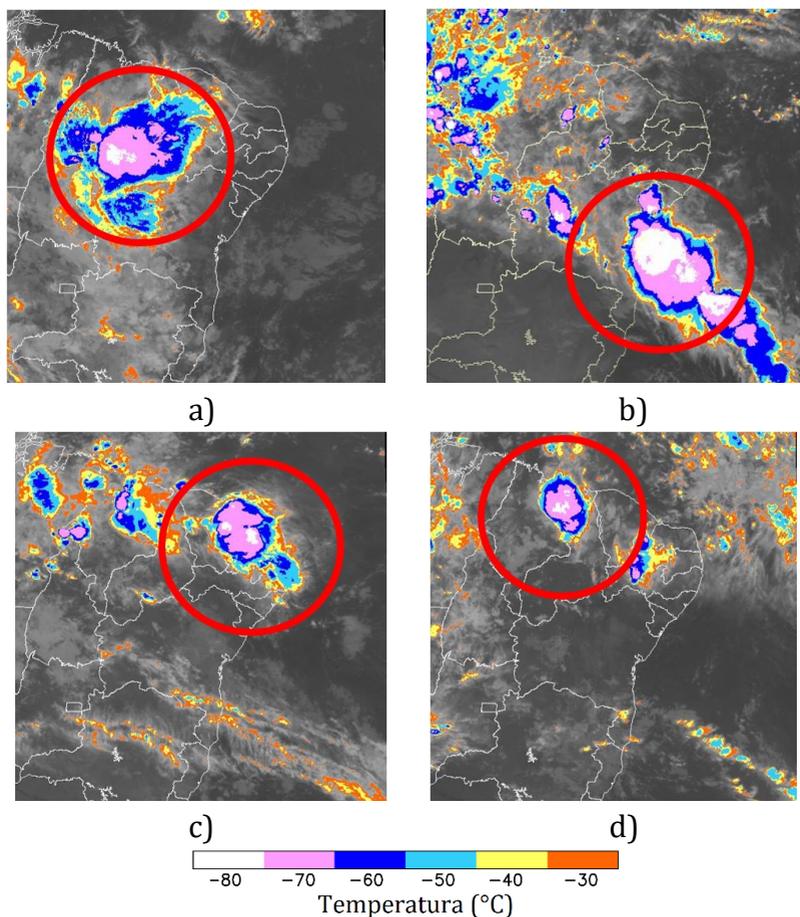
Apesar da literatura clássica não incluir o NEB como região propícia para o desenvolvimento de CCM, o grupo de pesquisa do laboratório de “Meteorologia física e sinótica” do Instituto de Ciências Atmosféricas da Universidade Federal de Alagoas (ICAT/UFAL) realizou diversos trabalhos sobre os CCM atuantes no NEB. Os resultados obtidos através destas pesquisas foram reunidos no livro “Complexos Convectivos de Mesoescala sobre o Nordeste do Brasil” (FEDOROVA et al., 2019). Os exemplos com CCM no

NEB são apresentados na Figura 7, a qual mostra quatro exemplos desses sistemas através de imagens dos satélites GOES-12 e GOES-13 no canal infravermelho realçado, destacando a temperatura do topo das nuvens convectivas.

## **2.4 Frequência dos CCM no NEB**

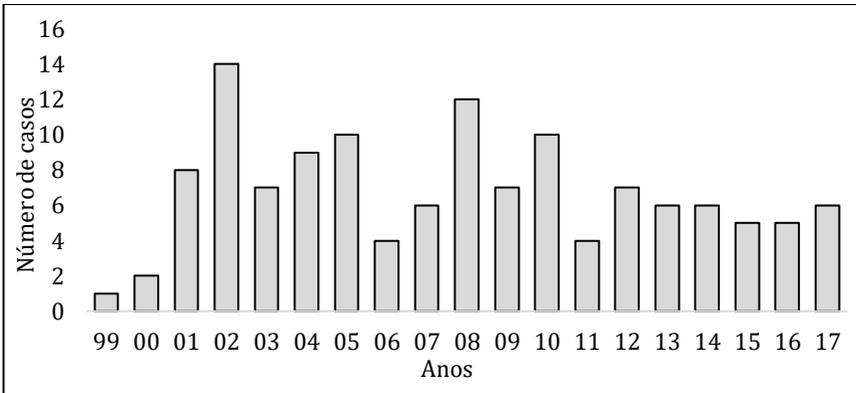
Através da junção de informações obtidas dos estudos de Fedorova (2009), Albuquerque (2011), Milhahn Júnior (2013); Lyra (2018) e Fedorova et al. (2019), foram documentados 129 casos de CCM no NEB entre os anos de 1999 e 2017.

A distribuição anual dos CCM no NEB pode ser observada na Figura 8. O maior número de ocorrências foi registrado no ano de 2002, onde foram registrados 14 casos, seguido por 2008, com 12 casos identificados, cerca de 22% do número total de CCM identificados, somente nestes dois anos. De forma geral, apenas quatro anos (1999, 2000, 2011 e 2015) apresentaram uma frequência de ocorrência abaixo da média, avaliada em 6 casos por ano. Em 1999 foi constatado apenas um caso.



**Figura 7.** Imagem do satélite GOES-12 no canal IR realçado para o dia 08/04/10 às 04UTC (a); Imagens do satélite GOES-13 no canal IR realçado para os dias 19/01/13 10UTC (b); 20/04/13 às 05UTC (c) e 25/03/2015 às 05UTC (d).

**Fonte:** Autores; 2020.

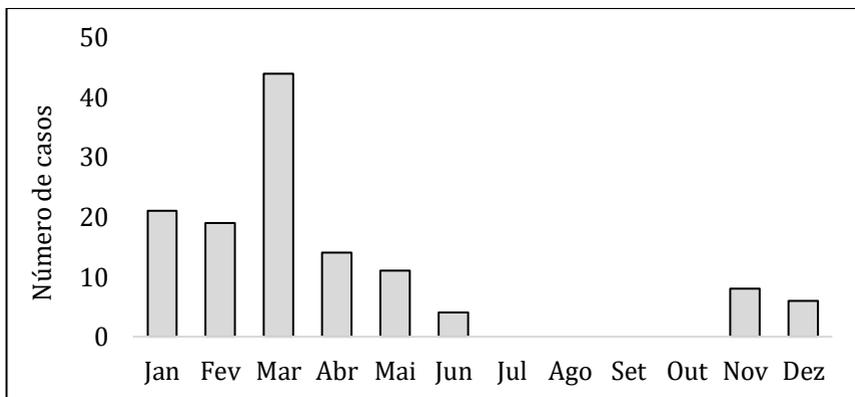


**Figura 8.** Distribuição anual dos CCM no NEB.

**Fonte:** Adaptado de LYRA; 2018.

Para os 129 CCM documentados ao longo dos 19 anos, 35,6% dos casos foram registrados em anos de El Niño (19,3% fraco, 12,4% moderado e 3,9% forte) e com maior número de episódios nos meses de verão. Por outro lado, 40,3% dos casos foram observados em anos de La Niña (19,4% fraca e 20,9% moderada).

A Figura 9 apresenta o total mensal de ocorrências durante os 19 anos analisados.



**Figura 9.** Distribuição mensal dos CCM no NEB.

**Fonte:** Adaptado de LYRA; 2018.

Os CCM desenvolveram-se com maior frequência no mês de março (34,1%), seguido dos meses de janeiro e fevereiro, com 16,3% e 14,7% respectivamente. Já entre os meses de julho e outubro, nenhum sistema foi identificado. A predominância nestes meses, que constituem as estações do verão e outono, deu-se através da presença dos sistemas sinóticos que atuam com maior frequência na região durante este período.

Durante os meses de verão, o potencial convectivo da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) sobre o NEB é bastante característico, pois esse sistema posiciona-se mais a sul de sua posição climatológica, devido ao efeito do Dipolo do Atlântico. De forma similar, pode-se mencionar a presença dos ventos alísios perturbados e do Vórtice Ciclônico de Altos Níveis (VCAN). Este último, que em

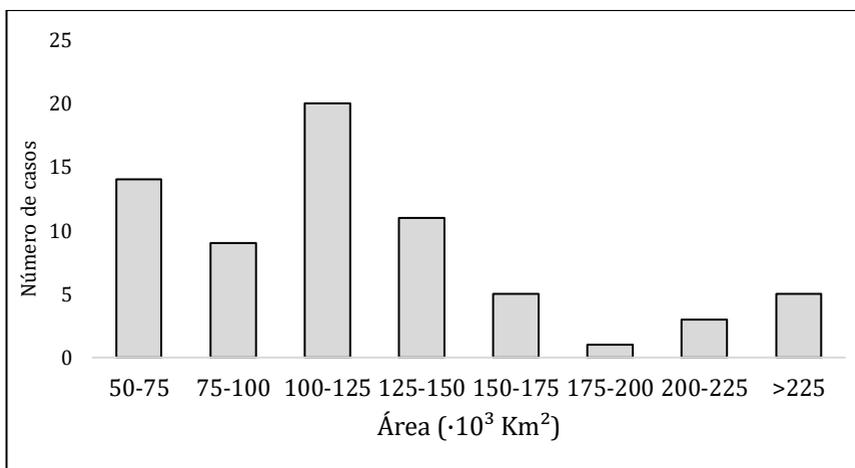
conjunto com as brisas aumentam o transporte de umidade, favorecendo o aumento de convecção sobre a região.

## **2.5 Características físicas dos CCM no NEB**

### **2.5.1 Área de extensão dos CCM**

Os CCM do NEB possuem, em média, cerca de 120.000 km<sup>2</sup> (LYRA, 2018), sendo menores aos estudados por Velasco e Fritsch (1987) na região extratropical da América do Sul. Os casos com áreas mais extensas não se desenvolveram em meses específicos. A Figura 10 demonstra a proporção dos CCM ao atingir a área de extensão máxima divididas a cada 25.000 km<sup>2</sup>.

Grande parte dos CCM (57 dos 68 CCM documentados entre 2008 e 2017) formaram-se sobre o continente (LYRA, 2018). Esta distribuição encontrada no NEB é similar à descrita por Velasco e Fritsch (1987) em seu estudo na América do Sul e Laing e Fritsch (1997) na região do continente africano. Cerca de 70% dos CCM oceânicos do NEB apresentam área maior que 100.000 km<sup>2</sup>, destacando-se o segundo maior CCM documentado na região, o qual possuiu 262.300 km<sup>2</sup>. O maior CCM identificado no NEB ocorreu no dia 15 de janeiro de 2013 e chegou a atingir uma área de aproximadamente 427.900 km<sup>2</sup> (LYRA, 2018).

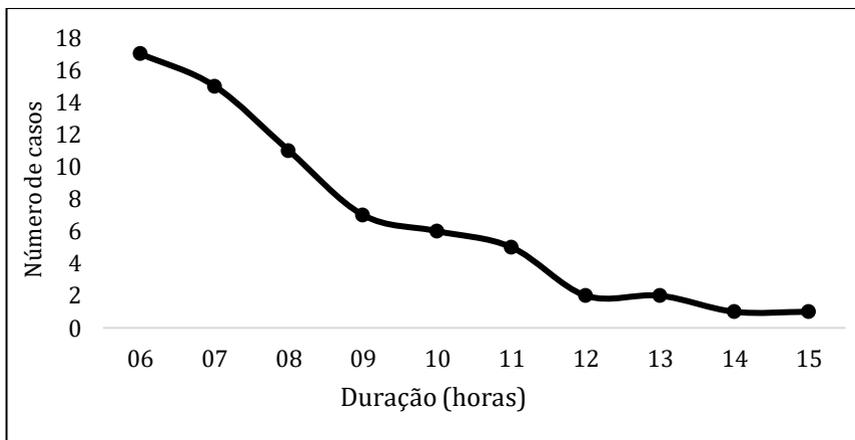


**Figura 10.** Número de CCMs com diferentes áreas de extensão máxima desenvolvidos entre 2008 e 2017.

**Fonte:** Adaptado de LYRA; 2018.

### 2.5.2 Duração do ciclo de vida de CCM

O tempo de duração do ciclo de vida total dos CCM no NEB é apresentado na Figura 11. Grande parte dos CCM (mais de 50%) apresentou duração entre 6 e 8 horas, chegando a haver registro de casos com até 15 horas de duração. Estes que obtiveram tempo de duração mais elevados (os quais ultrapassam 10 horas) não possuíram um período específico de formação, e se desenvolveram entre os meses de dezembro e abril (LYRA, 2018).



**Figura 11.** Tempo de duração do ciclo de vida total dos CCM entre 2008 e 2017.

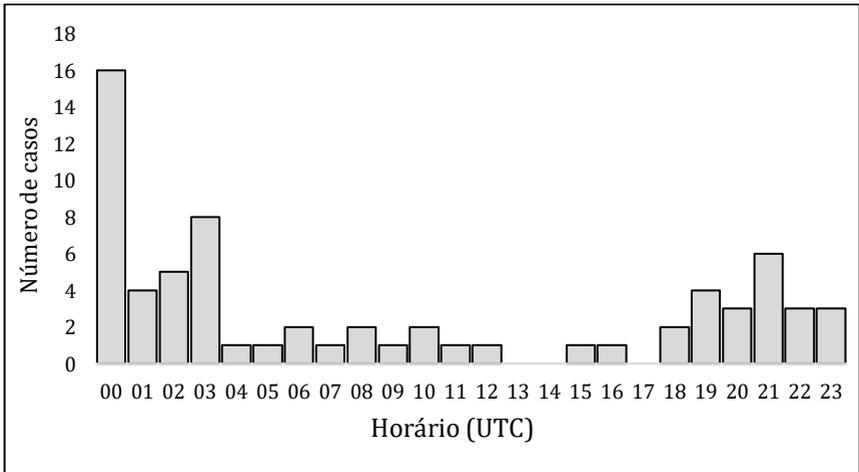
**Fonte:** Adaptado de LYRA; 2018.

Em média, os CCM do NEB possuem cerca de 8 horas de duração, valor um pouco mais reduzido em comparação aos sistemas da América do Norte analisados por Maddox (1980), que apresentaram aproximadamente 12 horas de duração. Porém, esses sistemas têm valores mais próximos aos encontrados por Blamey e Reason (2012) na região sul do continente africano, onde 53% dos CCM duraram 6 a 9 horas.

### 2.5.3 Horários de formação dos CCM

O horário utilizado para a apresentação dos dados foi o *Universal Time Coordinated* (UTC = fuso horário do Brasil + 3

horas). Os horários de início da formação das ocorrências de CCM no NEB são apresentados na Figura 12.



**Figura 12.** Horários de início da formação das ocorrências de CCM entre 2008 e 2017.

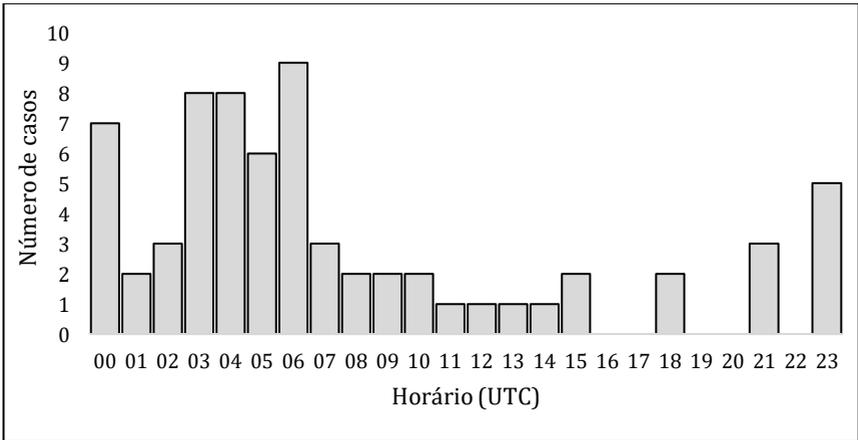
**Fonte:** Adaptado de LYRA; 2018.

Segundo Velasco e Fritsch (1987), na região tropical (no norte do Brasil) as primeiras explosões convectivas não ocorrem exclusivamente durante a noite, diferente dos sistemas extratropicais. No NEB, metade dos casos começou a se desenvolver principalmente entre 00 – 03 UTC, o que corresponde ao horário local de 21 – 00h no NEB (Figura 12). Outra grande parte dos casos começou a se desenvolver após as 19 UTC, mantendo uma média de 3 a 4 casos durante

cada hora até as 23 UTC. Um pequeno número de casos (26,4%) iniciou-se no intervalo entre as 04 e 18 UTC.

### 2.5.4 Horários de extensão máxima de CCM

Em relação aos horários de extensão máxima dos CCM (Figura 13) os sistemas formaram-se com maior frequência entre 00 e 03 UTC, atingindo a extensão máxima ainda durante o final da noite e o final da madrugada, entre as 23 e 07 UTC, principalmente às 06 UTC (LYRA, 2018).



**Figura 13.** Horários em que os CCM alcançaram a área de extensão máxima (2008-2017).

**Fonte:** Adaptado de LYRA; 2018.

Em média, os CCM do NEB levaram cerca de 4 horas para se desenvolver da gênese até o tamanho máximo. Em

alguns casos analisados os sistemas atingiram seu desenvolvimento máximo em apenas 1 hora, enquanto outros levaram até cerca de 9 horas para atingir seu pico de desenvolvimento. O tempo de resposta para que os CCM atinjam seu desenvolvimento máximo foi maior em comparação aos sistemas subtropicais no sul da África (3 horas) analisados por Blamey e Reason (2012).

## **2.6 Condições termodinâmicas dos CCM**

### **2.6.1 Métodos de construção de perfis simulados, previstos e avaliação de qualidade de previsão**

Os perfis verticais simulados (Ps) são perfis construídos através de dados dos modelos numéricos. Para a construção desses perfis podem ser utilizados diferentes modelos numéricos. Os Ps são utilizados devido à falta dos dados de radiossondas no NEB. Os dados de radiossondagens no Brasil são fornecidos pelo Instituto Nacional de Meteorologia (INMET), e disponibilizados em três diferentes sítios eletrônicos:

- Através do portal do INMET: <http://www.inmet.gov.br/portal/index.php?r=estacoes/estacoesRadiossondas>.

- Na aba de dados observacionais do Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos (CPTEC): <http://bancodedados.cptec.inpe.br/>.
- E através do sítio eletrônico do Departamento de Ciências Atmosféricas da *University of Wioming* (EUA): <http://weather.uwyo.edu/upperair/sounding.html>.

Os dados utilizados para construção dos Ps são as componentes zonal (u) e meridional (v) do vento, umidade relativa e temperatura do ar. Os perfis são plotados utilizando o software *Open Grid Analysis and Display System* (OpenGrADS) através dos 10 níveis padrões (1000, 950, 900,850, 800, 700, 600, 500, 400, 300 hPa).

Os Ps são elaborados através dos dados de reanálise I e II do *National Centers for Environmental Prediction* (NCEP) com resolução 2,5° de latitude por 2,5° de longitude. Estes perfis foram utilizados neste Capítulo. Os Ps foram plotados para as coordenadas onde se localizavam o núcleo dos CCM em seus instantes iniciais, durante o estágio de formação.

### **Elaboração do perfil previsto**

A previsão de precipitações e outros fenômenos adversos está baseada nos Perfis Previstos (Pp). Para a elaboração dos perfis previstos devem ser utilizados os dados sobre as trajetórias das parcelas de ar nos níveis padrões. O modelo *Hybrid Single Particle Lagrangian*

*Integrated Trajectory (HYSPLIT)*, utilizado nestes resultados, é um sistema completo para a computação das trajetórias da parcela de ar. O modelo HYSPLIT (modelo on-line) está disponível no site: ([http://www.ready.noaa.gov/HYSPLIT\\_traj.php](http://www.ready.noaa.gov/HYSPLIT_traj.php)) ou ([www.arl.noaa.gov/hysplit/hysplit/](http://www.arl.noaa.gov/hysplit/hysplit/)).

A construção dos Pp baseia-se na utilização dos dados de Temperatura do ar (T) e de Temperatura do ponto de orvalho (Td) nos pontos iniciais das trajetórias das parcelas de ar do modelo HYSPLIT em todos os níveis padrões. O modelo HYSPLIT deve ser utilizado para o cálculo das trajetórias das parcelas de ar para a previsão de 12, 24, 36 e 48h. A direção da trajetória é a *Backward*, isto é, de onde a trajetória veio para o ponto de previsão.

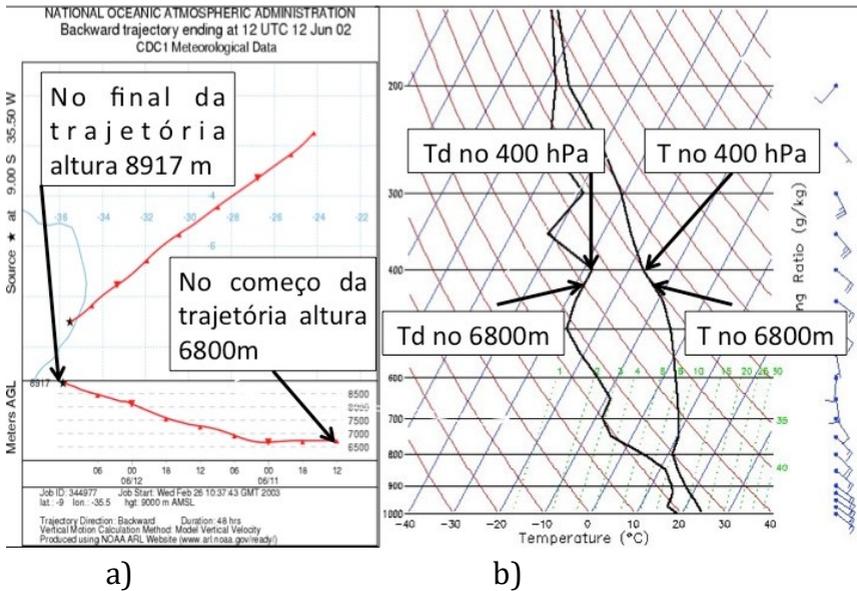
As etapas para a elaboração do perfil previsto são descritas a seguir:

1. *Construção da trajetória da parcela de ar* nos níveis padrões pelo modelo HYSPLIT. As saídas do modelo são gráficos no plano horizontal (latitude, longitude) e vertical (movimentos verticais) e também disponibilizam os dados a cada hora numericamente em Tabela.

2. *Construção de perfil vertical de T e Td no ponto inicial da trajetória da parcela de ar.* Importante acentuar que o ponto inicial é o ponto de onde vem a parcela de ar e o ponto final da trajetória coincide com o ponto para o qual deve ser feita a previsão. Ou seja, as propriedades de ar do ponto

inicial serão trazidas do ponto final, isto é, para o ponto de previsão. Devido à escassa rede de radiossondagens, o perfil vertical no ponto inicial da trajetória deve ser construído com dados do modelo numérico: em outras palavras, com dados dos Ps.

3. *Obtenção das informações sobre T e Td pelo perfil vertical no ponto inicial da trajetória* (item 2) no nível desta trajetória. Deve-se acentuar que a parcela de ar não se desloca apenas em um nível, ela pode subir ou descer. Por exemplo, na parte de baixo da Figura 14 pode ser visto que a parcela de ar sobe ao longo da trajetória. No começo da trajetória a parcela de ar fica no nível de 6800m e no final da trajetória no nível de 8917m. Para o ponto de previsão neste nível serão levadas as propriedades da parcela de ar do ponto inicial, ou seja, T e Td do nível inicial 6800m. Por isso, do perfil vertical no ponto inicial no nível de 6800m devem ser retiradas as informações de T e Td (Figura 14b). Para a comparação, na mesma figura são mostrados os T e Td no nível padrão mais próximo, ou seja, 400 hPa.

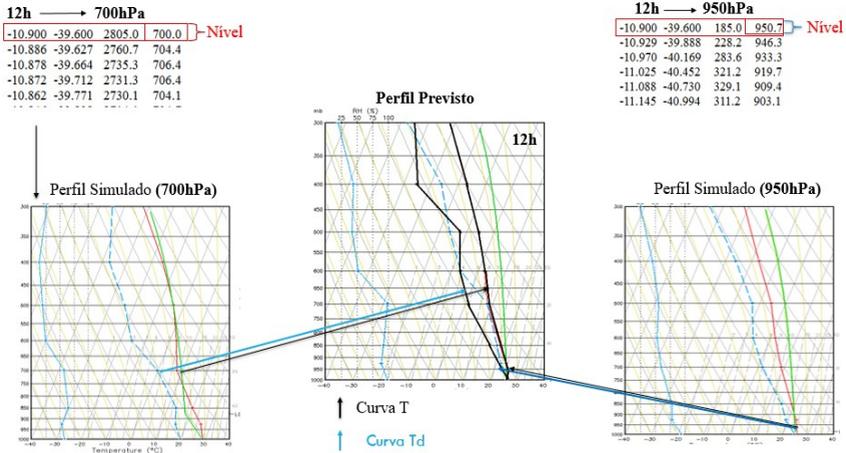


**Figura 14.** Alturas inicial e final da trajetória da parcela (a) e perfil vertical no ponto inicial da trajetória da parcela (~7000 m) (b). As setas em (b) indicam T e Td no ponto inicial e no nível padrão de 400 hPa.

**Fonte:** FEDOROVA et al., 2019.

4. Trazer os dados de T e Td do ponto e nível inicial (item 3) para o perfil vertical previsto e incluir T e Td no perfil previsto do nível determinado pelo final da trajetória.

5. As etapas de 1 até 4 devem se repetir para todos os níveis padrões. Para receber os Pp mais detalhados, são utilizados 10 níveis (950, 900, 850, 800, 700, 600, 500, 450, 400 e 300 hPa). O processo completo de construção do Pp é apresentado na Figura 15.



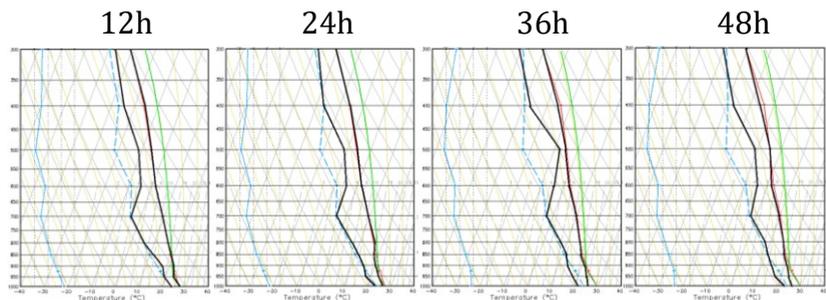
**Figura 15.** Construção do perfil previsto pelos dados da trajetória na forma da tabela

**Fonte:** Adaptado de LYRA; 2016.

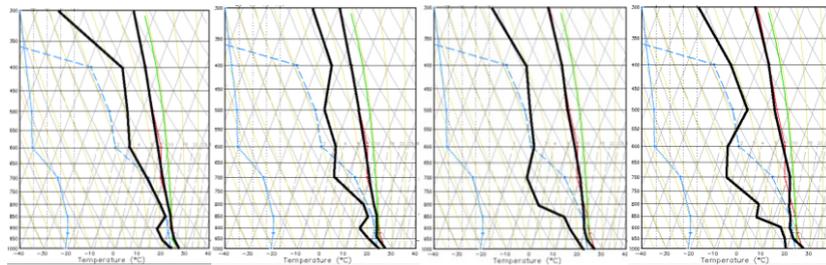
### 2.6.2 Análise termodinâmica dos eventos de CCM entre 2013 e 2015

Os perfis previstos calculados por Lyra (2016) para 06 CCM desenvolvidos entre os anos de 2013 e 2015 são apresentados na Figura 16. A avaliação da qualidade de previsão foi feita comparando as curvas de T Td e os índices de instabilidade dos perfis previstos com os dos perfis simulados. De forma geral os perfis mostraram-se satisfatórios com relação à curva T para até 48h de antecedência da formação dos CCM. Em relação a curva Td houve variação maior que 2°C na maioria dos casos, sendo

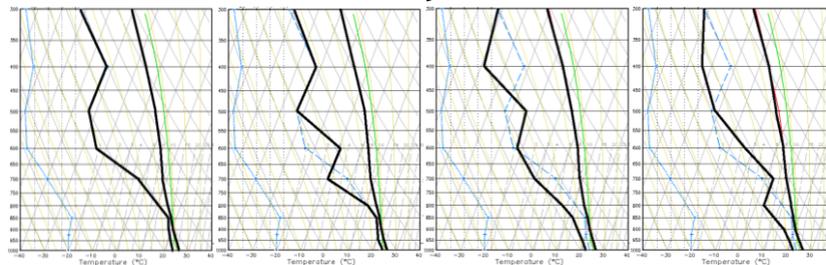
satisfatório apenas em alguns níveis, preferencialmente na atmosfera média.



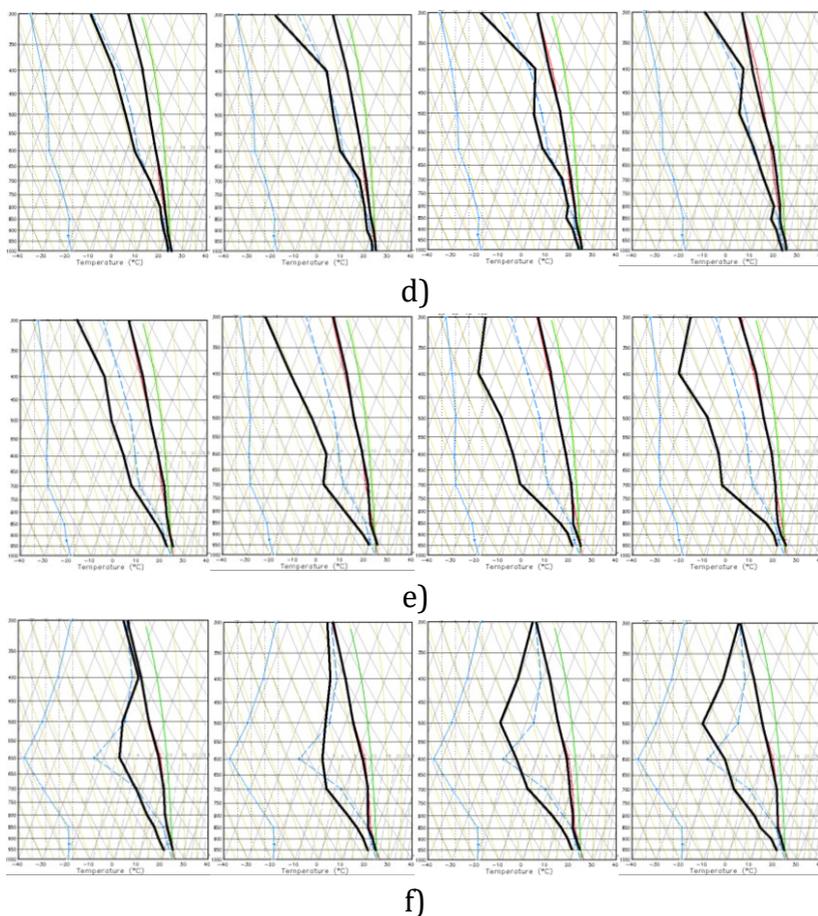
a)



b)



c)



**Figura 16.** Perfis previstos com 12, 24, 36 e 48h de antecedência para os CCM de 2013 (a, b); 2014 (c,d) e 2015 (e, f).

**Fonte:** LYRA; 2016.

## **2.6 Sistemas sinóticos associados à formação dos CCM**

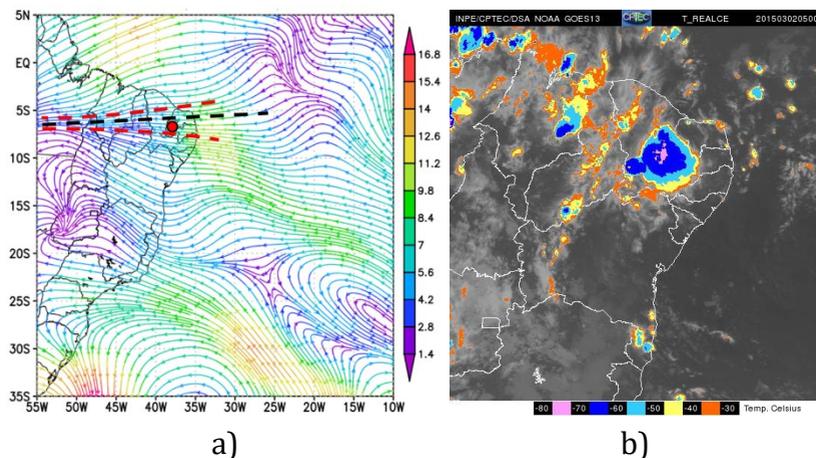
Para que um CCM possa atingir sua característica física e obter seu ciclo de vida completo é necessária a presença de outros sistemas sinóticos. Estes possuem escala maior que a dos CCM (escala sinótica) e, geralmente, estão associados a altos índices de precipitação.

É imprescindível a análise dos diferentes campos sinóticos para identificação de sistemas que compõem a atmosfera no momento do CCM. Neste subcapítulo serão apresentados os sistemas de escala sinótica que influenciaram na formação e desenvolvimento do referido fenômeno meteorológico, dentre os anos de 1999 a 2017, identificados através de estudos elaborados pelo grupo de pesquisa do Laboratório de Meteorologia Física e Sinótica da Universidade Federal de Alagoas. Os resultados principais são descritos por Cordeiro et al. (2018), Lyra (2018) e Fedorova et al. (2019).

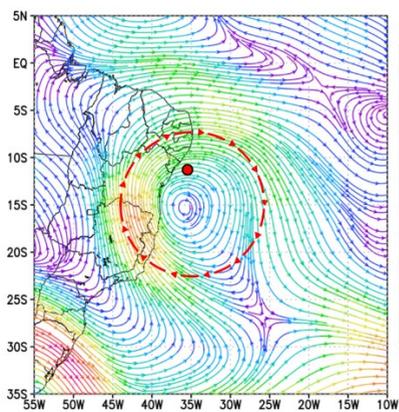
A apresentação das relações desses sistemas será feita através de mapas meteorológicos em diversos níveis da troposfera gerados através de dados de reanálise e de imagens de satélite. A construção desses mapas, em cada nível, facilita a identificação dos sistemas ou processos sinóticos e de mesoescala, uma vez que, através da circulação exposta neles, pode-se notar a atuação de cavados (cristas), ciclones (anticiclones) e a confluência (difluência) dos ventos em cada nível.

A seguir, serão apresentadas as principais características de campos de linhas de correntes para os sistemas associados aos CCM, os quais podem ser vistos nos exemplos da Figura 17:

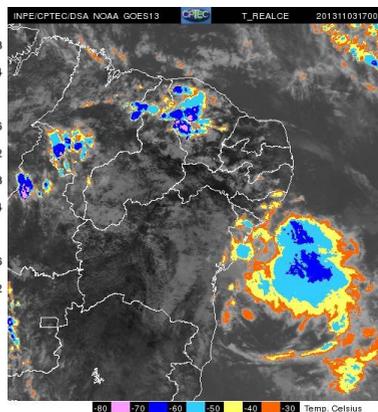
- 1) Zona de Convergência Intertropical (ZCIT)** - confluência do vento no nível de 1000 hPa (Figura 17a e 17b);
- 2) Vórtice Ciclônico de Altos Níveis (VCAN)** – circulação ciclônica no nível de 200 hPa (Figura 17c e 17d);
- 3) Extremidade Frontal (EF)** – confluência no cavado do ciclone baroclínico no nível de 1000 hPa (Figura 17e e 17f);
- 4) Ventos Alísios** - correntes provenientes do anticiclone subtropical do Atlântico Sul no nível de 1000 hPa (Figura 17g e 17h);
- 5) Perturbação Ondulatória dos Alísios (POAs)** - cavado nos Alísios no nível de 1000 hPa (Figura 17i e 17j);



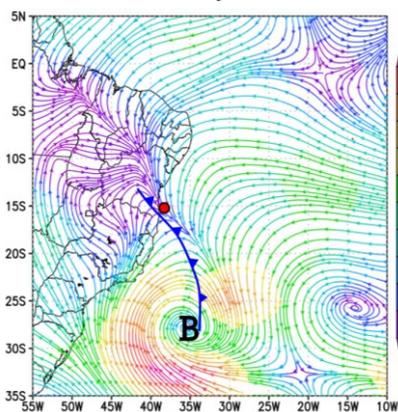
# Meteorologia em tópicos – volume 6



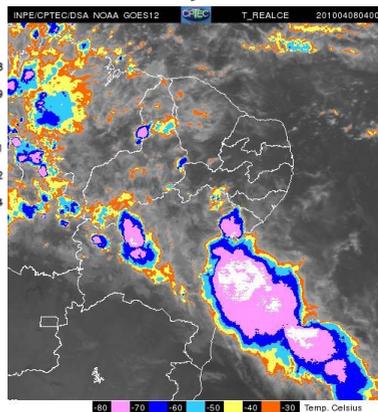
c)



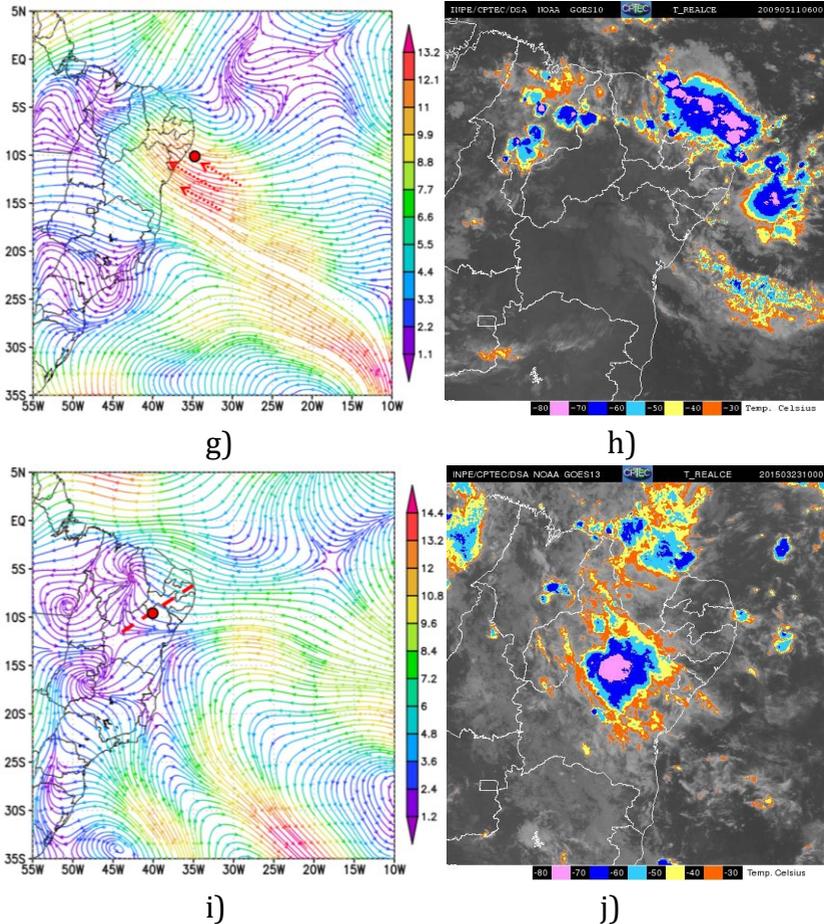
d)



e)



f)



**Figura 17.** Exemplos de sistemas sinóticos associados à formação dos CCM no NEB. Linhas de Corrente (esquerda) e satélite (direita). ZCIT (a) e (b); VCAN (c) e (d); EF (e) e (f); Alísios (g) e (h); POAS (i) e (j). Os pontos em vermelho indicam a posição dos CCM no horário apresentado.

**Fonte:** Adaptado de FEDOROVA et al.; 2019.

É importante frisar que todos foram contabilizados de forma independente, pois em grande parte dos eventos, houve a presença de mais de um sistema atuante. Sendo assim, o total de sistemas sinóticos analisados (189) não foi semelhante ao total de casos registrados (129).

De acordo com a base de dados dos sistemas sinóticos associados aos CCM no NEB (FEDOROVA et al., 2019), o maior percentual de ocorrência dos sistemas de mesoescala é causado pela ZCIT, com 73 casos (57%). Em seguida, tem-se a presença de VCAN, com 49 casos (38%), sendo 17 destes ocorrendo de forma intensa, atingindo tanto os altos níveis, como médios níveis. Já a Extremidade Frontal, apresentou 34 casos (26%), Alísios com 30 (24%), e por fim, POAs com apenas 05 casos identificados (3%).

A grande influência da ZCIT nos primeiros meses do ano deve-se ao seu posicionamento mais ao Sul, que pode atingir até 4°S de latitude, segundo Molion e Bernardo (2002). Sua migração anual está ligada diretamente à formação dos CCM, principalmente nos meses de março e abril, que correspondem a cerca de 68% dos casos relacionados a mesma. Os meses de janeiro, fevereiro e maio, mesmo não apresentando frequência elevada, pode-se observar pouca atuação deste sistema. Enquanto para os outros meses do ano, nenhum caso associado a ZCIT foi identificado.

Durante o inverno do Hemisfério Sul há um aumento nos gradientes de temperatura do ar, o que permite um

maior avanço de extremidades frontais até o NEB, os quais podem atingir até o estado de Alagoas (FEDOROVA et al., 2016). Apesar disso, nenhuma Extremidade Frontal associada à formação de CCM foi identificada para os meses dessa estação do ano. A maior concentração de CCM ligados a este sistema ocorreu nos primeiros meses do ano (fevereiro a abril) e em dezembro. A maior incidência foi observada em março com (36,4%; LYRA, 2018).

Entre todos, o VCAN foi o sistema de escala sinótica que se desenvolveu para quase todos os meses de época quente em que foram registrados casos de CCM, com exceção somente em abril. O maior destaque para esse sistema ocorreu entre novembro e março, principalmente em fevereiro (27,3%; LYRA, 2018), onde segundo a literatura clássica (KOUSKY; GAN, 1981) há um maior adentramento desses sistemas no continente.

A ocorrência das POAs foi de um caso por mês, entre fevereiro e abril. Já o padrão Alísios apresentou maior variação mensal, se estendendo de janeiro a novembro, mostrando que não há um padrão de ocorrência definido conforme os sistemas supracitados (LYRA, 2018).

## **2.7 Trajetórias dos CCM**

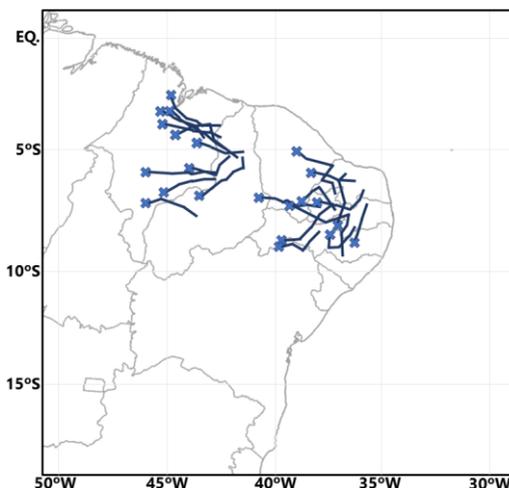
Em alguns locais ao redor do mundo onde há a ocorrência de CCM, existem padrões de deslocamento influenciados por um determinado sistema local: no Sul da América do Sul, Figueiredo e Scolar (1996) apresentaram a

ligação da corrente de jato subtropical às trajetórias dos CCM. No sul do continente africano, Blamey e Reason (2012) indicaram a influência de fortes ventos de Oeste de médios níveis no deslocamento dos mesmos. Apesar da menor frequência em relação aos locais supracitados, os CCM do Nordeste brasileiro possuem uma maior complexidade quanto suas trajetórias de deslocamento.

### **2.7.1 Trajetórias dos CCM associados a sistemas sinóticos**

No NEB, foi comprovado por Lyra (2018) e Mateus (2018) que as trajetórias de deslocamento dos CCM têm forte ligação com os sistemas sinóticos que atuam na região. As principais trajetórias dos CCM detectados em relação aos sistemas sinóticos e linhas de corrente nos níveis padrões são apresentados a seguir.

Os CCM associados à ZCIT apresentaram menor ângulo entre a trajetória de deslocamento e a linha de corrente no nível de 925hPa. A Figura 18 apresenta as trajetórias dos CCM que se desenvolveram a partir da convecção da ZCIT entre os anos de 2008 e 2015 (LYRA, 2018).

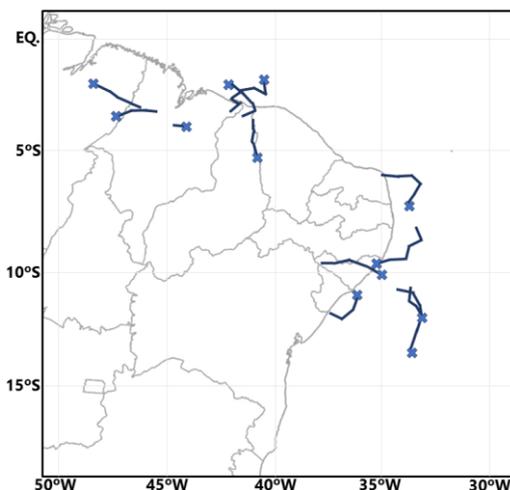


**Figura 18.** Trajetórias e posição final (x) dos CCM ligados à ZCIT entre os anos de 2008 e 2015.

**Fonte:** LYRA; 2018.

O deslocamento dos CCM associados ao VCAN (Figura 19) foi similar à direção das linhas de corrente em 400 e 925 hPa. Segundo Lyra (2018), entre todos os sistemas sinóticos associados à formação e deslocamento dos CCM, os casos originados a partir do VCAN apresentaram maior variação nas suas trajetórias. Isto ocorre devido aos vórtices subtropicais não apresentarem um deslocamento padrão. Como exemplo, os casos desenvolvidos entre o Piauí e Maranhão configuraram-se no VCAN clássico, onde somente dois deles deslocaram-se paralelos ao escoamento horário do vórtice. Já os casos formados na costa leste do NEB sofreram influência do VCAN formado mais à leste, este que

segundo Fedorova (2008) ocorre devido a intensificação da ZCAS e da Alta da Bolívia.



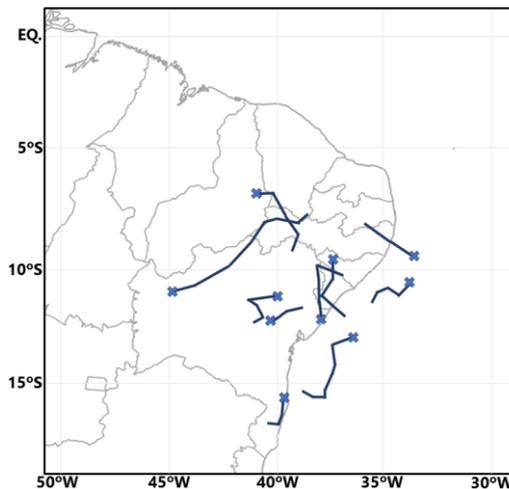
**Figura 19.** Trajetórias e posição final (x) dos CCM ligados ao VCAN entre os anos de 2008 e 2015.

**Fonte:** LYRA; 2018.

O deslocamento dos CCM ligados às extremidades frontais (Figura 20) apresentou trajetória similar às linhas de corrente nos níveis de 400, 500 e 925 hPa. Os CCM se deslocaram preferencialmente em direção praticamente contrária às linhas de corrente.

A direção contrária pode ser somente uma impressão visual, ou seja, o CCM não se desloca na direção contrária às linhas de corrente, mas desenvolvem-se novas células na vanguarda das células velhas (deslocamento aparente). Isto

ocorre por causa da entrada de ar quente na baixa troposfera ao longo das linhas de corrente na vanguarda da Zona Frontal (ZF), o que provoca o crescimento de instabilidade e, assim, inicia-se um novo processo da formação de convecção. A corrente de jato em baixos níveis na vanguarda da ZF ajuda na intensificação da advecção de ar quente e úmido, favorecendo a formação dos CCM (MILHAHN JÚNIOR, 2013).

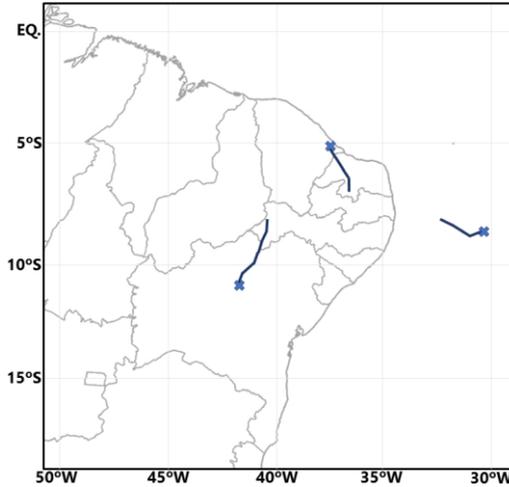


**Figura 20.** Trajetórias e posição final (x) dos CCM ligados às EF entre os anos de 2008 e 2015.

**Fonte:** LYRA; 2018.

Com relação aos CCM associados às Perturbações Ondulatórias dos Alísios (Figura 21), estes indicaram deslocamento preferencial na direção das linhas de corrente

nos níveis de 400 e 925 hPa. O nível de 400 hPa é mencionado devido à proximidade de outros processos atuantes no entorno da região de localização do CCM, como cristas ou cavados.



**Figura 21.** Trajetórias e posição final (x) dos CCM ligados às POAs entre os anos de 2008 e 2015.

**Fonte:** LYRA; 2018.

De acordo com Siqueira (2010), as POA se deslocam no litoral leste e norte do Brasil e têm uma orientação de nordeste-sudoeste. A topografia pode ser um fator que influenciou em níveis baixos.

### **2.7.2 Trajetórias dos CCM de acordo com a topografia da região**

Uma das características do relevo nordestino é a existência de dois antigos e extensos planaltos: o Borborema (um dos principais fatores na ocorrência de secas no Sertão) e a bacia do rio Paraíba. Além dos planaltos, no NEB também são encontradas as áreas altas e planas denominadas chapadas. A Chapada Diamantina, onde se localiza o ponto mais elevado da região, o Pico do Barbado, com 2.033 metros de altitude, na Bahia, e a Chapada do Araripe, nas divisas entre os estados do Ceará, Piauí, Pernambuco e Paraíba. Entre essas regiões ficam algumas depressões, nas quais está localizado o sertão, região de clima semiárido. Também é possível observar extensas planícies litorâneas (Figura 22a).

Os CCM do NEB costumam sofrer uma intensificação bastante acentuada quando interagem com a topografia, sobretudo com as serras da Borborema, na região do agreste, e do Teixeira, no sertão. Este efeito é observado, de modo particular, na precipitação associada a esses sistemas, uma vez que apresentam dois picos exatamente sobre essas regiões serranas (GOMES FILHO et al., 1996).

A análise das trajetórias dos CCM de acordo com a influência topográfica foi baseada através da divisão da região do em quatro partes (Figura 22b). Essa divisão foi feita devido ao fato de que cada uma das quatro áreas

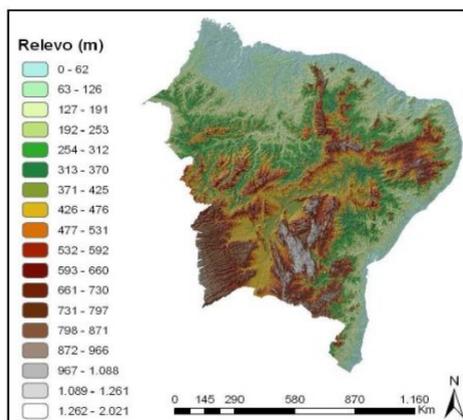
apresenta topografia e climatologia distintas, influenciando tanto a formação como o deslocamento dos CCM.

**1) Meio-Norte (MN):** faixa de transição entre a Amazônia e o semiárido nordestino, englobando o Maranhão (MA) e parte do Piauí (PI). Apresenta índices pluviométricos maiores a oeste da região, para onde migram os complexos convectivos que se desenvolvem nesta região.

**2) Sertão (SR):** apresenta clima semiárido. Essa sub-região nordestina possui o menor índice demográfico da região. A altura de precipitação climatológica é baixa, sendo que as chuvas são bastante irregulares, com a ocorrência periódica de secas.

**3) Agreste (AG):** corresponde à área de transição entre o semiárido e a zona da mata (úmida e cheia de brejos). Essa sub-região é composta por parte dos estados do Rio Grande do Norte (RN), Paraíba (PB), Pernambuco (PE), Alagoas (AL), Sergipe (SE) e Bahia (BA).

**4) Zona da Mata (ZM):** litoral continental. Esta sub-região se estende do leste do RN ao sul da BA. Esta região apresenta planícies e valores anuais de precipitação



a)



b)

**Figura 22.** Mapa topográfico da Região Nordeste do Brasil (a) e divisão da região de estudo (b) - (1) Meio-Norte (2) Sertão, (3) Agreste e (4) Zona da Mata.

**Fonte:** MATEUS; 2018.

As principais conclusões sobre a influência da topografia da região nas trajetórias de deslocamento dos CCM para cada uma das regiões ambientais do NEB foram feitas por Mateus (2018) e Fedorova et al., (2019) e são descritas a seguir.

### **Região Meio-Norte**

- A topografia tem grande influência para a trajetória dos CCM quando atingem a excentricidade máxima.
- Os CCM que se deslocam afastando-se das regiões de alto relevo para as regiões de menor relevo geralmente estão associados à ZCIT.

De acordo com a região de formação desses sistemas, existem duas principais trajetórias. Se os CCM se formam:

- No norte do Estado do Piauí, os CCM tendem a se deslocar para noroeste, atingindo o norte do Estado do Maranhão na mesma direção das linhas de corrente em 1000 e 925hPa.
- No centro-oeste do Piauí, deslocam-se para sudoeste, atingindo o sul do Estado do Maranhão. Isto acontece na presença do VCAN e AB, sendo que o deslocamento acontece na mesma direção das linhas de corrente em 925hPa.

### **Região do Sertão**

Os CCM possuem maior influência da ZCIT, deslocando-se em direção às áreas de relevo mais baixo, no momento da excentricidade máxima. A maior parte dos

casos se forma no Estado do Rio Grande Norte e chegaram até o sul da Paraíba. Os CCM deslocam-se na mesma direção das linhas de corrente em 925 e 850hPa. Os casos que se formam mais a sul e noroeste do Rio Grande do Norte, deslocam-se preferencialmente para o sudeste do Estado do Ceará, em direção a regiões com relevo mais alto.

### **Região da Zona da Mata**

- Neste setor, os CCM são observados no sul do Estado da Bahia e todos apresentam deslocamento em direção ao oceano.
- Os CCM presentes na região sempre estiveram associados à extremidade frontal e ventos alísios.
- Todos os casos se deslocam para as regiões de menor altitude.

### **Região Agreste**

- Frequentemente formam-se sobre o Estado de Alagoas.
- Nesta região, a topografia não possui grande influência no deslocamento dos CCM.
- O VCAN possui grande influência nas regiões de menor relevo, sendo responsável pelo deslocamento dos CCM.
- Nas regiões de relevo mais elevado há maior influência dos alísios de sudeste no deslocamento dos CCM, onde estes defletem o escoamento mais para noroeste e sudoeste do estado.

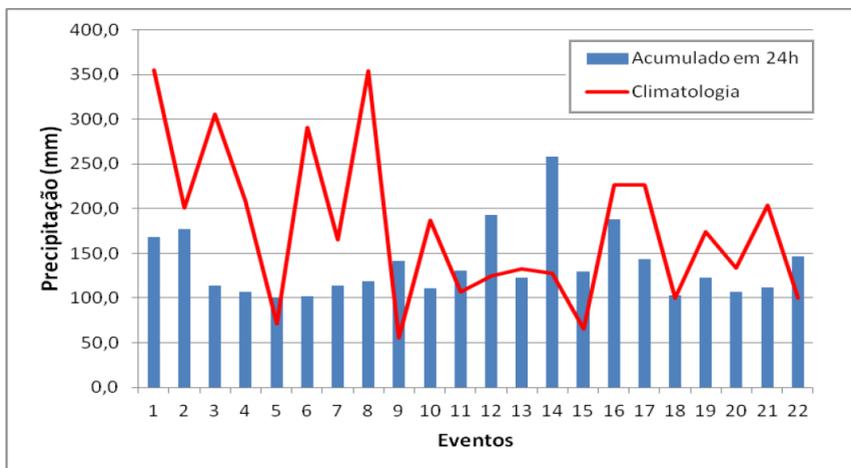
## **2.8 Fenômenos adversos associados aos CCM**

### **2.8.1 Precipitação nos CCM**

A precipitação é o principal fenômeno adverso relacionado aos CCM, decorrente da intensa convecção provocada por esses sistemas meteorológicos. Geralmente, a precipitação varia sua intensidade, a depender da localização e ciclo de vida do CCM. No entanto, em ambas as condições, esta pode acarretar grandes prejuízos socioeconômicos à população.

Vale destacar que, nem todos os eventos analisados dispõem de informações pluviométricas, pois houve casos em que o sistema atuou em uma determinada localidade desprovida de estação meteorológica instalada para monitoramento diário da precipitação.

A Figura 23 apresenta os maiores acumulados já observados em 24 horas, nos casos onde houve a presença de CCM registrada através de estações meteorológicas convencionais do INMET. Além disso, observa-se também a climatologia do mês, retirada através do banco de dados do INMET, com série de dados de 30 anos (1981 – 2010), para cada localidade. Para os primeiros 08 eventos, os dados climatológicos mostraram maiores valores de precipitações em relação aos CCM.



**Figura 23.** Precipitação acumulada em 24h (barra de cor azul) e Climatologia mensal (linha vermelha) para alguns eventos de CCM.

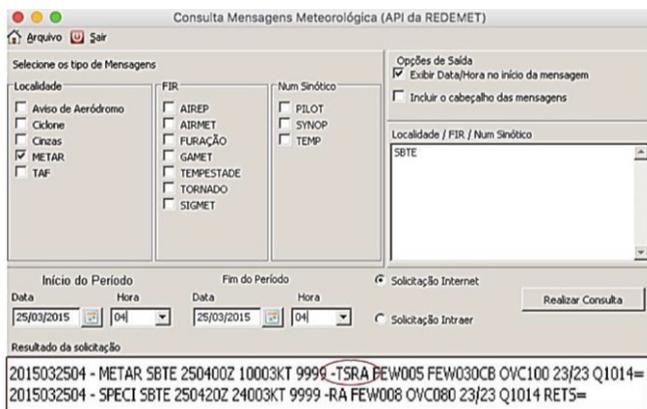
**Fonte:** FEDOROVA et al.; 2019.

### 2.8.2 Trovoadas associadas aos CCM

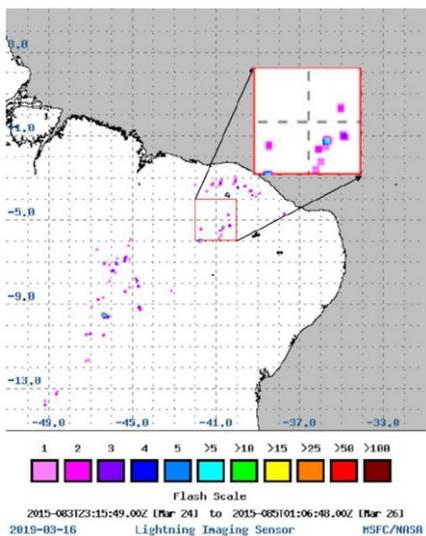
A frequência de formação de trovoadas associadas aos casos de CCM foram identificados e analisados em diversos estudos pelo grupo de pesquisa do Laboratório de Meteorologia Física e Sinótica da Universidade Federal de Alagoas no período compreendido entre 1999 e 2017 no NEB (CORDEIRO et al., 2018; LYRA et al., 2018; FEDOROVA, et al., 2019). O termo “trovoada” será empregado para denotar múltiplos episódios de descargas atmosféricas. Isto é, cada evento descrito será equivalente a um dia

caracterizado pelo acontecimento de um conjunto de descargas relacionadas aos casos de CCM.

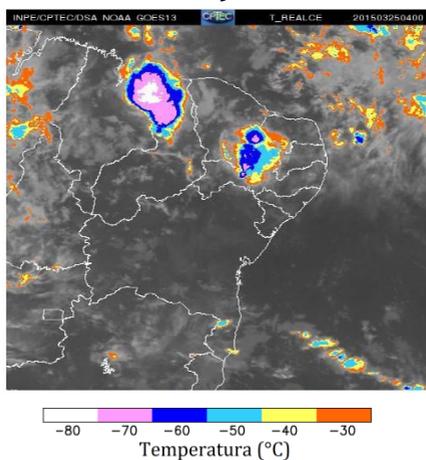
A ocorrência de trovoadas foi detectada através da utilização de dados do satélite *Tropical Rainfall Measuring Mission* (TRMM), projeto conjunto entre a *National Aeronautics and Space Administration* (NASA) e o *Japan Aerospace Exploration Agency* (JAXA), juntamente aos dados *Meteorological Aerodrome Report* (METAR) obtidos através do software REDEMET, provenientes do Departamento de Controle do Espaço Aéreo (DECEA) e imagens do satélite GOES-13 (*Geostationary Operational Environmental Satellites*) nos canais espectrais Infravermelho (IR) e T-Realçada, disponíveis a cada 30 minutos (Figura 24).



a)



b)



c)

**Figura 24.** Identificação de descargas atmosféricas obtidas pelos seguintes dados: METAR via Software REDEMET (a),

Satélite TRMM (b) e Satélite GOES-13 no canal IR realçado (c).

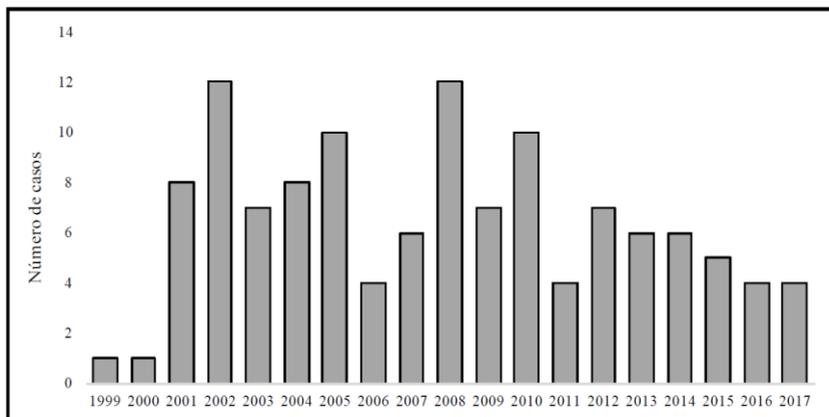
**Fonte:** FEDOROVA et al.; 2019.

Entre os 129 casos de CCM identificados na Região Nordeste do Brasil, foram observados cerca de 122 dias com ocorrências de trovoadas associadas, equivalente a 94% do total. A formação deste fenômeno adverso ocorreu majoritariamente na área norte da região, principalmente nos estados do Piauí e Maranhão.

A distribuição anual das trovoadas associadas aos CCM do NEB entre 1999 e 2017 pode ser melhor observada na Figura 25. Cerca de 113 eventos com trovoadas foram detectados pelo DECEA e o satélite TRMM.

Neste período, o maior número de ocorrências de dias com trovoadas foi registrado nos anos de 2002 e 2008, onde pôde-se destacar 12 casos cada, seguidos pelos anos de 2005 e 2010, com 10 ocorrências cada um. A média mensal foi de aproximadamente 1 trovoadas a cada 2 meses no período entre novembro e maio.

A partir de 2011 houve uma estabilização acerca da ocorrência desse fenômeno adverso. A maior incidência nos meses de janeiro, março e abril destacou-se entre os anos de 2013 e 2015, onde foram relatados 2 casos em cada mês (Figura 25).



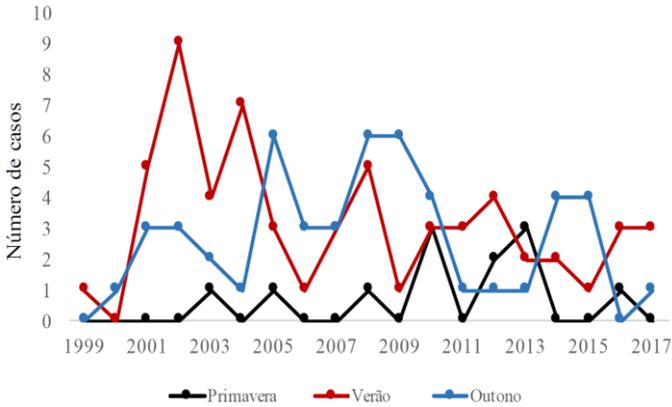
**Figura 25.** Distribuição anual de trovoadas no NEB associadas aos CCM entre 1999 e 2017.

**Fonte:** FEDOROVA et al.; 2019.

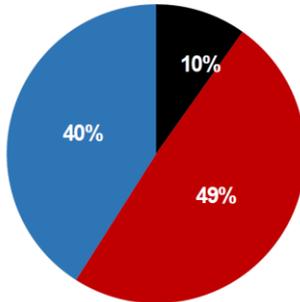
De forma sazonal, a maior incidência de registros de descargas atmosféricas e CCM ocorreu durante as estações de verão e outono, representando 40% e 42% de todos os casos registrados, respectivamente (Figura 26). Isto ocorre devido ao potencial convectivo da região e, principalmente, à influência de fatores como: a) a ZCIT, que se configura mais ao sul durante este período do ano, provocando o aumento da instabilidade; b) a ocorrência de sistemas frontais que influenciam as condições atmosféricas na maior parte da costa leste do NEB e c) a existência de um VCAN vinculado à extremidade frontal de um ciclone baroclínico.

Todas as configurações citadas favorecem processos convectivos sobre a região Nordeste do Brasil, responsáveis

por promover o desenvolvimento de CCM e, por conseguinte, a ocorrência de trovoadas.



a)



b)

**Figura 26.** Distribuição sazonal das ocorrências de trovoadas entre 1999 e 2017 (a); percentual por estação (b).  
**Fonte:** FEDOROVA et al.; 2019.

## 2.9 Conclusões

A maior frequência dos CCM do Nordeste do Brasil foi detectada no mês de março (34% dos casos) seguido dos meses de janeiro e fevereiro (16% e 15%, respectivamente). Isto é, 65% dos casos ocorreram durante o verão.

Grande parte dos CCM (mais de 50%) apresentou duração de 06 a 08 horas, havendo casos com até 15 horas de duração. Os CCM de maior duração (os que ultrapassam 10 horas) não possuem um período específico para sua formação e ocorreram entre os meses de dezembro e abril.

O tamanho médio encontrado foi de aproximadamente 120.000 km<sup>2</sup>, com maiores ocorrências entre 50.000 e 150.000 km<sup>2</sup>, onde os sistemas de tamanhos maiores não se formaram em meses específicos.

A previsão de precipitações e fenômenos adversos pode ser feita baseada nos perfis previstos. Através destes perfis, devem ser calculados os valores de CAPE e índices de instabilidade. A conclusão sobre a formação ou não dos fenômenos deve ser feita com base nos valores típicos para cada região ambiental e sistema sinótico.

Os três principais sistemas de escala sinótica associados à formação dos CCM são a ZCIT, VCAN e Extremidade Frontal. Mais frequentemente, os CCM ocorreram na região da ZCIT (57% dos casos). Em seguida, foram observados CCM nas proximidades do VCAN (38%) e extremidades frontais (26%).

Em todos os casos, as precipitações acumularam mais de 100 mm em 24h. O valor máximo das precipitações atingiu 258 mm/24h.

Em quase todos os eventos de CCM (94%) foram registradas trovoadas. Mais frequentemente, as trovoadas foram observadas em janeiro, fevereiro e março. Em média, março registrou aproximadamente 2 eventos. Janeiro e fevereiro tiveram um evento, cada.

As trajetórias de deslocamento dos CCM têm forte ligação com os sistemas sinóticos. A topografia tem grande influência para a trajetória dos CCM no momento em que atingem a excentricidade máxima.

## **2.10 Referências Bibliográficas**

ALBUQUERQUE, C. S. M. **Desenvolvimento e Trajetórias dos Complexos Convectivos de Mesoescala no Estado de Alagoas Entre os Anos de 1999 e 2009**. 2011. 74p. Trabalho de Conclusão de Curso (Bacharelado em Meteorologia), Universidade Federal de Alagoas, Maceió - AL, 2011.

BLAMEY, R. C.; REASON, C. J. C.; Mesoscale Convective Complex Over Southern Africa. **Journal of Climate**. v.25, p. 753-766. 2012.

CORDEIRO, E. S., FEDOROVA, N.; LEVIT, V. Análise sinótica e termodinâmica dos eventos com trovoadas para o estado de

Alagoas no período de 15 anos (1998-2012). **Revista Brasileira de Meteorologia**. v. 33, n. 4, p. 685-694. **2018**.

FEDOROVA, N. **Sinótica IV: Sistemas e processos sinóticos atuantes na América do Sul**. Material didático: sinopses, figuras, equações. Maceió: Ed. Universitária/ UFAL, 2008, 192 p.; ISBN: 978-85-7177-422-3; CDU: 551.5

FEDOROVA, N.; LEVIT, V.; SILVEIRA, M. H. S.; PONTES DA SILVA, B. F.; AMIRANASHVILI, A. G. Mesoscale Convective Complexes on the Northeastern Coast of Brazil. **Journal of the Georgian Geophysical Society**, v.13, p. 36-49, 2009.

FEDOROVA, N.; LEVIT, V.; CRUZ, C. D. On Frontal Zone Analysis in the Tropical Region of the Northeast Brazil. **Pure and Applied Geophysics**, v. 173, p. 1403-1421, 2016.

FEDOROVA, N.; PONTES DA SILVA, B. F. P.; LEVIT, V. **Complexos Convectivos de Mesoescala sobre o Nordeste do Brasil**. ISBN: 978-65-900634-0-3. Maceió: Ef. Clube dos Autores, p. 48, 2019.

FIGUEIREDO, J. C. e SCOLAR, J. Estudo da trajetória dos Sistemas Convectivos de Mesoescala na América do Sul. In: Congresso Argentino de Meteorologia e Congresso Latinoamericano e Ibérico de Meteorologia, 7., 1996, Buenos Aires. **Anais...CONGREGMET**, 1996.

GOMES FILHO, M. F.; SOUZA, E. P.; BECKER, C. T. Sistemas convectivos de Mesoescala com Precipitação Intensa na Paraíba: um Estudo de Caso. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.11, n. 1, p. 36-43, 1996.

KOUSKY, V. E.; GAN, M. A. Upper Tropospheric cyclonic vortex in the subtropical South Atlantic. **Tellus**, v.3, p. 538-551. 1981.

LAING, A. G.; FRITSCH, J. M. The global population of Mesoscale Convective Complexes. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 123, p. 389-405, 1997.

LYRA, M. J. A. **Processos de formação e deslocamento dos Complexos Convectivos de Mesoescala no Nordeste Brasileiro**. Trabalho de Conclusão de Curso (Bacharelado em Meteorologia). 85 p. Universidade Federal de Alagoas, Maceió, 2016.

LYRA, M. J. A. **Influência dos processos físicos e sinóticos nas trajetórias dos Complexos Convectivos de Mesoescala no Nordeste Brasileiro entre 2008 e 2015**. 2018. 72p. Dissertação (Mestrado em Meteorologia), Universidade Federal de Alagoas, Maceió – AL, 2018.

LYRA, M. J. A.; CAVALCANTE, L. C. V.; LEVIT, V.; FEDOROVA, N. Complexos Convectivos de Mesoescala sobre o Nordeste do Brasil e fenômenos adversos associados. **Revista Ibero-**

**Americana de Ciências Ambientais**, v. 9, n. 3, p. 95-103, 2018.

MADDOX, R. A. Mesoscale Convective Complexes. **Bulletin of the American Meteorological Society**. v. 61, n. 11, p. 1374-1387, 1980.

MATEUS, N. P. A. **Desenvolvimento e deslocamento dos Complexos Convectivos de Mesoescala sobre o oceano e continente no Nordeste do Brasil**. 2018. 83p. Trabalho de Conclusão de Curso (Bacharelado em Meteorologia). Universidade Federal de Alagoas, Maceió - AL, 2018.

MILHAHN JÚNIOR, A. W. **Correntes de jato e sistemas sinóticos associados aos Complexos Convectivos de Mesoescala no Nordeste Brasileiro**. 2013. 48p. Trabalho de Conclusão de Curso (Bacharelado em Meteorologia), Universidade Federal de Alagoas, Maceió - AL, 2013.

MOLION, L. C. B., BERNARDO, S. O. Uma Revisão da Dinâmica das Chuvas no Nordeste Brasileiro. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 17, n. 1, p 1-10, 2002.

SIQUEIRA, A. H. B. **Clima da América do Sul e sua relação com os oceanos adjacentes**. 2010, 101p. Trabalho de Conclusão de Curso (Graduação em Meteorologia), Universidade Federal de Alagoas, Maceió - AL, 2010.

VELASCO, I.; FRITSCH, J. M. Mesoscale Convective Complexes in the Americas. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 92, n. 20, p. 9591–9613, 1987

## **CAPÍTULO 3**

# **CLASSIFICAÇÕES CLIMÁTICAS, EVAPOTRANSPIRAÇÃO POTENCIAL E BALANÇO HÍDRICO: UMA ABORDAGEM ATUAL DE DIFERENTES MÉTODOS**

*Paulo André da Silva Martins*  
*Carlos Alexandre dos Santos Querino*  
*Juliane Kayse Albuquerque da Silva Querino*  
*Péricles Vale Alves*  
*Dorisvalder Dias Nunes*  
*Marcos Antônio Lima Moura*

### **3.1 Introdução**

Cerca de 805 milhões de pessoas não dispõem de comida saudável no mundo, ou seja, uma em cada nove pessoas passam fome, segundo a FAO (2015). As projeções de crescimento populacional, segundo a Organizações das Nações Unidas (ONU), em seu relatório denominado “ da população no Mundo” de 2019, a população chegará a 9,7 bilhões de habitantes em 2050, aumento de 26% em relação aos 7,7 bilhões atuais. Segundo estimativas desde mesmo estudo até 2100 a população chegará a 11 bilhões de habitantes.

Estes números mostram, como ponto em comum, que a demanda por alimentação crescerá de forma vertiginosa. Diante da grande demanda indaga-se se o homem terá condições de produzir alimentos e quais as condicionantes para que essa demanda seja suprida? A principal delas é que se tenha um clima favorável para a agricultura.

A agricultura não tem convivência tão harmoniosa com as anomalias causadas pelos fenômenos climáticos intensos. Secas severas e chuvas torrenciais tem poder de destruírem safras de diversas culturas como milho e trigo que são mais sensíveis as mudanças no regime de temperatura do ar e precipitação (MARENGO et al., 2013).

Ao longo dos tempos a humanidade aprendeu a conviver com eventos climáticos adversos. Entretanto, a intensidade destes eventos afeta diretamente a capacidade de produzir comida para alimentar mais de 7 bilhões de pessoas (MONTEIRO et al., 2016). Assim, estudar e conhecer o clima e todas suas interações é primordial para o planejamento alimentar da humanidade.

O clima é o resultado das interações da radiação solar com os aspectos físicos geográficos e a circulação atmosférica (TATSCH, 2012). Os aspectos climáticos são analisados de forma que possam sintetizar as informações referentes ao clima (LUCAS et al., 2009). Ao longo do tempo diversas formas de entender o clima foram desenvolvidas, como, por exemplo, as classificações climáticas.

As classificações climáticas têm por finalidade obter, através de várias informações, uma resposta simplificada e generalizada do clima. Tem por objetivo maior fornecer informações eficientes que possibilite a organização dos dados climáticos (CAMARGO et al., 2007). Elas buscam analisar e apresentar uma resposta dos seus resultados contribuindo para a compreensão do clima em regiões distintas e auxiliar nas análises dos elementos climáticos (NOBRE et al., 2013).

As classificações climáticas utilizam-se de diversas metodologias denominadas Sistemas de Classificações Climáticas (SCC). Um dos SCC mais abrangentes e conhecidos é o de Köppen (KÖPPEN; GEIGER, 1928), que partindo do pressuposto que a vegetação natural é a melhor expressão do clima de uma região, desenvolveu um SCC ainda hoje amplamente utilizado, em sua forma original ou com modificações. As modificações e críticas ao SCC de Köppen são sempre relacionadas aos limites térmicos/hídricos dos tipos de climas determinados para diferentes regiões.

A metodologia da Classificação climática de Köppen foi amplamente modificada no intuito de torná-la mais precisa, dentre estas modificações destaca-se a de BURGOS (1958). O autor concluiu que as classificações descritivas, como as de Köppen, trazem informações mais adaptadas a estudos geográficos e climatológicos do que agrometeorológicos, pois requerem poucos parâmetros, simplificando outras

situações complexas da relação do clima com a produtividade de culturas agrícolas (PEREIRA et al., 2002). Para este último caso, sugere-se o SCC de Thornthwaite (THORNTHWAITE, 1948).

O SCC de Thornthwaite, destaca-se uma vez que as plantas não são vistas como um instrumento de integração dos elementos climáticos, mas sim como simplesmente um meio físico pelo qual é possível transportar água do solo para a atmosfera. Dessa forma, um determinado tipo de clima é definido como seco ou úmido, mas relacionado às necessidades hídricas das plantas, ou seja, dependente de um balanço hídrico. Assim, este SCC é considerado um método mais refinado que o de Köppen para aplicações agrícolas (TREWARTHA, 1954). O método de Thornthwaite utiliza-se de inúmeras variáveis climáticas dos quais, uma delas, é a evapotranspiração potencial (ETp).

O termo “evapotranspiração” (ET) foi introduzido por Thornthwaite (1948) e, ao final da década de 1940, surgiram duas importantes contribuições científicas, não somente para a agricultura, mas, também para a climatologia e hidrologia: As publicações intituladas : “*An approach towards a rational classification of climate*”, de Warren Thornthwaite (1948) e “*Natural evaporation from open water, bare soils and grass*”, de Howard Penman (1948) (REIS et al., 2007).

Estes trabalhos foram classificados por Camargo e Camargo (2000) da seguinte forma: o trabalho de

Thornthwaite foi uma pesquisa analítica, empírica e fundamentada na análise dos fatos, enquanto Penman fez uma abordagem sintética, científica e firmada no conhecimento físico que rege o fenômeno.

De acordo com Sedyama (1976), Thornthwaite tinha a preocupação de explicar as variações sazonais do balanço de água no solo e de tentar definir as diferenças regionais do clima. Por esta razão, este método é apenas uma função da temperatura média do ar e da duração do dia, utilizando média mensal. Enquanto Penman preocupou-se com os processos físicos envolvidos na evaporação e com o desenvolvimento de um método, que, a partir de elementos meteorológicos, expressasse a estimativa da taxa de evaporação da água em contato livre com a atmosfera, da umidade da superfície do solo e da vegetação.

O conceito de evapotranspiração potencial (ETp), surge a partir da publicação dos trabalhos, caracterizados como a transferência de água do sistema solo-planta para a atmosfera, sob condições padrões, ou seja, área com extensa superfície natural, totalmente coberta por vegetação baixa, de altura uniforme e com elevado índice de área foliar (IAF), de crescimento ativo na fase adulta (a grama é a principal vegetação adotada, e, em alguns tipos de clima, adota-se a alfafa) e teor de água do solo próximo ou na capacidade de campo (CAMARGO et al., 2000).

Sob estas condições de contorno, e considerando-as invariáveis no tempo e espaço, a transferência de água do

sistema solo-planta para a atmosfera (evapotranspiração) ocorre como função apenas do balanço vertical de energia, ou seja, das condições atmosféricas sobre a vegetação, sem interferências advectivas, podendo ser estimada por métodos modelados sob embasamentos matemáticos teórico-empíricos desenvolvidos e testados para várias condições climáticas (REBOITA et al., 2010).

Desta forma, o objetivo deste capítulo é trazer informações relevantes acerca dos temas Classificações Climáticas, Evapotranspiração e Balanço hídrico.

### **3.2 Classificações Climáticas**

As classificações climáticas se baseiam na delimitação e descrição de diferentes parâmetros climáticos, tendo como intuito final sistematizar, simplificar, condensar e comunicar a grande quantidade de informações referentes às características do clima de dada localidade, denominada de região ou de domínio climático, que pode ser descrito por um conjunto de condições climáticas aproximadamente homogêneas (NOBRE et al., 2013). Contudo, não é possível delimitar espacialmente com exatidão os limites climáticos desse domínio, em razão da transição gradual de um tipo climático para outro (LIMBERGER, 2015; SILVA et al., 2016).

Os primeiros escritos sobre as diferenças nos climas do mundo são de autoria de filósofos, matemáticos, astrônomos e pensadores gregos. Nesse contexto, foi enquadrada a

primeira classificação climática, realizada por Parmênides em 500 a.C., na qual foram definidas, conforme a influência da latitude na insolação e, por conseguinte, na temperatura, três zonas gerais: a zona tórrida, entre os Trópicos de Câncer e Capricórnio; a zona temperada, entre os Trópicos e os Círculos Polares e; a zona frígida, entre os Círculos Polares e os Polos (DUARTE et al., 2015). Essa classificação é comumente vista com o nome de zonas térmicas do planeta.

Ao postular a esfericidade da Terra e seu movimento de translação em relação ao Sol, Aristóteles (384 a 322 a.C.) identificou cinco sistemas zonais de temperatura, conforme o recebimento desproporcional dos raios solares na superfície terrestre, devido ao ângulo de inclinação do planeta (SOUZA e AZEVEDO 2009).

Após o século XVII, sobretudo por conta do desenvolvimento de instrumentos meteorológicos, houve um grande incremento na quantidade de classificações climáticas realizadas com abordagens e técnicas diversas. Há registro da existência de mais de 200 esquemas de classificações climáticas (MENDONÇA e DANNI OLIVEIRA 2007). Dentre os sistemas de classificação climática existem duas abordagens principais: a empírica ou genérica e a genética (FARIAS et al., 2012).

A abordagem empírica ou genérica, também considerada como descritiva, apresenta essencialmente a descrição dos elementos climáticos como temperatura do ar, precipitação, umidade e evapotranspiração, enquanto a

abordagem genética se baseia no efeito do clima sobre os elementos naturais, geralmente sobre a vegetação ou o solo, como balanço de radiação, amplitudes térmicas e duração dos períodos chuvosos (MOLION e BERNARDO, 2002).

Os sistemas de classificação climática que empregam a abordagem genérica devem também ser entendidos como aqueles orientados pelos preceitos da Climatologia Dinâmica e/ou Geográfica, pois buscam identificar a gênese das características e variabilidades dos elementos e fenômenos climáticos (LUCAS et al., 2009).

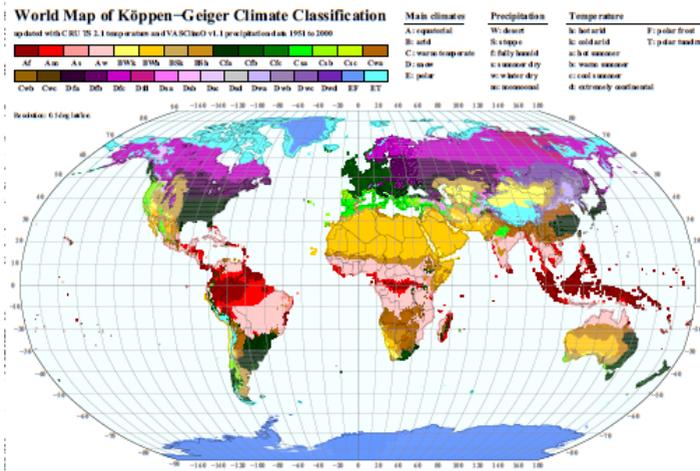
### **3.2.1 Classificação climática de Köppen**

Wladimir Köppen (1846-1940) foi um biólogo Russo que estudou climatologia e desenvolveu um dos Sistemas de Classificação Climática (SCC) mais utilizados no mundo, no qual presume que a vegetação natural é a melhor expressão do clima de uma região (KRÜGER e GONZALEZ, 2016). Embora muito antigo, este SCC ainda é amplamente utilizado, na sua forma original ou com modificações (ROLIM et al., 2007).

Köppen baseou sua classificação no mapa de vegetação mundial de Candolle (1855), um fisiologista francês. Dessa forma, Köppen aceitou a vegetação natural como a melhor expressão do clima. Em 1901, ele publicou sua primeira classificação climática que, nos dias atuais, além da

vegetação, incorpora outras variáveis como temperatura e características sazonais (KRÜGER e GONZALEZ, 2016).

A SCC de Köppen consiste na divisão do clima em escala mundial em cinco grandes tipos, sendo que estes ainda possuem onze principais subtipos. Estes tipos e subtipos permitem caracterizar as configurações climáticas do mundo (Figura 1) (MOREIRA et al., 2016). A associação entre alguns tipos de vegetação e determinadas zonas climáticas, propostas pela classificação de Köppen, estão dispostas na Tabela 1. Para realizar a Classificação Climática é necessário utilizar símbolos e números que darão um melhor entendimento quanto as especificidades do local que está sendo classificado (KRÜGER e GONZALEZ, 2016).



**Figura 1.** Classificação Climática mundial segundo Köppen  
**Fonte:** KOTTEK, (2006)

**Tabela 1.** Relação entre plantas (De Candolle, 1855) e os tipos climáticos (Köppen, 1901).

<b>Tipos de Plantas (De Candolle)</b>	<b>Tipo Climático (Köppen)</b>	<b>Vegetação Dominante</b>
Megatérmicas	Tropical úmido	Tropical chuvoso de floresta Tropical de Savana
Xerófilas	Seco	Desértico Estepe Pradarias
Mesotérmicas	Subtropical úmido (Latitudes médias)	Temperado Quente (Florestas Caducifólias) Temperado Quente (Florestas Coníferas) Mediterrâneo
Microtérmicas	Continental úmido	Temperado frio (Florestas caducifólias) Temperado Frio (Florestas Coníferas) Floresta Boreal
Equisotérmicas	Polar	Tundra

### 3.2.1.1 Simbologia do Sistema de Classificação Climática de Köppen (1918)

O modelo de Köppen utiliza um conjunto de letras maiúsculas e minúsculas para designar os tipos e subtipos, além das subdivisões que indicam características específicas sazonais (ALVARES et al., 2013). Os cinco grandes grupos climáticos principais são designados pelas letras iniciais do alfabeto em maiúsculas (A, B, C, D e E) e correspondem as regiões entre o equador e os polos. Essas regiões são divididas em subgrupos, considerando a distribuição sazonal da precipitação acrescida das características da temperatura (ANDRÉ et al., 2008). Em geral, são apresentados cinco grandes grupos climáticos ou regiões fundamentais e 27 subtipos climáticos de maior ocorrência no mundo (Quadro 1).

A ocorrência das zonas climáticas no mundo está associada à sua localização quanto à latitude (NUNES et al., 2009). Dessa forma, para melhor compreensão da distribuição das principais regiões climáticas fundamentais na Terra, elas foram dispostas, conforme mostrado na Figura 2.

## Meteorologia em tópicos – volume 6

		Temperatura do ar			Precipitação					
		T	F	M	S	W	f	m	w	s
<b>A</b>	Tropical	–	–	–	–	–	Equatorial <i>Af</i>	Monções <i>Am</i>	Savana, chuva de Verão <i>Aw</i>	Savana, chuva de Inverno <i>As</i>
<b>B</b>	Árido	–	–	–	Estepário <i>BS</i>	Desértico <i>BW</i>	–	–	–	–
<b>C</b>	Temperado	–	–	–	–	–	Subtropical <i>Cfa, Cfb,</i> Oceânico <i>Cfb</i>	–	Pampeano <i>Cwa, Cwb</i>	Mediterrânico <i>Csa, Csb</i>
<b>D</b>	Continental	–	–	–	–	–	Continental <i>Dfa, Dfb,</i> Subártico <i>Dfc, Dfd</i>	–	Manchuriano <i>Dwa, Dwb</i>	–
<b>E</b>	Glacial	Tundra <i>ET</i>	Polar <i>EF</i>	Alpino <i>EM</i>	–	–	–	–	–	–

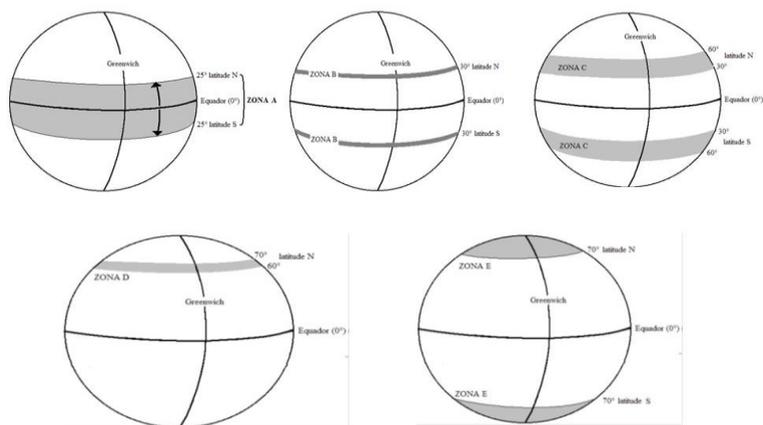
**Quadro 1.** Resumo global da classificação de Köppen.

**Fonte:**

<https://files.cercomp.ufg.br/weby/up/68/o/ClassificacaoClimaticaKoppen.pdf>

O sistema de classificação climática de Köppen é composto por chaves que variam de acordo com a média anual da temperatura do ar (Tar), temperatura do mês mais frio e mais quente, com a precipitação (PPt) média anual máxima que ocorre na estação de verão e inverno, bem como o mês com maior ou menor precipitação.

Os tipos climáticos da classificação de Köppen foram realizados a partir das definições dos grupos: primeira letra maiúscula (Tabela 2) e indicador de tipo climático – segunda letra minúscula (Tabela 3) e indicador de subtipo climático – terceira letra minúscula (Tabela 4).



**Figura 2.** Latitudes de ocorrência da zona A, latitudes de ocorrência da zona B, latitudes de ocorrência da zona C, latitudes de ocorrência da zona D, latitudes de ocorrência da zona E.

**Fonte:** BÍSCARO, (2007)

Em razão da alta aplicabilidade da classificação climática de Köppen, alguns estudos no Brasil foram realizados visando classificar o clima com esta metodologia (MACHADO, 2012). Nos estados de Goiás e no Distrito Federal, localizados na região centro-oeste do Brasil, Pereira et al. (2013), aplicaram o método de Köppen tendo como resultado tipos de climas: Aw em Brasília no Distrito Federal com clima tropical com estação seca no inverno. A porção Nordeste do estado de Goiás apresentou o clima Cwa

característica de clima temperado úmido com inverno seco e verão quente. Já para o restante do estado de Goiás o clima encontrado teve características Aw sendo um clima tropical com estação seca no inverno.

**Tabela 2.** Caracterização do indicador de grupo climático (primeira chave) da Classificação Climática de Köppen (1901).

<b>Código</b>	<b>Descrição</b>	<b>Grupo</b>
A	Tropical	Climas Megatérmicos: temperatura média do mês mais frio superior a 18 °C estação invernal ausente; pluviosidade anual superior a evapotranspiração potencial anual.
B	Árido	Climas Secos: pluviosidade média anual inferior a 500 mm; evapotranspiração potencial anual superior à pluviosidade anual; inexistência de cursos d'água permanente.
C	Temperado - Subtropical	Climas Mesotérmicos: temperatura média do mês mais frio entre -3 e 18 °C temperatura média do mês mais quente superior a 10 °C Verão e inverno bem definidos.
D	Continental	Climas Microtérmicos; temperatura média do mês mais frio inferior a -3 °C temperatura média do mês mais quente superior a 10 °C Verão e inverno bem

Meteorologia em tópicos – volume 6  
definidos.

E	Glacial	Climas Polares e de alta montanha; temperatura média do mês mais quente inferior a 10 °C Verão pouco definido ou inexistente.
---	---------	---

**Tabela 3.** Caracterização do indicador do tipo climático (segunda chave) da Classificação Climática de Köppen (1901).

<b>Código</b>	<b>Descrição</b>	<b>Grupo</b>
S	Clima das estepes; pluviosidade média anual entre 360 a 760 mm	B
W	Clima desértico; pluviosidade média anual inferior a 250 mm.	B
f	Clima úmido; ocorrência de pluviosidade em todos os meses do ano; inexistência de estação seca definida; pluviosidade média do mês mais seco superior a 60 mm.	A-C-D
w	Chuvas de verão.	A-C-D
s	Chuvas de inverno.	A-C-D
w'	Chuvas de verão-outono	A-C-D
s'	Chuvas de outono-inverno	A-C-D
m	Clima de monção; pluviosidade média anual superior a 1500 mm e pluviosidade média	A-C-D

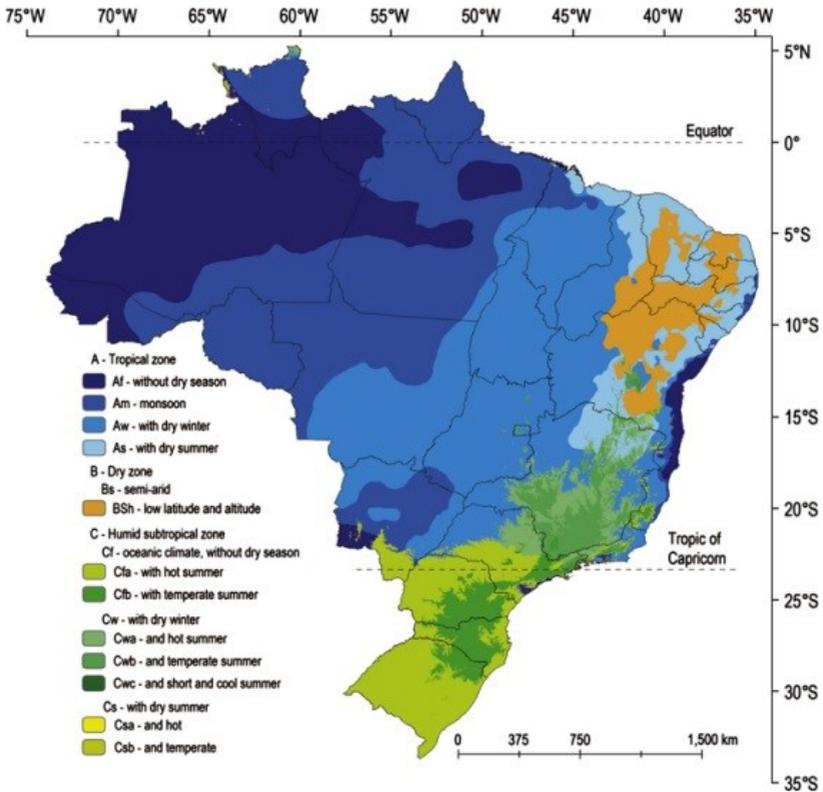
Meteorologia em tópicos – volume 6  
mensal do mês mais seco inferior a 60 mm.

T	Temperatura média do mês mais quente entre 0 a 10 °C.	A
F	Temperatura média do mês mais quente inferior a 0 °C.	E
M	Precipitação abundante (inverno pouco rigoroso).	E

**Tabela 4.** Caracterização do indicador de subtipo climático (terceira chave) da Classificação Climática de Köppen (1901).

<b>Código</b>	<b>Descrição</b>	<b>Grupo</b>
a	Verão quente: temperatura média do mês mais quente superior a 22 °C	C-D
b	Verão temperado: temperatura do mês mais quente inferior a 22 °C temperatura média dos quatro meses mais quentes superior a 10 °C.	C-D
c	Verão curto e fresco: temperatura média do mês mais quente inferior a 22 °C temperatura média inferior a 10°C durante menos de quatro meses; temperatura média no mês mais frio superior a - 38 °C.	C-D
d	Inverno muito frio: temperatura média do mês mais frio inferior a -38 °C.	D

- h Seco e quente: temperatura média do ar superior a 18 °C deserto ou semideserto quente B
- K Seco e frio: temperatura média do ar inferior a 18 °C deserto ou semideserto frio. B



**Figura 3.** Classificação Climática de Köppen para o Brasil  
**Fonte:** ALVARES et al. (2013)

### **3.2.2 Classificação climática de Strahler**

O SCC de Strahler utiliza os conceitos de regimes térmicos e tipos pluviométricos e considera a atuação das massas de ar (MENDONÇA e DANNI OLIVEIRA 2007). O modelo baseia-se na localização, natureza e movimentos das diferentes massas de ar (ALVARES et al., 2013).

Segundo André et al., (2008) a classificação de Strahler divide o clima em três partes principais (figura 4):

Grupo I – Clima de baixas latitudes, inclui as regiões das massas de ar tropicais e a zona de convergência intertropical. Este grupo subdivide-se em: Grupo I subdivide-se em clima chuvoso equatorial, áreas sob influência dos ventos alísios do litoral, tropical seco e úmido e clima seco tropical;

Grupo II – Clima de latitudes médias é caracterizado pela interação entre massas de ar e a zona da frente polar. Subdivide-se em subtropical seco, subtropical úmido, mediterrâneo, marítimo de costa oeste, seco de latitudes médias e continental úmido;

Grupo III – Clima de altas latitudes, dominados pelas massas de ar polar e árticas subdividido em áreas de bosques boreais, tundra e casquete polar.

## Meteorologia em tópicos – volume 6



**Figura 4.** Classificação climática proposta por Strahler (1969).

**Fonte:** NASCIMENTO et al. (2016)

Pereira (2004) sugeriram seis classificações climáticas para o Brasil baseado na classificação de Strahler:

- Clima Equatorial (Figura 5, ponto 1) - é característico da região amazônica. As temperaturas são elevadas o ano todo, com oscilações de temperatura média mensal entre o mês mais frio (25°C) e o mais quente (27°C). A atuação das massas de ar Equatorial Continental e Equatorial Atlântica provoca chuvas abundantes, superiores a 2.000mm/ano. No inverno, a região pode ser atingida pela massa de ar Polar Atlântica que provoca o fenômeno da friagem e,

consequentemente, queda brusca da temperatura para os padrões regionais (MEIRELES et al., 2003).

- Clima Tropical (Figura 5, ponto 2) - abrange a região Centro-Oeste, oeste de São Paulo, Minas Gerais e da Bahia e estende-se por parte dos Estados do Maranhão e Piauí. É um clima alternadamente úmido e seco. A umidade ocorre na primavera e verão com a expansão da massa de Equatorial Continental. O outono e inverno são secos, devido a atuação das massas de ar Polar Atlântica e Tropical Continental. Também é conhecido como tropical continental ou semi-úmido (NETO et al., 2007).

- Clima Semiárido (Figura 5, ponto 3) - se caracteriza pela escassez e irregularidade de chuvas. O índice de chuvas é inferior a  $800\text{mm ano}^{-1}$ , as temperaturas médias em torno de  $27^{\circ}\text{C}$  e a amplitude térmica média mensal por volta de  $5^{\circ}$ . Este clima é controlado por massas de ar equatoriais e tropicais (ANDRADE, 2005).

- Clima litorâneo (Figura 5, ponto 4) - se estende pela região costeira do Rio Grande do Norte ao estado de São Paulo. É um clima quente, porém no litoral nordeste as temperaturas são mais elevadas que as do Sudeste. As chuvas nestes trechos do litoral estão concentradas também em estações distintas: no Nordeste ocorrem principalmente no outono e inverno e no Sudeste são mais intensas na primavera e verão (BERTONI e TUCCI, 2007).

- Clima Subtropical (Figura 5, ponto 5) - é típico da região sul do Brasil. A temperatura média é em torno de  $18^{\circ}\text{C}$ , com

verões quentes e invernos frios. A massa de ar Tropical Atlântica atua principalmente no verão e a massa Polar Atlântica tem maior presença no inverno. Durante o inverno ocorrem geadas e algumas regiões serranas estão sujeitas à precipitação de neve, embora não seja um fenômeno regular. É um clima úmido com chuvas regularmente distribuídas durante o ano (MACHADO, 2012).

- Clima Tropical de Altitude (Figura 5, ponto 6) é típico das áreas elevadas da região Sudeste. As temperaturas são mais baixas que as registradas nas áreas típicas de clima tropical. Apesar de ocorrerem durante todo o ano, as chuvas estão mais concentradas no verão. Esse clima é controlado por massas de ar tropicais e polares (TAGLIAFERRE et al., 2010).

### **3.2.3 Classificação climática de Nimer (1979)**

A classificação climática desenvolvida por Nimer (1989) (Figura 6) diferencia-se das classificações convencionais sob alguns aspectos. O primeiro deles refere-se ao fato de considerar a noção de ritmo climático, introduzindo assim na climatologia tradicional a climatologia dinâmica, abordagem que tem sido adotada pelos climatologistas (TOMASELLA e ROSSATO 2005). Além disso, essa classificação adota alguns dos critérios classificatórios climáticos tradicionais, como os de Köppen. Aliás, utiliza critérios livres, conforme os aspectos e índices

considerados expressivos na climatologia local (NOBRE et al., 2004).

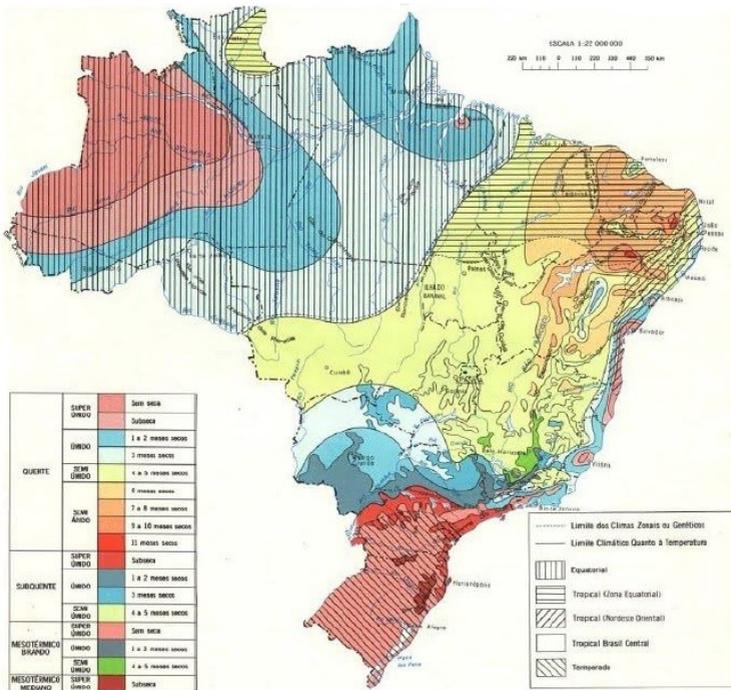


**Figura 5.** Climas do Brasil segundo Strahler, 1. Clima Equatorial, 2 Clima Tropical, 3 clima Semiárido, 4 Clima litorâneo, 5 Clima Subtropical, 6 Clima Tropical de Altitude.

**Fonte:** NASCIMENTO et al. (2016)

Em resumo, a classificação proposta por Nimer (1989) é baseada em três SCC. O primeiro é relativo à gênese climática, os padrões de circulação atmosférica, definindo três climas zonais: equatorial, tropical e temperado. O segundo delimita as regiões térmicas (mesotérmico mediano ou brando, subquente e quente) e é fundamentado na frequência e médias dos valores extremos mensais. O critério classificatório usado por Nimer foi o de Köppen, que

estabelece o limite de 18°C para os climas quentes (>18°C) e subquentes (<18°C) e estabeleceu também os limites de 15°C e 10°C do mês mais frio para o mesotérmico brando e mesotérmico médio (10 a 0°C). E, por fim, o terceiro classifica as regiões quanto aos padrões de umidade e seca mensais (super úmido, úmido, semiúmido e semiárido) (LUCAS et al., 2009).



**Figura 6.** Classificação climática do Brasil proposta por Nimer (1989).

**Fonte:** NASCIMENTO et al. (2016)

### 3.2.4 Classificação climática de Flohn (1950)

A classificação sugerida por Flohn em 1950 (Tabela 5) é um modelo genético que reconheceu oito tipos climáticos baseados nas zonas de ventos globais (Figura 7) e nas características da precipitação. Nesta classificação a temperatura não é explicitada. As características dos climas dependem dos grandes cinturões de vento do planeta e das chuvas. Estes cinturões mudam de posição ao longo do ano devido ao rolamento sazonal (SOUZA e AZEVEDO, 2009).

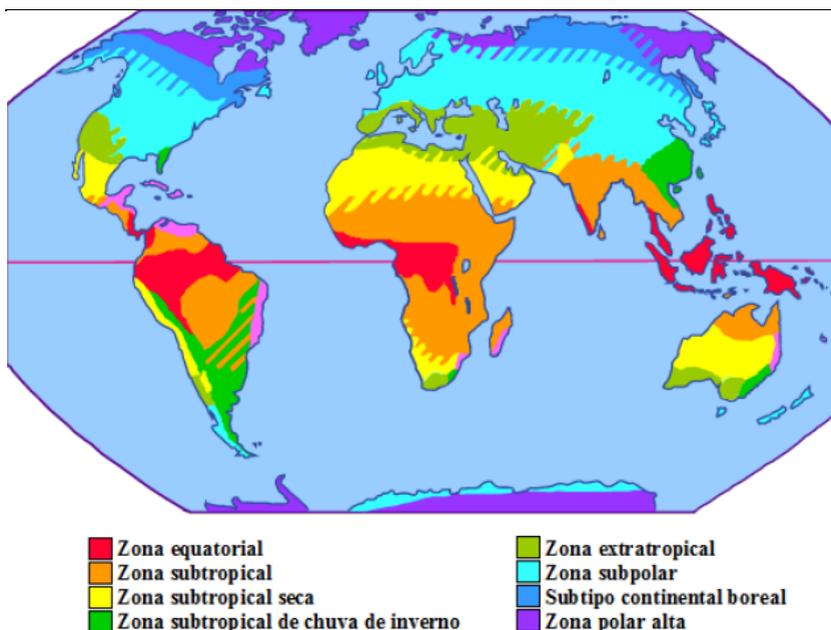
**Tabela 5.** Classificação climática de Flohn (1950).

<b>Tipo Climático</b>	<b>Característica de Precipitação</b>
I - Zona equatorial (ventos de oeste)	Constantemente Úmida
II - Zona Tropical	Precipitação pluvial de verão
II - Zonas Subtropicais Secas (ventos alísios ou alta pressão subtropical)	Condições secas predominam durante o ano inteiro
IV - Zona subtropical de chuva de inverno (tipo Mediterrâneo)	Precipitação de inverno
V - Zona Extratropical (ventos de oeste)	Precipitação geral o ano todo

VIa - Zona Subpolar                      Precipitação                      limitada durante o ano todo

VIb - Subtipo Continental Boreal      Precipitação pluvial de verão limitada, precipitação de neve de inverno

VII - Zona Polar Alta                      Precipitação                      escassa; precipitação pluvial de verão, precipitação de neve no início do inverno



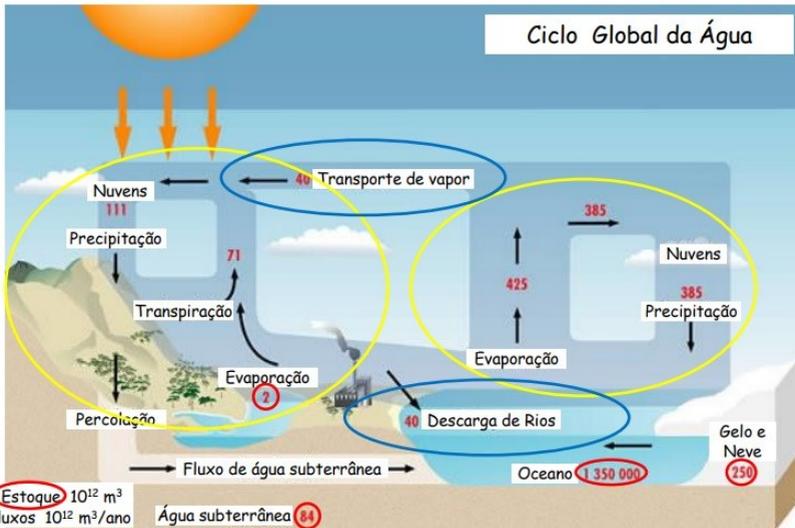
**Figura 7.** Zonas de classificação climática de Flohn

**Fonte:** NASCIMENTO et al. (2016)

### **3.3 Balanço Hídrico**

A água está presente em todos os ambientes terrestres e sua quantidade é praticamente invariável há centenas de milhões de anos (FRANCA, 2009). No entanto, a sua distribuição e o estado físico em que se apresenta varia em diferentes regiões do globo, devido a variação da energia, que promove o processo de evaporação da água para a atmosfera (DAMIÃO et al., 2010). Esse processo de mudança de estado físico da água e retorno para a superfície é chamado de ciclo hidrológico.

O ciclo hidrológico utiliza-se da dinâmica da atmosfera e de grandes reservatórios de água, percorrendo caminhos a partir dos quais circula por todo sistema global (MARTINS et al., 2011). A água precipitada é proveniente da evaporação de rios, lagos e oceanos, do solo e transpirada pelas plantas através da evapotranspiração. Ao atingir a superfície, a água flui (escoa) e retorna aos reservatórios ou infiltra-se no solo, em movimento descendente, percolando e alcançando os aquíferos (Figura 8) (ABREU e TONELLO, 2015).



**Figura 8.** Fases dentro do processo do Ciclo Hidrológico.  
**Fonte:** RENNÓ e BORMA (2017)

Os vários processos que envolvem fluxos de água, como infiltração, redistribuição, evaporação e absorção pelas plantas, são interdependentes e ocorrem simultaneamente (MONTEIRO, 2009). Para estudar o ciclo da água (ou ciclo hidrológico) é necessário considerar o balanço hídrico (BH). O BH é a somatória das quantidades de água que entram e saem de um volume de solo num dado intervalo de tempo, tendo como resultado a disponibilidade hídrica de uma região (AGUIAR et al., 2009).

O conhecimento das disponibilidades hídricas de uma região é crucial para diversos campos, como a produção agropecuária (AGUIAR e GOMES, 2004). Em ecossistemas com baixa capacidade de armazenamento de água e grandes diferenças nas regularidades de precipitação, a avaliação do potencial hídrico é fundamental para o dimensionamento de sistemas de irrigação (MENDES, 2006). Desta forma, o balanço hídrico é importante na quantificação do potencial hídrico, pois considera diversos fatores que interferem no armazenamento de água do solo e no clima (AQUINO, 2010).

O BH é uma ferramenta indispensável em diversas áreas de estudos; na meteorologia agrícola tem sua aplicação na avaliação e delimitação dos potenciais hídricos regionais; na irrigação é usado para determinação dos períodos com maiores e menores disponibilidade de água; na hidrologia em estudos de bacias hidrográficas e na quantificação das disponibilidades hídricas para criação de reservatórios para armazenamento de água (AQUINO, 2013).

O desenvolvimento e a utilização de diversos modelos para a determinação do BH voltado as atividades agrícolas tem se intensificado nos últimos anos (MARTINS et al., 2011). O crescimento e o aprimoramento dos modelos de simulação de balanço hídrico têm tido resultados significativos em estimar alternativas de planejamento, dimensionamento e manejo de irrigação (SANTOS, 2015).

A principal função do balanço hídrico é servir de base para a classificação climática. Uma das mais importantes aplicações do balanço hídrico é verificar a disponibilidade hídrica regional, a caracterização de secas, o zoneamento agroclimático e a determinação das melhores épocas de semeadura.

### **3.3.1 Balanço Hídrico Climatológico (BHC) ou Normal**

É elaborado com valores de normais climatológicas e, portanto, representam uma estimativa do comportamento médio do regime edafoclimático de uma região. A expressão edafoclimático refere-se a características definidas através de fatores do meio ambiente tais como clima, relevo, temperatura, umidade do ar, radiação, tipo de solo, vento, composição da atmosfera e precipitação pluvial (DANTAS et al., 2007). O BHC é um indicador climático da disponibilidade hídrica da região, por meio da variação das condições do BH dos períodos com deficiências e excedentes hídricos (MACHADO, 2012). As informações fornecidas pelo BHC são de cunho climático e, portanto, auxiliam no planejamento agrícola e servem de subsídio para a determinação da melhor época e tipo de manejo para a exploração agrícola.

### **3.3.2 Balanço Hídrico Sequencial (BHS)**

O balanço hídrico sequencial é elaborado com dados de precipitação e evapotranspiração de um período (meses, semanas ou dias), de um ano específico, para uma determinada região (MOREIRA, 2002). O BHS fornece a caracterização e a variação sazonal das condições do BH (deficiências e excedentes) ao longo do período em questão. Essas informações são de grande importância para as tomadas de decisão em práticas agrícolas tais como: plantio, colheita, irrigação, entre outros (FEARNSIDE, 2007).

### **3.3.3 Balanço Hídrico de Cultivo (BHCu)**

O BHCu visa calcular o armazenamento de água no solo levando em consideração tanto o tipo de vegetação como a sua fase de crescimento e desenvolvimento (BARRETO et al., 2003). Tem sido aplicado com o intuito de quantificar as deficiências hídricas e as necessidades de irrigação total e suplementar informações para o planejamento da irrigação em nível de propriedade ou em escala regional (FISCH et al., 1998; KRUSCHE et al., 2002).

### **3.3.4 Modelo de Bucket**

Este é o modelo mais simples para o balanço de água no solo. Este modelo assume que o solo tem capacidade fixa

para armazenar água, a qual está disponível para a evapotranspiração. Nela, a taxa de variação da massa de água no solo por unidade de área é determinada pela precipitação, pela evapotranspiração, pelo derretimento da neve e pelo escoamento de água na superfície (SYPERRECK, 2006; TAVARES e MEDEIROS, 2013).

No entanto, o modelo Bucket não permite quantificar a evaporação no período da noite (TOMASELLA e ROSSATO 2005 ; SHOR, 2007). Desta forma, é necessário o uso de um modelo simples que possibilite a mensuração da evaporação para a superfície do solo nas primeiras camadas (SACRAMENTO NETO et al., 2010). Os autores também concluem que, com base neste modelo, para antecipar a variação temporal da umidade do solo na superfície, o transporte de água da superfície para as camadas mais profundas do solo deve ser considerado.

Com o intuito de melhorar significativamente o modelo Bucket, vários modelos hidrológicos complexos foram desenvolvidos. Esses modelos descrevem a interação da atmosfera com a vegetação e o solo através das trocas de calor e de umidade próximo à superfície (MOSTER et al., 2003; SILVA, 2010). Os processos físicos e biológicos associados à vegetação, tais como a transpiração e a interceptação, também devem ser incluídos nesses modelos (NIMER, 1989; NUNES et al., 2007).

### **3.3.5 Modelo de Thornthwaite e Mather (1955)**

O Balanço Hídrico Climatológico (BHC), criado por Thornthwaite e Mather (1955) supõe que o solo ofereça resistência as perdas de água para a atmosfera e que esta aumenta com a redução da água armazenada no solo (SANT'ANNA NETO, 2005; SANTOS, 2015). Quando ocorre excesso hídrico, que é a relação entre a precipitação e a evapotranspiração potencial, este é incorporado ao solo, reabastecendo-o. Quando o solo atinge sua capacidade de armazenamento, é considerado excesso (escoamento e drenagem profunda). O BHC tem como variáveis de entrada a precipitação e evapotranspiração potencial. As variáveis de saídas no BHC são armazenamento de água no solo, variação do armazenamento de água do solo, evapotranspiração real, excesso e deficiência hídrica (THORNTHWAITE MATHER, 1955; MARTINS et al., 2011).

Alguns estudos utilizando o método de BHC mostram eficiência na resposta da disponibilidade hídrica. Oliveira et al. (2012) em estudo feito em Aracaju, encontraram valores de evapotranspiração real (ETR) e potencial (ETP) 1228,79 e 1544,78 mm, respectivamente, com déficit hídrico de 315,98 mm e excesso hídrico de 366,20 mm tendo, a classificação climática sub-úmido, megatérmico (C2rA'a'). Já Silva et al. (2016) fez a classificação climática para a cidade de São Paulo do Potengi – RN. Os autores demonstraram através dos índices hídrico (Ih), índice de aridez e de

umidade (Iu), que a região apresentou deficiência hídrica em todos os meses do ano. O clima foi classificado em semiárido, megatérmico, com pequeno ou nenhum excesso de água e com 27,9% da evapotranspiração potencial concentrada no trimestre mais quente (Janeiro, Fevereiro e Março). Esse estudo demonstrou que a agricultura daquela região necessitava de irrigação durante todos os meses do ano.

Em estudo realizado na cidade de Lupércio – SP foi encontrada deficiências hídricas anuais acumuladas de 19 mm, distribuídas entre julho e setembro, cujo excedente hídrico anual de 431 mm concentrados, entre os meses de dezembro a março (PASSOS et al., 2017). Neste estudo, os autores utilizaram diferentes valores de Capacidade de água disponível (CAD) e, constataram que ao diminuir o CAD aumenta a deficiência. O clima foi classificado como úmido megatérmico sem ou com pequena deficiência hídrica.

O balanço hídrico de Thornthwaite e Matter (1955), além de quantificar o percentual de água que entra e sai do solo, ainda utiliza outras variáveis para fazer a classificação climática. A classificação baseia-se nos dados de temperatura e precipitação, ocorre da seguinte maneira:

Para o cálculo da Evapotranspiração Potencial (ETP) (Equação 1) foi aplicado o modelo proposto por Thornthwaite (1948), este modelo consiste em determinar em função das médias aritméticas os totais mensais, estacionais e anuais da Temperatura do ar e precipitação. A

ETP leva em consideração ainda a latitude e o mês do ano. Onde:  $T$  = Temperatura média mensal ( $^{\circ}\text{C}$ );  $I$  = Índice de calor anual.

$$\text{ETP} = 16. \left(10 \frac{T}{I}\right)^a \quad (1)$$

O índice de calor anual é calculado pela seguinte equação

$$I = \sum_1^{12} \left(\frac{T}{5}\right)^{1,514} \quad (2)$$

$a$  equivale ao valor de  $a$  é dado pela função cúbica do índice anual

$$a = 6,75 \times 10^{-7} \cdot I^3 - 7,71 \cdot 10^{-5} \cdot I^2 + 0,01791 \cdot I + 0,492 \quad (3)$$

A ETP é a evapotranspiração potencial (mm), com  $T_{\text{med}}$  sendo a temperatura média dos meses de janeiro a dezembro. A latitude é expressa em graus decimais devendo ser corrigida caso seja negativa.

O valor de ETP representa o total mensal de evapotranspiração que ocorreria nas condições térmicas de um mês padrão de 30 dias, e cada dia com 12 horas de fotoperíodo (N). Portanto, a ETP deve ser corrigida em

função de N e do número de dias do período (NDP) (Equação 4).

$$\text{COR} = \left(\frac{N}{12}\right) \left(\frac{\text{NDP}}{31}\right) \quad (4)$$

Para a classificação climática é utilizado dados do excesso e déficit hídrico mensal e anual, ambos derivados do balanço hídrico. Assim, avalia-se o índice hídrico - Ih (Equação 5), - índices de aridez - Ia (Equação 6), índice de umidade - Iu (Equação 7) (CUNHA e MARTINS,, 2009). Posteriormente, é obtidas as estimativas da evapotranspiração real (ETR), armazenamento de água no solo (ARM), deficiência hídrica (DEF) e excedente hídrico (EXC) na escala mensal (PEREIRA et al., 2002).

$$I_h = \text{CAD.} \frac{\text{EXC}}{\text{ETP}} \quad (5)$$

$$I_a = \text{CAD.} \frac{\text{DEF}}{\text{ETP}} \quad (6)$$

$$I_u = I_h - 0,6.I_a \quad (7)$$

As classificações climáticas são baseadas nas variações do índice de umidade (Tabela 6), nos índices de aridez e umidade (Tabela 7), nos índices térmicos (Tabela 8) e nas

variações das evapotranspirações potenciais de verão e anual (Tabela 9) (SOUZA et al., 2013).

**Tabela 6.** Chave inicial da classificação climática, segundo Thornthwaite e Mather (1955), baseados no índice de umidade (Iu).

<b>Tipos climáticos</b>	<b>Índice de umidade (Iu)</b>
A – Super - úmido	$100 \leq Iu$
B <sub>4</sub> – úmido	$80 \leq Iu < 100$
B <sub>3</sub> - úmido	$60 \leq Iu < 80$
B <sub>2</sub> – úmido	$40 \leq Iu < 60$
B <sub>1</sub> – úmido	$20 \leq Iu < 40$
C <sub>2</sub> – sub – úmido	$0 \leq Iu < 20$
C <sub>1</sub> – sub – úmido seco	$-33,33 \leq Iu < 0$
D – semi-árido	$-66,7 \leq Iu < -33,3$
E - árido	$-100 \leq Iu < -66,7$

**Tabela 7.** Segunda chave de classificação climática, segundo Thornthwaite e Mather (1955), baseados no índice de aridez (Ia) e umidade (Iu).

<b>Climas úmidos (Ia)</b>			<b>Climas secos (Iu)</b>		
<b>(A, B<sub>4</sub>, B<sub>3</sub>, B<sub>2</sub>, B<sub>1</sub> e C<sub>2</sub>)</b>			<b>(C<sub>1</sub>, D e E)</b>		
<b>r-</b>	Pequena ou nenhuma deficiência hídrica	0-16,7	<b>D -</b>	pequeno ou nenhum excesso hídrico	0-10
<b>s-</b>	Moderada no verão	16,7-33,3	<b>s -</b>	moderado no inverno	10-20
<b>w-</b>	Moderada no inverno	16,7-33,3	<b>w -</b>	moderado no verão	10-20
<b>s<sub>2</sub>-</b>	Grande no verão	>33,3	<b>s<sub>2</sub>-</b>	grande no inverno	20
<b>w<sub>2</sub>-</b>	Grande no inverno	>33,3	<b>w<sub>2</sub>-</b>	grande no verão	20

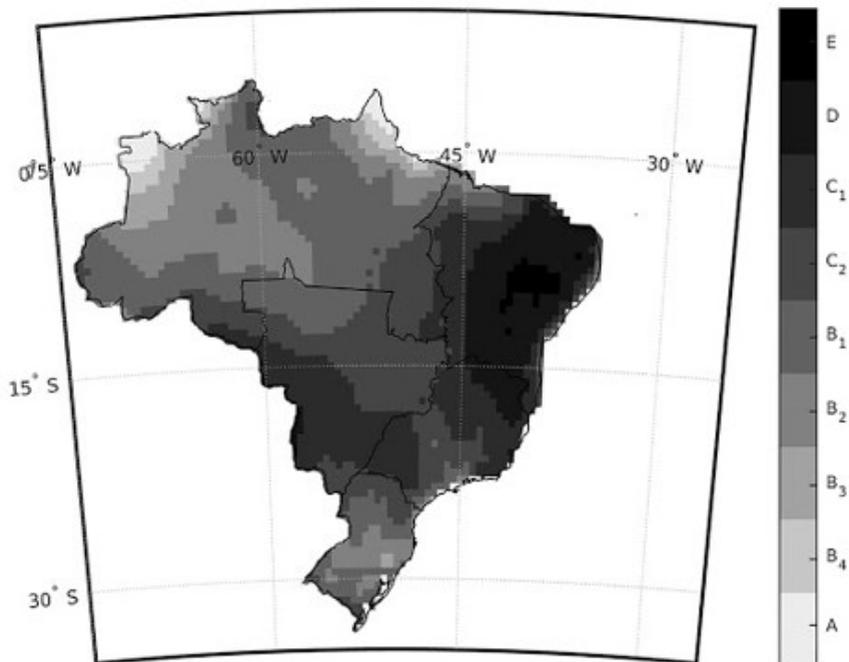
**Tabela 8.** Terceira chave da classificação climática, segundo Thornthwaite e Mather (1955), baseados no índice térmico (It) anual.

<b>Tipos climáticos</b>	<b>Índice térmico (It) (ETP anual)</b>
A – megatérmico	≥1140
B <sub>4</sub> – mesotérmico	997-1140
B <sub>3</sub> – mesotérmico	855-997
B <sub>2</sub> – mesotérmico	712-855
B <sub>1</sub> – mesotérmico	570-712
C <sub>2</sub> – microtérmico	427-570
C <sub>1</sub> – microtérmico	285-427
D' – tundra	142-285
E – gelo perpétuo	<142

**Tabela 9.** Quarta chave da classificação climática, segundo Thornthwaite e Mather (1955), baseados na relação entre a ETP de verão e anual.

<b>Concentração da ETP no Subtipo climático verão (%)</b>	
<48%	a'
48 – 51,9	b' <sub>4</sub>
51,9 – 56,3	b' <sub>3</sub>
56,3 – 61,6	b' <sub>2</sub>
61,6 – 68,0	b' <sub>1</sub>
68,0 – 76,3	c' <sub>2</sub>
76,3 – 88,0	c'
>88,0	d'

Após calculados os índices, é possível classificar o clima regional com base nas Tabelas acima. A partir do índice de umidade identifica-se o tipo climático e na sequência os diversos subtipos climáticos, com base no índice de aridez e/ou hídrico, no índice térmico (ETP) e do percentual da ETP durante o verão (Figura 9).



**Figura 9:** Classificação de Thornthwaite e Matter (1955) para o Brasil

**Fonte:** MARCOS JUNIOR et al. (2018)

### 3.4 Evapotranspiração

A perda de água dos vegetais é denominada de transpiração. O processo inicia-se nas raízes do vegetal, onde a água é absorvida. Essa água é transferida para a parte aérea da planta através dos vasos condutores, passando pelo mesófilo até chegar aos estômatos (VEGA e JARA, 2009;

SOUZA et al., 2013). A transpiração ocorre através dos estômatos, estruturas que existem nas folhas e que permitem a comunicação entre a parte interna da planta e a atmosfera (WAGNER, 2009). Os estômatos permanecem abertos durante o dia e fechados durante a noite ou em condições de estresse hídrico. A condição de estresse hídrico pode ocorrer quando o solo não contém água disponível para as plantas ou quando há água, porém, a planta não consegue absorvê-la em quantidade e velocidade suficiente para atender a demanda atmosférica (TAGLIAFERRE et al., 2010).

Em uma superfície vegetada ocorrem simultaneamente os processos de respiração das plantas e evaporação do solo, a soma dos dois é denominado de evapotranspiração (PEZZOPANE, 2003). A evapotranspiração é controlada pela disponibilidade de energia, pela demanda atmosférica e pela quantidade de água disponível do solo para as plantas (VESCOVE e TURCO, 2005), evapotranspiração também é afetada pela altitude, que influencia diretamente nas temperaturas do solo e do ar e na pressão atmosférica (SYPERRECK, 2006).

Em áreas vegetadas, a maior parte da energia é utilizada na evapotranspiração, resultando em menor aquecimento do ar (TANAKA, 2013). Essa situação induz ao aparecimento de um gradiente térmico entre as duas áreas. Havendo deslocamento do ar (vento) da área seca para a

vegetada e, conseqüentemente, transporte horizontal de calor sensível para a área úmida (BARROS et al., 2009).

**Evapotranspiração Potencial (ETP)** - Este conceito foi introduzido por Thornthwaite (1948) e corresponde à água utilizada por uma extensa superfície vegetada, em crescimento ativo e cobrindo totalmente o terreno, estando este bem suprido de umidade, ou seja, sem déficit hídrico.

**Evapotranspiração de Referência (ET<sub>o</sub>)** - É aquela de uma extensa superfície, coberta totalmente por grama com altura de 0,08 a 0,15 m, em crescimento ativo e sem deficiência hídrica (TURCO et al., 2005).

**Evapotranspiração Real (ETR)** - é aquela que ocorre numa superfície vegetada, independentemente de sua área, de seu porte e das condições de umidade do solo; ocorre em qualquer circunstância, sem imposição de qualquer condição de contorno (TURCO et al., 2005).

**Evapotranspiração da Cultura (ETC)** - A cultura, desde o plantio até a colheita, cresce progressivamente e ocupa, portanto, a área disponível. Nessas condições ocorre a evapotranspiração real, a qual é denominada, na prática, evapotranspiração da cultura (ETC) ou evapotranspiração máxima (MEDEIROS et al., 2009).

### 3.5 Conclusões

Os sistemas de classificações climáticas são ferramentas essenciais para a caracterização do clima de um determinado lugar. A grande diversidade de classificações foram criadas de acordo com as especificidades de cada lugar, entretanto, existem as que caracterizam de forma global como a de Köppen e Thornthwaite e Matter (1955). A classificação de Köppen tem caráter geográfico enquanto a de Thornthwaite serve para zoneamentos agroclimáticos por incorporar em sua metodologia ferramentas como Capacidade de água disponível além de Fatores como Evapotranspiração potencial e Real.

### 3.6 Referências bibliográficas

ABREU, M.C. ; TONELLO, K.C. Estimativa do balanço hídrico climatológico da bacia hidrográfica do rio Sorocaba–São Paulo. **Ambiência**, v. 11, n. 3, p. 513-527, 2015.

ANDRADE, K. M. **Climatologia e comportamento dos sistemas frontais sobre a América do Sul**. 2005. 185 f. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2005.

ANDRÉ, R. G. B.; MARQUES, V. S.; PINHEIRO, F. M. A.; FERRAUDO, A. S. Identificação de regiões pluviometricamente homogêneas no estado do Rio de

Janeiro, utilizando-se valores mensais. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 23, n. 4, p. 501-509, 2008.

AGUIAR, R.B.; GOMES, J.R.C. **Projeto cadastro de fontes de abastecimento por água subterrânea, estado do Piauí: diagnóstico do município de Castelo do Piauí**. Fortaleza: CPRM - Serviço Geológico do Brasil, 2004.

ALVARES, C. A.; STAPE, J. L.; SENTELHAS, P. C.; GONÇALVES, J. L. M.; SPAROVEK, G. Köppen's climate classification map for Brazil. **Meteorologische Zeitschrift**, v. 22, n. 6, p. 711-728, 2013.

AQUINO, C.M.S. **Estudo da degradação/desertificação no núcleo de São Raimundo Nonato - Piauí**. Tese (Doutorado em Geografia) p 1-115. Universidade Federal de Sergipe - UFSE. São Cristóvão, 2010.

AQUINO, C.M.S. Emprego do Método de Thornthwaite e Mather (1955) para Cálculo do Balanço Hídrico Climatológico do Núcleo de Degradação de São Raimundo Nonato- Piauí. **Revista Brasileira de Geografia Física**, V. 06, N. 01, p. 35-50, 2013.

BARRETO, A. N.; FACCIOLI, G. G.; SILVA, A. A. G. Irrigação e produtividade. In: BARRETO, A. N.; SILVA, A. A. G. BOLFE, E. L. **Irrigação e drenagem na empresa agrícola: impacto**

**ambiental versus sustentabilidade.** Aracaju: Embrapa Tabuleiros Costeiros, Campina Grande: Embrapa Algodão, 2003.

BARROS, V. R. Avaliação da evapotranspiração de referência na região de Seropédica, Rio de Janeiro, utilizando lisímetro de pesagem e modelos matemáticos. **Revista Brasileira de Ciências Agrárias**, Recife, v. 4, n. 2, p. 198-203, 2009.

BÍSCARO, G.B. **Meteorologia agrícola básica.** Cassilândia: UNIGRAF, 2007 86p.

BURGOS,J.J. **Agroclimatic classifications and representations:** report of the applications value of climatic and agroclimatic classification for agricultural purposes. Varsovia: WMO, Comission for Agricultural Meteorology, 1958.

CAMARGO, M. B. P. de; ROLIM, G. de S.; SANTOS, M. A. dos. Modelagem agroclimatológica do café: estimativa e mapeamento das produtividades. **Informe Agropecuário**, Belo Horizonte, v. 28, n. 241, p. 58-65, 2007.

CAMARGO, M. A; CAMARGO P. B. M: Uma revisão analítica da evapotranspiração potencial. **Bragantia**, Campinas, 59(2), 125-137, 2000.

CUNHA, A. R.; MARTINS, D. Classificação climática para os municípios de Botucatu e São Manuel, SP. **Revista Irriga**, Botucatu, v. 14, n. 1, p. 1-11, 2009.

DAMIÃO, J. O; HERNANDEZ, F. B. T; SANTOS, G. O; ZOCOLER, J. L. Balanço hídrico da região de Ilha Solteira, noroeste paulista. In: Congresso Nacional de Irrigação e Drenagem, XX, Anais. Uberaba. 2010.

DANTAS A. A. A; CARVALHO L.G; FERREIRA. E. Classificação e tendências climáticas em Lavras, MG. **Revista Ciência e Agrotecnologia**. vol.31, n.6, p.1862-1866,2007.

DE CANDOLLE, M. A. Géographie botanique raisonnée. Paris: Librairie de Victor Masson, 1855.

DUARTE, C.C.; NÓBREGA, R.S.; COUTINHO, R.Q. Análise climatológica e dos eventos extremos de chuva no município de Ipojuca, Pernambuco. **Revista de Geografia** (UFPE). v.32, n. 2, p.158-176, 2015.

FARIAS, R. F. L; ALVES, K. M. A. S.; NÓBREGA, R. S. Climatologia da ocorrência de eventos extremos de precipitação na mesorregião do Sertão Pernambucano. **Revista Geonordeste**, Edição Especial 2, v. 1, n. 5, p. 930-941, 2012.

FRANCA, R. R. **Anticiclones e umidade relativa do ar: Um estudo sobre o clima de Belo Horizonte**. 2009. 109 f. Dissertação (Mestrado em Geografia) – Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte.

FISCH, G.; MARENGO, J. M.; NOBRE, C. A. Uma revisão geral sobre o clima da Amazônia. **Acta Amazônica**, Manaus, v. 28, n. 2, p. 101-126, Jul. 1998.

KOPPEN, W. Versuch einer Klassifikation der Klimate, vorzugweise nach ihren Beziehungen zur Pflanzenwelt. – Meteorol. Z. 18, 106–120, 1901.

KOTTEK, M., J; GRIESER, C; BECK, B. RUDOLF, F; Rubel, World Map of the Köppen-Geiger climate classification updated. Meteorol. Z., 15, 259-263. 2006.

KRUSCHE N.; SARAIVA J. M. B.; REBOITA, M. S. **Normais climatológicas provisórias de 1991 a 2000 para Rio Grande**, RS. Rio Grande: Rev. bras. meteorol. [online]. 2018, vol.33, n.1, pp.165-179, 2002.

LIMBERGER, L. **Variabilidade da vazão de regiões homogêneas da bacia hidrográfica amazônica brasileira: teleconexões com a temperatura da superfície do mar (TSM) de 1976-2010**. 2015. Tese (Doutorado em Geografia

Física). Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas – USP. São Paulo, 483f, 2015.

LUCAS, E. W. M.; SOUSA, F. A. S.; SILVA, F. D. S. Modelagem Hidrológica Determinística e Estocástica Aplicada à Região Hidrográfica do Xingu – Pará. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 24, p. 308–322, 2009.

MARTINS, C. A. S. Balanço Hídrico da cultura do café Conilon nas condições edafoclimáticas do município de Ecoporanga-ES. **Revista Enciclopédia Biosfera**, Goiânia, GO, v.7, n.12. p.02, Jun. 2011.

MARENGO, J.A.; LINCOLN, M.; ALVES, W.; SOARES, R.; RODRIGUEZ, D.A.; CAMARGO, H.; R., M.P. E PABLO, A.D. Two Contrasting Severe Seasonal Extremes in Tropical South America in 2012: Flood in Amazonia and Drought in Northeast Brazil. **Journal of Climate**, v.26,p 9137-9154 2013.

MARCOS JUNIOR, A. D; SILVEIRA, C. S; VASCONCELOS JÚNIOR, F. C; GUIMARÃES, S. O; COSTA, J. M. F. Classificação Climática de Thornthwaite para o Brasil com Base em Cenários de Mudanças Climáticas do IPCC-AR5: **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 33, v. 4, 647 664, 2018

MEIRELES, E. J. L.; PEREIRA, A. R.; SENTELHAS, P. C.; STONE, L. F.; ZIMMERMANN, F. J. P. Risco climático de quebra de produtividade da cultura do feijoeiro em Santo Antônio de Goiás, GO. **Bragantia**, Campinas, v.62, n.1, p.163-171, 2003.

MEDEIROS, S. R. R.; MOURA, G. B. A.; GIONGO, P. R.; SILVA, A. P. N. Potencial agroclimático para a *Alpinia purpurata* no Estado de Pernambuco. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, Campina Grande, v.13, n.2, p.165-169, 2009.

MENDES, C.A.R. **Erosão superficial em encosta íngreme sob o cultivo perene e com pousio no município de Bom Jardim – RJ**. Rio de Janeiro, 2006. 236f. Tese (Doutorado em Engenharia Civil) – Universidade Federal do Rio de Janeiro.

MENDONÇA, F.; DANNI-OLIVEIRA, I. M. Climatologia: noções básicas e climas do Brasil. São Paulo: Oficina de Textos, 2007. 206p

MONTEIRO, J. C. R.; HEYER, L. F.; ARIDE, P. H. R.; OLIVEIRA, A. T.; PANTOJA-LIMA, J.; SANTOS, S. M. Descrição da Temperatura e Umidade Relativa do Ar em distintas localidades da cidade de Manaus com diferentes geometrizações e espacialidades urbanas nos bairros do Parque Dez, Nova Cidade e bairro Centro - Manaus/Am.

**IGAPÓ** - Revista de Educação Ciência e Tecnologia do IFAM, v. 10, n. 1, p. 20-27, 2016.

MOREIRA, P. S. P.; GALVANIN, E. A. S.; DALLACORT, R.; NEVES, R. J. Análise de agrupamento aplicado ao ciclo diário das variáveis meteorológicas nos biomas do estado de Mato Grosso. **Acta Iguazu**, v.5 n.1, p.80-94, 2016

MOSTER, C.; LIMA, W.P.; ZAKIA, M.J.B.; CÂMARA, C.D. **Determinação do ano hidrológico visando a quantificação do balanço hídrico em microbacias experimentais**. Piracicaba: Instituto de Pesquisas e Estudos Florestais (IPEF), 2003. 6p.

MOLION, L.C.B.; BERNARDO, S.O. Uma revisão da dinâmica das chuvas no Nordeste Brasileiro. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.17, n.1, p. 1-10, 2002.

NASCIMENTO, D. OLIVEIRA, I. LUIZ, G. **Panorama dos sistemas de classificação climática e as diferentes tipologias climáticas referentes ao estado de Goiás e ao Distrito Federal/Brasil**. *Élisée - Revista De Geografia Da UEG*, 5(2), 59-86,2017

NETO, JOÃO M.; BARBOSA, MARX P.; DE ARAÚJO, ALEXANDRE E. Efeito dos eventos ENOS e das TSM na variação pluviométrica do semi-árido paraibano. **Revista**

**Brasileira de Engenharia Agrícola Ambiental**, v. 11, n. 1, p. 61-66, 2007.

NIMER, E. **Climatologia do Brasil**. 2ª ed. Rio de Janeiro: Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística - IBGE, 1989. 422 p.

NOBRE, P.; LACERDA, F. F.; AZEVEDO, F. G. B.; SIMÕES R. S. Um Estudo da variabilidade interanual de veranicos sobre o sertão de Pernambuco e suas relações com a temperatura da superfície do Mar. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE AGROMETEOROLOGIA, Situação atual e perspectivas da agrometeorologia. 13, 2004, **Anais**, Santa Maria. Santa Maria: Sociedade Brasileira de Agrometeorologia: UFSM:UNIFRA, 2004.

NOBRE, C. A.; OBREGÓN, G.O. E MARENGO, J. A. Características do Clima Amazônico: Aspectos principais. In: KELLER, M.; BUSTAMANTE, M.; GASH, J.; DIAS, P.S. (editores). **Amazonia and Global Change. Geophysical Monograph Series**. v.186. p. 149-162. 2013

NUNES, E. L; AMORIM. R. C F; SOUZA.W.G; RIBEIRO, A; SENNA, M.C.A; LEAL, B.G: Zoneamento agroclimático da cultura do café para a Bacia do Rio Doce. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 22, n. 3, p. 297-302, 2007.

NUNES, L. H.; VICENTE, A. K.; CANDIDO, D. H. Clima da região sudeste do Brasil. In: CAVALCANTI, I. F. A.; FERREIRA, N. J.; SILVA, M. G. A. J.; SIAS, M. A. F. S. (Org.). **Tempo e Clima no Brasil**, São Paulo: Oficina de Textos, p. 243-258, 2009.

OLIVEIRA, I. P., OLIVEIRA, L. C. MOURA, C. S. F. T.. Cultura de café: histórico, classificação botânica e fases de crescimento. **Revista Faculdade Montes Belos**, v. 5, pp, 17-32, 2012.

PEREIRA, A. P; ANGELOCCI, L. R.; SENTELHAS, P. C. **Agrometeorologia: fundamentos e aplicações práticas**. Lavras, MG: Agropecuária, 2002.

PEREIRA, G.; SILVA, M. E. S.; MORAES, E. C.; CARDOZO, F. S. Avaliação dos Dados de Precipitação Estimados pelo Satélite TRMM para o Brasil. RBRH – **Revista Brasileira de Recursos Hídricos**, v. 18, n. 3, p.139- 148. 2013.

REIS, E.F. dos; BRAGANÇA, R.; GARCIA, G.O.; PEZZOPANE, J.E.M.; TAGLIAFERRE, C. Estudo comparativo da estimativa da evapotranspiração de referência para três localidades do Espírito Santo no período seco. **IDESIA**, v. 25, n. 3, p. 75-84. 2007.

RENNÓ, C.D. BORMA, L.S. Processos Hidrológicos – Capítulo 1. Dpi. INPE. 2017. Disponível em :

[http://www.dpi.inpe.br/~camilo/prochidr/pdf/00introduc  
ao.pdf](http://www.dpi.inpe.br/~camilo/prochidr/pdf/00introduc<br/>ao.pdf)

ROLIM, G. S.; CAMARGO, M. B. P.; LANIA, D. G.; MORAES, J. F. L. Classificação climática de Koppen e de Thornthwaithe e sua aplicabilidade na determinação de zonas agroclimáticas para o Estado de São Paulo. **Bragantia**, Campinas, v.66, n.4, p. 711-720, 2007.

SACRAMENTO NETO, O. B.; ESCOBAR, G. C. J.; SILVA, P. E. D. Método objetivo para identificar episódios de Zonas de Convergência de Umidade (ZCOU) no ambiente operacional do Centro de Previsão de Tempo e Estados Climáticos - CPTEC. In: Congresso de Meteorologia, XVI, **Anais**, 2010.

SANTOS, F.A. **Mapeamento das unidades geoambientais e estudo do risco de degradação/desertificação nos municípios de Castelo do Piauí e Juazeiro do Piauí**. Dissertação (Mestrado em Geografia) - Programa de Pós-Graduação em Geografia (PPGGEO), Universidade Federal do Piauí. 2015, 151p.

SANT'ANNA NETO, J.L. Decálogo da climatologia do sudeste brasileiro. **Revista Brasileira de Climatologia**, v. 1, n. 1.p. 43-60, 2005.

SEDIYAMA, A.D. **Estudos de métodos para estimativa de evapotranspiração potencial em Viçosa**. Viçosa, 1972. 43p. Tese (Magister Scientiae) - UFV.

SILVA, E. R. A. C.; MIRANDA, R. de Q.; FERREIRA, P. dos S.; GOMES, V. P.; GALVÍNCIO, J. D. Estimativa do Estresse Hidrológico na Bacia Hidrográfica do Riacho do Pontal-PE. **Caderno de Geografia**, v.26, n.47,p 844-861, 2016.

SOUZA, A.P. de; MOTA, L.L. da; ZAMADEI, T.; MARTIM, C.C.; ALMEIDA, F.T. de; PAULINO, J. Classificação climática e balanço hídrico climatológico no estado de Mato Grosso. **Nativa**, v. 1, p. 34-43, 2013.

SOUZA, W.M.; AZEVEDO, P. V. Avaliação de tendências das temperaturas em Recife-PE: mudanças climáticas ou variabilidade? **Engenharia Ambiental: Pesquisa e Tecnologia**. v. 6, p. 462–472. 2009.

SYPERRECK, V.L.G. **Avaliação de desempenho de modelos para estimativas de evapotranspiração de referência para a região de Palotina, Paraná**. Marechal Cândido Rondon, 2006. 51f. Dissertação (Mestrado em Agronomia) – Universidade Estadual do Oeste do Paraná.

SCHOR **Tipificação da Rede Urbana na Calha do Rio Solimões – Amazonas**. Manaus, 2006. p. 20. Tipificação da Rede Urbana na Amazônia: um estudo para as cidades localizadas na calha do rio Solimões – Amazonas. Núcleo de Estudos e Pesquisas das Cidades da Amazônia Brasileira – NEPECAB, UFAM.

PASSOS, M. L. V., ZAMBRZYCKI, G. C., PEREIRA, R. S. Balanço hídrico climatológico e classificação climática para o município de Balsas-Ma. **Scientia Agraria**, v. 18, n. 1, p. 83-89, 2017.

TANAKA, A.A. **Avaliação de métodos de estimativa da radiação solar global e da evapotranspiração de referência para o estado de Mato Grosso**. 2013. 110p. Tese (Doutorado em Irrigação e Drenagem) – Universidade Estadual Paulista, Botucatu.

TAGLIAFERRE,C.; SILVA,R.A. de J.;ROCHA, F.A.; SANTOS, L. da C.; SILVA, C. dos S. da. Estudo comparativo de diferentes metodologias para determinação da evapotranspiração de referência em Eunápolis-BA. **Revista Caatinga**, v.23, p.103-111, 2010.

TAVARES, A.L.; MEDEIROS, R.M.; SILVA, V.P.R. Balanço hídrico climatológico como planejamento agropecuário para o município de Paulistana, PI. In: Workshop Internacional Sobre Água no Semiárido Brasileiro, 1, **Anais**, Campina Grande - PB. 11 a 13 de dezembro de 2013.

TOMASELLA, J.; ROSSATO, L. **Balanço hídrico**: tópicos em meio ambiente e ciências atmosféricas. São José dos Campos: INPE, 2005.

TATSCH, J. D. **Controle do uso da terra no clima e no regime hidrológico da bacia do rio Mogi-Guaçu**. 2012. 88 f. Tese (Doutorado em Meteorologia). Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo. 2012.

TURCO, J. E. P. de; FARIA, M. T. de; FERNANDES, E. J. Influência da forma de obtenção do saldo de radiação na comparação de métodos de estimativa da evapotranspiração de referência. **Irriga, Botucatu**, v. 10, n. 3, p. 215-228. 2005.

TREWARTH, G.T. **An Introduction to Climate**. New York: McGraw-Hill, 1954. 402p.

THORNTHWAITE, C.W. An approach towards a rational classification of climate. **Geographical Review**, London, v.38, p.55-94, 1948.

THORNTHWAITE, C.W; **The climates of the earth.** – **Geogr. Rev.** 23, 433–440. 1955

VEGA, E. C.; JARA, J. C. Estimación de la evapotranspiración de referencia para dos zonas (costa y región andina) del Ecuador. **Engenharia Agrícola, Jaboticabal**, v. 29, n. 3, p. 390-403, 2009.

VESCOVE, H.V.; TURCO, J.E.P. **Comparação de três métodos de estimativa da evapotranspiração de referência para a região de Araraquara - SP.** Engenharia Agrícola, v.25, p.713-721, 2005.

WAGNER, M. V. **Características hidroclimáticas para a cultura do milho em Guarapuava-PR.** 2009. 68f. Dissertação (Mestrado em Agronomia) - Universidade Estadual do Centro-Oeste, Guarapuava, 2009.

## **CAPÍTULO 4**

# **OZÔNIO ESTRATOSFÉRICO: CLIMATOLOGIA GLOBAL, VARIABILIDADE E TENDÊNCIAS**

*Mateus Dias Nunes  
Glauber Lopes Mariano  
Lucas Vaz Peres  
Daniel Milano*

### **4.1 Introdução**

O gás ozônio ( $O_3$ ), um dos principais gases traço, mesmo em pequenas quantidades é de extrema relevância nos balanços de radiação e de energia do planeta.

Devido aos processos fotoquímicos intrínsecos em sua formação, o ozônio apresenta sua máxima concentração na região estratosférica (onde a temperatura tende a aumentar com a altitude devido às reações fotoquímicas que liberam calor em forma de energia no processo de formação do ozônio), aproximadamente entre 20 e 25km de altura. No entanto, a concentração e a distribuição vertical do ozônio variam com a latitude e estação do ano e são influenciadas pela dinâmica da estratosfera.

É importante conhecer as concentrações e as variações no campo de ozônio de acordo com periodicidade da sua série temporal. Além disso, conhecer as suas relações com os

outros processos radiativos, dinâmicos e químicos, auxiliam no entendimento dos seus impactos e efeitos do clima no planeta.

Aqui, abordaremos o ozônio estratosférico e seu papel na atmosfera terrestre, num contexto histórico, abordando as pesquisas que motivam todos os estudos atuais. Assim, na próxima seção daremos uma visão geral sobre o ozônio, a fim de oferecer um contexto aos tópicos seguintes apresentados. Em seguida, fornecemos as informações relacionadas aos processos químicos envolvidos na formação do ozônio, seguido das suas propriedades óticas e a distribuição e oscilação espaço-temporal, bem como as projeções.

## **4.2 Visão geral do ozônio na atmosfera**

A atmosfera terrestre é composta por uma mistura de diversos gases. O nitrogênio molecular compõe a maior parte, 78% da atmosfera. O oxigênio molecular, vital para a vida humana, 21%. Argônio, vapor d'água, dióxido de carbono, ozônio e vários outros gases compõem, aproximadamente, 1% da atmosfera (LIOU, 2002; WALLACE; HOBBS, 2006; SEINFELD; PANDIS, 2016).

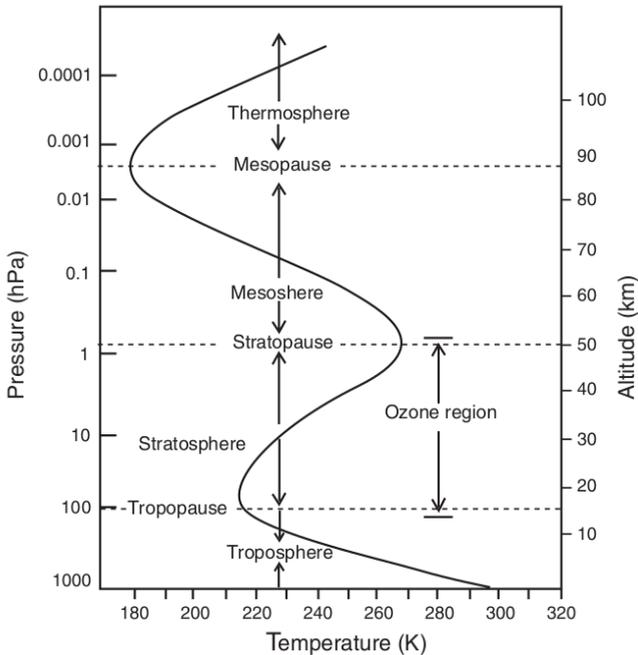
Existem diversas maneiras de segmentar a atmosfera em camadas desde a superfície terrestre até o topo. Uma das mais utilizadas é a classificação de camadas pelo perfil vertical de temperatura (Figura 1), onde temos duas regiões

muito importantes: troposfera, camada mais próxima ao solo que se estende até aproximadamente 10km de altitude, nela ocorre a maior parte dos processos meteorológicos; e a estratosfera, onde ocorrem os processos de formação e destruição do ozônio não-antropogênico, se estende entre 20 e 50km acima da superfície. (SALBY, 1995; WALLACE; HOBBS, 2006).

A ozonofera, região da atmosfera mais rica em  $O_3$ , se encontra entre 10 e 70km de altitude. A maior concentração desse gás está próxima a 24-30km, dentro da estratosfera (DOBSON, 1968). O gás ozônio foi detectado em 1840 por Christian Friedrich Schönbein em um experimento de eletrólise de água acidulado, quando se detecta um odor particular chamado "ozônio" (do grego para a palavra cheiro "ozein").

Sua importância como gás atmosférico se tornou aparente no início do século 20 quando as primeiras medidas quantitativas da coluna de ozônio foram realizadas na Europa.

O ozônio, dessa forma, é um gás minoritário presente na atmosfera e está contido tanto na estratosfera quanto na troposfera. O ozônio quando presente na região troposférica tende a agir como um gás poluente, já na estratosfera, sua função primordial é interceptar a Radiação Ultravioleta incidente na superfície terrestre, que é nociva aos seres vivos (WALLACE; HOBBS, 2006).



**Figura 1** – Segmentação da atmosfera em camadas.

**Fonte:** Adaptado de BARRY; CHORLEY, 2013.

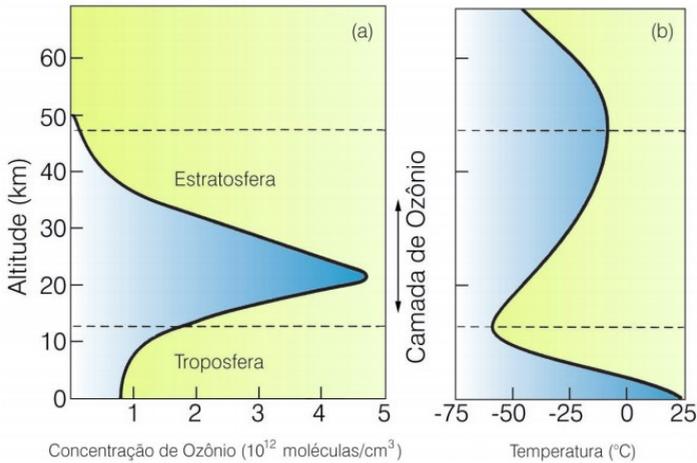
O ozônio ( $O_3$ ) na troposfera desempenha um papel fundamental no clima e na oxidação de gases traços relevantes, regulando assim seu tempo de vida na atmosfera. Como um forte oxidante, o  $O_3$  ao nível do solo é prejudicial à saúde humana e à vegetação.  $O_3$  troposférico é também o terceiro gás de efeito estufa mais importante. Por causa de sua importância para a qualidade do ar e mudanças climáticas têm recebido atenção contínua nas últimas três

décadas, tanto do campo científico quanto por órgãos reguladores (MONKS et al., 2015).

Fontinele (2012), descreve que o ozônio troposférico pode ser de origem natural através do envelopamento da camada que transporta ozônio da média e baixa troposfera para a superfície através dos downdrafts convectivos com baixa temperatura potencial equivalente; isso ocorre tipicamente após a passagem de sistemas frontais, sendo esta inserção de ar superior para a atmosfera inferior do lado polar da corrente de jato. Entretanto o ozônio pode ser produzido de forma antropogênica quando uma atmosfera sobre uma região urbanizada está condicionada às emissões de NO<sub>x</sub> (Óxidos de Nitrogênio) e VOCs (Compostos Orgânicos Voláteis) provenientes de instalações industriais, queima de combustíveis fósseis e solventes químicos que são as principais fontes desses compostos (BRASSEUR; SOLOMON, 1986).

A distribuição vertical de ozônio (Figura 2) aponta que aproximadamente 90% da sua abundância natural estão concentradas na estratosfera entre 15 e 50km de altura, com um máximo a aproximadamente 30km (WMO/UNEP, 2011), enquanto que a troposfera apresenta uma quantidade entre 10 e 15% (FISHMAN et al., 1990; SALBY, 1995; LIOU, 2002; WALLACE; HOBBS, 2006). Pode ser observado na Figura 2, que apresenta o perfil vertical de ozônio (a) versus a temperatura (b), que entre 25 e 35km define-se a região de máxima concentração de ozônio denominada de "camada de

ozônio". A concentração depende da latitude e estação do ano por influência da distribuição latitudinal de radiação solar que influi tanto na criação quanto na dissociação do ozônio (WHITTEN; PRASAD, 1985; BRASSEUR; SOLOMON, 1986).



**Figura 2** – Variação com a altura da concentração de ozônio e da temperatura na atmosfera.

**Fonte:** Adaptado de BAIRD; CANN, 2005.

Na década de 20, o cientista britânico Dobson desenvolveu um espectrofotômetro para medidas da coluna de ozônio, instrumento este ainda muito utilizado no mundo. Em reconhecimento a sua contribuição, a unidade da medida foi chamada de Unidade Dobson (UD). Coluna total de ozônio – CTO (do inglês "total ozone column – TOC") é o

nome dado ao total de ozônio integrado em uma dada coluna da atmpa, desde a superfície até o topo, e é variável ao redor do globo. Ela é calculada em unidades Dobson (UD), onde 100 UD representa  $1\text{mm.cm}^{-2}$  em condições de 273K e 1 atm, ou ainda 1 DU é igual a  $2,69 \times 10^{16}$  moléculas. $\text{cm}^{-2}$  (DESSLER, 2000). Sobre a região equatorial os valores médios da CTO estão em torno de 250UD, aumentando em direção aos polos, onde alcança valores maiores que 400UD. Uma Unidade Dobson (1UD) equivale a uma coluna atmosférica de  $\text{O}_3$  de 0,001cm de espessura, comprimida nas CNTP (Condições Normais de Temperatura e Pressão), 0°C e 1atm (SALBY,1995; SEINFELD; PANDIS, 2016).

### **4.3 Formação do ozônio: Reações químicas**

A energia solar é capaz de quebrar ligações químicas para realizar a produção de algumas espécies radicais altamente reativas. Quando o ozônio absorve fótons com comprimentos de onda abaixo de 325nm, um átomo de oxigênio se afasta da molécula (Reação R1 – Tab.1). O ozônio estratosférico é formado quando a radiação UV com comprimentos de onda menores que  $0,242\mu\text{m}$  penetra os primeiros quilômetros da atmosfera e fotodissocia moléculas de oxigênio resultando em dois átomos de oxigênio (O) livres na atmosfera; estes se ligam a moléculas de  $\text{O}_2$  e formam  $\text{O}_3$ . Essa ligação ocorre através de uma reação termolecular (R2 - Tab.1), ou seja, existe necessidade

de um terceiro corpo que irá adquirir o excesso de energia liberada e estabilizar à reação. O ozônio resultante pode ser destruído também por processos termoleculares ou por reações envolvendo oxigênio atômico, formando duas moléculas de  $O_2$ . Radicais livres presentes na atmosfera como cloro, óxido de nitrogênio e hidrogênio podem acelerar a quebra de moléculas de  $O_3$ .

O tempo de vida de uma molécula na alta estratosfera é de apenas algumas horas devido à grande incidência de radiação UV, na baixa troposfera pode durar várias semanas (CHAPMAN, 1930; SALBY, 1995).

Existe uma reação que pode ocorrer nas bandas de Hartley e Huggins através da reação termolecular onde o oxigênio é dissociado pela radiação UV em outra reação (R5 - Tab.1). A reação entre o oxigênio atômico e a molécula de ozônio resulta em dois oxigênios (R7 – Tab. 1) (CHAPMAN, 1930; WALLACE; HOBBS, 2006). Os mecanismos de Chapman estão representados na Tabela 1 pelas reações R1 até a R7. Outros ciclos catalíticos que causam a destruição do ozônio podem ser conferidos na Tabela 1, tais como óxidos de nitrogênio ( $NO_x$ ), cloro (Cl) e hidrogênio (H).

Pesquisas adicionais levaram ao Prêmio Nobel de Química, em 1995, por Mario Molina e F. Sherwood Roland pela descoberta de que o cloro liberado por moléculas de clorofluorcarbonos produzidos pelo homem seria uma fonte altamente destrutiva de ozônio na estratosfera (MOLINA e ROLAND, 1974).

**Tabela 1** – Processos químicos chave e ciclos catalíticos envolvendo a molécula de O<sub>3</sub> na estratosfera. Fonte: Adaptado de SOLOMON, 1999.

Processo Químico	Número da Reação
$O_2 + h\nu \rightarrow O + O$	R1
$O + O_2 \rightarrow O_3 + M$	R2
$O_3 + h\nu \rightarrow O_2 + O (^1D)$	R3
$O (^1D) + M \rightarrow O_3 + M$	R4
$O_2 + h\nu \rightarrow O_2 + O$	R5
$O + O + M \rightarrow O_2 + M$	R6
$O + O_3 \rightarrow O_2$	R7

#### 4.3.1 Dependência da altitude, latitude e ciclo diurno na formação do ozônio estratosférico

A dissociação de moléculas de ozônio por fótons UV é conhecida como fotólise de ozônio. O calor liberado por essa reação explica por que a estratosfera é mais quente que a troposfera superior. A própria existência da estratosfera se deve a esse aquecimento. A absorção dos fótons na região do ultravioleta pelo ozônio auxilia na proteção da superfície dos raios UV e aquece a atmosfera local. A taxa de fotólise é proporcional à densidade do gás (por exemplo, O<sub>3</sub> ou O<sub>2</sub>) e o coeficiente da taxa de fotólise. Geralmente a taxa de fotólise tem a dependência da seção transversal de absorção do O<sub>3</sub>,

além do número de fótons que incidem em comprimentos de onda específicos. O número de fótons, por sua vez, depende de vários outros parâmetros, como altitude, latitude, estação e hora do dia.

Com relação à dependência da altitude, no topo da atmosfera há um fluxo solar constante de fótons UV. À medida que viajam pela atmosfera esses fótons são interceptados pelo ozônio e outras moléculas. Na região de baixa densidade, no topo da atmosfera, existem muito poucas moléculas para absorver fótons; portanto, ocorre pouca absorção nas altitudes mais altas. Em altitudes mais baixas, a densidade das moléculas aumenta e, portanto, a absorção se torna bastante forte, atingindo o máximo nas camadas médias da atmosfera. O processo de absorção é, portanto, limitado por densidade na atmosfera superior e limitado por fótons na atmosfera inferior.

Quanto à dependência da latitude, durante o meio dia solar o sol aparece muito mais alto no céu sobre os trópicos do que nas latitudes médias. O caminho dos raios solares através da atmosfera da Terra é muito mais longo nas latitudes médias do que nos trópicos. Quanto mais longo o caminho que a luz deve percorrer na atmosfera, mais moléculas a luz encontrará e mais fótons serão absorvidos. Assim, a uma dada altitude, a taxa de fotólise diminui dos trópicos em direção ao polo.

À noite, quando cessa a incidência de luz solar, as taxas de fotólise tornam-se zeradas. Durante a parte da manhã e

ao final da tarde, o Sol está “mais baixo” no céu (mais ao horizonte) do que perto do meio dia (zênite).

O caminho percorrido é, portanto, relativamente mais longo ao nascer e pôr do sol do que ao meio-dia, quando o caminho tende a ser mais curto. As taxas de fotólise para uma dada altitude e latitude são mais rápidas ao meio-dia do que no nascer e no pôr do sol.

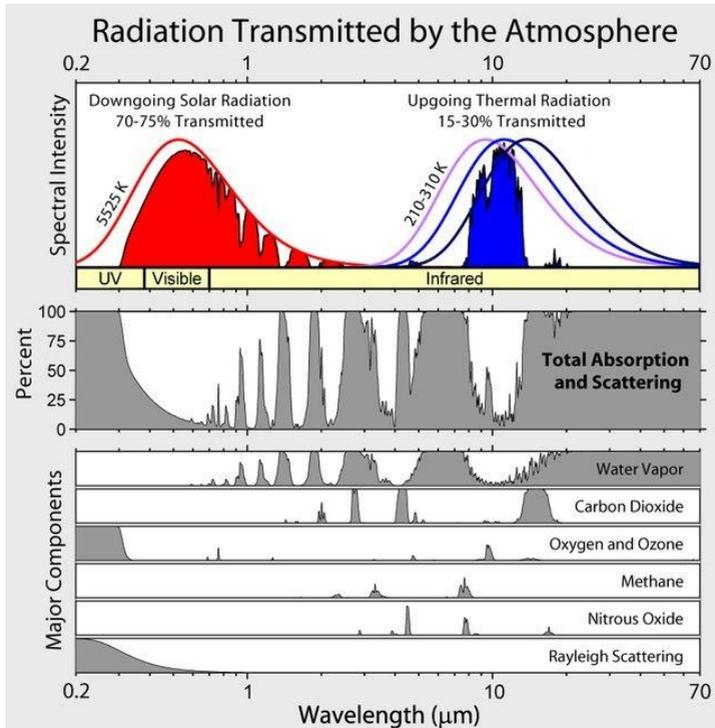
#### **4.4 Propriedades radiativas e especificidades óticas do ozônio estratosférico**

Quando presente na estratosfera o ozônio tem um papel de extrema relevância para dar suporte à vida no planeta pela sua valência de reter parte da Radiação Ultravioleta (RUV) perniciososa que incide na atmosfera terrestre (SLUSSER et al., 1999).

Todavia, alguns outros constituintes presentes na atmosfera também têm como função absorver a radiação solar incidente (Figura 3). Além do  $O_3$  o oxigênio ( $O_2$ ) é responsável pela maior parte da remoção da radiação incidente abaixo do comprimento de onda 290nm (LIOU, 2002).

Já o ozônio possui três bandas principais de absorção, a banda de Hartley (200-300nm), de grande absorção, a banda de Huggins (300-360nm) com uma absorção mais fraca e ainda tendo uma mais fraca interação com a radiação

acima de 400nm, na faixa do visível e infravermelho, chamada de banda de Chappuis (440-850nm) (LIOU, 2002).

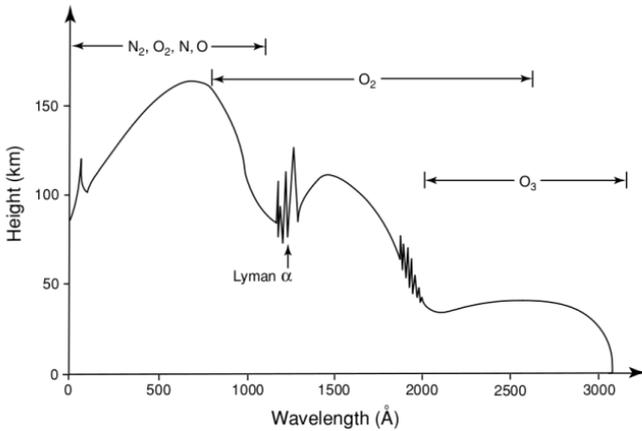


**Figura 3** - Espectro de absorção das moléculas de gases minoritários presentes na atmosfera.

**Fonte:** LIOU, 2002.

A profundidade de penetração da radiação UV na atmosfera é mostrada na Figura 4, onde as moléculas de

nitrogênio e oxigênio absorvem essa radiação em níveis mais elevados, resultado da fotodissociação e ionização das moléculas. Nos níveis mais baixos, o  $O_3$  e  $O_2$  impedem que grande parte da radiação UV chegue à superfície da Terra (WALLACE; HOBBS, 2006).



**Figura 4** - Profundidade de penetração da radiação UV na atmosfera terrestre para  $\mu_0 = 1$  (cosseno do ângulo zenital) e perfil médio de ozônio. A linha contínua representa a altura em que a profundidade óptica é igual a um.

**Fonte:** LIOU, 2002.

A diminuição da quantidade de radiação UV do tipo B, radiação eletromagnética entre os comprimentos de onda aproximadamente entre  $0,28\mu\text{m}$  e  $0,32\mu\text{m}$ , que atinge a superfície terrestre causada pelos processos envolvendo  $O_3$

é vital para diversas formas de vida, pois esta radiação é extremamente nociva para animais e vegetais (SALBY, 1995).

#### **4.5 Distribuição e oscilações espaço-temporal do ozônio na atmosfera**

A distribuição do  $O_3$  sobre uma determinada região pode ser constituída de três processos, a produção, destruição e transporte dentro ou fora da região. Os processos de criação e destruição são processos fotoquímicos vistos anteriormente. Dentro da estratosfera superior (~40km de altitude) é onde existe a abundância de Radiação Ultravioleta que favorece os processos fotoquímicos que controlam as quantidades de ozônio. Os processos de transporte do  $O_3$  referem-se aos padrões de circulação do vento que movem as parcelas de ar que contém ozônio (SLUSSER et al., 1999). Nesta região o tempo de vida de uma molécula de ozônio tipicamente é breve (aproximadamente um dia), o que resulta num tempo muito curto entre formação e destruição da molécula de  $O_3$  comparado com o tempo que demora a se deslocar o ozônio pelos processos de transporte.

Já na estratosfera inferior onde há menos incidência de Radiação Ultravioleta o tempo de vida do ozônio é maior (algumas semanas), o que é fator fundamental para determinar a distribuição de ozônio. Já na região da baixa

estratosfera a fotoquímica desempenha importante papel em alguns locais pontuais e em determinadas épocas do ano, tais como o Buraco de Ozônio Antártico durante a primavera (SALBY, 1995).

A maior produção do ozônio se dá dentro da estratosfera tropical dentro de um processo de criação-destruição muito rápido fazendo com que as moléculas de  $O_2$  reajam com outras moléculas de oxigênio para formar o Ozônio. A grande curiosidade se dá pelo fato de que a maioria do ozônio não se encontra na região tropical, e sim, nas latitudes mais altas, ou seja, as maiores concentrações não estão na região de origem. A região de maior produção de ozônio não é a mesma de maior concentração, uma vez que as taxas de produção de ozônio são mais elevadas no equador a cerca de 40km de altitude, enquanto que o pico de maior concentração está localizado em latitudes próximas das regiões polares a cerca de 20km de altitude (SOLOMON, 1999).

Sazonalmente nas latitudes médias a máxima concentração de ozônio estratosférico ocorre na primavera, e no outono registram-se as mínimas concentrações (Figura 5), entretanto na região tropical essas concentrações quase não têm variação por conta da regular intensidade de radiação recebida por esta região (WAKAMATSU et al., 1989; LIOU, 2002).

A explicação para a falta de alinhamento entre a região de maior produção e maior concentração de ozônio está no

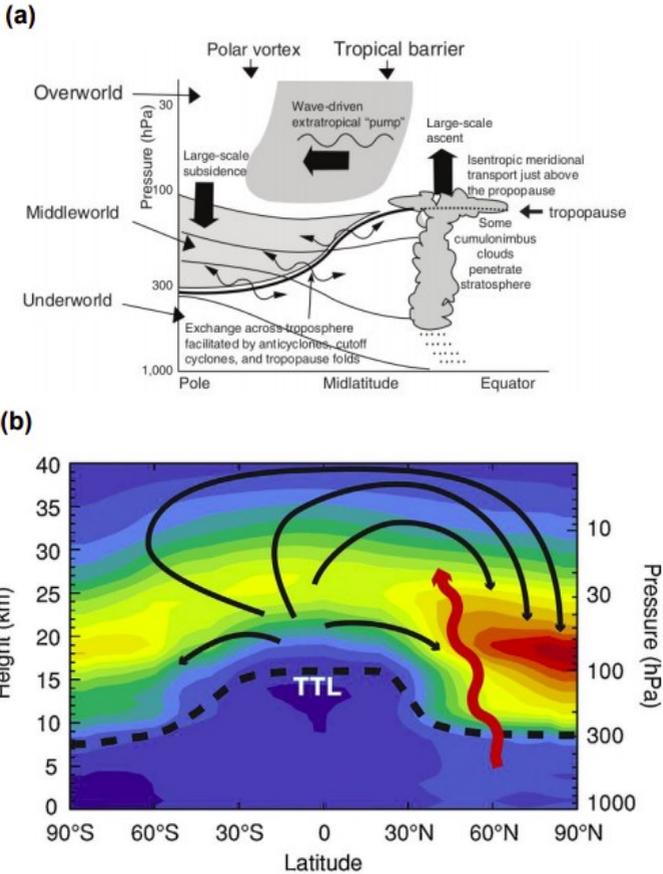
papel do transporte horizontal e vertical que redistribui as massas de ar na atmosfera, mostrando que a maior concentração de ozônio nos polos é resultado do movimento em grande escala das massas de ar. Elas são impulsionadas para o Norte e para baixo no Hemisfério Norte, por exemplo, ou para o Sul e para baixo no Hemisfério Sul. Massas estas que transportam o conteúdo de ozônio de altas altitudes (~40km) das regiões equatoriais, onde a produção de ozônio é maior e leva em direção a baixas altitudes (~20km) nas regiões polares.

A Figura 5(b) mostra o esquema de transporte horizontal e vertical na estratosfera responsável pelo transporte de ozônio dos trópicos para os polos, bem como suas regiões de troca de ozônio entre a troposfera e a estratosfera que ocorrem principalmente em áreas de latitudes médias (STOHL et al., 2003), chamada de “Circulação Brewer-Dobson”.

Este esquema tem a sua origem em estudos de Dobson (1930) e Brewer (1949), que deduziram a existência de uma célula de circulação estratosférica caracterizada por movimento ascendente nos trópicos e descendentes em médias e altas latitudes, os quais foram observados através de medições de componentes atmosféricos como o ozônio e o vapor de água e, posteriormente, por Holton et al. (1995), através do cloro em um ciclo de cerca de 5 anos (SOLOMON, 1999).

A escala de tempo de transporte estratosférico do equador para os polos é de cerca de 3 a 4 meses, sugerindo que o tempo de vida do ozônio na estratosfera é muito mais longo do que o tempo necessário para este transporte de ocorrer.

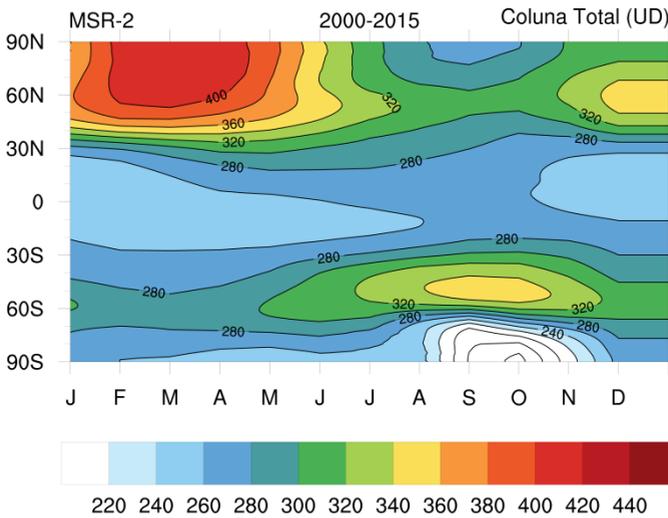
A secção transversal longitudinal da atmosfera, apresentada na Figura 5(a), mostra um esquema da circulação global estratosférica, ou circulação de Brewer-Dobson (setas pretas) e a distribuição de ozônio medida pelo instrumento de satélite OSIRIS em Março de 2004. A circulação é forçada pelas ondas que se propagam especialmente na região do hemisfério de inverno, e molda fortemente a distribuição do ozônio, transportando-o da região de sua fonte na estratosfera superior tropical para a estratosfera inferior de alta latitude. A linha tracejada representa a tropopausa, ou o limite entre a troposfera e a estratosfera (SHAW; SHEPHERD, 2008).



**Figura 5** - (a) Esquema de transporte de massas de ar na estratosfera. (b) Seção transversal de ozônio a partir de dados de satélites que mostram claramente a acumulação de ozônio na estratosfera inferior de alta latitude devido à circulação de Brewer-Dobson.

**Fonte:** Adaptada de SHAW; SHEPHERD, 2008.

Em regiões tropicais, as variações sazonais podem ser negligenciadas (Figura 6), uma vez que a radiação solar pode ser considerada constante ao longo do ano (WAKAMATSU, et al., 1989).



**Figura 6** - Dados médios mensais de Coluna Total de Ozônio (Unidades Dobson) em função da latitude para o período 2000-2015, obtidos através do Multi-Sensor Reanalysis II.

Com o aumento da latitude, maior variação sazonal da concentração de ozônio estratosférico é observada e tendem a ter concentração máxima no período de primavera, onde as regiões próximas aos polos são caracterizadas por fortes correntes de ar descendente.

Este transporte traz o ozônio produzido na estratosfera equatorial acima de 20 km de altitude em direção à estratosfera polar com mínimo no outono (SEINFELD; PANDIS, 2006).

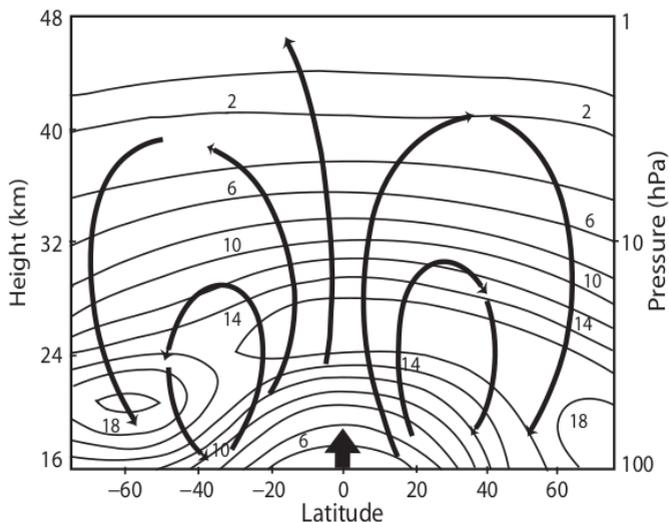
## **4.6 Traçadores de ozônio estratosférico**

### **4.6.1 Circulação Brewer-Dobson**

A região tropical, por receber a maior quantidade de radiação solar por metro quadrado em todo o planeta, é a maior produtora de O<sub>3</sub>. No entanto, como consequência da circulação geral atmosférica, mais especificamente a circulação Brewer-Dobson (Figura 7), massas de ar estratosféricas dessa região são transportadas, alterando as concentrações de ozônio (BREWER, 1949; DOBSON, 1968).

Essa circulação agora é entendida como uma circulação residual desde que o fluxo de ar geral permanece zonal e ondas planetárias extra trópicas perturbam esse fluxo causando um lento desvio meridional (HAYNES et al., 1991; ROSENLOF; HOLTON, 1993; NEWMAN et al., 2001; PLUMB, 2002). Na Figura 7, é possível identificar que este padrão de circulação baseia-se na convergência na região tropical, que acarreta no transporte vertical até atingir a região estratosférica, por onde é transportado o O<sub>3</sub> até chegar às regiões de latitudes médias e altas ocorrendo uma

divergência no padrão da circulação (WAKAMATSU et al., 1989; DIAS NUNES, 2017).



**Figura 7** - Diagrama esquemático do padrão de circulação Brewer-Dobson em função da altitude (Km), latitude e pressão (hPa) mostrando a média entre os anos de 1980 e 1989.

**Fonte:** MOHANAKUMAR, 2008.

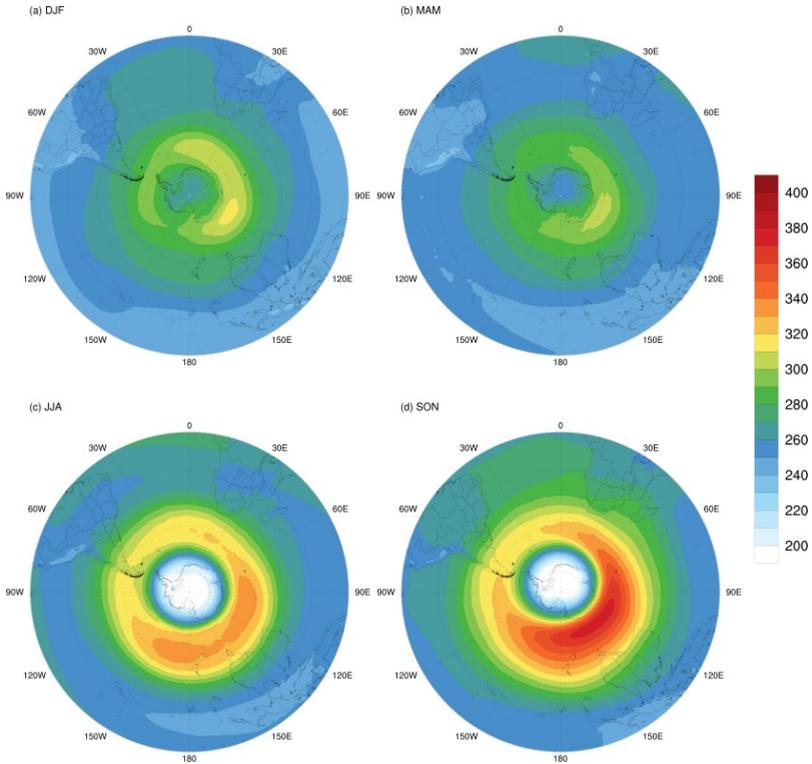
Essa circulação é impulsionada por diversos fatores como balanço de radiação solar, ondas planetárias e subsidência do ar. A partir da convergência massas de ar na troposfera, sobre a região equatorial, é criado um movimento ascendente que atinge a estratosfera,

movimentando massas de ar ricas em  $O_3$ , em seguida divergem para médias e altas latitudes. Esse processo diminui as concentrações de ozônio na região equatorial e enriquece as regiões polares (SOLOMON, 1999).

Ainda assim, a região tropical apresenta pouca variação na quantidade de  $O_3$  estratosférico ao decorrer do ano em relação a outras regiões do planeta, isso porque essas áreas sempre recebem grandes quantidades de energia solar, tornando-as sempre capazes de produzi-lo.

Essa máxima concentração de ozônio que ocorre na primavera é devido ao vórtice polar formado sobre a Antártica (DOBSON, 1968; ANDRÉ, 2003), que intercepta o conteúdo de ozônio proveniente das baixas latitudes, trazido pela circulação Brewer-Dobson (Figura 8). Alguns registros indicam que os valores chegam próximos de 500UD contornando quase todo hemisfério (WMO, 2018).

Quando o inverno no hemisfério sul (inverno austral) se aproxima, a atmosfera na região polar tende a ter um resfriamento fazendo que aumentem os movimentos subsidentes, assim elevando os valores do gradiente latitudinal de pressão entre as médias latitudes e a região polar (ANDRÉ, 2003).



**Figura 8** - Média sazonal do ozônio estratosférico (Unidades Dobson - UD) obtidas do sensor OMI (Ozone Monitoring Instrument) a bordo do satélite Aura/NASA, para o período de 2005 a 2015: a) primavera, b) verão, c) outono, d) inverno.

**Fonte:** DIAS NUNES, 2017.

Formada na região polar, a intensa circulação de oeste que se intensifica no começo do outono, o vórtice polar começa a aumentar a variação latitudinal de ozônio, tendo suas maiores concentrações no Hemisfério Sul durante a primavera aproximadamente sobre a latitude de 60°S onde se localiza a região da faixa de baixa pressão das frentes polares (PERES, 2016; WMO, 2018).

Estudos apontam que fenômenos como o El Niño – Oscilação Sul (ENOS), e oscilação Quase-Bienal (OQB), podem intensificar ou arrefecer a circulação Brewer-Dobson (OMAN et al., 2013). Segundo Peres (2016), através da análise de ondeletas, a OQB pode ser o principal modo de variabilidade de ozônio na estratosfera tropical. Calvo et al. (2010), em uma pesquisa com foco no Hemisfério Norte, encontrou indícios que durante eventos El Niño essa circulação sofre intensificação, o oposto é esperado para eventos La Niña.

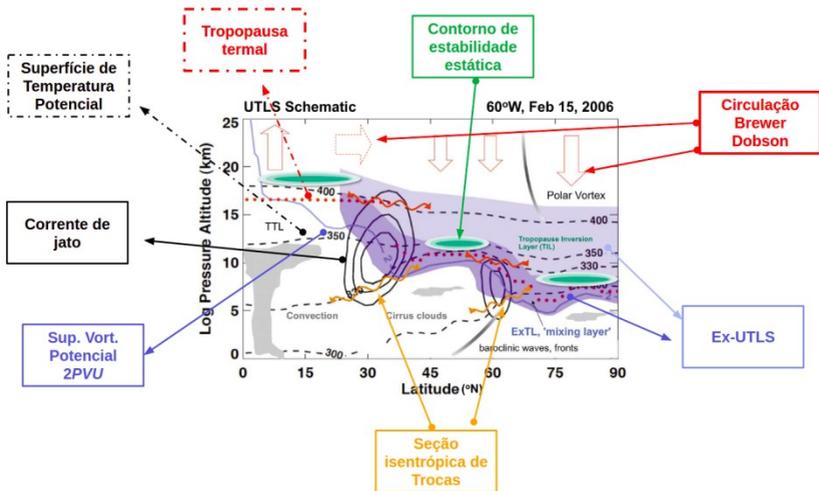
Consequentemente o transporte de massas de ar da região tropical rica em ozônio é alterado, diminuindo ou aumentando a concentração de O<sub>3</sub> estratosférico em áreas próximas ao equador terrestre.

#### **4.6.2 Trocas entre Estratosfera e Troposfera e a dinâmica do ozônio através da Vorticidade Potencial Absoluta**

Na região inferior da estratosfera (logo acima da tropopausa), o tempo de vida das moléculas de  $O_3$  é mais longo e, por isso, elas podem ser usadas como um traçador no estudo de escoamentos de massas de ar na Troca Estratosfera-Troposfera (fenômeno onde há intrusão de ar estratosférico para dentro da troposfera - TET) (DANIELSEN, 1968; BUKIN et al., 2011). A TET não só constitui o principal mecanismo para a remoção de muitas espécies estratosféricas (incluindo aquelas envolvidas na queda  $O_3$ ), mas também representa uma contribuição significativa de  $O_3$  e outras espécies reativas para o sistema químico troposférico (LEVY; MAHLMAN; MOXIM, 1980).

Estudos de TET utilizam a definição de tropopausa como uma combinação entre isolinhas de PV (2PVU) e linhas isentrópicas (HOLTON et al., 1995; STOHL et al., 2003; JING et al., 2005; GERASOPOULOS et al., 2006; DE-BELLEVUE et al., 2006; NAKAMURA, 2007; EL-AMRAOUI et al., 2010; CLAIN et al., 2010; LIU et al., 2011), possibilitando estudos de transporte horizontal de massas de ar e seu conteúdo de ozônio na estratosfera (BENCHERIF et al., 2003, 2011; SEMANE et al., 2006; WERNER et al., 2011; BRACCI et al., 2012).

A condição de tempo em latitudes médias é fortemente influenciada por sistemas meteorológicos transientes, influência esta não observada nas demais regiões do país. Como exemplos destes sistemas, estão os sistemas frontais, que trazem consigo fortes ventos de oeste em altos níveis da troposfera (entre 9 e 13km), chamados correntes de jato (Figura 9). A Coluna Total de Ozônio (CTO) depende de fatores meteorológicos dinâmicos, os quais dependem de variações sazonais em escala sinótica (centenas de quilômetros ou mais).



**Figura 9.** Diagrama esquemático da região da alta troposfera e baixas estratosfera em uma seção longitudinal de 60°W do Hemisfério Norte em 15 de fevereiro de 2006.  
**Fonte:** Adaptado de GETTELMAN et al., 2011.

Por isso, a posição e velocidade das correntes de jato subtropical e polar, como função do gradiente meridional de temperatura é um dos fatores determinantes na variação da CTO na atmosfera (BUKIN et al., 2011). Os eventos chamados de “dobra da tropopausa” (*do inglês* - Folding) normalmente causam intrusão de ar (carregando os conteúdos de ozônio) da baixa estratosfera para a alta troposfera, tendo em alguns casos intrusões que cheguem próximo à superfície (HOLTON et al., 1995; STOHL et al., 2003).

Neste âmbito, a Troca Estratosfera-Troposfera (TET) tem impactos importantes sobre a química da atmosfera: ela muda a capacidade oxidativa da troposfera (KENTARCHOS; ROELOFS, 2003) e também afeta o sistema climático, pois o O<sub>3</sub> é um potente gás de efeito estufa (GAUSS et al., 2003; FORSTER et al., 2007).

Moléculas de O<sub>3</sub> na baixa estratosfera têm um longo tempo de vida e podem ser utilizadas como traçadores para estudar o transporte de massas de ar na TET. O conteúdo da coluna de O<sub>3</sub> na alta troposfera e baixa estratosfera depende fortemente de fatores dinâmicos como a variação sazonal no regime de circulação atmosférica, associada com a posição, intensidade e interações do jato subtropical e polar devido ao gradiente térmico latitudinal (BUKIN et al., 2011).

A Vorticidade Potencial Absoluta (VPA) tem um importante papel traçador na dinâmica de massas de ar de grande escala, comportando-se como uma superfície

material onde a temperatura potencial é conservada (HOSKINS et al., 1985), podendo ser usada como coordenada horizontal (NORTON et al., 1994). É frequentemente utilizada em estudos correlacionando VPA e constituintes químicos traços como o ozônio, óxido nitroso e vapor d'água (SCHOEBERL, 1989) sobre superfícies isentrópicas na baixa estratosfera, como apontado primeiramente por Danielsen em 1968 (LARY et al., 1995).

A variação da VPA em superfície isentrópica pode ser aplicada ao transporte horizontal de ozônio na estratosfera, mostrando que a origem tropical ou polar das massas de ar pobre em ozônio pode ser identificada, respectivamente, por baixos e altos valores de VPA (BENCHERIF et al., 2003; SEMANE et al., 2006; BENCHERIF et al., 2011). Além disso, a VP também é usada como um rastreador de TET. Sob condições adiabáticas e sem atrito, o PVA é conservado em superfícies isentrópicas (de temperatura potencial constante) e é um parâmetro bem adaptado para estudar processos dinâmicos, como dobras da tropopausa e intrusões estratosféricas (HOSKINS et al., 1985).

#### **4.7 O Buraco de Ozônio Antártico**

A equipe de cientistas britânicos lideradas por Joseph Farman e colaboradores causou surpresa na comunidade científica no ano de 1985 (FARMAN et al., 1985), ao reportar a massiva destruição anual do ozônio estratosférico sobre a

Antártida durante a primavera polar, em um nível de observação que a química do cloro era incapaz de explicar, sendo este fenômeno denominado pela imprensa popular de “Buraco de Ozônio Antártico”.

Antes desta descoberta, foi teorizada a ideia de que as atividades humanas poderiam afetar o ozônio estratosférico com efeitos relativamente pequenos. Porém, após esta descoberta foi fortemente estabelecido que as emissões de compostos químicos por atividades humanas poderiam causar espetaculares mudanças no ozônio estratosférico (DESSLER, 2000).

Em seu trabalho, Farman e colaboradores mostraram que os dados da coluna total de ozônio coletados de superfície na estação britânica Halley Bay na Antártida (76°S) estavam diminuindo desde 1977, passando os valores médios mensais do mês de outubro de valores acima de 350 UD em meados da década de 70, para valores aproximados de 100 UD e que os perfis verticais de ozônio obtidos por balões mostraram que a diminuição ocorre entre 10 e 20km de altura, causando surpresa por sua magnitude e localização, uma vez que, de acordo com a química do cloro, o esperado era a diminuição do ozônio se manifestar em médias e baixas latitudes e a uma altura entre 35 e 45km.

Porém, os dados do instrumento TOMS (Total Ozone Mapping Spectrometer) e SBUV (Solar Backscattered Ultraviolet) a bordo do satélite Nimbus 7, aparentemente não estavam detectando tal diminuição vista nos dados

coletados em solo, o que acabou com uma inspeção nos dados de satélite que estavam de fato sendo rejeitados por estarem fora de um intervalo previamente estabelecido. Uma vez descoberta e corrigida esta falha, os dados de satélite confirmaram as medidas de solo da estação britânica (STOLARSKI et al., 1986).

Observações feitas em outros locais do continente Antártico confirmaram os resultados encontrados por Farman e Chubachi, que mostram esta elevada diminuição no conteúdo de ozônio sobre todo o continente através de dados de sondagens feitas por balões (KOMHYR et al., 1986) e outros métodos independentes como o uso do infravermelho (FARMER et al., 1987) e espectroscopia do visível em observações da coluna total de ozônio (SOLOMON, 1999).

O “Buraco Ozônio” foi definido como a região com valores inferiores a dois terços do nível histórico, ou seja, 220 UD (HOFMANN et al., 1997). Posteriormente, observações similares feitas na Estação Antártica Brasileira Comandante Ferraz mostraram semelhante redução no conteúdo de CTO observada em outras estações na Antártida (KIRCHHOFF et al., 1996).

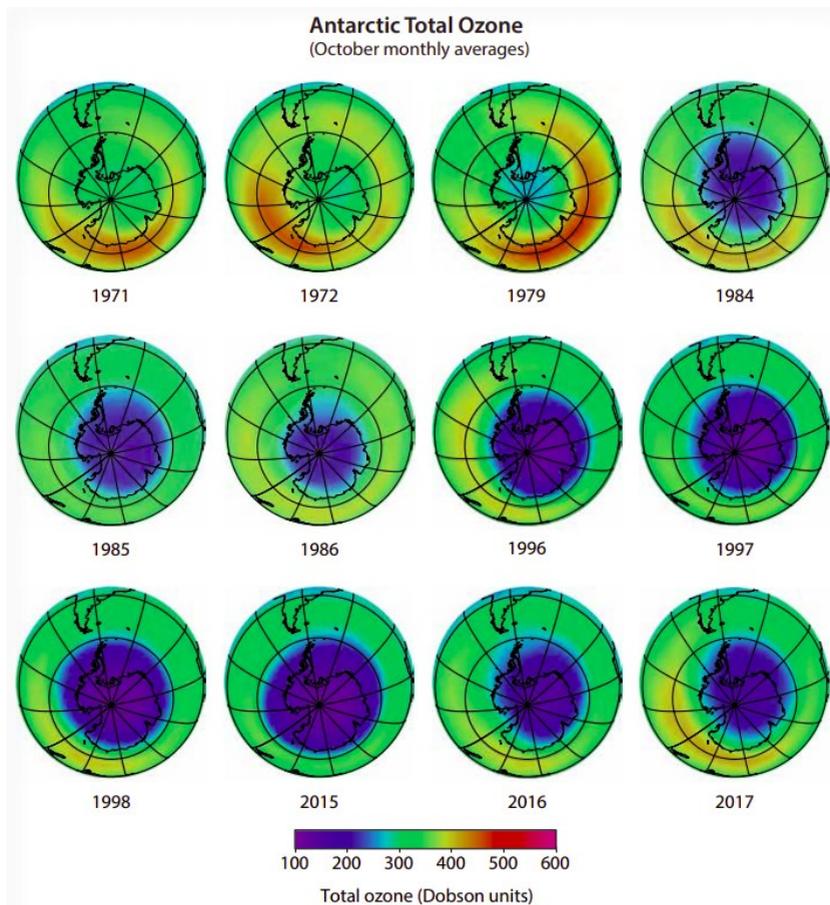
O conflito de teorias relacionadas à existência do buraco de ozônio ligadas ao ciclo solar (CALLIS; NATARAJAN, 1986) e a pura dinâmica estratosférica (TUNG et al., 1986) foi discutido por Solomon em 1988. Entretanto, estas teorias não eram consistentes com o observado, assim

como os ciclos catalíticos dos CFCs (clorofluorcarbonos) em sua fase gasosa e o mecanismo envolvendo o dímero de ClO, o Cl<sub>2</sub>O<sub>2</sub> (MOLINA et al., 1987) não poderia levar a tamanha queda na coluna de ozônio, sendo a melhor explicação proposta por Solomon (1999), que sugeriu que o cloro ativado na superfície das nuvens estratosféricas polares, observadas na Antártica devidos às baixas temperaturas (183K), poderiam destruir o ozônio na baixa estratosfera polar em poucas semanas, chegando aos níveis observados (SOLOMON, 1999).

Alterações de longo prazo no ozônio total da Antártica são demonstradas com esta série de mapas de ozônio total derivados de observações de satélite. Cada mapa é uma média durante o mês de outubro, o mês de destruição máxima de ozônio na Antártida.

Na década de 1970, nenhum buraco de ozônio foi observado, conforme definido por uma região significativa com valores totais de ozônio inferiores a 220 DU (cores azul escuro e roxo). A partir da década de 1980, o buraco no ozônio começou a aparecer e aumentar de tamanho (não mostrado aqui). Os mapas dos anos 2000 mostram a grande extensão (cerca de 25 milhões de quilômetros quadrados) dos buracos de ozônio mais recentes.

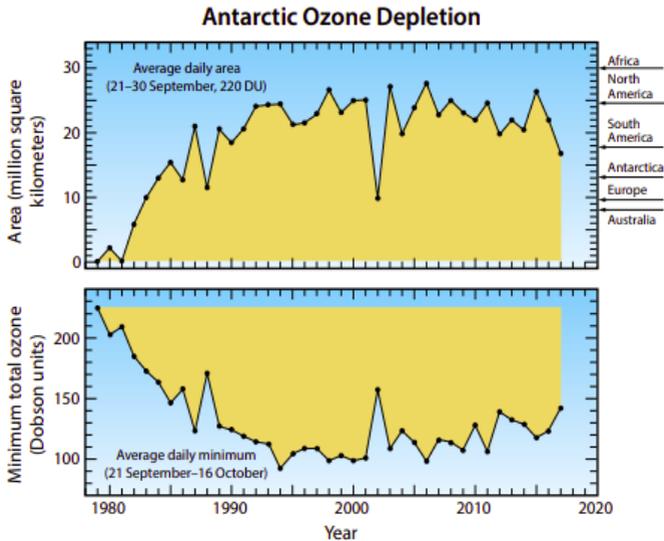
Os maiores valores de ozônio total nas latitudes altas do sul ainda são encontrados em uma região em forma decrescente fora do buraco de ozônio em outubro (Figura 10).



**Figura 10** – Evolução espaço-temporal do Buraco de Ozônio Antártico entre 1971 e 2017 a partir de observações de sensores a bordo de satélites.

**Fonte:** WMO, 2018

O buraco antártico do ozônio apresenta as alterações de longo prazo e são mostradas como aspectos chave do buraco na camada de ozônio na Antártica: a área delimitada pelo contorno 220 UD nos mapas de ozônio total (Figura 11 painel superior) e a quantidade mínima total de ozônio dentro do circuito de 220 UD ( Figura 11 - painel inferior).



**Figura 11** – Área média do buraco de ozônio Antártico (painel superior) e os valores mínimos diários da coluna total de ozônio entre setembro e outubro (painel inferior), calculadas a partir de observações de instrumentos a bordo de satélites.

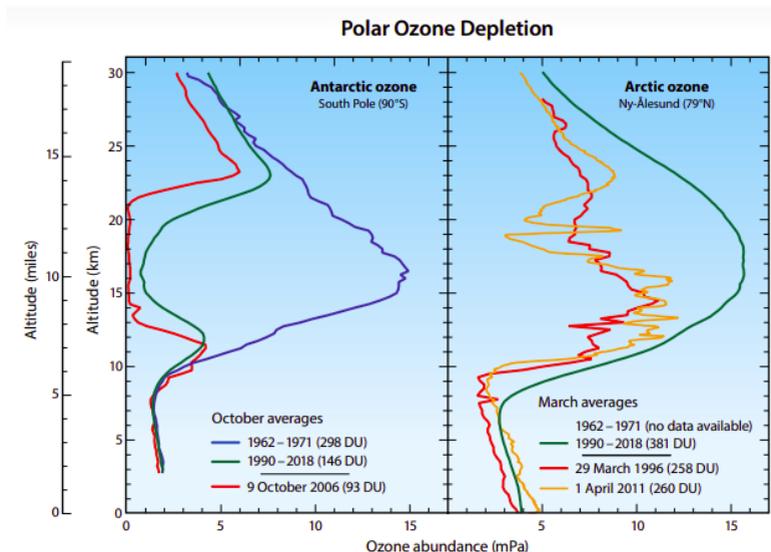
**Fonte:** WMO, 2018

Os valores são derivados de observações de satélite e a média é calculada para cada ano próximo ao pico da destruição do ozônio, conforme definido pelas datas mostradas em cada painel. As áreas dos continentes estão incluídas para referência no painel superior.

A magnitude da destruição do ozônio aumentou gradualmente a partir de 1980. Na década de 1990, o esgotamento atingiu valores estáveis ano a ano, exceto pelo esgotamento incomumente baixo em 2002 (WMO, 2018).

A maior parte do ozônio estratosférico reside entre 10 e 30 quilômetros acima da superfície da Terra. Observações de longo prazo da camada de ozônio com instrumentos transportados por balões permitem comparar os perfis de altitude do ozônio no inverno entre as regiões Antártica e no Ártico. Na Antártica, no Polo Sul (painel esquerdo da Figura 12), observou-se uma camada normal de ozônio entre 1962 e 1971. Nos anos mais recentes, como mostrado aqui em 9 de outubro de 2006, o ozônio é quase completamente destruído entre 14 e 21 quilômetros na Antártica na primavera. Os valores médios de outubro nas últimas décadas (1990–2009) são 90% inferiores aos valores anteriores a 1980 no pico de altitude da camada de ozônio (16 quilômetros). Por outro lado, a camada de ozônio do Ártico ainda está presente na primavera, como mostra o perfil médio de março de 1991–2009 obtido no sitio Ny-Ålesund (painel direito da Figura 12). Alguns perfis de

março revelam esgotamento significativo, como mostrado aqui em 29 de março de 1996.



**Figura 12.** Distribuição vertical do ozônio Antártico (painel esquerdo) do Ártico (painel direito).

**Fonte:** WMO, 2018.

Nesses anos, as temperaturas mínimas no inverno são geralmente mais baixas que o normal, permitindo a formação de Polar Stratospheric Clouds (PSC) por períodos mais longos.

Nunca foram observados perfis árticos com depleção semelhantes aos mostrados em 9 de outubro de 2006 no

Polo Sul. O número entre parênteses para cada perfil é o valor total de ozônio em Unidades Dobson. A abundância de ozônio é mostrada aqui como a pressão do ozônio em cada altitude, usando a unidade "mili-Pascal" (mPa) (100 milhões de mPa = pressão atmosférica ao nível do mar).

#### **4.8 Recuperação da camada de ozônio**

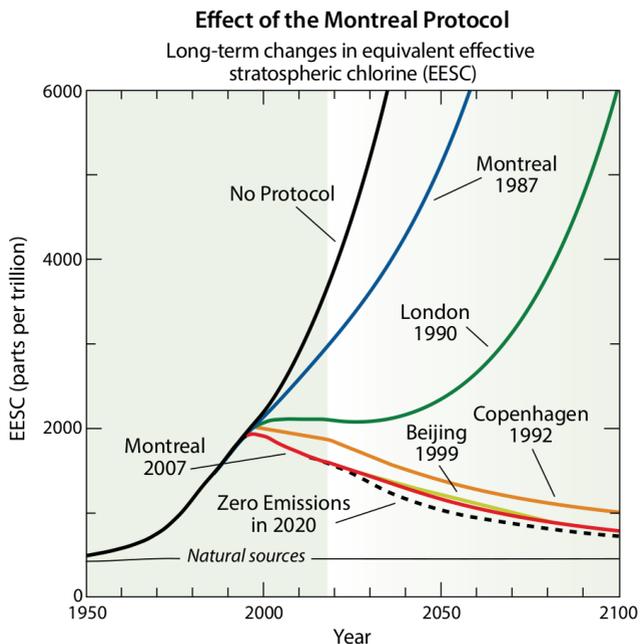
Em 1985, um tratado chamado Convenção de Viena para a Proteção da camada de Ozônio foi assinado por 28 nações na cidade de Viena. As nações acordaram algumas medidas apropriadas para proteger a camada de ozônio das atividades humanas que vinham favorecendo às reduções dos seus conteúdos. Em resposta à crescente preocupação, o Protocolo de Montreal sobre Substâncias que Deterioram a Camada de Ozônio (*do inglês* - Ozone Depleting Substances - ODS) foi assinado em 1987 e, após sua ratificação, entrou em vigor em 1989. O Protocolo foi bem sucedido em estabelecer controles para os países desenvolvidos e em desenvolvimento no mundo que aumentavam a produção e consumo de gases de fontes de halogênio (exemplo, cloro e bromo) que causam a destruição do ozônio (MOHANAKUMAR, 2008). O consumo nacional de um ODS é definido como produção mais importações da substância controlada, menos exportações da substância. As disposições do Protocolo são estruturadas para os países desenvolvidos agirem primeiro e para os países em

desenvolvimento seguirem com alguma assistência financeira. Em 2009, o Protocolo de Montreal se tornou o primeiro acordo ambiental multilateral a alcançar a ratificação universal (WMO/UNEP, 2011; WMO, 2018).

À medida que a produção e as bases científicas sobre a destruição do ozônio se tornou mais robusta após 1987 e substitutos e alternativas se tornaram disponíveis para substituir os ODSs, o Protocolo de Montreal foi fortalecido com emendas e ajustes. Cada emenda tem o nome da cidade em que a Reunião das Partes do Protocolo de Montreal ocorreu e até o ano da reunião. A linha do tempo na mostrada na Figura 13, mostra algumas das principais decisões que foram adotadas nas últimas três décadas. Essas decisões listaram ODSs adicionais sob controle, aceleraram o momento das medidas de controle existentes e prescreveram datas de eliminação para a produção e o consumo de certos gases (MONTZKA et al., 2011).

As medidas iniciais do Protocolo foram uma redução de 50% na produção de CloroFluorCarbono (CFC) e um congelamento na produção de halogênios. A Emenda de Londres de 1990 exigia a eliminação gradual da produção e do consumo dos ODSs mais prejudiciais nos países desenvolvidos até 2000. De acordo com WMO, 2018, a Emenda de Copenhague de 1992 acelerou a data de eliminação progressiva dos CFCs, halogênios, tetracloro de carbono e clorofórmio de metila até 1996 nos países desenvolvidos e também iniciou controles sobre a produção

futura de HidroCloroFluoroCarbonos (HCFCs) nos países desenvolvidos.



**Figura 13.** Linha temporal mostrando as principais medidas para as reduções das ODSs em cada uma das emendas aos efeitos a partir do protocolo de Montreal para as medidas à longo prazo das mudanças do *Equivalent Effective Stratospheric Chlorine (EESC)*.

**Fonte:** MONTZKA et al., 2011.

O Cloro Estratosférico Efetivo Equivalente (*do inglês - Equivalent Effective Stratospheric Chlorine (EESC)*) é uma quantidade que representa a abundância de halogênios

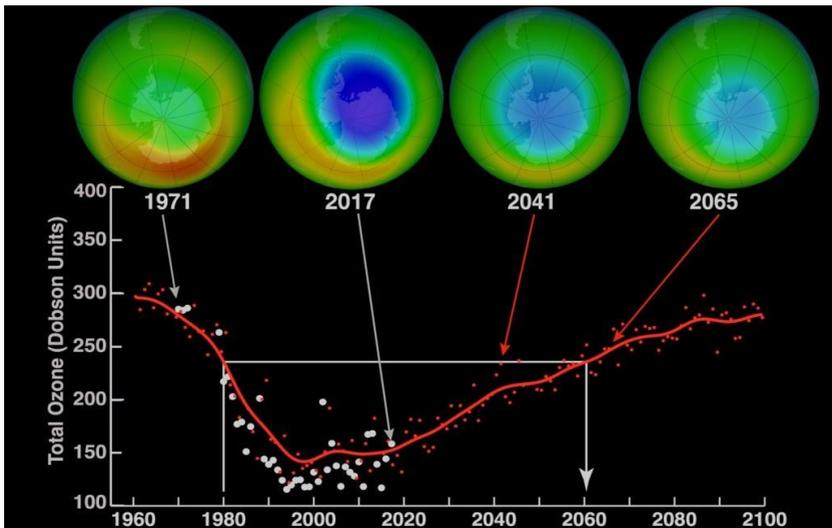
disponíveis para a destruição do ozônio na estratosfera. Basicamente, estes EESC representam os halogênios potencialmente capazes de reagir e destruir com os conteúdos de ozônio na alta atmosfera. Os valores do EESC baseiam-se na análise de observações superficiais de ODSs ou em projeções de abundância futura de ODSs (MOHANAKUMAR, 2008).

As projeções do EESC para a estratosfera inferior da latitude média (cerca de 19km de altitude) são mostradas separadamente para: nenhuma disposição do protocolo; as disposições do Protocolo de Montreal original de 1987 e algumas de suas emendas e ajustes subsequentes; e zero emissões de ODSs a partir de 2020.

Os nomes e os anos das cidades indicam onde e quando as alterações às disposições originais do Protocolo de 1987 foram acordadas. Sem o protocolo, os valores do EESC teriam aumentado significativamente no século XXI, levando a grandes quantidades de destruição do ozônio em todo o mundo, inclusive em regiões altamente populosas.

Desde meados da década de 90, os níveis globais de ozônio tornaram-se relativamente estáveis. De fato, por causa do Protocolo de Montreal, simulações de modelos sugerem que o tamanho do buraco deve retornar aos níveis anteriores a 1980 em 2075. Aqui, a Figura 14, mostra os quatro campos na projeção polar do Polo Sul, com a média mensal da coluna total de ozônio sobre a Antártida em outubro (NASA, 2015; WMO, 2018).

Os campos de 1971 e 2017 foram criados com dados do instrumento Solar Backscatter Ultraviolet (SBUV) a bordo do satélite Nimbus-4 e do Ozone Monitoring Instrument (OMI) no satélite Aura, ambos da NASA. Os campos em 2041 e 2076 foram produzidos usando a saída do Modelo Químico Climático do Sistema de Observação da Terra Goddard da NASA, ou GEOS-CCM. O gráfico mostra a média anual mínima de outubro de cada ano (pontos brancos) sobre a Antártica. A curva vermelha representa uma versão suavizada dos pontos brancos.



**Figura 14.** Média mensal da Coluna Total de Ozônio na região Antártica de 1971 a 2076.

**Fonte:** NASA, 2015

A partir das observações e simulações, baseadas nos ajustes e emendas estabelecidas desde o Protocolo de Montreal, espera-se que os níveis de ozônio observados na região Antártica em meados dos anos 1970, sejam restabelecidos durante o século XXI.

#### **4.9 Conclusão**

O presente capítulo buscou introduzir conceitos básicos sobre o comportamento climatológico, variabilidade e as tendências do ozônio estratosférico. O impacto causado pelas variações do ozônio estratosférico no clima foi mostrado avaliando os aspectos radiativos, químicos e dinâmicos. Entretanto é de extrema importância aumentar os estudos que envolvem o ozônio estratosférico, não só no âmbito observacional (apesar da evolução de sensores a bordo de satélites, cada vez mais sofisticados, melhorando a qualidade dos dados), mas também pensando em modelagem de tempo e clima. No entanto tem-se realizado muitos esforços para o desenvolvimento da modelagem numérica global através da assimilação de dados de ozônio, parametrizações radiativas e químicas em reanálises, impactos no campo dinâmico, bem como projeções utilizando cenários futuros a partir da variabilidade do ozônio estratosférico.

#### 4.10 Referências Bibliográficas

ANDRÉ, I. R. N.; FERREIRA, N. J.; CONFORTE, J. C. Análise do comportamento do ozônio estratosférico na América do Sul e vizinhanças utilizando-se imagens do satélite NIMBUS7/TOMS. **Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto**, 11., 2003, Belo Horizonte - MG. Anais [...]. Belo Horizonte - MG, 2003.

BAIRD, C.; CANN, M. **Environmental Chemistry**. New York: W. H. Freeman, 2005.

BARRY, R. G.; CHORLEY, R. J. **Atmosfera, Tempo e Clima**. Ed. 9. Porto Alegre: Bookman, 2013.

BENCHERIF, H.; PORTAFAIX, T.; BARAY, J. L.; MOREL B.; BALDY S.; LEVEAU, J.; HAUCHECORNE, A.; KECKHUT, P.; MOORGAWA A.; MICHAELIS, M. M.; DIAB, R. LIDAR observations of lower stratospheric aerosols over South Africa linked to large scale transport across the southern subtropical barrier. **Journal Atmospheric Solar-Terrestrial Physics**, v. 65, p. 707–715, 2003.

BENCHERIF, H.; EL-AMRAOUI, L.; KIRGIS, G.; DE-BELLEVUE, J. L.; HAUCHECORNE, A.; MZÉ, N.; PORTAFAIX, T.; PAZMINO, A.; GOUTAIL, F. Analysis of a rapid increase of stratospheric ozone during late austral summer 2008 over Kerguelen (49.4°S, 70.3°E). **Atmospheric Chemistry Physics**, v. 11, p. 363–373, 2011.

BRACCI, A.; CRISTOFANELLI, P.; SPRENGER, M.; BONAFE, U.; CALZOLARI, F.; DUCHI, R., LAJ, P.; MARINONI, A.; ROCCATO, F.; VUILLERMOZ, E.; BONASONI, P. Transport of Stratospheric Air Masses to the Nepal Climate Observatory-Pyramid (Himalaya; 5079 m MSL): A Synoptic-Scale Investigation. **Journal of Applied Meteorology Climatology**, v. 51, n. 8, p. 1489-1507, 2012.

BRASSEUR, G.; SOLOMON, S. **Aeronomy of the middle atmosphere**. Dordrecht: D. Reidel Publishing, 1986.

BREWER, A. W. Evidence for a world circulation provided by the measurements of helium and water vapor distribution in the stratosphere. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 75, p.351 - 363, 1949.

BUKIN, O. A.; SUAN AN, N.; PAVLOV, A. N.; STOLYARCHUK, S. Y.; SHMIRKO, K. A. Effect that Jet Streams Have on the Vertical Ozone Distribution and Characteristics of Tropopause Inversion Layer. **Atmospheric and Oceanic Physics**, v. 47, n. 5, p. 610–618, 2011.

CALLIS, L. B.; M. NATARAJAN. The Antarctic ozone minimum: Relationship to odd nitrogen, Odd chlorine, the final warming, and the 11-year solar cycle, **Journal Geophysical Research**, v. 91, n. 10, p. 771-10,798, 1986.

CALVO, N.; GARCIA, R.; RANDEL, W.; MARSH, D. Dynamical mechanism for the increase in tropical upwelling in the lowermost tropical stratosphere during warm ENSO events.

**Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 67, n. 7, p. 2331-2340, 2010. 2010.

CHAPMAN, S. On ozone and atomic oxygen in the upper atmosphere. **Philosophical Magazine Series 7**, v.10, p.369 - 383, 1930.

CLAIN, G.; BARAY, J. L.; DELMAS, R.; KECKHUT, P.; CAMMAS, J. P. A lagrangian approach to analyse the tropospheric ozone climatology in the tropics: Climatology of stratosphere-troposphere exchange at Reunion Island. **Atmospheric Environmental**, v. 44, n. 7, p. 968- 975, 2010.

DANIELSEN, E. F. Stratospheric-tropospheric exchange based upon radioactivity, ozone and potential vorticity. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 25, p. 502-518, 1968.

DE-BELLEVUE, J. L.; RECHOU, A.; BARAY, J. L.; ANCELLET, G.; DIAB, R. D. Signatures of stratosphere to troposphere transport near deep convective events in the southern subtropics. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 111, n. D2410, 2006.

DERWENT, R.G.; JENKIN, M.E.; SAUNDERS, S.M.; PILLING, M.J.; SIMMONDS, P.G.; PASSANT, N.R.; DOLLARD, G.J.; DUMITREAN, P.; KENT, A. Photochemical ozone formation in north west Europe and its control. **Atmospheric Environment**, v. 37, p. 1983-1991, 2003.

DESSLER, A. **Chemistry and Physics of Stratospheric Ozone**. London: Elsevier, 2000.

DIAS NUNES, M. **Influência da coluna total de ozônio na variabilidade da radiação ultravioleta sobre o sul da América do Sul**. 2017. 110f. Dissertação (Mestrado) - Faculdade de Meteorologia. Universidade Federal de Pelotas, Pelotas.

DOBSON, G. M. B., Observations of the amount of ozone in the Earth's atmosphere and its relation to other geophysical conditions. **Proceedings of the Royal Society of London, Series A**, v. 129, n. 411, 1930.

DOBSON, G. M. B., Forty years' research on atmospheric ozone at Oxford: A history. **Applied Optics**, v. 7, n. 3, p. 387-405, 1968.

EL-AMRAOUI L.; ATTÍÉ, J. L.; SEMANE, N.; CLAEYMAN, M.; PEUCH, V. H.; WARNER, J.; RICAUD, P.; CAMMAS, J. P.; PIACENTINI, A.; JOSSE, B.; CARIOLLE, D.; MASSART, S.; BENCHERIF, H. Midlatitude stratosphere – troposphere exchange as diagnosed by MLS O3 and MOPITT CO assimilated fields. **Atmospheric Chemistry Physics**, v. 10, p. 2175–2194, 2010.

FARMAN, J. C.; GARDINER, B. G.; SHANKLIN, J. D. Large losses of total ozone in Antarctica reveal seasonal ClO<sub>x</sub>/NO<sub>x</sub> interaction. **Nature**, v. 315, p. 207-210, 1985.

FARMER, C. B.; TOON, G. C.; SHAPER, P. W.; BLAVIER, J. F.;

LOWES, L. L. Stratospheric trace gases in the spring 1986 Antarctic atmosphere. **Nature**, v. 329, p. 126-130, 1987.

FISHMAN, J.; WATSON, C. E.; LARSON, J. C; LOGAN, J. A. Distribution of tropospheric ozone determined from satellite data. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 95, p. 3599-3617, 1990.

FONTINELE, J. L. **Envolvamento da tropopausa no Sul da América do Sul**: Relações entre a corrente de jato em altos níveis e a Coluna Total de Ozônio. 2012. 186 f. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) - Faculdade de Meteorologia, Universidade Federal de Santa Maria, Santa Maria, 2012.

FORSTER, P.; RAMASWAMY V.; ARTAXO, P.; T. BERNTSEN, R.; BETTS, D.; W. FAHEY, J.; HAYWOOD, J.; LEAN, D . C.; LOWE, G.; MYHRE, J.; NGANGA, R.; PRINN, G.; RAGA, M.; SCHULZ AND R.; VAN DORLAND. 2007: **Changes in Atmospheric Constituents and in Radiative Forcing**. In: Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Solomon, S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M. Tignor and H.L. Miller (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA

GAUSS, M.; MYHRE, G.; PITARI, G.; PRATHER, M. J.; ISAKSEN, I. S.A.; BERNTSEN, T. K.; BRASSEUR, G. P.; DENTENER, F. J.; DERWENT, R. G.; HAUGLUSTAINE, D. A.; HOROWITZ, L. W.; JACOB, D. J.; JOHNSON, M.; LAW, K. S.; MICKLEY, L. J.;

MÜLLER, J. F.; PLANTEVIN, P. H.; PYLE, J. A.; ROGERS, H. L.; STEVENSON, D. S.; SUNDET, J. K.; VAN WEELE, M.; WILD, O. Radiative forcing in the 21st century due to ozone changes in the troposphere and the lower stratosphere. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 108, p. 4292, 2003.

GERASOPOULOS, E.; ZANIS, P.; PAPASTEFANOU, C.; ZEREFOS, C. F.; IOANNIDOU, A.; WERNLI, H. A complex case study of down to the surface intrusions of persistent stratospheric air over the Eastern Mediterranean. **Atmospheric Environmental**, v.40, p. 4113–4125, 2006.

GETTELMAN, A., HOOR, P., PAN, L. L., RANDEL, W. J., HEGGLIN, M. I., BIRNER, T. The extratropical upper troposphere and lower stratosphere. **Reviews of Geophysics**, v. 49, n. 3, 2011.

HAYNES, P. H.; MARKS, C. J.; MCINTYRE, M. E.; SHEPHERD, T. G.; SHINE, K. P. On the “downward control” of extratropical diabatic circulations by eddy-induced mean zonal forces. **Journal of the Atmospheric Sciences**, 48, p. 651–678, 1991.

HOFMANN, D. J.; OLTMANS, S. J.; HARRIS, J. M.; JOHNSON, B. J.; LATHROP, J. A. Ten years of ozone sonde measurements at the South Pole: Implications for recovery of springtime Antarctic ozone. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v.102, p. 8931- 8943, 1997.

HOLTON, J. R.; HAYNES, P. H.; MCINTYRE, M. E.; DOUGLASS, A. R.; ROOD, R. B.; PFISTER, L. Stratosphere-troposphere Exchange. **Reviews of Geophysics**, v. 3, n. 3, p. 403-439, 1995.

HOSKINS, B. J.; McINTYRE, M. E.; ROBERTSON, A. W. On the use and significance of isentropic potential vorticity maps. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 111, p. 877-946, 1985.

JING, P.; CUNNOLD, D. M.; YANG, E. S.; WANG, H. J. Influence of isentropic transport on seasonal ozone variations in the lower stratosphere and subtropical upper troposphere. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 110, n. D10110, 2005.

KENTARCHOS, A. S.; ROELOFS, G. J. A model study of stratospheric ozone in the troposphere and its contribution to tropospheric oh formation. **Journal of Geophysical Research**, v. 108, p. 8517, 2003.

KIRCHHOFF, V. W. J. H.; SCHUCH, N. J.; PINHEIRO, D. K.; HARRIS, J. M. Evidence for an ozone hole perturbation at 30° south. **Atmospheric Environment**, v. 33, n. 9, p. 1481-1488, 1996.

KOMHYR, W. D.; GRASS, R. D.; LEONARD, R. K. Total ozone decrease at South Pole, Antarctica, 1964-1985, **Geophysical Research Letters**, v.13, p.1248-1251, 1986.

LARY, D.; CHIPPERFIELD, M.; PYLE, J.; NORTON, W.; RIISHOJGAARD, L. Tree-dimensional tracer initialization and general diagnostics using equivalent PV latitude-potential-temperature coordinates, **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 121, p. 187–210, 1995.

LEVY, H.; MAHLMAN, J. D.; MOXIM, W. J. A stratospheric source of reactive nitrogen in the unpolluted troposphere. **Geophysical Research Letters**, v. 7, n. 6, p. 441–444, 1980.

LIU, K., N. An Introduction to Atmospheric Radiation, Second Edition. **International Geophysics Series**, v. 84, Academic Press, 2002.

LIU, J. J.; JONES, D. B. A.; ZHANG, S.; KAR, J. Influence of interannual variations in transport on summertime abundances of ozone over the Middle East. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 116, n. D20310, 2011.

MOHANAKUMAR, K. **Stratosphere troposphere interactions: an introduction**. Cochin: Springer Science & Business Media, 2008.

MOLINA, M. J., ROWLAND, F. S. Stratospheric sink for chlorofluoromethanes: Chlorine atom catalyzed destruction of ozone. **Nature**, v. 249, p. 820-812, 1974.

MOLINA, M. J.; TSO, T. L.; MOLINA, L. T.; WANG, F. C. Y. Antarctic stratospheric chemistry of chlorine nitrate,

hydrogen chloride, and ice: Release of active chlorine. **Science**, v. 238, p. 1253-1257, 1987.

MONKS, P. S.; ARCHIBALD, A. T.; COLETTE, A.; COOPER, O.; COYLE, M.; DERWENT, R.; D. FOWLER, C.; GRANIER, K. S.; LAW, G. E.; MILLS, D. S.; STEVENSON, O.; TARASOVA, V.; THOURET, E.; VON SCHNEIDEMESSER, R.; SOMMARIVA, O.; WILD, M.; WILLIAMS L. Tropospheric ozone and its precursors from the urban to the global scale from air quality to short-lived climate forcer. **Atmospheric Chemistry and Physics**, v. 15, p. 8889–8973, 2015.

MONTZKA, S. A; REIMANN, S.; ENGEL, A.; KRUGER, K.; STURGES, W. T; BLAKE, D.; DORF, M.; FRASER, P.; FROIDEVAUX, L.; JUCKS, K.; KREHER, K.; KURYLO, MJ; MELLOUKI, A.; MILLER, J.; NIELSEN, O.-J.; ORKIN, V. L; PRINN, RG; RHEW, R.; SANTEE, M. L; STOHL, A.; VERDONIK, D.; KRUMMEL, P. B; ATLAS, E. Scientific Assessment of Ozone Depletion: 2010. **Global Ozone Research and Monitoring Project-Report No. 51**, 2011.

NAKAMURA, N. A new look at eddy diffusivity as a mixing diagnostic, **Journal of the Atmospheric Sciences**, 58, 3685– 3701, 2001.

NASA - NATIONAL AERONAUTICS AND SPACE ADMINISTRATION. **Studying Earth's Environment From Space**. 2012. Disponível em: [www.ccpo.odu.edu/~lizsmith/SEES/ozone/oz\\_class.htm](http://www.ccpo.odu.edu/~lizsmith/SEES/ozone/oz_class.htm). Acesso em: 30 out. 2015.

NEWMAN, P. A., NASH, E., AND ROSENFELD, J.: What controls the temperature of the Arctic stratosphere during the spring?. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 106, p. 19999–20010, 2001.

NORTON, W. A. Breaking Rossby waves in a model stratosphere diagnosed by a vortex – following coordinate system and a technique for advecting material contours. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 51, p. 654-673, 1994.

OMAN, L.; DOUGLASS, A.; ZIEMKE, J.; RODRIGUEZ, J.; WAUGH, D.; NIELSEN, J.. (2013). The ozone response to ENSO in Aura satellite measurements and a chemistry-climate simulation. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 118, p. 965-976. 10.1029/2012JD018546.

PERES, L. V. **Monitoramento da coluna total de ozônio e a ocorrência de eventos de influência do buraco de ozônio antártico sobre o sul do Brasil**. 2016, 246 f. Tese (Doutorado em Meteorologia) – Centro de Ciências Naturais e Exatas, Universidade Federal de Santa Maria, Santa Maria – RS, 2016.

PLUMB, R. A. Stratospheric transport. **Journal of the Meteorological Society of Japan**, v. 80, p. 793– 809, 2002.

ROSENLOF, K. H.; HOLTON, J. R. Estimates of stratospheric residual circulation using the downward principle. **Journal of Geophysical Research: Atmosphere**, v. 98, p. 10465–10479, 1993.

SALBY, M. L. **Fundamentals of atmospheric physics**. London: Elsevier, 1996.

SCHOEBERL, M. R. Reconstruction of the constituent distribution and trends in the Antarctic polar vortex from ER-2 flight observations. **Journal Geophysical Research**, v. 94, p. 16.815– 16.845, 1989.

SEINFELD, J. H.; PANDIS, S. N. **Atmospheric chemistry and physics: from air pollution to climate change**. New York: John Wiley & Sons, 2006. 1225 p.

SEMANE, N.; BENCHERIF, H.; MOREL, B.; HAUCHECORNE, A.; DIAB, R. D. An unusual stratospheric ozone decrease in Southern Hemisphere subtropics linked to isentropic air-mass transport as observed over Irene (25.5o S, 28.1o E) in mid-May 2002. **Atmospheric Chemistry and Physics**, v. 6, p. 1927-1936, 2006.

SHAW, T. A.; SHEPHERD, T. G. Raising the roof **Nature Geoscience**, v. 1, p. 12-13, 2008.

SLUSSER, J.; GIBSON, J.; BIGELOW, D.; KOLINSKI, D.; MOU, W.; KOENIG, G.; BEAUBIEN, A. Comparison of column ozone retrievals by use of an UV multifilter 104 rotating shadow-band radiometer with those from Brewer and Dobson spectrophotometers. **Applied Optics**, v. 38, n. 9, p. 1543-1551, 1999.

SOLOMON, S. Stratospheric ozone depletion: a review of concepts and history. **Reviews of Geophysics**, v. 37, n. 3, p. 275-316, 1999.

STOHL, A.; WERNLI, H.; BOURQUI, M.; FORSTER, C.; JAMES, P.; LINIGER, M.A.; SEIBERT, P.; SPRENGER, M. A new perspective of stratosphere-troposphere exchange. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 84, p. 1565-1573, 2003.

STOLARSKI, R. S.; KRUEGER, A. J.; SCHOEBERL, M. R.; MCPETERS R. D.; NEWMAN, P. A.; ALPERT, J. C. Nimbus 7 satellite measurements of the springtime Antarctic ozone decrease. **Nature**, v. 322, p. 808-811, 1986.

TUNG, K. K.; KO, M. K. W; RODRIGUEZ, J. M.; SZE, N. D. Are Antarctic ozone variations a manifestation of dynamics or chemistry? **Nature**, v. 333, p. 811-814, 1986.

WAKAMATSU, S.; UNO, I.; VEDA, H.; UEHARA, K.; TATEISHH, H. Observational study of stratospheric ozone intrusions into the lower troposphere. **Atmospheric Environment**, v. 23, p. 1815-1826, 1989.

WALLACE, J. M.; HOBBS, P. V. **Atmospheric Science: An Introductory Survey**. [S.l.]: Academic Press, 2006.

WERNER, R.; STEBEL, K.; HANSEN, H. G.; HOPPE, U. P.; GAUSA, M.; KIVI, R.; VON DER GATHEN, P.; ORSOLINI, Y.; KILIFARSKA, N. Study of the seasonal ozone variations at

European high latitudes. **Journal Geophysical Research: Atmospheres**, v. 47, p. 740–747, 2011.

WHITTEN, R. C.; PRASAD, S. S. Ozone photochemistry in the stratosphere. In: WHITTEN, R. C.; PRASAD, S. S (org.) **Ozone in the free atmosphere**. New York: Van Nostrand Reinhold, v. 2, p. 81-122, 1985.

WORLD METEOROLOGICAL ORGANIZATION - WMO;  
UNITED NATIONS ENVIRONMENT PROGRAMME - UNEP.  
**Scientific Assessment of Ozone Depletion: 2010**, Geneva, 2011.

WORLD METEOROLOGICAL ORGANIZATION - WMO  
**Scientific Assessment of Ozone Depletion: Global Ozone Research and Monitoring Project-Report No. 58**, 588 p., Geneva, Switzerland, 2018.

## **CAPÍTULO 5**

### **FOCOS DE CALOR EM UNIDADES DE CONSERVAÇÃO: CONDIÇÕES ATMOSFÉRICAS ASSOCIADAS E DISPERSÃO DE POLUENTES**

*Ana Lucia da Silva Nascimento*

*Mateus da Silva Teixeira*

*Marcelo Félix Alonso*

#### **5.1 Introdução**

Focos de Calor em Unidades de Conservação são considerados uma grave ameaça para a manutenção da biodiversidade e dos demais processos ecológicos, tendo um impacto maior quando se trata de áreas relativamente pequenas, isoladas por monoculturas agrícolas ou cidades, que possuem ecossistemas sensíveis e espécies raras e/ou ameaçadas de extinção. Como consequência, com a ocorrência desses focos de calor há o comprometimento da manutenção das suas populações (MEDEIROS e FIEDLER, 2004), e poucas das Unidades de Conservação brasileiras possuem planos de prevenção e controle (KOPROSKI et al., 2011). Além disso, as áreas protegidas são importantes para mitigar os efeitos das mudanças climáticas e, além de ser um importante estoque de carbono, preservam recursos

hídricos e serviços ligados as necessidades básicas de segurança alimentar (LAPOLA et al., 2019).

No Brasil (BR) ocorrem milhares de focos de calor, principalmente nos ecossistemas do cerrado e floresta, majoritariamente associados a práticas agrícolas e agropecuária (DIAS, 2006; FREITAS et al., 2009). Sob condições atmosféricas que proporcionam um período mais seco, ambientes preservados ficam mais suscetíveis à ação do fogo, que pode proporcionar uma alteração drástica em sua estrutura e diversidade. Os fatores meteorológicos são os elementos críticos que influenciam a sua ocorrência, comportamento e dinâmica; além de constituir um dos três elementos importantes para o seu início e desenvolvimento, como por exemplo, períodos com altas temperaturas, baixos níveis de umidade relativa do ar, perfis termodinâmicos da atmosfera, direção e intensidade do vento, origem, trajetória e características das massas de ar que agem sobre uma região e ocorrência de descargas elétricas (WESTERLING et al., 2004; LEITE et al., 2017; LAPOLA et al., 2019). Mediante isso, serão descritos nos próximos tópicos os principais fatores que podem contribuir para sua ocorrência.

## **5.2 Unidades de Conservação**

O Sistema Nacional de Unidades de Conservação da Natureza (SNUC - gerido pelo Conselho Nacional do Meio Ambiente), através do art. 2º da Lei nº 9.985, de 18 de jul. de

2000), definiu como conservação a preservação de determinado espaço territorial e seus recursos ambientais, como a diversidade biológica, ecossistemas terrestres, marinhos, aquáticos, atmosféricos, como também as águas superficiais e subterrâneas. Ainda reitera que a proteção integral das Unidades de Conservação (UC) engloba a manutenção dos ecossistemas livres de alterações causadas por interferências humanas, admitindo o uso de seus recursos indiretamente. Em seu artigo 5º indica que as UC, através da administração do SNUC, busquem apoio e cooperação de organizações para o desenvolvimento de estudos e pesquisas científicas, com o objetivo de proteger e preservar o uso sustentável dos recursos naturais, restauração e recuperação do ecossistema.

As UC podem ser divididas em uso sustentável, como por exemplo, Áreas de Proteção Ambiental, Área de Relevante Interesse Ecológico, Floresta Nacional, Reserva Extrativista, Reserva de Fauna, Reserva Particular ou Patrimônio Natural e Reserva de Desenvolvimento Sustentável. E as de proteção integral, Reserva Biológica, Parque Nacional, Monumento Natural, Refúgio de Vida Silvestre e as Estações Ecológicas (ESEC) que visam a preservação da natureza, possibilitando a pesquisa científica. Nesta última modalidade é proibida a visitação do público em geral, exceto com objetivos educacionais ou para fins de pesquisa científica, de acordo com seu plano de manejo e órgãos responsáveis pela sua administração.

Existem também as Áreas de Proteção Permanente (APP), que, da mesma forma que as UC, foram criadas para atender o direito da sociedade a um meio ambiente ecologicamente equilibrado (art. 225º da Constituição Federal). Suas divergências são evidentes quando se trata do seu uso. Enquanto as UC estabelecem o uso sustentável direto ou indireto das suas áreas de preservação, o objetivo das APP é manter áreas naturais intocáveis, ou seja, não são permitidas explorações diretas (exceções através da liberação de órgãos ambientais).

### **5.3 Detecção dos Focos de calor**

É importante destacar que existem diferenças entre os termos mais utilizados para descrever ou identificar a presença do fogo, que são: queimadas, incêndios florestais e focos de calor. A queimada é a denominação para uma antiga prática que utiliza o fogo de forma controlada, para viabilizar a agricultura e renovar pastagens, que deve ser feita em condições que permitam que o fogo se mantenha sob a região previamente permitida a ser queimada. Já o incêndio florestal trata-se de uma região que está sendo consumida pelo fogo de forma descontrolada, sob qualquer tipo de vegetação, iniciadas de forma natural ou causadas pelo homem. Muitas das vezes um incêndio florestal se inicia de uma queimada descontrolada.

Quanto ao termo focos de calor, trata-se de uma detecção de fogo feita através do uso de satélites. No BR esse monitoramento é feito pelo Programa de Queimadas do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE). Cada foco de calor indica a existência de fogo em um pixel (elementos de resolução), que varia de 1 km até 4 km, onde pode haver uma ou várias queimadas ocorrendo, entretanto, a indicação será somente de um único foco de calor. O material em chamas emite energia principalmente na faixa térmica média de 3,7 a 4,1  $\mu\text{m}$  do espectro ótico, portanto, imagens que tenham esta faixa característica são selecionadas e os pixels com maior temperatura, são detectados. Para os satélites de órbita polar, uma frente de fogo com extensão a partir de 30 m x 1 m é detectada, já os geoestacionários, a frente de fogo precisa ter o dobro de tamanho. Há ainda situações em que ocorrem dificuldades de o satélite identificar o foco de calor, como por exemplo nuvens cobrindo a região (exceto as de fumaça), queimadas de pequena duração ou que ocorreram entre os horários de imageamento, frentes de fogo com menos de 30 m, entre outros (Portal do Monitoramento de Queimadas e Incêndios – INPE, 2019).

## **5.4 Comportamento do Fogo**

Para que comece o processo de combustão e que haja propagação em uma vegetação, são necessárias

determinadas condições como a disponibilidade de combustível, condições meteorológicas apropriadas e fontes de ignição (WILGAN e SCHOLES, 1997; PEREIRA et al., 2006). Quando a vegetação queima, a energia química é transformada em energia térmica, energia radiante e energia cinética (ascensão do ar na coluna de convecção). Há necessidade que haja coexistência de três fatores para se iniciar a combustão, a qual é representada através da Figura 1.



**Figura 1.** Representação do Triângulo do Fogo: combustível (folha, ramo, material em decomposição, etc.), oxigênio (comburente) e calor (necessário para iniciar a reação entre os demais fatores). A ausência de qualquer fator resulta no decaimento/extinção do fogo.

**Fonte:** Adaptado de PYNE et al. (1996).

### **5.4.1 Transferência de Calor**

Segundo DiNemmo et al. (1995), compreender a física e a química do fogo é extremamente importante para a interpretação da dinâmica dos fluidos e as transferências de calor. Existem três formas de propagação de calor: condução, convecção e radiação, que serão descritas de forma simplificada a seguir.

A condução é a transferência de calor através de um corpo sólido ou das substâncias em contato (molécula a molécula) de uma região da alta para baixa temperatura. Se tratando de combustíveis vegetais, essa condutividade se torna maior à medida que a densidade do material aumenta. A convecção é a transferência de calor através do movimento de massa (com maior facilidade em fluidos, como em um gás ou em um líquido). Ela determina o aquecimento de uma vegetação localizada acima de um incêndio, que contribui para o processo de combustão. Em ambiente de convecção livre/natural, um determinado fluido se move devido a sua fluatuabilidade (diferença de densidade em relação a vizinhança) ocasionada pelo gradiente de temperatura, forçando o produto da combustão a subir formando a coluna de convecção acima do incêndio. Essa fluatuabilidade força o ar vizinho a tomar o lugar do ar anteriormente aquecido, produzindo ventos locais moderados/fortes, favorecendo a amplificação do fogo em superfície para as copas das árvores. A radiação ou

irradiação térmica produz um pré-aquecimento da vegetação vizinha. Envolvendo a transferência de calor através de ondas eletromagnéticas, nos comprimentos de onda do ultravioleta próximo, visível e todo o infravermelho do espectro eletromagnético (PYNE et al., 1996; CASTRO et al., 2003; OLIVEIRA, 2005; BERGMAN et al., 2011).

### **5.4.2 Fases de um Incêndio**

Segundo Pyne et al. (1996), as reações endotérmicas e exotérmicas conhecidas são a pré-ignição e combustão, sendo seu ponto de transição a ignição (Quadro 1). Será exposto neste tópico também o processo de extinção.

**Pré-ignição → Ignição → Combustão → Extinção**

#### **Quadro 1.** Fases de um incêndio

##### **i. Pré-Ignição**

Durante a fase de pré-ignição a temperatura do combustível aumenta ao ponto de provocar a evaporação da água (desidratação), diminuindo o teor de umidade presente no material e a liberação de alguns voláteis que ocorrem a baixa temperatura. O teor de umidade no material combustível é altamente variável; um dia bem quente já é o

suficiente para que haja evaporação de alguns extrativos (substâncias que não fazem parte da parede celular ou lamela média<sup>1</sup>). Quando ocorre a secagem do material a 200°C, os componentes envolvidos neste processo são água, traços de CO<sub>2</sub>, ácido fórmico, ácido cético, etc.

## **ii. Ignição**

A ignição é uma transição entre a pré-ignição e a combustão. É definida como o processo pelo qual uma reação exotérmica rápida é iniciada, se propagando e fazendo com que o material combustível seja alterado, produzindo temperaturas muito superiores ao ambiente. O alastramento do fogo se dá por uma série de ignições, o material vegetal em combustão pode fornecer energia através do processo da radiação, tal que o aquecimento o desidrata superficialmente e aquece, dando início a pirólise<sup>2</sup> e consequente liberação de gases combustíveis. Quando há geração de gás combustível o suficiente para dar início a combustão e manter a chama, o fogo é alastrado, o que pode ocorrer com a ajuda do vento (DRYSDALE, 1985 apud PYNE et al., 1996).

---

<sup>1</sup>Membrana formada durante a telófase (fase final da mitose) da divisão celular, utilizada como um “cimento”, tendo o papel de unir as células dos vegetais entre si.

<sup>2</sup>Representa a decomposição química através da aplicação de calor na ausência de oxigênio.

O papel do vento é importante na introdução de oxigênio, que promove a mistura turbulenta aumentando a transferência de calor por convecção, e transportando os gases quentes em direção aos combustíveis em potencial, à medida que as chamas se inclinam e aquecem a biomassa vegetal. Aumentando a intensidade de propagação, consequentemente a linha de fogo aumenta, e a intensidade da reação aumenta a possibilidade de focos secundários, ou seja, ocorre o alastramento. A esquematização de um incêndio florestal é demonstrada na Figura 2, normalmente utilizada por bombeiros (CASTRO et al., 2003), na qual destacam-se:

- ❖ Frente Principal/Frente de Fogo ou Cabeça – zona onde o incêndio se propaga com maior intensidade;
- ❖ Retaguarda ou Cauda – zona oposta à frente; onde o incêndio assume menor intensidade, ainda que possa também progredir nessa direção;
- ❖ Flanco – parte lateral situada entre a frente e a retaguarda; o flanco direito situa-se no lado direito do sentido de progressão do incêndio assim como o esquerdo;
- ❖ Dedo ou Língua – saliência num flanco, correspondente ao local onde o incêndio se propaga com maior velocidade;

- ❖ Ilha – área situada no interior do perímetro do incêndio que não foi queimada;
- ❖ Foco secundário – ponto exterior, separado do perímetro do incêndio principal, onde se verifica a ignição de um novo foco de incêndio;
- ❖ Bolsa – zona compreendida entre o flanco e o dedo.



**Figura 2.** Representação esquemática da evolução de um fogo em terreno na presença de vento.

**Fonte:** CASTRO et al. (2003)

Descargas elétricas são umas das principais formas de ignição em torno do globo. Aproximadamente dois terços dos fogos nos Estados Unidos (EUA) ocidental se originam desta forma (WHELAN, 1995). Um dos piores incêndios

florestais ocorridos nos EUA teve início em 1 julho de 2013 em Yarnell – Arizona (através de uma descarga elétrica), quando as condições meteorológicas favoráveis (baixa umidade relativa do ar (UR), altas temperaturas, períodos de seca e ventos fortes) à propagação do fogo contribuíram para seu rápido alastramento (consumindo mais de 600 ha em um dia) e vitimando 19 bombeiros durante a tentativa de conter o incêndio (YAN et al., 2013; THE GUARDIAN, 2013)

No Canadá, cerca de 67% da área queimada está relacionada a ignições provocadas por relâmpagos (CANADIAN FOREST SERVICE, 2019). Já no BR, um estudo realizado no Parque Nacional das Emas (Goiás) evidenciou que os incêndios ocorridos a partir de raios são comuns e as áreas queimadas em períodos chuvosos podem chegar a cerca de 20% a 30% do seu território (FOGO PARQUE NACIONAL DAS EMAS, 2004). Nash e Johnson (1996) realizaram um trabalho com objetivo de investigar os incêndios relacionados a ocorrências de raios e as condições sinóticas associadas durante o período de maio a agosto nos anos 1988, 1989, 1992 e 1993. Com base no período, os autores concluíram que a probabilidade de ocorrência de ignição originada de relâmpagos é baixa, e quando ocorrida, as condições sinóticas estavam associadas a passagem de sistemas alta pressão na média troposfera e de baixa pressão em superfície, que favoreciam a convecção e raios devido à instabilidade provocada pelo aquecimento da superfície durante o dia.

A ignição espontânea ocorre quando toda mistura em condições normais se inflama simultaneamente, ou seja, é a reação química que ocorre a partir da reação do material combustível com oxigênio, ocasionando uma lenta geração de calor que eleva sua temperatura através de reações exotérmicas, podendo ocasionar a combustão e ocorrência de incêndios. O material vegetal pode entrar em combustão conforme a taxa de aquecimento interno e suas propriedades (PYNE et al., 1996), ou seja, se a **Taxa de produção de calor > Taxa de perda de calor = Temperatura de ignição espontânea**. Frandsen e Can (1997) realizaram um estudo com amostras de solos de várias regiões dos EUA e constatou que o conhecimento da composição do material orgânico e a umidade podem contribuir para a previsibilidade da ocorrência de ignição e consequentemente incêndios.

### iii. Combustão

A combustão é uma reação química exotérmica entre o combustível e comburente (oxigênio), tal processo pode resultar em diferentes produtos. As chamas resultam de um processo em que a pirólise se dá com rápido aquecimento e liberação de combustíveis voláteis suficientes para que haja sustentação do ambiente flamejante. Quando o processo de pirólise se dá em baixas temperaturas, há produção de material incandescente (brasas).

As chamas de um incêndio em combustível florestal podem ser classificadas como chama de difusão turbulenta, cujas propriedades dependem da composição gasosa do combustível que está queimando. Na chama de difusão, a principal característica é que combustível e oxigênio são inicialmente separados e a combustão ocorre na zona onde os gases se misturam, não necessariamente na superfície do material vegetal, mas em uma fina camada de vapor ou gás (PYNE et al., 1996; BLESA, 2002), como as vistas em velas. Os materiais orgânicos não queimam diretamente quando se inicia a combustão em forma de chamas, antes, precisam ser decompostos pelo calor e reações químicas em forma de gases combustíveis ou não. Não tão perigoso como os incêndios em formas de chamas, os incêndios em forma de brasas incandescentes podem ser seus precursores, podendo até reacender o incêndio após a passagem de uma frente de fogo. A quantidade de umidade no material combustível pode ser crucial para determinar qual fase (chamas ou brasas) será mais significativa e a proporção de CO e CO<sub>2</sub> emitidos (PYNE et al., 1996; SARDINHA et al., 2002).

#### **iv. Extinção**

No processo de extinção, a princípio, basta que uma das partes do triângulo do fogo seja extinta (Figura 3), que os principais focos deixem de estar ativos ou em formas de brasas, que podem facilmente ser “eliminados” (CASTRO et.

al., 2003; OLIVEIRA, 2005). Fatores ambientais como o entranhamento de ar mais frio (também com a ocorrência de precipitação), resfriamento radiativo e baixas quantidades de oxigênio em relação a densidade e tamanho de biomassa também contribuem para a extinção de incêndios, segundo Freitas et al. (2005).

### **5.4.3 Desenvolvimento do Fogo**

Os incêndios podem ser classificados quanto ao tipo de vegetação existente na região (PYNE et al., 1996; FRANDSEN e CAN, 1997; VIEGAS et al., 1998; ICMBio, 2010), sendo elas:

- ❖ Fogo de superfície/superficial: que se espalham por combustão flamejante (chamas) em relvas, arbustos, gramas, material vegetal morto, pode derivar também de fogos subterrâneos.
- ❖ Fogos de copa ou coroas: dependem da evolução em condições favoráveis dos incêndios de superfície, envolvem quantidades maiores de energia liberada e chamas altas.
- ❖ Fogo de solo/subterrâneo: são incêndios em combustíveis orgânicos abaixo do nível do solo, como os que ocorrem em pântanos, raízes e troncos. Sua propagação e queima é mais lenta.

A ignição da queima de biomassa depende diretamente de fatores como disponibilidade de oxigênio, combustível e calor (Figura 1); já os fatores que influenciam o comportamento e desenvolvimento são: combustível (tipo de biomassa), meteorologia e topografia (Figura 3).



**Figura 3.** Representação do Triângulo de desenvolvimento do fogo. O comportamento do fogo é variável no espaço e no tempo, dependendo das condições ambientais – topografia (não variável no tempo, mas no espaço), combustível (variável no espaço e tempo) e meteorologia (variável).

**Fonte:** Adaptada de COUNTRYMAN (1972).

### **i. Topografia**

O relevo tem o papel de influenciar a propagação do incêndio, embora não possa mudar com o tempo, ele afeta a maneira como o combustível e as condições meteorológicas (temperatura, UR, vento, etc.) locais mudam. Além de variar conforme a altitude, a temperatura e UR variam conforme a posição e inclinação do relevo, havendo diferenças sobre fundos de vales e suas encostas (PYNE et al., 1996; CASTRO et al., 2003).

A inclinação da encosta afeta a intensidade da radiação que chega à superfície e a umidade do combustível, determinando em alguns casos como um incêndio pode se comportar ao longo do dia. A maior ou menor inclinação influencia diretamente na propagação de um incêndio. Quanto mais inclinada, maior será o efeito da coluna de convecção que influencia a vegetação encosta acima e contribui para propagação do fogo. Outro fator importante se refere as brisas de vale e montanha, que se formam à medida que o ar próximo ao solo, durante o dia, se aquece e ascende verticalmente, sendo substituído por um ar mais frio, enquanto a noite o oposto ocorre. Desta forma, pode-se dizer que a inclinação de uma encosta favorece a propagação mais rápida dos incêndios relevo acima (VIEGAS et al., 1998; 2004; SHARPLES et al., 2010; RODRIGUES, 2016).

## **ii. Combustível**

Os fatores mais relevantes são o tipo de vegetação e seu teor de umidade. O teor de umidade corresponde a

quantidade de água presente (%) com relação ao peso do material seco da biomassa vegetal, passível a entrar em processo de ignição (WHITE, 2018). Podem ser divididos em (ROTHERMEL, 1986):

- ❖ Material combustível vivo: plantas com porte de ervas, como por exemplo gramíneas e samambaias; material verde lenhoso: folhagens e pequenos arbustos (diâmetro menor ou igual a 0,7 cm);
- ❖ Material combustível morto: o teor de umidade do material é dependente do seu tamanho e das condições atmosféricas locais, como UR e a precipitação. Ou seja, na ausência de precipitação, sua umidade é dependente da transferência de umidade ar-combustível (Tabela 1).

**Tabela 1.** Tipos de combustível em relação ao diâmetro e ao tempo de retardo (tempo que uma partícula necessita para alcançar o estado de equilíbrio higroscópico com o ambiente).

Combustível Florestal	Diâmetro(mm)	Tempo de retardo (hora)
Leve (ervas, folhas, pastagens)	<5	1
Regular (galhos e caules)	5 a 25	10
Mediano (galhos e caules)	25 a 27	100 (5 dias)

---

Pesado (galhos e troncos)	>75	1000 (42 dias)
---------------------------	-----	----------------

---

**Fonte:** Adaptado de LACERDA et al. (2007)

O teor de umidade presente no combustível fino (diâmetro menor ou igual a 0,7 cm) é um parâmetro crucial para a influência dos processos de incêndios florestais, desde a ignição ao comportamento do fogo (PYNE et al., 1996). O tipo de vegetação influencia a inflamabilidade e a propagação do incêndio (Tabela 2), sendo assim, quanto maior a densidade da madeira, por exemplo, maior a quantidade de calor necessário para inflamá-la.

**Tabela 2.** Nível de Propagação dos Incêndios em Função do Tipo de Formação Vegetal.

---

<b>Tipo de Formação Vegetal</b>	<b>Propagação</b>
Povoamento de Coníferas	Mais Rápida e Intensa
Povoamento de Folhosas	Mais lenta
Florestas Plantadas	Mais rápida
Florestas Naturais	Mais lenta
Pastagens e Campos	Mais rápidas, principalmente depois de geadas

---

**Fonte:** CASTRO et al. (2003)

### iii. Meteorologia

Os principais fatores meteorológicos que influenciam a propagação de um incêndio são a UR, velocidade do vento e a instabilidade atmosférica (MACEDO e SARDINHA, 1993). Entretanto, o vento (e também seu perfil vertical), a radiação e a precipitação são extremamente importantes (VIEGAS et al., 1998; VIEGAS, 2006). O vento tem o papel fundamental de introduzir oxigênio na zona de queima, promovendo a turbulência, auxiliando na transferência de calor e aumentando a velocidade de propagação da frente de fogo (PEREIRA et. al., 2006). As interações entre as variáveis meteorológicas citadas acima e sua relação com incêndios florestais/focos de calor serão exploradas nos tópicos seguintes.

### **5.5 Condições atmosféricas associadas a incêndios florestais**

Os fatores meteorológicos são os elementos críticos que influenciam a ocorrência, comportamento e dinâmica dos incêndios florestais, bem como da ocorrência dos focos de calor, especialmente os dois últimos. Sendo assim, a estrutura vertical da atmosfera pode desempenhar um papel importante no seu desenvolvimento (FLANNIGAN e HARRINGTON, 1988). Os fatores que determinam um maior risco de ocorrência correspondem a períodos com altas temperaturas associados a baixos níveis de UR, perfil termodinâmico instável da troposfera, mudanças na direção

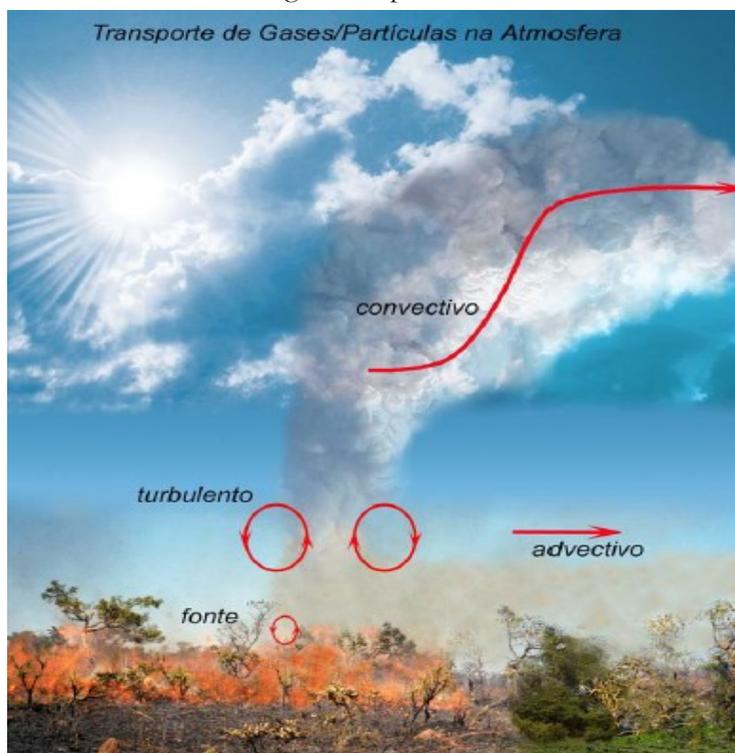
e intensidade do vento (de média a forte), movimentos verticais (ascendentes), tipos de relevo, origem, trajetória e características das massas de ar que agem sobre uma região e ocorrência de descargas elétricas (WESTERLING et al., 2004; LEITE et al., 2017).

Grandes incêndios florestais podem emitir altas concentrações de poluentes, que podem ser dispersadas e transportadas a longas distâncias através da circulação atmosférica. Os primeiros estudos relacionados a poluição e estabilidade atmosférica começaram devido a um dos piores episódios de poluição industrial e a utilização de carvão para aquecimento doméstico em Londres, durante dezembro de 1952 e janeiro de 1956 (também conhecido como Big Smoke). Os dois episódios causaram uma poluição extrema devido à alta concentração de enxofre, agravada por uma massa de ar frio que ocasionou uma inversão térmica (impedindo o ar de dispersar), houve cerca de 4000 (1952) e 1000 (1956) óbitos além de milhares de doentes. Regiões como Vale do Mosa (1930) e Donora, Pensilvania (1948) também enfrentaram problemas relacionados a doenças crônicas devido a poluição aguda (DUCHIADÉ, 1992; SORBJAN, 2003; SANTOS, 2007).

Grande parte dos fenômenos de poluição como a difusão e transporte ocorrem na Camada Limite Planetária (CLP), a parte mais baixa da troposfera. Seu escoamento pode ser dividido em vento médio, turbulência e ondas, onde o transporte de quantidades como umidade, calor,

momentum e poluentes é determinado pelo vento médio na horizontal (advecção) e pela turbulência na vertical (STULL, 1988). Segundo FREITAS et al. (2005), os fogos no Cerrado brasileiro injetam material dentro da própria CLP, enquanto incêndios em florestas densas, queimadas a uma taxa de calor de  $10\text{GWh}^{-1}$  injetam fumaça na baixa e média troposfera (3 à 10km de altura), desenvolvendo pirocumulus.

Uma vez dentro da troposfera, o transporte se dá de forma mais eficiente devido as altas velocidades do fluxo horizontal de ar, transportando os poluentes para regiões distantes da fonte. Os gases e Material Particulado (MP) em suspensão sofrem o processo de deposição. A deposição seca consiste no transporte do material da atmosfera para a superfície controlada pela turbulência atmosférica, suas propriedades químicas e pela natureza da superfície terrestre, já o processo de deposição úmida ocorre quando o MP ou gases estão embebidos dentro de uma porção de água condensada em precipitação, e ocorre a deposição sobre uma superfície receptora (FREITAS et al, 2005; ALONSO, 2011). A Figura 4 ilustra os principais mecanismos de redistribuição de emissões de incêndios na atmosfera, de acordo com Freitas et al. (2005).



**Figura 4.** Principais mecanismos físicos de redistribuição de emissões de incêndios na atmosfera.

**Fonte:** FREITAS et al. (2005).

Ao longo das décadas foram realizadas várias pesquisas acerca dos incêndios florestais, devido aos seus impactos e consequências. Alguns autores ao realizar seus estudos visando entender como a atmosfera pode influenciar suas ocorrências, observaram que os fatores

comumente encontrados foram temperaturas acima da média histórica nos locais de ocorrência, um baixo índice de UR associada a um alto índice de evaporação, mudanças na direção e intensidade do vento, que contribuem para o alastramento do fogo, as características e as trajetórias das massas de ar, a presença de descargas elétricas, que podem contribuir com a ignição e o perfil termodinâmico da atmosfera. Observaram também a presença de anomalias positivas de altura geopotencial nos níveis médios da atmosfera, que contribuem para o desvio de sistemas frontais, o favorecimento da estiagem, a presença de anomalias negativas na coluna de ar da atmosfera e a presença de bloqueios atmosféricos (DAVIS, 1949; DAVIS e CHANDLER, 2004; FLANNIGAN e HARRINGTON, 1988, SKINNER et al., 1999; 2001, WESTERLING et al., 2004, MARTÍN e DÍEZ, 2010, TORRES et al., 2011, PETROLIAGKIS et al., 2015, LEITE et al., 2017).

Sabe-se que o El Niño-Oscilação Sul (ENOS) influencia o padrão de precipitação em escala mundial. Simard et al. (1985), Jones et al. (1999) e Beckage et al. (2015) estudaram alguns dos seus impactos relacionados a ocorrências de incêndios florestais e constataram que em episódios de El Niño (EN), são registradas baixa quantidade de incêndios na região sul dos EUA, pois favorece o aumento da precipitação durante a época de seca (novembro a março) causando o aumento no nível de água superficial, menor número de descargas elétricas e conseqüentemente os incêndios e as

áreas queimadas diminuam. Em contrapartida, eventos de La Niña (LN) diminuem a ocorrência de precipitação em estações secas (novembro a março), podendo causar um rápido aquecimento superficial que resulta em mais tempestades, raios e aumento da probabilidade de ignição em combustíveis secos, contribuindo para um maior número de incêndios. Os autores afirmam ainda a grande importância de se estudar o ENOS para auxiliar nas previsões de atividade do fogo.

Um dos piores incêndios florestais ocorridos no BR, segundo Shinabukuro et al., (2000), aconteceu durante os meses de dezembro a abril de 1997/1998, atingindo o estado de Roraima e consumindo cerca de 20% da sua área. Durante o período de queima, foi detectado um déficit de precipitação, potencializado pelo episódio de EN (BARBOSA e FEARNside, 1999). Dale et al. (2001) argumenta que a relação entre mudanças climáticas e os incêndios florestais pode ser tão importante quanto o efeito local do aquecimento global sobre as florestas (efeito sobre determinado tipo de vegetação). O autor afirma ainda que a frequência, tamanho, intensidade e sazonalidade dos incêndios dependem também do tempo e do clima, além da estrutura e composição da floresta.

Pode-se citar como exemplo o trabalho de Trigo et al. (2006), que estudaram as condições sinóticas associadas a um dos maiores incêndios ocorridos em Portugal durante agosto de 2003, que consumiu 450 mil ha. Os autores

afirmam que o verão de 2003 foi precedido por um inverno chuvoso, porém, seguido de um mês de maio anormalmente quente e seco. A precipitação de inverno favoreceu o crescimento da vegetação lenhosa, herbácea e fina, que foi convertida em combustíveis inflamáveis pela ausência das chuvas. Já Holden et al. (2018) mostrou que o baixo acúmulo de neve durante o inverno (devido à baixa UR) e o declínio da precipitação durante o verão subsequente estão correlacionados com o aumento de áreas queimadas na região Oeste dos EUA, sendo a informação de extrema importância para as autoridades locais tomarem medidas de prevenção. O autor afirma ainda que suas descobertas estão de acordo com os cenários de mudanças climáticas e aquecimento global previstas nos painéis de Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC).

No BR, os incêndios são ameaças constantes aos objetivos de uma UC, e poucas delas possuem planos de prevenção e controle (KOPROSKI et al., 2011). Atualmente, existem 2.201 UC distribuídas entre os Biomas Amazônia, Marinho, Cerrado, Mata Atlântica, Caatinga, Pantanal e Pampa<sup>3</sup>, correspondendo a uma área de preservação de 28,64%, 9,02%, 8,7%, 26,42%, 10,22%, 4,55% e 2,87% do bioma protegido, respectivamente (MMA, 2018). Torres et

---

<sup>3</sup>O bioma Pampa está restrito ao sul do estado do Rio Grande do Sul, onde ocupa uma área de 176.496 km<sup>2</sup> (IBGE, 2019).

al. (2016) realizaram um estudo para conhecer o perfil dos incêndios ocorridos em UC no período de 2008 a 2012 e constataram que as mais afetadas foram as de proteção integral; o autor afirma ainda que os eventos de EN e LN apresentaram correlações significativas com eventos de incêndios em determinadas regiões do BR.

No Parque Nacional da Serra da Canastra foi realizado um estudo durante o período de 1987 a 2001 e foi constatado que a maior parte dos grandes incêndios ocorreram devido a ação antrópica (maior parte criminosa), preferencialmente no período mais seco, enquanto que os de causas naturais (ignição por descarga elétrica) ocorreram durante o período da estação chuvosa ou de transição seca-chuva, que são geralmente de pequeno porte (MEDEIROS e FIEDLER, 2004). Se tratando de Mata Atlântica, Clemente et al. (2017) avaliaram os FC nos remanescentes da Mata Atlântica no estado do Rio de Janeiro (RJ) durante o período de 1998 a 2015 e identificaram que o período mais crítico a sua ocorrência é o trimestre de agosto, setembro e outubro.

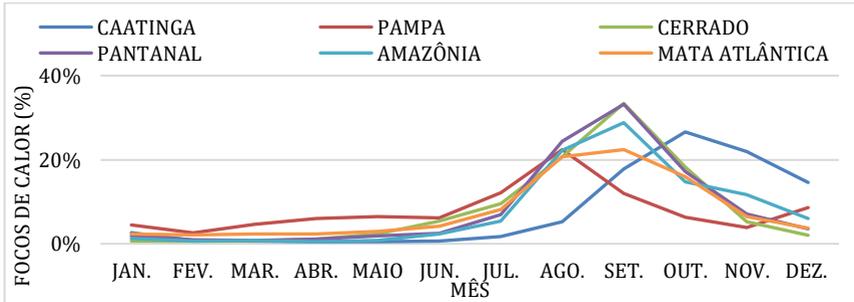
Corrêa (2007) analisou um incêndio florestal ocorrido no Distrito Federal em setembro de 2005 que atingiu uma área de 3.150 ha, dentre eles 63% correspondiam ao Jardim Botânico de Brasília. A ocorrência teve duração de 3 dias, a frente de fogo chegou a 15 km de comprimento e as labaredas chegaram a 10 m de altura. O autor afirma que a atuação de uma massa de ar quente e seco contribuiu para a formação de um bloqueio atmosférico, o que proporcionou o

aumento das temperaturas, a baixa UR e o ressecamento do material combustível.

Durante a crise hídrica que afetou a região sudeste do BR nos anos de 2014 e 2015 e causou prejuízos sociais, econômicos e ambientais, ocorreu também um dos maiores incêndios nas regiões da APA de Petrópolis, Parque Nacional da Serra dos Órgãos (PARNASO) e Reserva Biológica (REBIO) das Araras, todas na Região Serrana do RJ. Os principais fenômenos meteorológicos que contribuíram para a ocorrência foram a diminuição dos episódios da Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS), o aumento significativo da Temperatura da Superfície do Mar (TSM) no Oceano Atlântico associado a circulação atípica da Alta Subtropical do Atlântico Sul (ASAS), que acabou por contribuir significativamente para o prolongado déficit de precipitação na região (RODRIGUES et al., 2018; COELHO et al., 2016).

No BR ocorrem milhares de focos de calor, principalmente nos ecossistemas do cerrado e floresta, majoritariamente associados a práticas agrícolas. Ocorrem principalmente nas regiões da Amazônia e Brasil Central e, através do transporte atmosférico, as plumas de poluentes podem atuar sobre uma extensa área (4-5 milhões de km<sup>2</sup>) (DIAS, 2006; FREITAS et al., 2009; ALONSO 2011). A Figura 5 representa a variação sazonal dos focos de calor (%) por bioma, do Programa de Queimadas do INPE, durante o período de junho de 1998 a 2018. O período de maior

incidência de focos de calor compreende os meses de julho a novembro (FREITAS et al., 2009).



**Figura 5.** Série histórica de focos de calor por bioma e mês (variação sazonal) detectados pelo satélite de referência, no período de junho de 1998 até 2018.

**Fonte:** PROGRAMA DE QUEIMADAS DO INPE (2019).

### 5.5.1 Incêndios Florestais e Poluição Atmosférica

Conforme já mencionado, além de afetar toda fauna e flora de uma região, os incêndios florestais tem como consequência a poluição atmosférica e, recentemente, tem sido dada grande importância a emissão de gases de efeito estufa (dióxido de carbono ( $\text{CO}_2$ ), óxido nitroso ( $\text{N}_2\text{O}$ ), hidrocarbonetos, metano ( $\text{CH}_4$ ), *Black Carbon*<sup>4</sup>), que

---

<sup>4</sup>*Black Carbon* (carbono negro ou fuligem) é obtida através da combustão parcial da biomassa, é constituída de partículas finas e

impactam na qualidade do ar (ANDREAE, 1991; PYNE et al., 1996; ANDREAE e MERLET, 2001; ICMBio 2010).

A emissão descontrolada destes gases afeta, por exemplo, o aumento da temperatura e a desregulação do regime de chuvas de certas regiões, tais mudanças podem impactar diretamente na economia devido a alterações na produtividade agropecuária e no agronegócio (IPCC, 2006; FEARNSIDE et al., 2013). Além dos efeitos sobre o ecossistema, a poluição do ar afeta a saúde do ser humano, e segundo a Organização Mundial da Saúde (OMS), cerca de 9 em cada 10 pessoas respiram ar poluído atualmente, sendo alguns dos principais causadores de doenças (DUCHIADÉ, 1992; HYDE et al., 2017; OMS, 2019).

Os gases do efeito estufa liberados na queima de biomassa apresentam tempo de vida na atmosfera variável, pois as emissões e mecanismos de deposição mudam constantemente. O tempo de vida do  $\text{CO}_2$  na atmosfera varia de 100 a 200 anos, já o  $\text{CH}_4$ , visto que ele é associado a apenas um processo de remoção na atmosfera, a oxidação do radical de hidroxila (OH), possui um tempo de vida de aproximadamente 12 anos. Segundo Fearnside (2000), estima-se que  $3,1 \times 10^9$  ton de C, presentes na vegetação sejam expostos anualmente à queima, na qual  $1,1 \times 10^9$  ton

---

apontado como segundo elemento que mais contribui com o aquecimento global (o primeiro é o dióxido de carbono).

são emitidas para a atmosfera. Outras espécies de gases do efeito estufa como os óxidos nitrosos, podem permanecer na atmosfera por até 114 anos, enquanto o O<sub>3</sub> troposférico permanece por horas ou dias (IPCC, 2001; PEREIRA, 2013).

Populações de grandes cidades ou de áreas próximas à queimadas estão sujeitas a um número crescente de dias em que a concentração de poluentes ultrapassa os níveis recomendados pela OMS/legislações vigentes. A composição da química atmosférica tem sido tema de grande preocupação, especialmente quando se trata dos poluentes com maior impacto na saúde pública: o material particulado fino (MP<sub>2,5</sub>) e o O<sub>3</sub> (FREITAS et al., 2009).

Barbosa (1999) realizou um estudo com o objetivo de calcular a emissão de gases de efeito estufa emitidos durante o incêndio florestal ocorrido em Roraima (final de 1997 e início de 1998) e constatou que  $19,73 \times 10^9$  de ton foram liberados por combustão, sendo eles 17,3 de CO<sub>2</sub>; 0,21-0,35 de CH<sub>4</sub>, 1,99-3,68 de CO, 0,001-0,003 de NO, 0,06-0,09 de NO<sub>x</sub> e 0,25 de hidrocarbonetos não-metânicos (HCNM). Durante as queimadas era realizada a campanha *Large-scale Biosphere-Atmosphere Experiment in Amazonia (Cooperative LBA Airborne Regional Experiment '98)* e através da análise dos dados Andreae et al. (2001) detectaram traços de CO, CO<sub>2</sub>, acetonitrilo, cloreto de metilo, hidrocarbonetos, NO, O<sub>3</sub>, acima de 10 km sobre a região do Suriname, evidências de que a pluma gerada pelos incêndios foi transportada através de convecção profunda (anticiclone de altos níveis)

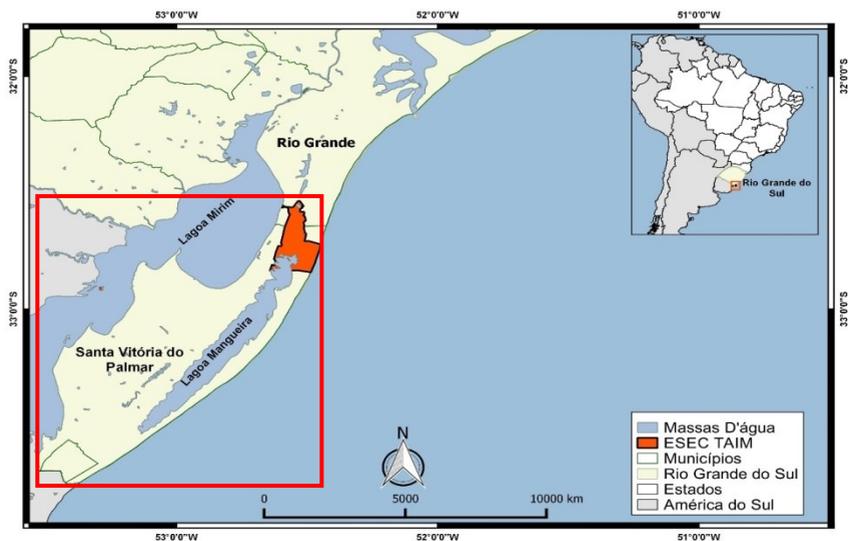
para o oceano Pacífico, retornando posteriormente para a América do Sul.

### **5.5.2 Focos de Calor na região da Estação Ecológica do Taim**

Uma UC de extrema importância, devido a sua grande diversidade de flora e fauna é a Estação Ecológica do Taim (ESEC Taim). Ela situa-se entre municípios de Rio Grande (RG) e Santa Vitória do Palmar (SVP), no Estado do Rio Grande do Sul (RS) e foi criada a partir de um Decreto nº 92.963 de 21 de julho de 1986 com 10.939 ha e ampliada (Decreto (s/n), de 05 de jun. de 2017) para uma área total de 32.806,31 ha, com o objetivo de proteger o seu ecossistema e recursos hídricos (Figura 6).

A ESEC Taim sofre com incêndios, como o que ocorreu no ano de 2004, que atingiu cerca de 60% da vegetação do Banhado Taim (SCHREINER, 2012; EICHENBERGER e TAGLIANI, 2017); e os de grandes proporções, como os registrados em 2008 que atingiu cerca de 21% da área da UC, e o incêndio de 2013, que atingiu 46% da sua área (NATALIE et al., 2015). Existem também aqueles incêndios de pequeno porte que são detectados e combatidos pela Brigada Militar, como é possível observar no Registro de Ocorrência de Incêndio (ROI – 2016 a 2018), que tem como papel principal contribuir para o conhecimento do perfil dos incêndios nas UCs (Tabela 3). Os incêndios que ocorreram

na ESEC Taim durante esse período tiveram duração e combate rápidos, tendo sido detectados por motoristas que trafegavam na rodovia, brigadistas de incêndios e moradores locais através de ligações telefônicas.



**Figura 6.** Em destaque a ESEC Taim (hachurado em vermelho à esquerda) e divisão dos municípios do RS, linha vermelha pontilhada: região onde são contabilizados os FC. Mapa político da AS e BR.

**Fonte:** NASCIMENTO (2020)

**Tabela 3.** ROI obtido através do ICMBio – ESEC Taim, durante os anos de 2016 a 2018.

Data	Área queimada (m <sup>2</sup> )	Temperatura (°C)	UR (%)	Direção e intensidade do vento
20/11/2016	5.000	–	–	–
20/11/2016	–	20	65	Noroeste (15m.s <sup>-1</sup> )
23/11/2016	–	24	71	Noroeste (7m.s <sup>-1</sup> )
05/12/2016	25	24	62	(3 m.s <sup>-1</sup> )
19/11/2017	12.000	–	–	Sul
27/11/2017	23.800	–	–	Sul
10/12/2017	5	–	–	–
22/12/2017	40	–	–	–
17/01/2018	12	27	69	Leste (7m.s <sup>-1</sup> )
31/01/2018	50	29	–	Sul (6m.s <sup>-1</sup> )
06/02/2018	3.000	–	–	Leste
15/02/2018	30	26	–	Nordeste
08/03/2018	3.000	25	–	–

**Fonte:** NASCIMENTO (2020)

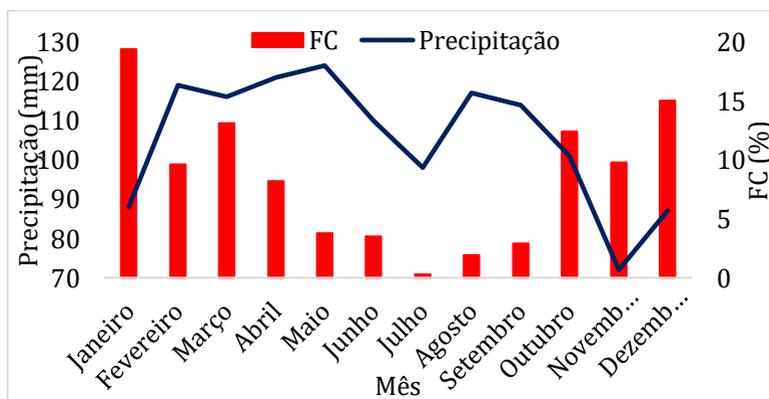
Nascimento (2020) estudou os FC ocorridos entre 1998 e 2018 na região da ESEC Taim, identificados por meio do modelo Brazilian Biomass Burning Emission Model (3BEM) do *Coupled Aerosol and Tracer Transport model to*

*the Brazilian Developments on the Regional Atmospheric Modelling System (CATT-BRAMS)* (FREITAS et al., 2011, 2017). Abaixo é apresentado um resumo dos principais resultados desse primeiro estudo em longo prazo dos FC nessa região e sua relação com a atmosfera.

A maioria dos trabalhos encontrados na literatura brasileira se referem a incêndios florestais/FC para os biomas da Amazônia, Cerrado e Mata Atlântica (como por exemplo FREITAS et al., 2005; CAÚLA et al., 2015; TORRES et al., 2016; CLEMENTE et al., 2017), sendo as estações de maior incidência o inverno – primavera, como mostrado na Figura 6, caracterizadas geralmente por baixa precipitação, episódios de estiagem e pela atuação de massas de ar seco. Na região da ESEC Taim, o período sazonal de maior incidência de FC é o da primavera – verão, logo, segue um padrão diferenciado do encontrado para os demais biomas do BR, incluindo o bioma Pampa (Figura 7).

Para a ESEC Taim, Nascimento (2020) verificou, ainda, que os meses com mais FC (dezembro e janeiro) são precedidos por uma queda no acumulado de precipitação (Figura 7), que se inicia três meses antes e apresenta uma correlação inversa com valor de -0,61 (95% de confiança) e diminui gradativamente até o mês anterior (Figura 8). Apesar de ser esperado que a quantidade de precipitação diminua durante o verão nessa região, fica evidente que uma condição atmosférica que proporcione um período de estiagem pode facilitar o ressecamento da biomassa e

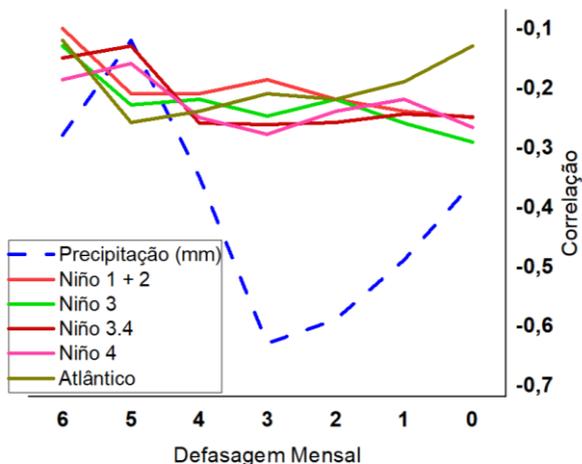
diminuição no nível dos banhados. Por se tratar de uma área composta em sua maioria por banhados, períodos prolongados de estiagem somados ao plantio de arroz irrigado promovem uma grande redução no nível da água (MARQUES et al., 2013; WOLLMANN et al., 2016), o que torna a região mais suscetível a ocorrência e propagação de incêndios. Mas, apesar da maioria dos FC ter origem antrópica (ICMBio, 2019) o ambiente atmosférico pode condicionar/facilitar o processo de ignição e do seu desenvolvimento. Por isso, entender o efeito que as variações do tempo e clima exercem na ocorrência de incêndios florestais/FC são de extrema importância para avaliações efetivas dos riscos de sua ocorrência.



**Figura 7.** Variação mensal (%) de FC (barras) para o período de junho de 1998 a dezembro de 2018 e precipitação média mensal (linha) para a região da ESEC Taim.

**Fonte:** NASCIMENTO (2020)

Para região de estudo, Nascimento (2020) avaliou a relação entre a Temperatura da Superfície do Mar (TSM) nas regiões do Niño e oceano Atlântico Adjacente e a ocorrência de FC. De modo geral, foi observada a existência de uma fraca relação linear inversa entre a ocorrência mensal de FC e a TSM, destacando-se as regiões do Niño 3 e 4 (Figura 8).



**Figura 8.** Correlação defasada em até seis meses com dados de precipitação média mensal e anomalia da TSM nas regiões do Niño (1+2, 3, 3.4, 4) e oceano Atlântico adjacente.  
**Fonte:** NASCIMENTO (2020)

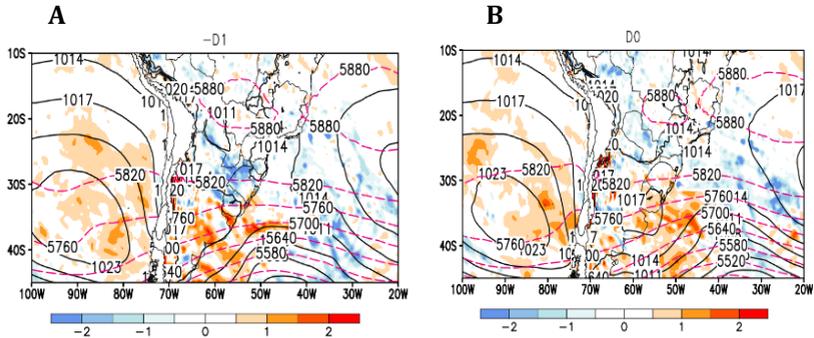
Essa relação linear pode indicar a necessidade de se avaliar outras variáveis (como por exemplo a UR e umidade

específica, temperatura do ar, tipo de biomassa disponível e uso dos recursos naturais), uma vez que é sabido da influência do fenômeno ENOS no regime de precipitação na região sul do BR (GRIMM e FERRAZ, 1998; GRIMM et al., 2000; FEDOROVA E CARVALHO, 2000).

O ambiente atmosférico predominante durante os períodos que ocorreram os FC mostrou uma configuração na alta troposfera característica de períodos mais quentes, com a presença da Alta da Bolívia e do Cavado do Nordeste Brasileiro (FERREIRA et al., 2004). Foi possível observar dois padrões atmosféricos distintos:

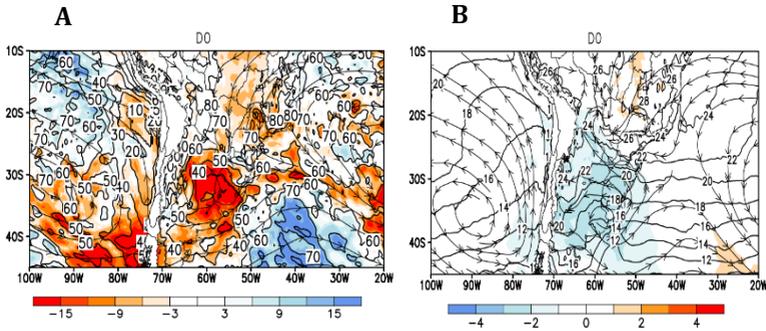
1) a passagem de um sistema frontal em superfície ao sul de 35S, antes dos FC serem detectados, e em sua vanguarda um sistema de alta pressão pós-frontal que favoreceu a manutenção de anomalias negativas de umidade relativa, de umidade específica e de temperaturas para o período na região da ESEC Taim (Figura 9 e Figura 10). Entretanto, a maioria dos trabalhos encontrados na literatura relacionam anomalias positivas de temperatura aos FC (Trigo et al., 2006; por exemplo), o que não foi observado sobre a região da UC, nos casos associados a esse padrão. A condição atmosférica observada levou a um ressecamento da camada mais baixa da atmosfera sobre a região de estudo, corroborando o que foi relatado por Paschalidou e Kassomenos (2016), que afirmam que anomalias negativas na coluna de água da atmosfera são um

importante indicativo de ambiente favorável à ocorrência de FC.



**Figura 9.** Campos médios para FC as 12UTC: altura geopotencial em 500 hPa (mcp, linha pontilhada rosa), PNMM (linha contínua preta) e ômega em sombreado ( $10 \text{ Pa s}^{-1}$ ) em 500 hPa para um dia antes -D1(A) e o dia D0(B) em que os FC foram observados.

**Fonte:** NASCIMENTO (2020)

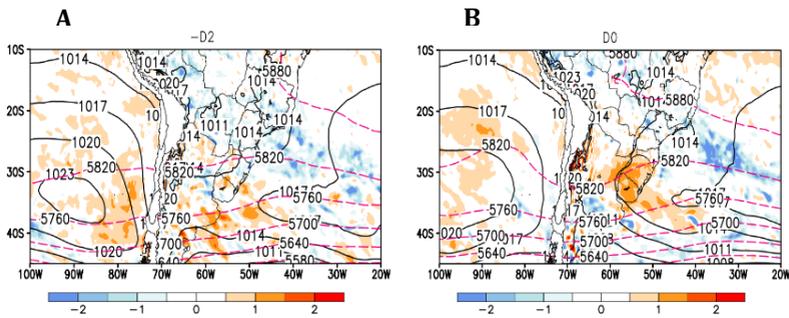


**Figura 10.** Campos médios para FC as 12UTC: linha de corrente ( $\text{m s}^{-1}$ ) em 850 hPa, UR (%), linha contínua) e anomalia de UR (%), sombreado) em 850 hPa (A); temperatura ( $^{\circ}\text{C}$ , linha contínua) e anomalia de temperatura ( $^{\circ}\text{C}$ , em sombreado) em 1000 hPa (B) para o dia em que os FC foram observados D0.

**Fonte:** NASCIMENTO (2020)

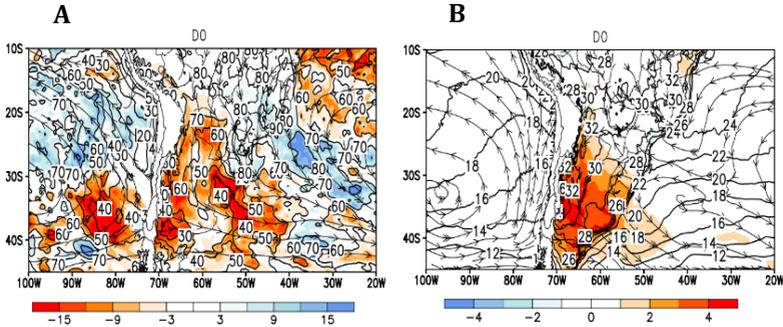
2) O segundo padrão mostrou a formação de um corredor de umidade em níveis médios da troposfera, organizado desde a região norte até a região sudeste do BR, presente em 64% dos dias em que foram observados FC que tiveram duração superior a dois dias. Esse corredor de umidade tem como consequência o baixo acumulado de precipitação na região sul do BR, um fator importante para a ocorrência de FC (PYNE et al., 1996). Dentre esses, duas particularidades foram observadas:

- a) a presença de um corredor de umidade estacionário dois dias antes dos FC serem detectados – que levará a uma posterior configuração de uma Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) - com escoamento de norte/noroeste, favorecendo a intensificação das anomalias positivas de temperatura e mantendo declínio de umidade sobre a região de estudo (Figura 11 e Figura 12).



**Figura 11.** Campos médios para FC as 12UTC: altura geopotencial em 500 hPa (mgp, linha pontilhada rosa), PNMM (linha contínua preta) e ômega em sombreado ( $10 \text{ Pa s}^{-1}$ ) em 500 hPa para dois dias antes -D2(A) e o dia D0(B) em que os FC foram observados.

**Fonte:** NASCIMENTO (2020)

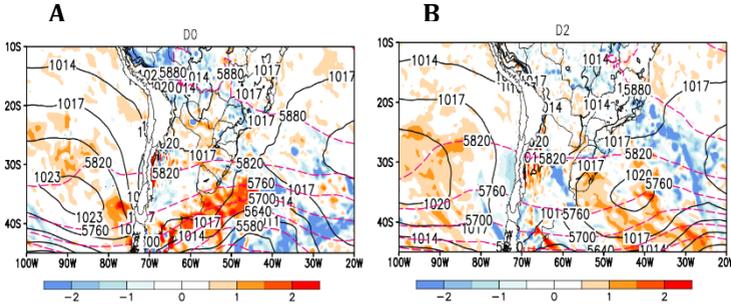


**Figura 12.** Campos médios para FC as 12UTC: linha de corrente ( $\text{m s}^{-1}$ ) em 850 hPa, UR (% , linha contínua) e anomalia de UR (% , sombreado) em 850 hPa (A) para o dia em que os FC foram observados; temperatura ( $^{\circ}\text{C}$ , linha contínua) e anomalia de temperatura ( $^{\circ}\text{C}$ , sombreado) em 1000 hPa (B) para o segundo dia em que os FC foram observados (D0).

**Fonte:** NASCIMENTO (2020)

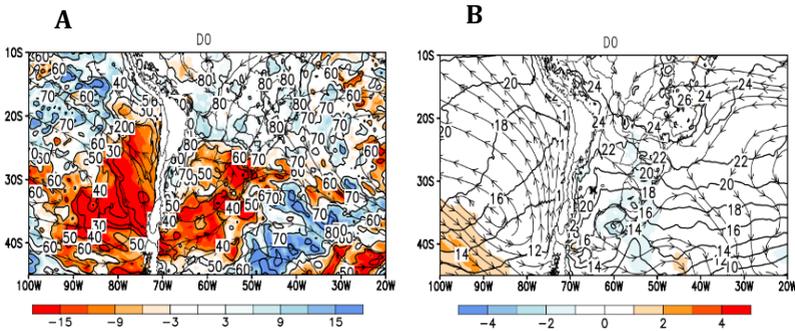
- b) a passagem de um sistema frontal em superfície ao sul de 35S antes do primeiro FC ser detectado, o que contribuiu para a formação/manutenção de um corredor de umidade nos dias subsequentes em que os incêndios foram observados. Esse escoamento de sul/sudeste, associado a circulação da alta pós-frontal em superfície trouxe consigo valores negativos de anomalia de umidade relativa e temperatura (Figura 13 e Figura 14).

Ou seja, para os FC na região da ESEC Taim os déficits de umidade são mais importantes que as altas temperaturas, o que implica diretamente no ressecamento do material vegetal que fica suscetível a ignição.



**Figura 13.** Campos médios para FC as 12UTC: altura geopotencial em 500 hPa (mgp, linha pontilhada rosa), PNMM (linha contínua preta) e ômega em sombreado ( $10 \text{ Pa s}^{-1}$ ) em 500 hPa para dois dias antes -D2(A) e o dia D0(B) em que os FC foram observados.

**Fonte:** NASCIMENTO (2020)

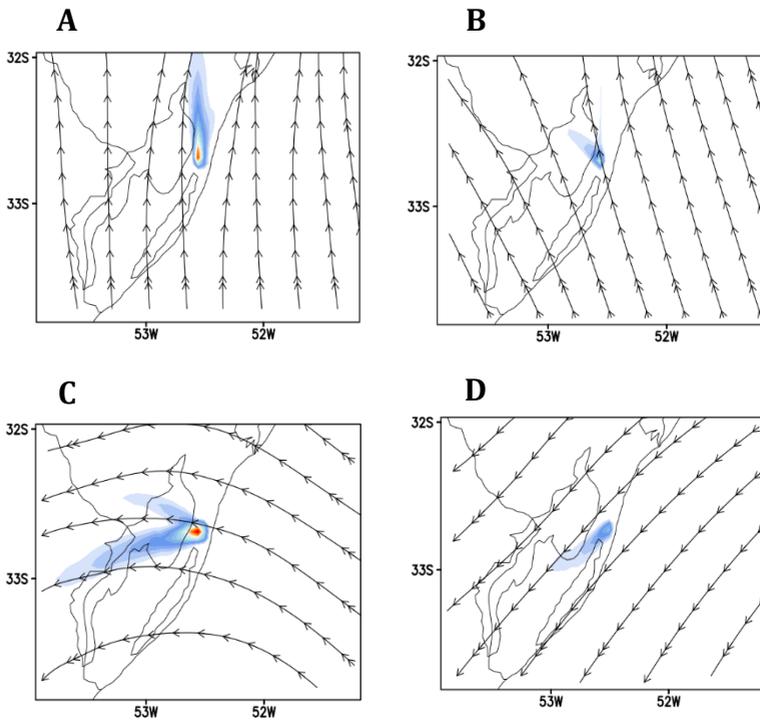


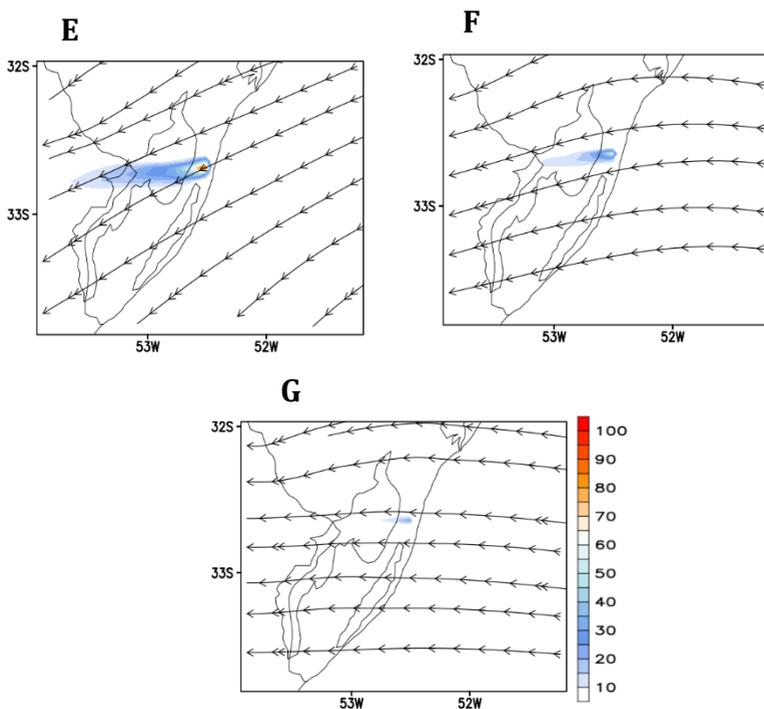
**Figura 14.** Campos médios para FC as 12UTC: linha de corrente ( $\text{m s}^{-1}$ ) em 850 hPa, UR (% , linha contínua) e anomalia de UR (% , sombreado) em 850 hPa (A); temperatura ( $^{\circ}\text{C}$ , linha contínua) e anomalia de temperatura ( $^{\circ}\text{C}$ , sombreado) em 1000 hPa (B) para o dia em que os FC foram observados (D0).

**Fonte:** NASCIMENTO (2020)

Com a utilização da ferramenta PREP-CHEM-SRC foi possível obter as emissões do Material Particulado ( $\text{MP}_{10}$  e  $\text{MP}_{2,5}$ ) e CO (Figura 15) durante o período que ocorreu o incêndio que durou entre os dias 23 de março a 04 de abril de 2013, o maior registrado até o momento. Ao comparar as concentrações médias diárias com os padrões de qualidade do ar estabelecidos pelo CONAMA nº41/2018, foi possível inferir que as concentrações simuladas durante o incêndio estavam bem abaixo dos níveis que exigem algum tipo de

atenção. Entretanto, ficou evidente o papel importante da variação da direção do vento para o incêndio, tanto para dispersar a pluma de poluentes quanto para aumentar a propagação dos FC. (PYNE et al., 1996; MACEDO e SARDINHA, 1993; VIEGAS et al., 1998; VIEGAS, 2006; PEREIRA et. al., 2006; YAN et al., 2013; G1, 2013).





**Figura 15.** Valores médios diários de CO (ppbv, sombreado) para os dias 27(A), 28(B), 29(C), 30(D), 31(E) de março e 01(F) e 02(G) de abril de 2013.

**Fonte:** NASCIMENTO (2020)

## **5.6 Conclusões**

Além da climatologia e dos processos meteorológicos importantes na dispersão e propagação do fogo, conhecer as características do bioma das UC possibilita agregar informações que possam auxiliar nas medidas de prevenção e mitigação dos incêndios.

Historicamente, os FC que ocorrem nos biomas da Amazônia e Cerrado correspondem a grande maioria das quantidades observadas no BR. No ano de 2019 esses FC corresponderam a 77% (dos mais de 197 mil), contra 1% dos FC observados para o bioma Pampa (Programa de Queimadas do INPE, 2020). Entretanto, o bioma Pampa é o menos protegido atualmente, sendo a ESEC Taim uma das poucas UC responsáveis por proteger espécies ameaçadas de extinção nacional e internacionalmente (BURGER e RAMS, 2006), a qual destaca-se também pelo seu valor como patrimônio genético e paisagístico (MMA, 2013). Logo, incêndios em áreas de conservação pequenas (característica de muitas UC brasileiras) são particularmente graves, pois acabam tendo um grande impacto nos seus processos ecológicos e a sua biodiversidade.

## **5.7 Referências Bibliográficas**

**ALONSO, M. F. Previsão do tempo químico para a América do Sul: Impacto relativo das emissões urbanas**

**nas escalas local e regional.** 2011, 218 p. Tese (Doutorado em Meteorologia) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais – INPE, São José dos Campos.

ANDREAE, M. O., Biomass burning: Its history, use and distribution and its impact on environmental quality and global climate, In: LEVINE, J.S. (ed.), **Global Biomass Burning: Atmospheric, Climatic and Biospheric Implications**, Cambridge: MIT Press, p. 3-21, 1991.

ANDREAE, M. O.; ARTAXO, P.; FISCHER, H.; FREITAS, S. R.; GRÉGOIRE, M. J.; HANSEL, A.; HOOR, P.; KORMANN, R.; KREJCI, R.; L. LANGE, LELIEVELD, J.; LINDINGER, W.; LONGO, K.; PETERS, W.; REUS, K.; SCHEEREN, B.; DIAS, S. M. A. F.; STROM, J.; VELTHOVEN, P. F. J., WILLIAMS J. Transport of biomass burning smoke to the upper troposphere by deep convection in the equatorial region, **Geophysical Research Letters**, v. 28, n. 6, p. 951-954, 2001.

ANDREAE, M. O.; MERLET, P. Emission of trace gases and aerosols from biomass burning, **Global Biogeochemical Cycles**, Germany, v. 15, n. 4, p. 955-966, 2001.

Banco de Dados de queimadas - INPE. Disponível em: <<http://www.inpe.br/queimadas/bdqueimadas>>. Acesso em: 14 de abr. 2020

BARBOSA, R. I.; FEARNSTIDE, P. M. 1999: Incêndios na Amazônia Brasileira: estimativa da emissão de gases do efeito estufa pela queima de diferentes ecossistemas de Roraima na passagem do evento El Niño (1997/1998). **Acta Amazônica**, Manaus, v. 29, n. 4, p. 513-534, 1999.

BECKAGE, B.; PLATT, W. J.; SLOCUM, M. G.; PANKO, B. Influence of the El Niño Southern Oscillation on fire regimes in the Florida everglades, **Ecological Society of America**, v. 84, n. 12, p. 3124-3130, 2015.

BERGMAN, T. L.; LAVINE, A. S.; INCROPERA, F. P.; DEWITT, D. P. **Fundamentals of Heat and Mass Transfer**: US Patent, 2011.1070p. BLESA, José Miguel Basset. **Flashover: Desarrollo y control**. 2002. 80p.

BLESA, J. M. B. **Flashover: Desarrollo y control**. 2002. 80p.

BRASIL. Decreto n. 92.963, de 21 de jul. de 1986. **Cria a Estação Ecológica do Taim, em áreas de terra que indica, e dá outras providências**, Brasília, DF, jul. 1986.

BRASIL. Lei nº 9.985, de 18 de jul. de 2000. **Institui o Sistema Nacional de Unidades de Conservação da Natureza**, Brasília, DF, jul. 2000.

BURGER, M. I.; RAMS, R. A. **Áreas importantes para conservação na Planície Costeira do Rio Grande do Sul.** In.: BECKER, F. G. et al. (orgs.). Biodiversidade. Regiões da Lagoa do Casamento e dos Butiazais de Tapes, planície costeira do Rio Grande do Sul / Ministério do Meio Ambiente. – Brasília: MMA / SBF, 2006.

CANADIAN FOREST SERVICE - NATURAL RESOURCES CANADA. Disponível em: <<https://www.nrcan.gc.ca/forests/fire-insects-disturbances/fire/13145>> Acesso em: 09 jan. 2019.

CASTRO, C. F.; SERRA, G.; PEROLA, J.; REIS, J.; LOURENÇO L.; CORREIA, S. **Combate a incêndios Florestais: 2º edição**, revista atualizada, Ranholas: Escola Nacional de Bombeiros, 2003. 94p.

CAÚLA, R. H.; OLIVEIRA, J. J. F.; LYRA, G. B.; DELGADO, R. C.; HEILBRON FILHO, P. F. L. Overview of fire foci causes and locations in Brazil based on meteorological satellite data from 1998 to 2011. **Environmental Earth Sciences**, v. 74, n. 2, p. 1497-1508, 2015. DOI: <https://doi.org/10.1007/s12665-015-4142-z>

CLEMENTE, S. S.; JÚNIOR, J. F.; LOUZADA, M. A. Focos de Calor na Mata Atlântica do Estado do Rio de Janeiro, **Revista**

**Brasileira de Meteorologia**, v. 32, n. 4, p. 669-677, 2017.  
DOI: <http://dx.doi.org/10.1590/0102-7786324014>

COELHO, C. A. S.; OLIVEIRA, C. P.; AMBRIZZI, T.; REBOITA, M. S. The 2014 Southeast Brazil austral summer drought: regional scale mechanisms and teleconnections, **Climate Dynamics**, n. 46, p. 3737 – 3752, 2016.

COMET MODULE, UNIT 11. Disponível em: <  
<https://www.meted.ucar.edu>>. Acesso em: 21 jan. 2019.

CORRÊA, S. C. **A influência dos sistemas climáticos sobre os incêndios florestais: estudo de caso: evento de incêndio ocorrido em setembro de 2005 no Jardim Botânico de Brasília**. 2007. 85 f. Dissertação (Mestrado em Geografia) - Universidade de Brasília, Brasília, 2007.

COUNTRYMAN, C. M. **Fire Control Notes**. v.2, n. 33, p.8-11, 1972.

DALE, H. V.; JOYCE, L. A.; MCNULTY, S.; NEILSON, R. P.; AYRES, M. P.; FLANNIGAN, M. D.; HANSON, P. J. H.; IRLAND L. C.; LUGO, E. A.; PETERSON, C. J.; SIMBERLOFF, D.; SWANSON, F. J.; STOCS, B. J; WOTTON, M. B. Climate Change and Forest Disturbances, **Climate Change and Forest Disturbances**, v. 51, n. 9, p. 723-734, 2001. DOI: 10.1641/0006-3568(2001)051[0723:CCAFD]2.0.CO;2

DAVIS, J. B.; CHANDLER, C. Atmospheric stability forecast and fire control, **United States Department of Agriculture Forest Service**, v. 64, n. 1, p. 55-58, 2004.

DAVIS, W.S. The rate of spread–fuel density relationship. **Fire Control Notes**, v. 2, n. 10, p. 8–9, 1949.

DIAS, S. Meteorologia, desmatamento e queimadas na Amazônia: Uma síntese de resultados do LBA, **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 21, n. 3, p. 190-199, 2006.

DiNEMMO, P. E.; DRYSDALE, D.; BAYLER, C.; WALTON, W. D. P. E.; CUSTER, R. L. P.; HALL, J. R. Jr.; WATTS, J. M. Jr. **SFPE Handbook of Fire Protection Engineering, 2nd Edition. Boston: Society of Fire Protection Engineering, 1995. 1604p.**

DUCHIADE, M. P. Poluição do ar e doenças respiratórias: Uma revisão, **Cadernos de Saúde Pública**, Rio de Janeiro, v. 3, n. 8, p. 311-330, 1992.

EICHENBERGER, C. C. D.; TAGLIANI, P. R. A. Participative diagnosis for territorial planning of protected areas: subsidies to the Taim Ecological Station management plan, Brazil. **Sustentabilidade em Debate**, Brasília, v. 8, n. 1, p. 95-107, 2017.

FEARNSIDE, P. M. Global warming and tropical land-use change: Greenhouse gas emissions from biomass burning, decomposition and soils in forest conversion, shifting cultivation and secondary vegetation, **Climate Change**, v. 46, n. 1-2, p. 115-158, 2000.

FEARNSIDE, P. M.; BARBOSA, R. I.; PEREIRA, V. B. Emissões de gases do efeito estufa por desmatamento e incêndios florestais em Roraima: fontes e sumidouros, **Revista Agroambiente**, v. 7, n. 1, p. 95-111, 2013.

FEDOROVA, N.; CARVALHO M. H. Processos sinóticos em anos de La Niña e El Niño. Parte II: zonas Frontais. **Revista Brasileira de Meteorologia**, São Paulo, v. 15, n. 2, p. 57-72, 2000.

FERREIRA, N. J.; SANCHES, M.; SILVA DIAS, M. A. F. Composição da Zona De Convergência do Atlântico Sul em períodos de El Niño e La Niña. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 19, n. 1, p. 89-98, 2004.

FLANNIGAN, M. D.; HARRINGTON, J. B. A study of the relation of meteorological variables to monthly provincial area burned by wildfire in (1953-80). **Journal of Applied Meteorology**, v. 27, n. 4, p. 441-452, 1988.

FOGO PARQUE NACIONAL DAS EMAS. Brasília: Instituto Brasileiro do Meio Ambiente e dos Recursos Naturais Renováveis, 2004.

FRANSEN W. H.; CAN, J. Ignition probability of organic soils. **Canadian Journal of Forest Research**, v. 27, n. 9, p. 1471-1477, 1997.

FREITAS, S. R. **Modelagem Numérica do Transporte e das Emissões de Gases Traços e Aerossóis de Queimadas no Cerrado e Floresta Tropical da América do Sul**. 1999. Tese (Doutorado em Física Nuclear) - Instituto de Física, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1999. DOI:10.11606/T.43.1999.tde-15082012-164538

FREITAS, S. R.; LONGO, K. M.; DIAS, M. A. F.; DIAS, P. L. Emissões de queimadas em ecossistemas da América do Sul, **Estudos Avançados**, v. 59, n. 53, p. 167-185. 2005.

FREITAS, S. R.; LONGO, K. M.; RODRIGUES, L. F. Modelagem numérica da composição química da atmosfera e seus impactos no tempo, clima e qualidade do ar, **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 24, n. 2, p. 188-207, 2009.

FREITAS, S. R.; LONGO, K. M.; ALONSO, M. F.; PIRRES, M.; MARECAL, V.; GRELL, G.; STOCKLER, R.; MELLOR, R. F.; GÁCITA, S. M. PREP-CHEM-SRC – 1.0: a preprocessor of trace

gas and aerosol emission fields for regional and global atmospheric chemistry models, **Geoscientific Model Development**, v. 4, n. 2, p. 419-433, 2011. DOI: 10.5194/gmd-4-419-2011

FREITAS, S. R.; PANETTA, J.; LONGO, K. M.; RODRIGUES, L. F.; MOREIRA, D. S.; ROSARIOS, N. M.; DIAS, P. L. S. D.; DIAS, M. A. F. The Brazilian developments on the Regional Atmospheric Modeling System (RAMS 5.2): an integrated environmental model tuned for tropical areas, **Geoscientific Model Development**, v. 10, n. 1, p. 189-222, 2017. DOI: 10.5194/gmd-10-189-2017

G1. Mundo. 2013. Disponível em: <<http://g1.globo.com/mundo/noticia/2013/07/incendio-no-arizona-mata-19-bombeiros-fogo-segue-sem-controle.html>>. Acesso em: 15 jan. 2019.

GRIMM, A. M.; FERRAZ, S. E. T. Precipitation anomalies in Southern Brazil associated with El Niño and La Niña events. **Journal of Climate**, v. 11, n. 11, p. 2863-2880, 1998.

GRIMM, A. M.; BARROS, V. R.; DOYLE, M. E. Climate variability in southern South America associated with El Niño and La Niña events. **Journal of Climate**, v. 13, n. 1, p. 35-58, 2000.

HOLDEN, Z. A.; SWANSON, A.; LUCE, C. H.; JOLLY, W. M.; MANETA, M.; OYLER, J. W.; AFFLECK, D. Decreasing fire season precipitation increased recent western US forest wildfire activity, **Proceedings of the National Academy of Sciences**, v. 115, n. 36, 2018. DOI: 10.1073/pnas.1802316115

HYDE, J. C.; YEDINAK, K. M.; ALAN F. T.; SMITH, A. M. S., BOWMAN, D. M. J. S.; FAY, H. J.; LAHM, P.; FITCH M.; TINKHAM, W. T. Air quality policy and fire management responses addressing smoke from wildland fires in the United States and Australia, **International Journal of Wildland Fire**, v. 26, n. 5, p. 347-363, 2017. DOI: <https://doi.org/10.1071/WF16154>

ICMBio - Instituto Chico Mendes de Conservação da Biodiversidade Disponível em: <<https://www.icmbio.gov.br/portal/ultimas-noticias/4-destaques/4918-icmbio-intensifica-acoes-de-combate-a-incendios>>. Acesso em: 22 de jan. 2019

ICMBio, **Apostila para Formação de Brigadista de Prevenção e Combate aos Incêndios Florestais**. Brasília: Instituto Chico Mendes de Conservação da Biodiversidade, 2010.

INPE. Banco de Dados de queimadas. Disponível em: <<http://www.inpe.br/queimadas/bdqueimadas>>. Acesso em: 22 de jan. 2019

INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA (IBGE). Disponível em: <<https://cidades.ibge.gov.br/>>. Acesso em: 30 mar. 2019.

Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC). Third Assessment Report (TAR), climate change, the scientific basis, contribution of working group I to the third assessment report of the international panel on climate change, New York, **Cambridge University Press**, 2001.

Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC), guidelines for national greenhouse gas inventories. In: EGGLESTON, H.S.; BUENDIA, L.; MIWA, K.; NGARA, T.; TANABE, K. (eds.). **Kanagawa: National Greenhouse Gas Inventories Programme, Intergovernmental Panel on Climate Change and Institute for Global Environmental Strategies**, 2006.

JONES, C. S.; SHRIVER J. F.; O'BRIEN, J. The Effects of El Nino on Rainfall and Fire in Florida. **The Florida Geographer**, v. 30, p. 55-69. 1999.

KOPROSKI, L.; FERREIRA, M. P.; GOLDAMMER, J. G.; BATISTA, A. C. Modelo de zoneamento de risco de incêndios para unidades de conservação brasileiras: o caso do Parque Estadual do Cerrado (PR). **Floresta**, Curitiba, v. 41, n. 3, p. 551-562, 2011.

LACERDA, F. S.; CATTANEO, A. C. M. Investigação de Incêndios Florestais. In: **Curso de Investigação das Causas e Origens dos Incêndios Florestais** – Prevfogo/IBAMA. Brasília: IBAMA, 2007.

LAPOLA, D. M., SILVA, J. M. C. d., BRAGA, D. R., CARPIGIANI, L., OGAWA, F., TORRES, R. R., BARBOSA, L. C. F.; OMETTO, J. P. H. B., JOLY, C.A. A climate-change vulnerability and adaptation assessment for Brazil's protected areas. **Conservation Biology**, v. 34, n. 2, p. 427-437, 2019. DOI:10.1111/cobi.13405

LEITE, F. F.; GANHO, N.; GONÇALVES, A. B.; BOTELHO, F. Iberian atmospheric dynamics and large forest fires in mainland Portugal, **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 247, p. 551-559, 2017. DOI: <http://dx.doi.org/10.1016/j.agrformet.2017.08.033>

MACEDO, W.; SARDINHA, A. **Fogos Florestais**, Lisboa: Publicações Ciência, v.1, 1993. 131p.

MARQUES, M. D.; RODRIGUES, L. R.; FRAGOSO, C. R. et al., 2013. Sistema Hidrológico do Taim. In: TABARELLI, M.; ROCHA, C. F. D.; ROMANOWSKI, H.P. et al. (Eds.), **PELD-CNPq Dez Anos do Programa de Pesquisas Ecológicas de Longa Duração no Brasil: Achados, Lições e Perspectivas**. UFPE, Recife, p. 200–224.

MARTÍN, S. D.; DÍEZ, E. L. The singular role of the atmospheric stability in forest fires, **Atmósfera**, v. 2, n. 64, p. 129-139, 2010.

MEDEIROS, M. B.; FIEDLER, N. C. Incêndios florestais no Parque Nacional da Serra da Canastra: desafios para a conservação da biodiversidade. **Ciência Florestal**, v. 14 n. 2, p. 157-168, 2004.

MINISTÉRIO DO MEIO AMBIENTE – MMA, Instituto Chico Mendes de Conservação da Biodiversidade – ICMBio. Diretoria de Criação e Manejo de Unidades de Conservação – Estação Ecológica do Taim. Resumo Executivo da Proposta de Ampliação da Estação Ecológica do Taim. Setembro de 2013.

MINISTÉRIO DO MEIO AMBIENTE– MMA Instituto Chico Mendes de Conservação da

Biodiversidade – ICMBio. Painel Unidades de Conservação Brasileiras, 2018. Disponível em: <<https://www.mma.gov.br/>>. Acesso em: 20 dez. 2018.

NASCIMENTO, A. L. S. **Incêndios na Região da Estação Ecológica do Taim: Análise do Ambiente Atmosférico e Dispersão de Poluentes**. Dissertação, 127 p. (Mestrado em Meteorologia) – Faculdade de Meteorologia – Universidade Federal de Pelotas, 2020.

NASH, C. H.; JOHNSON, E. A. Synoptic climatology of lightning-caused forest fires in subalpine and boreal forests. **Canadian Journal of Forest Research**, v.10, n. 26, p. 1859–1874, 1996. DOI:10.1139/x26-211

NATALIE, G. S. B.; CASCAIS, L. B.; SILVA L. H. G.; MIURA A. K. Detecção de áreas queimadas na Estação Ecológica do Taim (RS), causada pelos incêndios de 2008 e 2013. **Anais XVII Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto - SBSR**, João Pessoa-PB, Brasil, 25 a 29 de abril de 2015, INPE.

OLIVEIRA, M. **Estudo sobre incêndio de progresso rápido**. 2005, 74f. Monografia (Centro Universitário de Estudos e Pesquisas sobre Desastres) – Especialização em Planejamento e Gestão em Defesa Civil, Universidade Federal de Santa Catarina, Florianópolis, 2005.

PASCHALIDOU, A. K.; KASSOMENOS, P. A. What are the most fire-angerous atmospheric circulations in the Eastern-Mediterranean? Analysis of the synoptic wildfire climatology, **Science of the Total Environment**, v. 539, p. 536-545, 2016.

PEREIRA, G. **Estimativa e assimilação das emissões de gases traços e aerossóis de queimadas em modelos de química atmosférica**. 2013. 125 f. Tese (Doutorado em Sensoriamento Remoto) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2013.

PEREIRA, J. S.; PEREIRA, J. M. C.; REGO, F. C.; SILVA, J. M. N.; SILVA, T. P. **Incêndios Florestais em Portugal: caracterização, impactes e prevenção**: Instituto Superior de Agronomia, Lisboa, Portugal, 2006. 516p.

PETROLIAGKIS, T.; LIBERTA, G.; ARTES, T.; ASERETTO, D. R.; LEO, M. D.; AYANZ, J. S. M. **Stability of Atmospheric Flow and Low-Level Jets Influencing Forest Fire Behavior – An EFFIS Report**. Italy; Forest Resources and Climate Unit, 2015. 30p. DOI: 10.2788/54976

PYNE, S.J.; ANDREWA, P.L.; LAVEN, R.D. **Introduction to wildland fire**. Nova Iorque: Wiley, 1996. 808 p.

RODRIGUES, J. A.; LIBONATI, R.; PERES, F. L.; SETZER, A. Burned Area Mapping on Conservation Units of Mountains Region of Rio de Janeiro Using Landsat-8 Data During the 2014 Drought, **Anuário do Instituto de Geociências - UFRJ**, v. 41, n. 1, p. 318-327, 2018. DOI: [http://dx.doi.org/10.11137/2018\\_1\\_318\\_327](http://dx.doi.org/10.11137/2018_1_318_327)

RODRIGUES, L. **O efeito do declive em fogos de junção**. 2016. 73f. Dissertação (Mestrado em Engenharia Mecânica) - Departamento de Engenharia Mecânica, Universidade de Coimbra, Coimbra, 2016.

ROTHERMEL, R. C. **Modeling moisture content of fine dead wildland fuels: input to the BEHAVE fire prediction system**. Ogden: USDA Forest Service; Intermountain Research Station, 1986. 61p.

SANTOS, U. P. Poluição, aquecimento global e repercussão na saúde, **Revista da Associação Médica brasileira**, v. 53, n. 3, p. 189-207, 2007.

SARDINHA, M. A.; MACEDO, W. F.; MACEDO, V. F. Combustão Lenhosa Directa e Indirecta Sua Relevância para a Temática dos Fogos Florestais. **Silva Lusitana**, n. 10, v. 1, p. 91-100, 2002. Disponível em: <<http://www.scielo.mec.pt/pdf/slu/v10n1/10n1a06.pdf>>

SCHÄFER, A. Tipificação ecológica das lagoas costeiras no Rio Grande do Sul, Brasil. **Acta Limnologica Brasiliensia**, v. 2, n. 1, p. 29-55, 1988.

SCHREINER, G. M. **Proposta de cenários para a delimitação da zona de amortecimento de impactos na Estação Ecológica do Taim**. 2012. 103f. Dissertação (Mestrado em Gerenciamento Costeiro) - Universidade Federal do Rio Grande, Rio Grande, 2012.

SHARPLES, J. J.; MCRAE, R. H. D.; WILKES S. R. Wind-terrain effects on the propagation of wildfires in rugged terrain: Fire channelling. **International Journal of Wildland Fire**, v. 3, n. 21, p. 282-296, 2010.

SHINABUKURO, Y. E.; KRUG, T.; SANTOS, J. R.; NOVO, E. M.; RODRIGUES, J. R. Roraima: o incêndio visto do espaço, **Ciência Hoje**, v. 27, n. 157, p. 32-34, 2000.

SIMARD, A. J.; HAINES, D. A.; MAIN, W. A. Relations Between El Niño/Southern Oscillation anomalies and wildland fire activity in the United States, **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 36, n. 2, p. 93-104, 1985.

SKINNER, W. R.; STOCKS, B. J.; MARTELL, D. L.; BONSAI, B.; SHABBAR, A. The Association Between Circulation Anomalies in the Mid-Troposphere and Area Burned by

Wildland Fire in Canada, **Theoretical and Applied Climatology**, v. 63, n. 1-2, p. 89-105, 1999.

SKINNER, W. R.; FLANNIGAN, M. D.; STOCKS, B. J.; MARTELL, D. L.; WOTTON, B. M.; TODD, J. B.; MASON, J. A.; LOGAN, K. A.; BOSCH, E. M. A 500 hPa synoptic wildland fire, climatology for large Canadian forest fires, 1959–1996. **Theoretical and Applied Climatology**, v. 71, n. 3-4, p. 157–169, 2001.

SORBJAN, Z. Air-Pollution Meteorology. Chapter 4. In: **AIR QUALITY MODELING - Theories, Methodologies, Computational Techniques, and Available Databases and Software**. Vol. I - Fundamentals (P. Zannetti, Editor). Published by The EnviroComp Institute and the Air & Waste Management Association, 2003. p. 1-64.

STULL, R. **An introduction to boundary layer meteorology**. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, 1988. 666 p.

THE GUARDIAN. Arizona wildfire escalated rapidly before 19 firefighters were killed, 2013. Disponível em: <<https://www.theguardian.com/world/2013/jul/16/arizona-yarnell-hill-wildfire-report>> . Acesso em: 15 jan. 2019.

THE NEW YORK TIMES, jul. 2013. Disponível em: <<https://www.nytimes.com/2013/07/03/us/as-arizona->

fires-rage-on-inquiry-into-firefighters-death-focuses-on-wind.html>. Acesso em: 15 jan. 2019.

TORRES, F. T. P.; RIBEIRO, G. A.; MARTINS, S. V.; LIMA, G. S. Correlações entre os elementos meteorológicos e as ocorrências de incêndios florestais na área urbana de Juiz de Fora, MG, **Revista Árvore**, Viçosa-MG, v. 35, n. 1, p. 143-150, 2011. DOI: 10.1590/S0100-67622011000100017

TORRES, F. T. P.; LIMA, G. S.; COSTA, A. G.; FÉLIX, G. A.; JÚNIOR, M. R. S. Perfil dos incêndios florestais em unidades de conservação brasileiras no período de 2008 a 2012, **Floresta**, v. 46, n. 4, p. 531-542, 2016. DOI: 10.5380/rf.v46i3.44199

TRIGO, R. M.; PEREIRA, J. M. C.; PEREIRA, M. G.; MOTTA, B.; CALADO, T. J.; DACAMARA, C. C.; SANTO, F. E. Atmospheric conditions associated with the exceptional fire season of 2003 in Portugal, **Royal Meteorological Society**, v. 26, n. 13, p. 1741-1757, 2006. DOI: 10.1002/joc.1333

VIEGAS, D. X.; MARQUES, J. S.; SERRALHEIRO, A.; LOPES, A. G. Um sistema de monitorização e previsão do comportamento de um incêndio florestal. **Revista Florestal**, v. 1, n. 10, p. 39-41, 1998.

VIEGAS, D. X.; REIS, R. M.; CRUZ, M. G; VIEGAS, M. T. Calibração do sistema canadiano de perigo de incêndio para aplicação em Portugal, **Silva Lusitana**, v. 12, n. 1, p. 77-93, 2004.

VIEGAS, D. X. Parametric study of an eruptive fire behaviour model. **International Journal of Wildland Fire**, v. 2, n. 15, p. 169–177, 2006.

WESTERLING A. L.; CAYAN D. R.; BROWN T. J.; HALL B. L.; RIDDLE L. G. Climate, Santa Ana winds, and autumn wildfires in Southern California, **Transactions American Geophysical Union**, v. 85, n. 31, p. 289–296, 2004. DOI: 10.1029/2004EO310001

WHELAN, R. **The ecology of fire**. Cambridge: Cambridge University Press, 1995. 349p.

WHITE, B. Modelos Matemáticos de previsão do teor de umidade dos materiais combustíveis florestais finos e mortos, **Ciência Florestal**, Santa Maria, v. 28, n. 1, p. 432-445, 2018. DOI: 10.5902/1980509831622

WILGAN, B. W. V.; SCHOLLES, R. J. The vegetation and fire regimes of southern hemisphere Africa. In *Fire in Southern African Savannas*. **Ecological and Atmospheric Perspectives**. Witwatersrand University Press. 1997. 256 p.

WOLLMANN, C. A.; SIMIONI, J. P. D.; IENSSE, A. C. Atlas Climático do Taim: contribuição ao estudo do clima em unidades de conservação. **Boletim Geográfico do Rio Grande do Sul**, Porto Alegre, n. 27, p. 30-50, 2016.

World Health Organization (OMS) - Ambient air pollution: Pollutants. Disponível em: <<https://www.who.int/airpollution/ambient/pollutants/en/>>. Acesso em: 26 jan. 2019.

YAN, H.; ELIOT, C. M.; HANNA J. Loss of 19 firefighters in Arizona blaze unbearable,' governor says. **CNN, USA**, 2 de jul, 2013. International Ediction. Disponível em: <<https://edition.cnn.com/2013/07/01/us/arizona-firefighter-deaths/index.html>>. Acesso em: 15 jan. 2019.

## **Sobre os autores**

### **Capítulo 1**

**Bruce Pontes** se graduou em meteorologia pela Universidade Federal de Alagoas (Ufal) em 2008 e obteve seu título de mestre em meteorologia no Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas da Universidade de São Paulo (IAG/USP) no ano de 2011. Entre 2010 e 2011 trabalhou como previsor de tempo na Climatempo. De 2012 aos dias atuais, atua como pesquisador em meteorologia, agrometeorologia e climatologia no Instituto Capixaba de Pesquisa, Assistência Técnica e Extensão Rural (Incaper). O autor publicou mais de 40 artigos em anais de congressos e revistas, foi autor de dois livros e escreveu 4 capítulos de livro, também publicando boletins climáticos trimestrais, informativos mensais e boletins de queimada do Espírito Santo. Participa da emissão diária de boletins de previsão de tempo, avisos meteorológicos especiais e diversos boletins especiais advindos da pesquisa em tempo e clima.

**Natalia Fedorova** se formou pela Universidade Federal de Moscou, Rússia, Dr. pelo Centro Hidrometeorológico da Rússia, Moscou. Por mais de 20 anos foi pesquisadora sênior do Centro Hidrometeorológico da Rússia. Desde 1995 foi professora da

UFPEL e, desde 2001, é professora da UFAL, Brasil. Publicou 10 livros, 12 capítulos, 72 artigos em revistas e 198 em congressos. Orientou 160 trabalhos de alunos. Está atuando nas áreas de meteorologia sinótica, previsão de tempo a curto prazo e meteorologia sinótica por satélite.

## Capítulo 2

**Matheus José Arruda Lyra** - Possui graduação e mestrado em Meteorologia pela Universidade Federal de Alagoas (UFAL) onde desenvolveu pesquisas sobre sistemas meteorológicos atuantes na região Nordeste do Brasil, com foco nos Complexos Convectivos de Mesoescala. Ex-bolsista de Iniciação Científica vinculado ao Laboratório de Meteorologia Física e Sinótica durante 3 anos, também participou de estágio na área de Meteorologia Operacional. Atualmente é aluno de doutorado em Meteorologia da Universidade Federal de Campina Grande (UFCG) e atua principalmente nas áreas de Meteorologia Sinótica, desenvolvendo estudos de previsão de tempo à curto prazo de sistemas de grande escala.

**Vladimir Levit** - doutor em física, foi formado pela Universidade Federal da Ural da Rússia e obteve título de doutor pelo Instituto de Física dos Metais da Academia de Ciências da Rússia. Trabalhou durante muitos anos no principal centro de energia nuclear da Rússia, o “Instituto

Kurchatov”, Moscou, na área de segurança dos reatores nucleares. Trabalhou na Universidade da Califórnia, EUA e no Instituto de Segurança Nuclear de Rossendorf, Alemanha. Em 1995, tornou-se professor da UFPEL e, desde 2002 da UFAL. Publicou 5 livros, 16 capítulos de livros, 52 artigos em revistas e 150 em congressos. Orientou mais de 86 trabalhos de alunos, incluindo 16 teses de mestrado.

### **Capítulo 3**

**Paulo André da Silva Martins** - Doutorando em Geografia (UNIR), Mestre em Ciências Ambientais com formação em Engenharia Ambiental, ambos pela Universidade Federal do Amazonas - UFAM (2019) e (2014). Membro do grupo de Pesquisa Interação Biosfera atmosfera na Amazônia - GPIBA. Atua nas áreas de Engenharia e Geociências desenvolvendo pesquisas com variáveis meteorológicas: Radiação Solar, Temperatura do ar, Umidade relativa e Coeficiente de Transitividade. Em Agrometeorologia trabalha com Balanço Hídrico, Evapotranspiração e Classificação Climática.

**Carlos Alexandre dos Santos Querino**- Meteorologista, Prof. Adjunto II da Universidade Federal do Amazonas - UFAM, vinculado Instituto de Educação Agricultura e Ambiente - IEAA. Coordenador do Programa de Pós-graduação em Ciências Ambientais - PPGCA/UFAM. Possui

graduação e mestrado em meteorologia pela Universidade Federal de Alagoas (2003) e (2006) e Doutorado em Física Ambiental pela Universidade Federal de Mato Grosso (2016). Atualmente é vice coordenador do Núcleo Regional de Humaitá/AM do Programa de Pesquisa em Biodiversidade (PPBIO). Realiza pesquisas no âmbito da interação biosfera-atmosfera na Amazônia e Pantanal. Tem experiência na área de Geociências (Meteorologia), com ênfase em Radiação Solar, Micrometeorologia e Climatologia.

**Juliane Kayse Albuquerque da Silva Querino** - Doutora em Física Ambiental (2017) pelo programa de Pós-Graduação em Física Ambiental da Universidade Federal do Mato Grosso-UFMT. Possui graduação em Meteorologia pela Universidade Federal de Alagoas (2003), onde trabalhou com os dados de radiação solar do projeto LBA comparando o comportamento desta variável em área de pastagem. Em junho de 2006 concluiu o curso de mestrado em meteorologia, também pela Universidade Federal de Alagoas - UFAL, onde dissertou sobre "Caracterização do vento e estimativa do potencial eólico para a região de Tabuleiros Costeiros (Pilar - AL, Brasil)". No período de Julho de 2007 a Março de 2008, trabalhou no Escritório do LBA - INPA sob a orientação do Dr. Theotônio Pauliquevis, na realização do EUCAARI (European Integrated project on Aerosol Cloud Climate and Air Quality interactions) e do projeto Instituto

do Milênio Integração de abordagens do ambiente, uso da terra e dinâmica social na Amazônia: as relações homem-ambiente e o desafio da sustentabilidade MilênioLBA2, na componente 7, de Aerossóis e Precipitação, atuando em cooperação com o prof. Dr. Paulo Artaxo, do Instituto de Física da Universidade de São Paulo. No ano de 2008, ministrou as aulas das disciplinas de Laboratório de Física I e II na Universidade Federal do Amazonas - UFAM, Campus Humaitá. Em 2009 foi aprovada e admitida como professora assistente no curso de engenharia ambiental na Universidade Federal do Amazonas - UFAM, Campus Humaitá.

**Péricles Vale Alves** - Possui graduações em Matemática e Física pela Universidade Federal do Amazonas (2013). Possui especialização em Ensino de Física pela Universidade Cândido Mendes (2016). Mestrando do programa de pós graduação em Ciências Ambientais – UFAM, Professor do Magistério Superior na área de Matemática no Instituto de Educação, Agricultura e Ambiente. Atualmente trabalha com instrumentação de baixo custo para medir variáveis meteorológicas e divulgação científica em ensino de ciências: matemática e física.

**Marcos Antônio Lima Moura** - Possui graduação em Meteorologia pela Universidade Federal de Alagoas (1984),

Estudos de Aprofundamento em Meteorologia no Instituto de Meteorologia da Universidade de Hannover (Alemanha) com Especialização em Recursos Hídricos pela Universidade de Hannover (Alemanha) entre 1986 e 1989, Mestrado em Agronomia (Energia na Agricultura) pela Universidade Estadual Paulista Júlio de Mesquita Filho (1992) e Doutorado em Agronomia (Energia na Agricultura) pela Universidade Estadual Paulista Júlio de Mesquita Filho (2000). Atualmente é professor titular do Instituto de Ciências Atmosféricas da Universidade Federal de Alagoas. Tem experiência na área de Geociências, com ênfase em Micrometeorologia de Ecossistemas Ameaçados (Mata Atlântica, Amazônia e Caatinga), mas com foco em Mudanças Climáticas e Radiação Solar, atuando principalmente nos seguintes temas: Ambientes Estuarinos, Mata Atlântica, Floresta Amazônica e Caatinga.

**Dorisvalder Dias Nunes** - Possui Licenciatura e Bacharelado em Geografia pela Universidade Federal de Rondônia - UNIR (1990), Mestrado em Geografia Física pela Universidade de São Paulo - USP (1996) e Doutorado em Desenvolvimento Sócioambiental pelo Núcleo de Altos Estudos Amazônicos- NAEA/UFGA (2004). Pós-Doutorado pelo Instituto de Geociências - IGC/UFMG. Ocupou entre 1999-2000 o cargo de Pró-Reitor de Graduação da Universidade Federal de Rondônia e por duas vezes o cargo de Pró-Reitor de Pós-Graduação e Pesquisa (2004-2005;

2007-2009). Eleito duas vezes membro do Conselho Superior na área de Pesquisa e Pós-Graduação. Compôs o quadro de Consultores do Comitê Técnico Científico do PIBIC/UNIR/CNPq. É professor Associado IV do Departamento de Geografia da UNIR onde coordena desde 2002 o Laboratório de Geografia e Planejamento Ambiental - LABOGEOPA. É docente permanente nos programas de pós-graduação: Mestrado e Doutorado em Geografia (UNIR) e Mestrado e Doutorado em Desenvolvimento Regional e Meio Ambiente (UNIR). Desenvolve pesquisas em temas relacionados ao Meio Ambiente, Gestão, Planejamento e Análise Ambiental, Vulnerabilidade à Erosão, Gestão e Planejamento de bacias hidrográficas, Impacto Ambiental e Unidades de Conservação. É pesquisador do Centro de Estudos Geográficos e Sócio-Ambientais da Amazônia Aziz AbSaber - CEGEA e membro do Conselho Consultivo das Revistas RAEGA e Geografar. Consultor da CAPES na Área de Geografia para avaliação Quadrienal 2013-2016, Qualis-Periódicos e Qualis-Livros.

#### Capítulo 4

**Mateus Dias Nunes** - Possui graduação na Universidade Federal de Pelotas (UFPEL) em 2014 e mestrado pelo Programa de Pós-Graduação em Meteorologia da UFPEL em 2017, com ênfase nas áreas de Poluição Atmosférica, Radiação Atmosférica e Química da Atmosfera. Atualmente é

doutorando no Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (PGMET/INPE) e professor assistente no Instituto de Recursos Naturais da Universidade Federal de Itajubá (IRN/UNIFEI). Trabalhando nas linhas de pesquisa de trocas entre estratosfera-troposfera, modelagem de códigos de transferência radiativa com ênfase em ozônio estratosférico e gases de efeito estufa.

**Glauber Lopes Mariano** - Graduação em Meteorologia pela Universidade Federal de Alagoas (UFAL) e graduação em Sistemas de Informação pelo Centro Federal de Ensino Tecnológico do estado de Alagoas (CEFET/AL). Mestrado em Meteorologia (UFAL) e doutorado em Meteorologia pelo Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE). Atua na área de geociências, com ênfase em poluição da atmosfera e sensoriamento remoto da atmosfera. Atualmente Professor da Universidade Federal de Alagoas (UFAL).

**Lucas Vaz Peres** - Possui Graduação em Meteorologia (2010), Mestrado (2012) e Doutorado (2016) em Meteorologia pelo Programa de Pós Graduação em Meteorologia da Universidade Federal de Santa Maria - UFSM, com período sandwich no Laboratório de Atmosfera e Ciclônes (LACy) da Universidade de La Réunion, Ilha de Lá Réunion, França (2015). Atualmente é professor Adjunto A-II da Universidade Federal do Oeste do Pará, na área de Meteorologia. Atua em conjunto com o Laboratório do

Centro Regional Sul de Pesquisas Espaciais - CRS/INPE - MCTI e o Laboratório de Ciências Espaciais da Universidade Federal de Santa Maria (LACESM) no desenvolvimento do projeto "Efeitos Secundários do Buraco de Ozônio Antártico sobre o Sul do Brasil"..

**Daniel Milano** Graduação em Meteorologia pela Universidade Federal de Alagoas (UFAL). Atualmente aluno do curso de mestrado em Meteorologia da UFAL.

## Capítulo 5

**Ana Lucia da Silva Nascimento** – Atualmente é doutoranda em Meteorologia pelo Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE). Graduada (2017) e mestre (2020) pela Universidade Federal de Pelotas (UFPel). Possui interesse na área de geociências com ênfase em Meteorologia e busca aperfeiçoamento nos temas: incêndios florestais, poluição atmosférica e modelagem atmosférica.

**Mateus da Silva Teixeira** – Atualmente é Professor Associado da Faculdade de Meteorologia da Universidade Federal de Pelotas (UFPel). Graduado em 2001 pela UFPel e mestre (2004) e doutor (2009) em Meteorologia pelo Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE). Possui interesse na área de geociências com ênfase em Meteorologia, em especial nos temas relacionados a eventos

extremos de chuva, previsão de tempo e previsão por conjunto (ensemble forecasting).

**Marcelo Felix Alonso** – Atualmente é professor adjunto da Faculdade de Meteorologia da Universidade Federal de Pelotas. Possui graduação em Meteorologia pela Universidade Federal de Pelotas (2003), mestrado em Meteorologia pela Universidade Federal de Pelotas (2006) e doutorado em meteorologia pelo Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE). Tem experiência na área de Geociências, com ênfase em Meteorologia, atuando principalmente na área de modelagem atmosférica - com foco na dispersão e química de poluentes. É integrante do grupo EMISA - Emissions Inventories in South America. Possui índice H 4 na base Web of Science.



## Créditos / Expediente

**Capa:** Daniel Milano

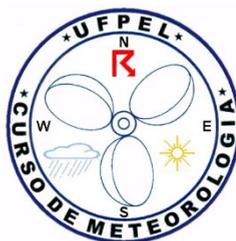
**Fotografia da capa:** Daniel Milano

**Editores e diagramação:** Glauber Lopes Mariano

**Editores:** DR LTDA



**Universidade Federal da  
Alagoas  
Instituto de Ciências  
Atmosféricas**



**Universidade Federal de  
Pelotas  
Faculdade de Meteorologia**

A série de livros “Meteorologia em tópicos” apresenta de forma introdutória temas discutidos nos cursos de graduação em meteorologia no Brasil. Os capítulos que compõem os volumes são de autoria de professores dos cursos de meteorologia da Universidade Federal de Alagoas (UFAL) e da Universidade Federal de Pelotas (UFPEL), com a colaboração de profissionais de diversas instituições. Zonas frontais no Nordeste, complexos convectivos de mesoescala, classificações climáticas, ozônio estratosférico e dispersão de poluentes de queimadas são, basicamente, os assuntos abordados neste sexto volume.

