



UNIVERSIDADE FEDERAL DE CAMPINA GRANDE
CENTRO DE EDUCAÇÃO E SAÚDE
CAMPUS CUITÉ-PB
CURSO DE LICENCIATURA EM FÍSICA

REINALDO FREIRE DA FONSECA

**AS SECAS NO NORDESTE E A RELAÇÃO COM OS FENÔMENOS OCEANO-
ATMOSFÉRICOS EI NIÑO E LA NIÑA**

CUITÉ – PB

2021

REINALDO FREIRE DA FONSECA

**AS SECAS NO NORDESTE E A RELAÇÃO COM OS FENÔMENOS OCEANO-
ATMOSFÉRICOS EI NIÑO E LA NIÑA**

Monografia apresentada à Banca Examinadora,
como exigência parcial à conclusão do Curso de
Licenciatura em Física, da Universidade Federal
de Campina Grande, Campus Cuité.

Prof. Dr. FÁBIO FERREIRA DE MEDEIROS

Orientador

Cuité – PB

2021.

FICHA CATALOGRÁFICA ELABORADA PELO BIBLIOTECÁRIO
Msc. Jesiel Ferreira Gomes - CRB-15/256

F676s

Fonseca, Reinaldo Freire da.

As secas no nordeste e a relação com os fenômenos oceanoatmosféricos
El Niño e La Niña. / Reinaldo Freire da Fonseca. - Cuité, 2021.

95 f.: il. color.

Trabalho de Conclusão de Curso (Licenciatura em Física) - Universidade
Federal de Campina Grande, Centro de Educação e Saúde, 2021.

"Orientação: Prof. Dr. Fábio Ferreira de Medeiros".

Referências.

1. Seca - Nordeste. 2. Nordeste - período de estiagem. 3. Regime de seca
no nordeste. 4. Seca - fatores. 5. Fenômenos oceanoatmosféricos. 6. El Niño.
7. La Niña. I. Medeiros, Fábio Ferreira de. II. Título.

CDU 551.577.3(812/814)(043)

REINALDO FREIRE DA FONSECA

**AS SECAS NO NORDESTE E A RELAÇÃO COM OS FENÔMENOS OCEANO-
ATMOSFÉRICOS EI NIÑO E LA NIÑA**

Monografia apresentada à Banca Examinadora,
como exigência parcial à conclusão do Curso de
Licenciatura em Física, da Universidade Federal
de Campina Grande, Campus Cuité.

APROVADO EM:/...../.....

EXAMINADORES:

Prof. Dr. Fábio Ferreira de Medeiros
Orientador

Prof. Dr. Joseclécio Dutra Dantas
Examinador I

Prof. Dr. Nilton Ferreira Frazão
Examinador II

CUITÉ - PB

2021

“Por mais longa que seja a caminhada, o mais importante é dar o primeiro passo”.

Vinícius de Moraes

AGRADECIMENTOS

Primeiramente quero agradecer a Deus, por tornar possível a realização de toda a trajetória da graduação. Agradeço à minha família pelo apoio e suporte. Em especial meus pais, que sempre me apoiaram e fizeram mais que o possível para que eu pudesse estudar em todas as etapas da minha vida, até o presente momento. Também sou muito grato a minha namorada Ketly Santos, por toda a ajuda, motivação e conselhos.

Agradeço ao meu professor orientador Fábio Ferreira de Medeiros, pela dedicação e paciência, durante o meu projeto de pesquisa e também durante o período de escrita desta monografia. Agradeço a todos os professores da Unidade Acadêmica de Física e Matemática, que foram de suma importância durante todo esse percurso na graduação. Em especial, Joseclécio Dutra, Nilton Frazão e Jair Stefanini, excelentes profissionais.

Agradeço a minha turma e amigos, que em muitos momentos me ajudaram, apoiaram, aconselharam e foram essenciais no decorrer do curso nas disciplinas e também na construção desta monografia. Em especial, Damião Franceilton, Luís Gomes, Ruam Adelmo, Nallyson William, Isaac Ferreira, Max Wendell e Raline Araújo.

RESUMO

O Nordeste Brasileiro é assolado pelas secas com grande frequência. Muitos atribuem às secas o poder de causar grandes desastres, sejam econômicos, sociais, ambientais, de saúde, dentre outros. Elas podem afetar grandes populações, dependendo da extensão territorial que atinjam e da sua duração, que quanto mais longo for o período, torna o fenômeno mais agudo. As secas são ligadas a diversos fatores climáticos, como a temperatura, a umidade, a pluviosidade, a irradiação solar, a pressão atmosférica, a vegetação, aos fenômenos oceano-atmosféricos, dentre outros. Neste contexto, as análises climáticas realizadas levaram em consideração os registros de estiagens prolongadas a partir de 1700 até o ano de 2017, com os eventos El Niño e La Niña observados a partir de 1950. Foram analisadas as relações entre as secas e estes dois fenômenos oceano-atmosféricos. Esta verificação se deu através da análise dos dados obtidos de artigos científicos, teses ou agências de monitoramento do clima e do tempo, sendo estudadas e analisadas as ocorrências de secas, suas durações e sua frequência ao longo de cada século. Neste contexto, observamos que os eventos El Niño e La Niña são relevantes para entender o regime de secas no Nordeste Brasileiro.

Palavras-chave: Nordeste Brasileiro. Secas. El Niño e La Niña.

ABSTRACT

The Brazilian Northeast is plagued by droughts with great frequency. Many attribute to droughts the power to cause major disasters, whether economic, social, environmental, health, among others. They can affect large populations, depending on their territorial extent and duration, which the longer the period, makes the phenomenon more acute. Droughts are linked to various climatic factors, such as temperature, humidity, rainfall, solar radiation, atmospheric pressure, vegetation, ocean-atmospheric phenomena, among others. In this context, the climatic analyzes carried out took into account the prolonged drought records from 1700 to 2017, with the El Niño and La Niña events observed from 1950. The relationships between droughts and these two ocean-atmospheric phenomena were analyzed. This verification was made through the analysis of data obtained from scientific articles, theses or climate and weather monitoring agencies, and the occurrence and occurrence of droughts, their durations and their frequency throughout each century. In this context, we note that the El Niño and La Niña events are relevant to understand the drought regime in the Brazilian Northeast.

Keywords: Brazilian Northeast. Drought. El Niño and La Niña.

LISTA DE FIGURAS

Figura 3.1: Subdivisões do Nordeste.....	20
Figura 3.2: Biomas brasileiros.....	23
Figura 3.3: Principais delimitações do Nordeste do Brasil.....	25
Figura 3.4: Representação da extensão do Bioma Caatinga.....	27
Figura 3.5: Mapa das áreas suscetíveis à desertificação e núcleos de desertificação.....	29
Figura 4.1: Atmosfera da Terra no plano vertical.....	32
Figura 4.2: Subcamadas da Troposfera vistas em um plano vertical.....	34
Figura 5.1: Ilustração de linhas ou curvas isóbaras em um mapa do globo terrestre.....	47
Figura 5.2: Representação de um objeto em movimento circular.....	48
Figura 5.3: Sistema com movimento equilibrado com isóbaras lineares.....	49
Figura 5.4: Sistema com movimento equilibrado com isóbaras lineares em grandes altitudes.....	50
Figura 5.5: Espiral de Ekman em função da altitude, no hemisfério Norte.....	51
Figura 5.6: Centros de alta e baixa pressão atmosférica.....	52
Figura 6.1: Representação da célula de Walker sobre o Pacífico.....	61
Figura 6.2: Circulação atmosférica em condições de El Niño.....	62
Figura 6.3: Mudanças causadas na circulação de Walker em condições de El Niño.....	63
Figura 6.4: Circulação atmosférica em condições de La Niña.....	65
Figura 6.5: Posicionamento da Célula de Walker em condições de La Niña.....	66
Figura 6.6: Imagem de satélite mostrando a ZCIT atuando sobre o Nordeste do Brasil.....	69
Figura 6.7 (a) e (b): ZCIT oscilando entre os dois hemisférios (HN/HS) sazonalmente.....	70
Figura 6.8: Local de encontro entre massas de ar em temperaturas distintas, ocasionando a formação de uma frente fria.....	71
Figura 6.9: Atuação de uma frente fria sobre o Nordeste brasileiro.....	71
Figura 6.10: Imagem de satélite mostrando a ocorrência de um VCAN no litoral do Nordeste.....	72
Figura 6.11: Linha de instabilidade atuando sobre o litoral norte do Nordeste.....	73
Figuras 6.12 (a): Registro de Complexos Convectivos de Mesoescala sobre alguns estados do Nordeste.....	74

Figura 6.12 (b): Registro de Complexos Convectivos de Mesoescala sobre a cidade de Fortaleza.....	74
Figura 6.13: Nebulosidade deslocada desde a costa africana em direção ao litoral leste do Brasil.....	75
Figura 6.14 (a): Brisa Marítima sobre o estado do Ceará às 14h.	77
Figura 6.14 (b) Brisa Marítima sobre o estado do Ceará às 16:17h.....	77
Figura 6.15 (a): Brisa Terrestre sobre litoral do Ceará às 04:30h.	77
Figura 6.15 (b) Brisa Terrestre sobre o estado do Ceará às 06:10h.....	77

LISTA DE TABELAS

Tabela 1: Registros de ocorrência do El Niño na segunda metade do século XX.....	82
Tabela 2: Registros de ocorrência do La Niña na segunda metade do século XX.....	83
Tabela 3: Anos de ocorrência do El Niño no início do século XXI.....	87
Tabela 4: Anos de ocorrência da La Niña no início do século XXI.....	88

LISTA DE GRÁFICOS

Gráfico: 1. Anos de ocorrência de estiagens prolongadas no século XVIII.....	80
Gráfico 2: Anos de ocorrência de estiagens prolongadas no século XIX.....	81
Gráfico 3: Anos de ocorrência de estiagens prolongadas no século XX.....	82
Gráfico 4: Anos com a presença de El Niño no século XX.....	83
Gráfico 5: Os anos com presença de La Niña no século XX.....	84
Gráfico 6: Os anos que ocorreram estiagens prolongadas no século XXI até 2017.....	86
Gráfico 7: Os anos com a presença de El Niño no século XXI até 2017.....	87
Gráfico 8: Os anos com a presença de La Niña no século XXI até 2017.....	88

SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO.....	15
2. METODOLOGIA.....	18
3. NORDESTE BRASILEIRO.....	19
3.1. DEFINIÇÃO E CARACTERÍSTICAS DO NORDESTE.....	20
3.2. SEMIÁRIDO E POLÍGONO DAS SECAS.....	24
3.3. CAATINGA.....	26
3.4. PROCESSO DE DESERTIFICAÇÃO.....	28
4. ELEMENTOS TERMODINÂMICOS.....	30
4.1. ATMOSFERA TERRESTRE.....	30
4.2. RADIAÇÃO SOLAR.....	35
4.3. RADIAÇÃO TERRESTRE.....	41
4.4. RADIAÇÃO ATMOSFÉRICA.....	41
4.5. EFEITO ESTUFA.....	42
5. CIRCULAÇÃO ATMOSFÉRICA E SUAS IMPLICAÇÕES.....	45
5.1. ESCALAS DOS MOVIMENTOS ATMOSFÉRICOS.....	45
5.2. MOVIMENTOS ATMOSFÉRICOS HORIZONTAIS: FORÇA DO GRADIENTE DE PRESSÃO, FORÇA DE CORIOLIS, ACELERAÇÃO CENTRÍPETA E FORÇAS FRICCIONAIS.....	46
5.3. MOVIMENTOS ATMOSFÉRICOS VERTICAIS.....	51
5.4. MOMENTO ÂNGULAR DA TERRA.....	53
5.5. VARIAÇÕES ADIABÁTICAS NA TEMPERATURA.....	54
5.6. UMIDADE, EVAPORAÇÃO E EVOTRANSPIRAÇÃO.....	55
5.7. CONDENSAÇÃO E NUVENS.....	56
6. PRINCIPAIS FENÔMENOS CLIMÁTICOS E METEOROLOGICOS QUE INFLUENCIAM O TEMPO E O CLIMA DO NORDESTE BRASILEIRO.....	59
6.1. A CIRCULAÇÃO ATMOSFÉRICA E SUAS INFLUÊNCIAS SOBRE O NORDESTE DO BRASIL EM CONDIÇÕES DE EL NIÑO E LA NIÑA.....	60
6.2. INFLUÊNCIA DA ZONA DE CONVERGÊNCIA INTERTROPICAL NO NORDESTE DO BRASIL.....	67
6.3. FRENTE FRIA.....	70

6.4. VÓRTICES CICLÔNICOS DE ALTOS NÍVEIS.....	72
6.5. LINHAS DE INSTABILIDADE.....	73
6.6. COMPLEXOS COMVECTIVOS DE NESOESCALA.....	74
6.7. DISTÚRBIOS ONDULATÓRIOS DE LESTE.....	75
6.8. BRISAS MARÍTIMAS E TERRESTRES.....	76
7. RESULTADOS E DISCUSSÕES.....	79
8. CONCLUSÃO.....	90
9. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	92

1. INTRODUÇÃO

No último século, foram criados e aprimorados aparelhos que podem observar e registrar dados meteorológicos com grande precisão. Em particular, os satélites meteorológicos, que transportam equipamentos de observação e registro de dados em grande escala, detalhando qualquer região do globo terrestre e possibilitando um maior conhecimento do clima em qualquer região do planeta. Os lançamentos desses equipamentos começaram em 1960. Um pouco antes, foi fundada Organização Mundial Meteorológica (OMM) em 1950.

A previsão meteorológica é uma parte delicada do estudo das condições atmosféricas, porque a dinâmica atmosférica é um sistema não-linear, e portanto, caótico. Não é possível fazer afirmações sobre as condições do tempo a longo prazo, ou mesmo a curto prazo, de forma contundente, mas previsões que se ‘deterioram’ com o passar dos dias; ou seja, é possível perceber que as previsões diárias são melhores do que as previsões semanais, e por sua vez, melhores que as previsões mensais. Ninguém vai se arriscar a fazer previsões sobre as condições do tempo para períodos longos de meses ou anos. No entanto, as previsões meteorológicas são melhores do que não ter nenhuma informação a respeito sobre as condições do tempo.

Neste contexto, vamos discutir algumas características do Nordeste Brasileiro relacionadas ao fenômeno das secas, e também outras características, como geográficas, sociais, econômicas, subdivisões da região Nordeste, secas, climas, vegetação, bioma Caatinga, Semiárido, Polígono das Secas, processo de desertificação, etc., sem, contudo, aprofundarmos em cada um desses temas.

O Nordeste Brasileiro é assolado pelas secas com grande frequência, sendo elas ligadas a diversos fatores climáticos e de tempo, como temperatura, umidade, pluviosidade, irradiação solar, pressão atmosférica, vegetação, fenômenos oceano-atmosféricos, dentre muitos outros. Quando falamos de seca, falamos de um período de tempo relativamente longo com escassez de água, durante o qual, as precipitações pluviométricas não conseguem suprir as necessidades hídricas (básicas) da população. A seca também ocorre quando a precipitação é inferior a quantidade de água que o ambiente perde por evaporação. Estas secas são meteorológicas, mas quando estas se prolongam, dão origem as secas hidrológicas, que trazem consigo problemas para manter a vida em determinada região, incluindo plantações, criações e até mesmo a vida humana.

Discutiremos acerca dos principais fatores termodinâmicos que descrevem os fenômenos naturais da Terra, sejam na superfície ou na atmosfera. Iniciaremos descrevendo a composição e atuação da atmosfera terrestre no que diz respeito a absorção e irradiação em diferentes comprimentos de ondas. O Sol é a principal fonte externa de energia da Terra e faz este processo através da liberação de parte de sua energia e massa para o espaço por meio de ondas eletromagnéticas e partículas de alta energia. O sistema Terra-Atmosfera recebe 99,97% de toda sua energia do Sol (AYOADE, 1996). Discutiremos a capacidade da atmosfera e da superfície terrestre em absorver e irradiar energia.

A Troposfera é a camada mais baixa da atmosfera, estando em contato direto com a superfície planetária e sofrendo maior ação das características geológicas da Terra e também maior ação da gravidade. Esta camada é composta pela maior parte dos gases de toda atmosfera terrestre, sendo a mais importante, pois nela acontecem os fenômenos climáticos e do tempo que regem a natureza que conhecemos.

A circulação geral da atmosfera é o fator determinante para os climas em todo o globo terrestre. Dentro da circulação geral estão os sistemas circulatórios secundários como depressões, anticiclones das latitudes médias e as perturbações tropicais. Existe um conjunto de fatores que influenciam os movimentos atmosféricos, como: topografia, distribuição das superfícies continentais e oceânicas, correntes oceânicas, entre outros fatores. Porém, o motivo fundamental para os movimentos atmosféricos é o desequilíbrio da radiação solar líquida na umidade entre as baixas e elevadas latitudes e entre a superfície planetária e a atmosfera.

Os fatores que regem os movimentos horizontais do ar nas proximidades da superfície terrestre são: força do gradiente de pressão, força de coriolis, aceleração centrípeta e as forças friccionais. O motivo fundamental para que ocorram os movimentos do ar é o aquecimento não uniforme da superfície do planeta, que provoca variações de pressão e densidade do ar, resultando no desenvolvimento de um gradiente horizontal de pressão. O gradiente de pressão horizontal age como uma força de incentivo para o ar se movimentar de áreas de alta pressão em direção a áreas de baixa pressão. Outros importantes fatores também serão tratados aqui, tais como: convergência, divergência, momento angular terrestre, umidade, evaporação, evapotranspiração, condensação, formação de nuvens, entre outros. Estes fatores são essenciais para podermos entender como os principais fenômenos climáticos atuam sobre o Nordeste do Brasil, influenciando o tempo e o clima.

Entre os principais sistemas atmosféricos que influenciam a pluviosidade da região Nordeste do Brasil, podemos destacar os Eventos de El Niño-Oscilação Sul (ENOS), Temperatura da superfície do mar (TSM) no oceano Atlântico, Ventos Alísios, Pressão ao Nível do Mar, Zona de Convergência Intertropical (ZCIT), dentre outros (UVO e BERNDTSSON, 1996).

Neste trabalho, serão estudadas as relações que as secas no Nordeste do Brasil têm com os fenômenos oceano-atmosféricos, El Niño e La Niña, através de dados meteorológicos e históricos. Os registros de estiagens prolongadas serão comparados com os eventos das anomalias térmicas citadas acima. E a partir desta análise, será avaliada a possibilidade de intensificação das secas com o passar do tempo e se tem influência dos fenômenos El Niño e La Niña.

Os objetivos deste trabalho são descrever sucintamente como acontecem os fenômenos El Niño e La Niña; analisar as influências desses fenômenos nas ocorrências de secas e estiagens prolongadas no Nordeste Brasileiro e verificar se as secas estão se intensificando com o passar do tempo, podendo ou não estarem ligadas as ações realizadas pelos humanos de forma direta ou indireta. Este estudo possibilita melhor compreensão do clima da região e contribui para os estudos na área da climatologia do Nordeste do Brasil.

A estrutura desta monografia conta com nove capítulos, incluindo introdução, metodologia, resultados, conclusão e referências bibliográficas. No capítulo três, após a metodologia, vamos abordar o Nordeste do Brasil, e discutiremos suas principais características. No capítulo quatro, discutiremos acerca dos principais elementos termodinâmicos que descrevem o funcionamento dos fenômenos naturais na Terra, sejam na superfície ou na atmosfera. No quinto capítulo, descrevemos a circulação atmosférica e suas implicações; enfatizando os principais fatores que influenciam os movimentos atmosféricos. No capítulo seis, serão discutidos os principais sistemas atmosféricos que influenciam o tempo e o clima do Nordeste Brasileiro. Entre estes sistemas estão os eventos El Niño e La Niña que são o centro do trabalho, e outros como a Zona de Convergência Intertropical que são determinantes para o clima do Nordeste. Os capítulos sete, oito e nove são respectivamente: resultados, conclusão e referências bibliográficas.

2. METODOLOGIA

Este trabalho é o produto de uma pesquisa realizada a partir da revisão bibliográfica de dados meteorológicos e históricos sobre a área que abrange o Nordeste Brasileiro. A revisão se deu a partir de livros, artigos, revistas, e principalmente, de páginas eletrônicas. Os dados foram coletados a partir de agências meteorológicas e de dados, tais como a National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA)/National Weather Service, Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (IBGE), Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE)/Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos (CPTEC) e Fundação Cearense de Meteorologia e Recursos Hídricos (FUNCEME). Os livros e artigos, em grande maioria, foram das áreas da climatologia e meteorologia. Neste contexto, as análises climáticas realizadas a partir dos dados levaram em consideração os registros de estiagens prolongadas a partir de 1700 até o ano de 2017, com os eventos El Niño e La Niña observados a partir de 1950 até os dias atuais.

3. NORDESTE BRASILEIRO

Neste capítulo serão discutidas características do Nordeste do Brasil, sendo características geográficas, sociais, econômicas, subdivisões da região Nordeste, secas, climas, vegetação, bioma Caatinga, Semiárido, Polígono das Secas, processo de desertificação, etc.

O Brasil é subdividido em 5 regiões desde 1969, de acordo com o IBGE. O Nordeste é uma das regiões, e também é a região com maior número de estados, ao todo são nove, e possui 1262 municípios. Seu aspecto demográfico é bastante expressivo com aproximadamente 57 milhões de habitantes. Outra característica importante é que o Nordeste possui o clima Semiárido mais povoado do mundo (IBGE, 2019; DE NYS et al., 2016).

A colonização do Brasil se iniciou no Nordeste, mais precisamente no sul da Bahia, na região de Porto Seguro. Já o povoamento da região aconteceu no século XVI devido à exploração de madeira, em destaque o Pau-Brasil. E posteriormente, foi consolidado com o início do plantio de cana-de-açúcar, fator determinante para o crescimento populacional nordestino na época.

Já a partir do século XIX, associado a alguns ciclos econômicos do Brasil, ocorreram as emigrações para diversas regiões do país, os principais exemplos são: o ciclo da borracha, na Amazônia, o processo de industrialização da Região Sudeste no século XX e a construção de Brasília, na região Centro-Oeste. Atualmente, o Nordeste tem crescido em vários aspectos, economicamente. Os principais destaques são a indústria petrolífera, agropecuária e pecuária de caprinos, turismo, agricultura entre outros (PEREIRA e TAQUES, 2014). Mesmo com o crescimento atual, o Nordeste ainda apresenta grandes dificuldades, principalmente, em infraestrutura, seja nas cidades ou no combate às secas que acontecem frequentemente. Também apresenta índice baixo de saneamento básico, baixa expectativa de vida e alto índice de mortalidade infantil, se comparado com outras regiões do país (CASTRO, 2012; DE NYS et al., 2016).

Desta forma é notável a influência do Nordeste na construção e povoamento do Brasil desde sua colonização até os dias de hoje. O Nordeste precisa cada vez mais ser estudado, para assim podermos refletir e solucionar problemas que atrapalham o desenvolvimento regional assim como de sua população.

3.1 DEFINIÇÃO E CARACTERÍSTICAS DO NORDESTE

A Região Nordeste do Brasil é uma das cinco regiões brasileiras e tem a segunda maior população do país, com cerca de 57 milhões de habitantes, segundo estimativa do IBGE para o ano de 2019. O Nordeste é constituído por nove estados, que possuem aspectos culturais, sociais, econômicos e físicos semelhantes, sendo eles: Alagoas (AL), Bahia (BA), Ceará (CE), Maranhão (MA), Paraíba (PB), Pernambuco (PE), Piauí (PI), Rio Grande do Norte (RN) e Sergipe (SE). A área territorial do Nordeste é de cerca de 1.561.177 km², o que representa a terceira maior extensão territorial das cinco regiões do país (DE NYS et al., 2016).

A região Nordeste é muito extensa em território, podemos comparar com o território de países como Mongólia e Peru. Por isso, a região é dividida em outras quatro partes, com algumas características diferentes entre si, como é possível ver na Figura 3.1 a seguir.

Figura 3.1: Subdivisões do Nordeste



Fonte: Andrade, M. C. *A terra e o homem no Nordeste*. São Paulo: Brasiliense, 1973.

Começando pelo litoral, temos a Zona da Mata, que tem como característica um clima litorâneo quente e úmido com chuvas em abundância, podendo chover mais de 2000 mm anualmente e temperatura média 25 °C. Normalmente, esta sub-região do Nordeste não sofre com os efeitos das secas que ocorrem corriqueiramente nas demais sub-regiões, sobretudo Agreste e Sertão (PEREIRA et al., 2020). A Zona da Mata é uma subdivisão muito extensa, começando no litoral do Rio Grande do Norte e chegando até o litoral sul do estado da Bahia como é possível visualizar na Figura 3.1, destacada na cor verde. As maiores concentrações humanas estão localizadas nas capitais que pertencem a esta sub-região, como exemplo,

podemos citar Fortaleza, Recife e Salvador. A vegetação original predominante é a Mata Atlântica, com árvores de grande porte e grande biodiversidade, características resultantes das condições climáticas e de solos favoráveis. Historicamente, esta região abrigou os ciclos econômicos do Pau-Brasil e da Cana-de-Açúcar (DE NYS et al., 2016).

O turismo tem grande expressão na parte litorânea do Nordeste, impulsionado pelas cidades antigas e as lindas praias, com águas quentes e dias ensolarados, juntamente com os aspectos tradicionais da cultura regional. Esta região comporta as maiores cidades, concentrando a maior parte do desenvolvimento industrial, que influencia diretamente a economia, e por consequência, a geração de empregos. Então, de maneira geral, podemos dizer que a Zona da Mata é a sub-região mais desenvolvida do Nordeste. (PEREIRA et al., 2020).

Segundo Ab'Saber (2003), a sub-região do Agreste é uma área de transição entre a Zona da Mata e o Sertão. Isto significa que é possível encontrar características climáticas, de vegetação e solo das outras duas sub-regiões à medida que nos aproximamos de uma delas. Em direção ao litoral, o clima é mais úmido com vegetação de maior porte, aproximando-se do clima tropical úmido; enquanto, em direção ao Sertão, o clima é mais seco e a vegetação é de menor porte, característico do clima Semiárido. É possível visualizar a delimitação do Agreste na Figura 3.1, destacada na cor roxa. O Agreste tem clima predominantemente semiárido que é quente e seco, nesta sub-região chove em média até 800 mm anualmente. A vegetação predominante é a caatinga, caracterizada por plantas de pequeno porte e algumas portadoras de espinhos, com grande adaptação a períodos de estiagem ou até mesmo secas.

Esta sub-região é a menos extensa territorialmente em comparação com as demais sub-regiões do Nordeste, começando no Rio Grande do Norte e terminando na Bahia. Ela costuma apresentar índices pluviométricos mais baixos e solos menos férteis em comparação com a região litorânea, já que é uma área de transição até o Sertão. Isso ocasiona maior dificuldade para a agricultura e produção de maneira geral. O Agreste tem vários problemas sociais, como difícil acesso a água potável, saneamento básico, alto desemprego, porcentagem elevada de analfabetismo e pessoas vivendo abaixo da linha da pobreza (ARY, 2013).

A próxima sub-região a ser destacada é o Sertão e pode ser vista na Figura 3.1 na cor amarela. Compartilha características climáticas, sociais, industriais, hídricas e agrícolas muito semelhantes às do Agreste, porém apresenta algumas diferenças, em muitos casos sutis. A sub-região do Sertão apresenta maior aridez no solo, menores índices pluviométricos, menor umidade relativa no ar e vegetação de menor porte (vegetação característica do semiárido)

quando comparado com o Agreste. Essas diferenças entre as duas sub-regiões são sutis na linha de transição e aumenta na medida que adentramos o Sertão. As cidades mais secas do Sertão podem ter índices pluviométricos abaixo dos 300 mm anuais e temperatura média muito elevada com relação à média para a região, chegando a mais de 28° C (NIMER, 1979 apud NASCIMENTO e ALVES, [s.d.], p.08).

Quando se fala em secas, a primeira sub-região pensada é o sertão nordestino. De fato, esta é a parte mais afetada pelos déficits hídricos. O clima Semiárido está presente em todo o Sertão e na maior parte do Agreste, com aproximadamente 982.563 quilômetros quadrados e uma população em torno de 22,6 milhões de pessoas, abrangendo oito estados dos nove do Nordeste, com exceção do Maranhão; e englobando a parte norte do estado de Minas Gerais, na região Sudeste do Brasil. O Semiárido foi demarcado como a região do Polígono das Secas [ver seção 3.2], justamente devido a vulnerabilidade a períodos de estiagem prolongada ou índices pluviométricos inferiores a água perdida para o ambiente (CGEE, 2015 apud DE NYS et al., 2016, p.21).

O Semiárido do Nordeste produz alimentos de maneira significativa, principalmente, ligada à agricultura familiar que depende do regime de chuvas, sendo alimentos como feijão, milho e mandioca. Com relação a criação de animais para consumo ou comercialização é muito comum a pecuária tradicional, as principais criações são de bovinos, ovinos e caprinos (CGEE, 2015 apud DE NYS et al., 2016, p.21).

A última sub-região é o Meio-Norte mostrada na Figura 3.1 na cor marrom, faz transição com a região Norte do país e conseqüentemente com a Floresta Amazônica, e já traz muitos aspectos diferentes, como o clima, que é predominantemente equatorial úmido; e a vegetação, que é predominantemente a Mata dos Cocais. Esta sub-região compreende todo o estado do Maranhão e parte do Piauí. Tem diferentes índices pluviométricos, chovendo bem mais na parte norte, com média próxima a 2200 mm anuais e bem menos nas proximidades da região de transição com o Sertão, cerca de 700 mm. Nesta sub-região encontramos algumas das cidades mais carentes do Nordeste e do Brasil (NuGeo UEMA, 2016). Na Figura 3.2 a seguir, é possível ver a demarcação da Mata dos Cocais, Floresta Amazônica e demais biomas no território nacional.

Figura 3.2: Biomas brasileiros.



Fonte: UFRN disponível em:

<http://www.geografia.seed.pr.gov.br/modules/galeria/uploads/5/101vegetacaobrasileira.jpg>

Acesso em: 30/01/2021

O Nordeste é uma região muito diversificada em clima, vegetação, relevo, reservas hídricas, etc.; além de ter muita desigualdade social, econômica e agrária. Alguns problemas podem ser atribuídos ao mal planejamento em infraestrutura, má gestão dos recursos destinados à solução de problemas sociais e econômicos ou até mesmo falta de políticas públicas (TRAVASSOS et al., 2013).

TRAVASSOS et al. (2013, p.148), falam que:

“Historicamente, no Brasil, a sobrevivência de grande parte do contingente de pessoas afetadas pelas secas tem dependido das políticas oficiais de socorro, do recurso a emigração para outras regiões ou para as áreas urbanas do próprio Nordeste”.

No Nordeste, dentre os problemas, um dos que chamam mais atenção é o problema hídrico. Este é muito antigo, e muitos municípios sofreram ou ainda sofrem com a falta de água. Pode parecer estranho, mas o Nordeste tem sim água suficiente para toda a população, porém ela não é uniformemente distribuída entre as sub-regiões nordestinas, como por exemplo, entre as sub-regiões da Zona da Mata e do Agreste. Sabe-se que o clima, vegetação e solo são diferentes quando comparamos estas duas sub-regiões, é aí que aparecem as políticas públicas de preservação dos recursos hídricos, o planejamento para armazenar e abastecer reservatórios, como barragens e açudes. Desta forma, há condições de abastecimento de outras partes do Nordeste que sofrem com carência hídrica, por motivos naturais, como já citamos anteriormente (TRAVASSOS et al., 2013).

3.2 SEMIÁRIDO E POLÍGONO DAS SECAS

O Semiárido é um dos climas do Brasil e é encontrado predominantemente no interior do Nordeste, porém não é exclusivo apenas dessa região. Normalmente, a média de chuvas é em torno de 800 mm anuais. Este clima tem um curto período de chuvas, onde as mesmas ocorrem normalmente entre os meses de dezembro e junho, porém concentram-se nos meses de fevereiro, março e abril. Em geral, o volume de chuvas é baixo e irregular, dependendo de muitos fatores meteorológicos, entre eles, o regime de precipitações pluviométricas, que pode alterar e prolongar as estiagens comuns na região (ARY, 2013).

Historicamente, o Semiárido passou por algumas mudanças na sua área de delimitação e nome. Em 1936, ocorreu a primeira nomeação e marcação territorial, sendo chamado primeiramente de Polígono das Secas. A partir de uma norma da Constituição Brasileira de 1988, com base no seu Artigo 159, criou-se o Fundo Constitucional do Nordeste (FNE) que tem como regra básica a aplicação de 50% dos recursos nesta região de maior vulnerabilidade. Posteriormente, em 27 de setembro de 1989, através da Lei 7.827, redefine-se a área e o nome da região para Semiárido e a coloca na área de atuação da Superintendência de Desenvolvimento do Nordeste, a SUDENE (TRAVASSOS et al., 2013).

ARY, (2013, p.200), fala o seguinte:

(...) Após sucessivas mudanças ao longo tempo, alterando sua delimitação e instituindo particularidades, o Decreto-Lei de nº 63.778, de 11 de dezembro de 1968, delegou à extinta Superintendência do Desenvolvimento do Nordeste (Sudene) a competência de declarar os municípios pertencentes ao Polígono das Secas. Foi com a extinção da Sudene que a responsabilidade pela definição do Semiárido passou para o Ministério da Integração Nacional, o qual deu nova delimitação ao Polígono das Secas, em 2005.

DANTAS NETO, (2008 apud ARY, 2013, p. 200) fala que:

(...) tal delimitação foi alterada por mais de dez vezes, obedecendo sempre a critérios mais políticos que agroecológicos. Até o ano de 1995, sob os efeitos da Lei 7.827/89, os critérios utilizados para a delimitação geográfica do Semiárido eram baseados nas precipitações pluviométricas iguais ou inferiores a 800 mm. Com essa característica climática, os municípios foram inseridos na área de atuação da Superintendência de Desenvolvimento do Nordeste – SUDENE.

Como é visto nas palavras de DANTAS NETO, até 1995, o único critério determinante para a caracterização do clima Semiárido era a precipitação média anual igual ou inferior a 800 mm. A edição da portaria interministerial N° 06, de 29 de março de 2004, assinada por dois ministérios, sendo eles o da Integração Nacional e do Meio Ambiente, resultou em uma nova

delimitação no Semiárido Brasileiro, com o objetivo de servir como parâmetro para a execução de políticas públicas, bem como suporte para o seu desenvolvimento (TRAVASSOS et al., 2013).

BRASIL, (2007 apud, TRAVASSOS et al., 2013 p. 151); ARY, (2013, p.200) falam que:

- a) Precipitação pluviométrica média anual inferior a 800 milímetros; b) Índice de aridez de até 0,5 calculado pelo balanço hídrico que relaciona as precipitações e a evapotranspiração potencial, no período entre 1961 e 1990; c) Risco de seca maior que 60%, tomando-se por base o período entre 1970 e 1990.

A partir da inclusão desses novos critérios, foram adicionados 317 municípios aos 1031 que já faziam parte do Semiárido do Nordeste Brasileiro, ampliando a sua área territorial para aproximadamente 970.000 quilômetros quadrados. Esta nova delimitação foi pensada para melhorar e aperfeiçoar as políticas públicas do Governo Federal, principalmente, com relação as aplicações do fundo Constitucional de Financiamento do Nordeste (FNE) (ARY, 2013).

O Semiárido do Brasil se estende por oito estados do Nordeste que são: Alagoas, Bahia, Ceará, Paraíba, Pernambuco, Piauí, Rio Grande do Norte e Sergipe. Além dos estados nordestinos, temos a presença deste clima na parte norte do estado de Minas Gerais, situado na região Sudeste do Brasil (TRAVASSOS et al., 2013).

A seguir na Figura 3.3, vemos uma ilustração das delimitações do Semiárido, da região Nordeste, do bioma caatinga e das sub-regiões nordestinas de acordo com variações climáticas.

Figura 3.3: Principais delimitações do Nordeste do Brasil.



Fonte: Fundação Cearense de Meteorologia e Recursos Hídricos - FUNCEME, 2015. Com base em: USGS, 2005; CPRM, 2006; IBGE, 2006; IBGE, 1985; IBGE, 2007; BNB/FUNCEME, 2005.

De acordo com Brasil (2007 apud, TRAVASSOS et al., 2013 p. 151), a população do Semiárido Nordestino é de aproximadamente 45,5 milhões de pessoas, correspondendo a cerca de 29% de toda a população do país. Dentro deste número populacional está concentrada 50% da população pobre do Brasil, o que mostra grande disparidade socioeconômica entre as regiões do país.

Como vemos, a região do Nordeste do Brasil concentra, entre todas as regiões, o maior número de pessoas pobres, e uma parcela grande dessa população está na região do Semiárido, que ocupa algo em torno de 63% de todo o território nordestino e 12% do território brasileiro. O crescimento populacional da região Nordeste no período de 2000 até 2010, em porcentagem, foi menor que o crescimento no país, podendo estar ligado a um antigo fenômeno social e econômico, a emigração para outras regiões do país. O PIB (Produto Interno Bruto) per capita do Nordeste compreende cerca de 46,8% do PIB per capita nacional, sendo uma porcentagem muito baixa, que possibilita visualizar a disparidade econômica (ARY, 2013).

Um fator importante para o PIB per capita baixo é o clima irregular que prejudica a agricultura de sequeiro e a criação de animais a partir do pasto natural, pois estas modalidades são as mais comuns entre os pequenos agricultores e pecuaristas. As dependências das precipitações pluviométricas dificultam o progresso econômico, causa calamidade social e associado a isto temos altas taxas de desemprego, obrigando alguns a migrarem para outras regiões do país. Como forma de minimizar estes problemas existem algumas políticas públicas, como o Programa Bolsa Família, que tem como objetivo distribuir renda entre a população mais carente e possibilitar uma condição mínima para a sobrevivência em meio ao caos que as estiagens prolongadas causam rotineiramente no Semiárido Nordestino (ARY, 2013).

3.3 CAATINGA

A palavra caatinga é de origem Tupi, sendo *caa*, mata, e *tinga* branca, na língua portuguesa significando *mata branca*. Este nome se deu principalmente devido a coloração da vegetação durante os períodos de estiagem, que é comum em certos meses do ano. A Caatinga é um bioma brasileiro, tem o clima semiárido e vegetação com poucas folhas, sendo a vegetação predominante da área do Semiárido Brasileiro, com plantas adaptadas aos períodos de estiagens e secas. As principais características dessas plantas são a presença de espinhos e poucas ou

nenhuma folhagem em períodos de estiagem, além dos caules ficarem esbranquiçados e com aspecto seco, assim economizando água que perderia por transpiração para o ambiente. Uma observação muito interessante é que as folhas desempenham papéis importantes mesmo após caírem, como a proteção do solo em relação à incidência de raios solares. Outro benefício é que as folhas proporcionam a retenção da água na superfície do solo, e com o passar do tempo, estas se decompõem e servem como adubo (ARY, 2013).

A Caatinga abrange uma área de aproximadamente 826.411,28 Km², estando presente em 8 dos 9 estados do Nordeste, que são: Piauí, Ceará, Rio Grande do Norte, Paraíba, Pernambuco, Alagoas, Sergipe e Bahia. Este bioma ainda abrange o extremo norte de Minas Gerais, que faz parte da região Sudeste do Brasil. É necessário mencionar que o fato desse bioma estar presente nos estados citados, não significa ser a única vegetação existente. Pode-se observar também que a vegetação da Caatinga não está presente em todo o semiárido, existem locais com vegetação distinta ou microclimas (DE NYS et al., 2015). Veja a seguir a Figura 3.4 com a ilustração da extensão territorial do Bioma Caatinga.

Figura 3.4: representação da extensão do Bioma Caatinga.



Fonte: <http://www.cerratinga.org.br/caatinga/bioma-caatinga-mapa-do-brasil/>

Acesso em: 05/01/2021.

Em regiões menos áridas do bioma Caatinga, no período de chuvas, a vegetação se torna parecida com mata de maior porte; como exemplos de árvores, temos o juazeiro, aroeira e a baraúna. Já com o aumento da aridez, a vegetação será predominantemente de arbustos, pequenas plantas, bromeliáceas e cactáceas como xique-xique, facheiro e mandacaru. A Caatinga é o lar de aproximadamente 323 espécies de plantas endêmicas. Desta forma, a degradação do bioma pode levar a extinção destas espécies. Estima-se que quase 50% da

vegetação da Caatinga tenha sofrido alguma degradação ou alteração devido a manipulação humana, o percentual estimado para alta degradação é de 15% a 20%. Dentre estas formas de degradação estão as queimadas, esgotamento de nutrientes do solo, criação de animais, remoção da vegetação nativa, entre outras. Estas ações em alto grau provocam os processos de desertificação e erosão do solo (Fundação Joaquim Nabuco, 2019).

Quanto a fauna da Caatinga, encontra-se mamíferos, peixes, aves, répteis, anfíbios dentre outros. Aqui são encontradas aproximadamente 178 espécies de mamíferos, como exemplo estão tatus, ratos, macacos, marsupiais, onças entre muitos outros. Também existem espécies endêmicas, são aproximadamente 327 e pode-se destacar 13 espécies de mamíferos, 23 de lagartos, 20 de peixes e 15 de aves. De acordo com o Instituto Chico Mendes de Conservação da Biodiversidade, em 2016, 136 espécies estavam ameaçadas e 46 espécies endêmicas com risco de extinção; como exemplo está o Guidó-da-Caatinga (*Callicebus barbarabrownae*), único primata exclusivo da Caatinga (Fundação Joaquim Nabuco, 2019).

3.4 PROCESSO DE DESERTIFICAÇÃO

De acordo com Rodrigues (1992), a desertificação é um processo de degradação dos solos, podendo ser causado por muitos fatores, como secas, desmatamento, queimadas, plantações excessivas, urbanização, mineração, entre outros. Normalmente, ocorre em clima árido e semiárido, estando diretamente relacionado às ações antrópicas, que destroem o equilíbrio do solo, da vegetação, do ar e da água, e por consequência, prejudicam a qualidade de vida humana e de todas as espécies que estão nestas áreas.

O clima Semiárido presente no Nordeste do Brasil faz com que se desencadeiem processos naturais de diminuição dos elementos fundamentais para a vida. Os fatores bióticos descrevem a relação entre os elementos do ecossistema, isto é, a dependência entre todos os organismos que o compõe. Logo, em períodos prolongados de secas, pode haver falta de insumos vitais para a vida, tanto para a fauna, quanto para a flora. A ausência de nutrientes no solo e a ausência de água diminuem a vegetação que serve de alimento para determinadas espécies, que na cadeia alimentar, podem ser predadores ou presas de outras. O clima Semiárido proporciona períodos difíceis, que exigem perfeita adaptação, porém a ação do homem vem causando mudanças no ciclo natural, tem causado a degradação dos solos e a diminuição da biodiversidade (RODRIGUES, 1992, apud SILVA E SILVA, 2015, p.208).

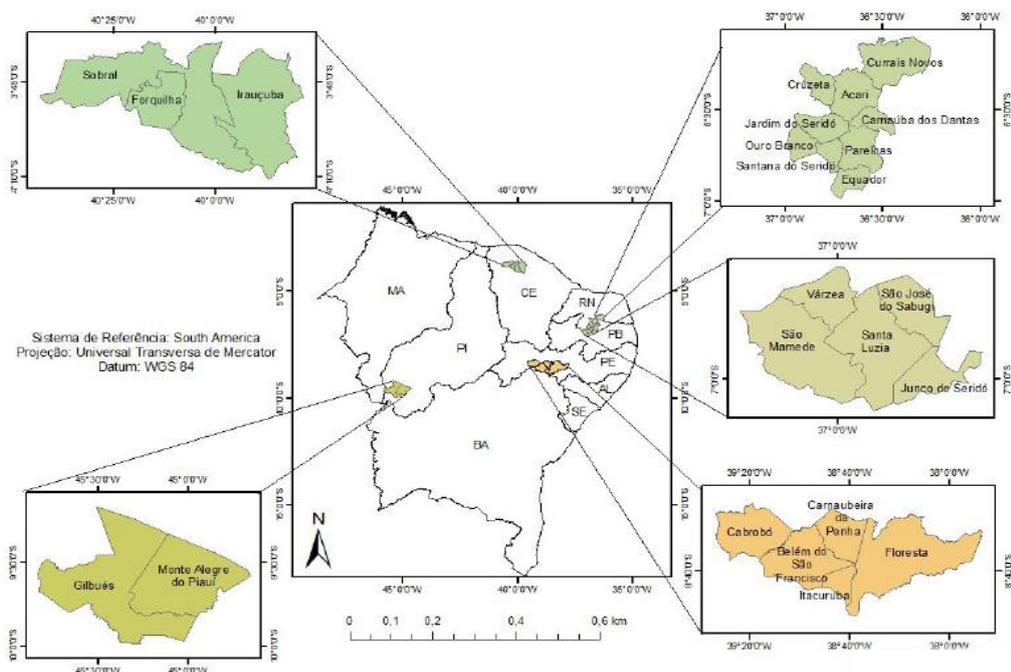
Vasconcelos Sobrinho (1983) diz que extensas áreas se encontram em processo de desertificação, chamadas de núcleos de desertificação, caracterizando o alto grau de deterioração do solo e com possibilidade de expansão para áreas vizinhas, intensificando os danos.

MMA (2007, apud Silva e Silva 2015) diz que:

“Os núcleos de desertificação ocupam uma área de 18.740 km², compreendidos os núcleos de Gilbués (PI), Irauçuba (CE), Seridó (RN) e (PB) Cabrobó (PE).”

A seguir, a Figura 3.5 mostra os núcleos de desertificação, e as áreas próximas suscetíveis a este processo de degradação do solo no Nordeste do Brasil e suas devidas localizações nos estados nordestinos. São quatro núcleos distribuídos em cinco estados.

Figura 3.5: Mapa das áreas suscetíveis à desertificação e núcleos de desertificação.



Fonte: IBGE, 2001; MMA, 2007. Adaptado por Andrezza Karla (2014).

Reis (1988) fala que o uso de forma errada das riquezas naturais vai, lentamente, destruindo a flora e a fauna, fazendo os solos perderem fertilidade e impossibilitando a produção agrícola. Esta degradação também afeta os rios e nascentes, podendo causar a “morte” dos mesmos. Em ambientes frágeis ou com maior nível de aridez, solos com grande erodibilidade e com ventos fortes, o desgaste tende a acontecer de maneira mais rápida e intensa.

4. ELEMENTOS TERMODINÂMICOS

Neste capítulo discutiremos acerca dos principais fatores termodinâmicos que descrevem o funcionamento dos fenômenos climáticos e meteorológicos na Terra, sejam na superfície ou na atmosfera. Iniciaremos descrevendo a composição e atuação da atmosfera terrestre no que diz respeito a absorção e irradiação de energia térmica em diferentes comprimentos de ondas.

Veremos que a atmosfera tem em sua composição uma variedade de gases e que estes se distribuem de formas diferentes nas camadas atmosféricas. Esta distribuição é influenciada principalmente pela atração gravitacional, que muda com a variação das distâncias. A Troposfera é a camada mais baixa da atmosfera, estando em contato direto com a superfície planetária e sofrendo maior ação da gravidade; esta camada é considerada a mais importante para o estudo dos climas, pois nela acontecem os fenômenos climáticos e do tempo que regem a natureza que conhecemos, além de conter maior parte dos gases de toda atmosfera terrestre.

Será mostrada a atuação do Sol e algumas características desta esfera gasosa que ilumina o nosso planeta. A emissão da energia solar acontece por meio de ondas eletromagnéticas, estas que não necessitam de um meio material para propagação. O Sol é a principal fonte de energia e realiza este processo através da liberação de parte de sua energia e massa para o espaço, por meio de ondas eletromagnéticas e partículas de alta energia. O sistema Terra-Atmosfera recebe 99,97% de toda sua energia do Sol (AYOADE, 1996). Discutiremos a capacidade da atmosfera e da superfície terrestre em absorver e irradiar energia. A partir destas capacidades, será possível descrever o efeito estufa e como ele acontece, e desta maneira entender sua importância para o planeta e todos os seres vivos que ele abriga.

4.1 ATMOSFERA TERRESTRE

A atmosfera da Terra é composta por vários tipos de gases, que estão misturados e encontrando-se em diferentes porcentagens em volta da Terra. Os mais importantes são o nitrogênio (78,08%), oxigênio (20,94%), argônio (0,93%), dióxido de carbono (0,03% variável) e ozônio (0,00006%). Em menores proporções encontramos o neônio, criptônio, hélio, metano, hidrogênio, entre outros. Vale ressaltar que estas porcentagens são referentes a atmosfera seca ou ar seco (desconsiderando a porcentagem do vapor de água presente), abaixo dos 25 quilômetros (AYOADE, 1996).

A atmosfera é mantida devido à gravidade, por este motivo existe maior concentração de gases próximo à superfície, já que quanto menor a distância entre os corpos, (gás) maior será a atração gravitacional. Acontece o contrário em grandes altitudes, a concentração de gases é muito menor, justamente devido a maior distância em relação ao planeta, diminuindo a atração das partículas. Nos primeiros 29 km de altura, está concentrado cerca de 98% de toda a massa atmosférica, enquanto aproximadamente apenas 2% está acima desta altitude. É muito importante ressaltar que devido a maior concentração de gases em baixas altitudes, a atmosfera é mais densa, enquanto a densidade vai diminuindo lentamente com o aumento da distância em relação à superfície (MENDONÇA, 2007).

A atmosfera tem características fundamentais como sua capacidade de compressão e expansão, que são muito importantes para o funcionamento da circulação dos gases, influenciando no tempo atmosférico e climas em todo o globo. As camadas mais baixas da atmosfera são mais densas devido a compressão em comparação com as camadas superiores; na superfície da Terra a densidade é de aproximadamente $1,2 \text{ kgm}^{-3}$ enquanto a 5000 metros ela passa para aproximadamente $0,7 \text{ kgm}^{-3}$. A pressão atmosférica diminui de forma logarítmica com o aumento da altitude em relação à superfície. A pressão atmosférica pode ser muito bem definida como a força peso do ar acima de forma vertical sobre uma unidade de área horizontal centralizada em um ponto. Algumas variáveis são fundamentais para determinar a pressão, uma delas é a temperatura, pois a densidade do ar varia na medida que ocorrem mudanças térmicas. Outro fator muito importante é a quantidade de vapor de água que se encontra no ar e por último a ação gravitacional, que sofre variações em lugares com altitudes diferentes, tendo maior influência ao nível do mar (AYOADE, 1996).

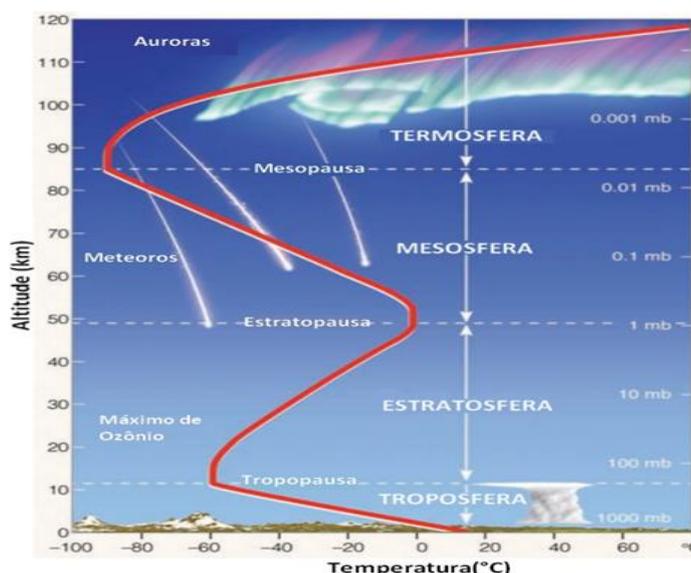
A pressão média total ao nível do mar é 1013,25 mb. Pode-se observar as pressões médias de cada gás, o nitrogênio exerce 760 mb (milibar, unidade de pressão), o oxigênio 240 mb, e o vapor de água 10 mb (AYOADE, 1996).

A pressão do ar exercida pelo vapor de água costuma variar sazonalmente e com a latitude. Fatores dinâmicos, como pontos de alta ou baixa pressão influenciam as partículas deste fluido, áreas de alta pressão tendem a afastar a umidade, assim diminuindo sua concentração e deixando o ar seco, enquanto em áreas de baixa pressão normalmente aumenta a concentração de vapor de água e conseqüentemente tornando o ar úmido (BARRY e CHORLEY, 1976, apud AYOADE, 1996, p.19).

A atmosfera apresenta mudanças térmicas, principalmente na direção vertical devido a interação entre as partículas de ar com a energia solar que entra e a energia terrestre que sai em direção ao espaço. Desta forma acontecem comportamentos térmicos diferentes em camadas, estas que se distribuem ao redor do planeta, formando esferas concêntricas (MENDONÇA, 2007).

A seguir, a Figura 4.1 ilustra a atmosfera terrestre. A figura mostra as subdivisões da atmosfera, temperatura e pressão de acordo com a altitude. É importante enfatizar que a figura mostra o decréscimo logarítmico da pressão de acordo com o aumento de altura.

Figura 4.1: representação da atmosfera da Terra no plano vertical, até altitude superior a termosfera.



Fonte: AHRENS, Donald C.: Meteorology today: an introduction to weather, climate, and the environment. Cengage Learning, 2007.

A camada mais distante da atmosfera terrestre é a Exosfera, esta que é porta de saída para o espaço, a aproximadamente 500 a 700 Km da superfície terrestre. A Exosfera não é considerada como parte da atmosfera por alguns pesquisadores, já que também podem considerar como parte do espaço sideral. Uma evidência disto é que ela acaba recebendo maior influência solar do que terrestre. A densidade de gases é muito pequena; só se encontra hélio, hidrogênio e oxigênio. Devido à pouca influência gravitacional e pequena quantidade de partículas, a exosfera é o local onde os satélites são colocados em órbita (AYOADE, 1996).

A Termosfera é a próxima camada, tendo início a aproximadamente 80 km do solo e termina a cerca de 500 km de altitude. Nesta camada acontecem processos físicos e químicos muito importantes para descrever o comportamento térmico da atmosfera e regular a temperatura do planeta, como a absorção de parte da radiação proveniente do Sol,

especificamente os raios x, gama e ultravioleta (MENDONÇA 2007). A absorção da radiação feita pelos átomos de nitrogênio e oxigênio nos comprimentos de onda citados acima resulta na ionização destes átomos, isto é, na perda de elétrons e por isso essa camada da atmosfera também pode ser chamada de Ionosfera. A absorção da radiação é maior na parte superior da termosfera, resultando em maior transferência de energia com elevação da altitude e devido a maior agitação molecular, maiores temperaturas ocorrerão. Para se ter ideia a 200 km a temperatura pode atingir 700 °C (AYOADE, 1996).

A camada seguinte da atmosfera é a Mesosfera. Porém a transição da Termosfera para a Mesosfera é denominada Mesopausa, que tem como características a baixa densidade do ar, aproximadamente 0,1 g/m³ o que faz a retenção da energia solar ser pequena, que por consequência resulta em outra característica que é a baixa temperatura, com valores próximos de -90°C a 80 km da superfície. Esta temperatura é a menor em toda atmosfera (MENDONÇA, 2007).

A Mesosfera tem início em cerca de 50 km da superfície e a pressão atmosférica nesta altitude é de aproximadamente 1 mb e vai diminuindo na medida que se aproxima da Mesopausa aos 80 a 90 km de altura, com cerca de 0,01 mb (1 Pa) de pressão. É fácil perceber que à medida que se aumenta a altitude, a pressão cai devido a menor densidade de partículas no ar, que por consequência dificulta a absorção da energia solar pelas moléculas, provocando menores temperaturas na parte superior desta camada atmosférica (AYOADE, 1996).

Entre a Mesosfera e a Estratosfera temos uma zona de transição denominada Estratopausa, que está à 50 km do solo e recebe radiação principalmente das ondas da faixa do ultravioleta, com cerca de 0,01 a 0,40 µm, comprimentos maiores do que os já citados anteriormente, como os raios x, gama e ultravioleta que já foram absorvidos nas camadas superiores da atmosfera (MENDONÇA, 2007).

A Estratosfera é a segunda camada mais importante da atmosfera terrestre, quando consideramos a quantidade de partículas e a influência sobre fenômenos do clima e do tempo. Iniciando em aproximadamente 20 km de altitude e terminando próximo dos 50 km da superfície. Nesta camada a temperatura aumenta com a altitude, mesmo com a diminuição da densidade molecular no ar, devido à grande concentração de ozônio (AYOADE, 1996). A radiação ultravioleta é absorvida no processo de fotodissociação das moléculas de ozônio. Este processo se dá através da quebra de uma ligação química induzida por radiação, neste caso a ultravioleta. Para que a reação de quebra da ligação química ocorra, é preciso que os fótons

tenham energia suficiente para tal, além disso, os fótons devem ser absorvidos pelas moléculas. Este processo é responsável pela distribuição da energia térmica nesta camada atmosférica mantendo a temperatura em média de -57°C no seu início aos 18 a 20 km e 0°C no seu término a 50 km do solo (MENDONÇA 2007).

A zona de transição entre a Estratosfera e a Troposfera é denominada Tropopausa, tem como característica a inversão de temperatura prejudicando a transmissão do calor nos gases (fluídos), processo conhecido como convecção. Outra característica é em relação a variabilidade de sua distância até o solo, que varia por época e lugar, sendo mais distante nas proximidades da linha do Equador com cerca de 16 km, região de aquecimento e movimento de convecção vertical instável. Nos polos, a Tropopausa é mais próxima, estando a apenas 8 km (AYOADE, 1996).

A Troposfera é a camada mais baixa da atmosfera, estando em contato direto com a superfície planetária. Sua extensão é de aproximadamente 12 km de altura e ela é composta pela maior parte dos gases de toda atmosfera terrestre. Esta camada é a mais importante, pois nela acontecem os fenômenos climáticos e do tempo que regem a natureza que conhecemos, podendo estes fenômenos ou as mudanças deles, serem reflexos das ações realizadas pelos humanos de forma direta ou indireta (MENDONÇA, 2007)

A temperatura na troposfera cai em média $6,5^{\circ}\text{C}$ a cada quilometro na direção vertical. A Troposfera pode ser dividida em subcamadas, estas que são caracterizadas a partir de sua principal forma de transferência de energia. São denominadas atmosfera livre, camada friccional e camada laminar. (AYOADE, 1996).

Na Figura 4.2 a seguir, é possível ver duas das subcamadas da troposfera. A camada limite que será mostrada na Figura 4.2 diz respeito a subcamada laminar que será tratada mais adiante no texto. A subcamada friccional se localiza entre a subcamada laminar e a atmosfera livre, tendo extensão vertical de aproximadamente um quilômetro, porém não está ilustrada na figura. A última e mais distante da superfície terrestre, é a subcamada atmosfera livre.

Figura 4.2: subcamadas da Troposfera vistas em um plano vertical.



Fonte: GROUP OF MICROMETEOROLOGY – USP

Disponível em: <http://www.labmicro.iag.usp.br/> Acesso em: 28/06/2021

A subcamada atmosfera livre não sofre o efeito do atrito do ar com as irregularidades da superfície da Terra. A atmosfera livre apresenta ventos mais fortes do que nas outras duas subcamadas, devido ao seu menor atrito. Sua transferência vertical de energia acontece basicamente através da formação das nuvens; a água contida na superfície terrestre evapora e ganha altitude em forma de vapor, posteriormente se condensa na atmosfera e forma nuvens, assim liberando o calor latente, ou seja, a liberação de energia para mudar de estado físico (AYOADE, 1996).

A subcamada friccional é a segunda mais próxima da superfície e tem espessura de aproximadamente 1000 metros. Sua principal forma de transferência vertical de calor é por meio dos movimentos turbulentos do ar ou até mesmo movimentos de redemoinho, este processo é denominado convecção. As circulações internas dos fluidos ocasionam uma distribuição de partes da massa onde se encontram diferentes temperaturas e energia térmica associada, assim possibilitando a transferência de energia (AYOADE, 1996).

A subcamada laminar é o contato direto entre atmosfera e a superfície do planeta. A principal forma de transferência de energia nesta subcamada é a condução, suas trocas verticais de calor ocorrem lentamente. A condução do calor ocorre através da vibração molecular, quanto maior a temperatura maior essa agitação, e o calor sempre se propaga de um sistema mais quente para a menos quente (AYOADE, 1996).

As interações entre a superfície terrestre e a baixa atmosfera controlam a entrada e saída de matéria e energia. Os fenômenos do clima que acontecem na troposfera são resultados da transferência, transformação e armazenamento de energia e matéria (MENDONÇA, 2007).

4.2 RADIAÇÃO SOLAR

O Sol é a principal fonte exterior de energia para a Terra e faz este processo através da liberação de parte de sua energia e massa para o espaço, por meio de ondas eletromagnéticas e partículas de alta energia (BARRY e CHORLEY, 2013). O sistema Terra-Atmosfera recebe 99,97% de sua energia do Sol. Por minuto a Terra intercepta cerca de $2,55 \times 10^{18}$ calorias de energia e o Sol irradia por minuto em torno de 56×10^{26} calorias (AYOADE, 1996).

O Sol é uma esfera gasosa e luminosa, a temperatura em sua superfície é de aproximadamente 6000°C. A emissão da energia solar acontece por meio de ondas eletromagnéticas, que não necessitam de um meio material para propagação, sua velocidade é de aproximadamente 299.792 km/s. A radiação é emitida em todas as direções e demora cerca de 8 minutos para chegar à Terra, que está a 150 milhões de km de distância aproximadamente. A quantidade de energia contida na radiação solar é constante enquanto viaja pelo vácuo do espaço, porém a intensidade desta radiação diminui inversamente ao quadrado das distâncias em relação ao Sol (AYOADE, 1996).

A energia recebida pela parte superior da atmosfera terrestre corresponde a aproximadamente 2 cal/cm²/min ou 1 ly (Langsley), sendo chamada de constante solar pelo fato de sua quantidade ser praticamente constante e sua variação média por minuto ser muito próxima de 2 ly (AYOADE, 1996). Esta constante solar é medida de acordo com a quantidade de energia recebida proveniente do Sol, por unidade de área (da superfície atmosférica) por minuto. Esta área deve formar ângulos retos com os raios solares nos pontos de incidência (BARRY e CHORLEY, 2013). Esta energia de 2 ly representa 100% da energia disponível para o sistema, porém a atmosfera não está estática com relação a esta radiação, ou seja, ocorrem interações com todas as camadas da atmosfera, diminuindo consideravelmente a quantidade de radiação que chega até a superfície terrestre (MENDONÇA, 2007).

Um corpo emite radiação de acordo com sua temperatura, ou seja, qualquer corpo com temperatura superior a -273,15°C (0 K, zero absoluto), emite radiação devido à energia associada a ele. (MENDONÇA, 2007).

Para BARRY e CHORLEY (2013, p.41):

“(...) O Sol comporta-se praticamente como um corpo negro; ou seja, ele absorve toda a energia recebida e irradia energia à taxa máxima possível para uma determinada temperatura.”

Para AYOADE (1996, p.23):

“O Sol irradia como um corpo negro. De acordo com a lei de Stefan-Boltzmann, o fluxo de radiação de um corpo negro é diretamente proporcional à quarta potência de sua temperatura absoluta”.

Podemos determinar o fluxo de radiação emitida através da relação de Max Planck, conhecida como Lei de Stefan, bastando integrá-la. O resultado obtido é a equação (4.1) a seguir:

$$F = \sigma T^4 \quad (4.1)$$

Sendo F o fluxo de radiação, T a temperatura absoluta do corpo e $\sigma = 5,67 \times 10^{-8} \text{Wm}^{-2}\text{K}^{-4}$ é a constante de Stefan-Boltzmann.

Como foi mencionado antes, os corpos negros têm a capacidade de absorver toda a energia proveniente de radiação que os atinjam. De acordo com a Lei de Planck, o comprimento de onda da irradiação depende da temperatura do corpo que a emite, sendo assim possível chegar à Lei de Wien, que diz que quanto maior a temperatura do corpo emissor, menor será o comprimento de onda para o máximo de emissão possível (MENDONÇA, 2007).

Seguindo a Lei de Wien, o comprimento de onda para a máxima emissão de irradiação é inversamente proporcional a temperatura que se encontra o corpo emissor. Veja a equação (4.2) a seguir:

$$\lambda_{\text{máx}} = \frac{2897}{T} 10^{-6} \text{ m} \quad (4.2)$$

Para o Sol, por exemplo, com temperatura de cerca de 6000 K a maior irradiação está na faixa entre o ultravioleta e infravermelho próximo (infravermelho próximo pode ser caracterizado como a região do espectro eletromagnético imediatamente superior à região visível em termos de comprimento de onda). Já o planeta Terra com temperatura média em torno de 288°K tem maior irradiação na faixa do infravermelho distante (MENDONÇA, 2007).

A radiação proveniente do Sol que atinge a parte superior da atmosfera terrestre, varia com três fatores, que são: período do dia, do ano e latitude. A distribuição da radiação não acontece de forma igual durante o ano todo, variando também com a distância entre a Terra e o Sol, devido a órbita terrestre em torno do Sol ser elíptica acontecem variações de distância durante o ano. Como exemplo, pode-se utilizar os dias 3 de janeiro e 4 de julho, a energia que chega a um determinado ponto da superfície que forma uma reta normal ao raio solar é 7% maior em janeiro, no periélio do que no afélio em julho (AYOADE, 1996).

O ângulo entre os raios solares e uma reta tangente à superfície da Terra no ponto de estudo influenciam diretamente na quantidade de radiação recebida pela Terra. Quanto mais alto o Sol estiver em relação ao observador na Terra, maior será a intensidade da incidência solar por unidade de área. A explicação para isto é simples, quanto mais alto o Sol estiver para o observador na Terra, mais vertical será o caminho dos raios através da atmosfera, logo haverá

menor contato com as moléculas de ar que compõem a atmosfera, resultando em menor absorção durante sua trajetória até a superfície (BARRY e CHORLEY, 2013).

Normalmente a altura do Sol diminui com o aumento da latitude, ou seja, a altura do Sol é mais elevada durante o início da tarde e menos elevada nos períodos da manhã e entardecer (AYOADE, 1996).

A atmosfera terrestre provoca variações na distribuição da radiação solar na superfície da Terra. A atmosfera, principalmente a camada da troposfera, realiza muitos processos como absorção, reflexão, espalhamento e reenvia para o espaço parte dos raios e energia solar. O ozônio e o vapor de água absorvem aproximadamente 18% da insolação, os raios ultravioletas são totalmente absorvidos pelo ozônio quando seus comprimentos de ondas são inferiores a $0,29\mu\text{m}$. Já o vapor de água alcança maior nível de absorção para comprimentos de ondas entre $0,9\mu\text{m}$ e $2,1\mu\text{m}$, o CO_2 absorve a partir de $4\mu\text{m}$. As nuvens são responsáveis por refletir cerca de 25% da radiação que incide na Terra. É importante ressaltar que a superfície planetária também reflete radiação. As nuvens não só impedem os raios de atingirem a superfície, como também os refletem para espaço, o poder de reflexão depende da quantidade, espessura e tipo de nuvem (AYOADE, 1996).

Quanto a energia refletida pela superfície terrestre, depende dos valores do albedo que variam de acordo com a superfície local, normalmente superfícies secas ou de cores claras têm maior capacidade de reflexão. O albedo é uma característica física que todos os corpos possuem, e consiste na capacidade de reflexão da radiação solar que neles incide. Normalmente, o albedo é medido em porcentagem e varia com a cor e constituição material do corpo, o albedo será maior em superfícies brancas e menor em superfícies pretas. Logo, quanto maior o albedo, menor a absorção da radiação solar, pois maior parte desta será refletida (MENDONÇA, 2007).

Estamos estudando que as diferentes composições dos materiais são responsáveis pelas características físicas, neste caso a capacidade de absorção e reflexão da radiação solar. A atmosfera é composta por fluídos e pequenas partículas, como a fuligem e poeira; já o planeta Terra é composto por água e solo, todos com diferentes propriedades físicas. A água tem menor condutibilidade térmica, o que a faz esquentar e resfriar mais lentamente do que o solo, armazenando esta energia por períodos mais longos. Estas características ajudam a ocorrência do efeito de continentalidade, responsável pelas brisas terrestres e marítimas, normalmente observadas em regiões litorâneas e também responsável pelos sistemas de ventos de monção (AYOADE, 1996).

O solo tem albedo normalmente maior que as superfícies aquáticas, resultando em menor absorção de radiação pelo solo em comparação com as águas do mar, que podem ultrapassar 90% de absorção de toda a radiação incidente sobre os oceanos. A capacidade do mar de absorver energia térmica recebida por radiação solar, depende da transparência da água, pois permite que os raios solares atinjam maiores profundidades. Outro fator muito importante para a grande eficiência da água em absorver o calor, está na forma de propagação dentro deste meio, o calor absorvido é levado a profundidades relativamente elevadas através dos fluxos de ondas e correntes, misturando as massas de água, este processo é denominado convecção. No solo a principal forma de propagação do calor é por condução, processo mais lento se comparado com a convecção. Em contrapartida, uma cobertura de neve é capaz de absorver apenas cerca de 15% da radiação incidente, isto devido à alta porcentagem do albedo e a forma de propagação da energia (BARRY e CHORLEY, 2013).

Existem muitos fatores que causam diferenças de absorção de calor entre o solo e a água; um deles é o calor específico. A água possui maior valor de calor específico se comparado com o solo. Para uma determinada mostra de água alcançar a mesma temperatura de uma mostra de solo seco, ambas com massas iguais, a água deve absorver cinco vezes a quantidade de calor que o solo seco. Outra característica que diferencia o processo térmico nos corpos é a capacidade térmica, onde a água tem valores maiores que duas vezes os do solo seco. Como se sabe a água está suscetível a evaporação, este é um processo de resfriamento e para isso acontecer precisa de energia, logo a energia absorvida pela água é diminuída, o que deixa o processo de aquecimento mais lento. A evaporação também acontece no solo úmido, em menor quantidade se compararmos com grandes superfícies aquáticas, como os mares (AYOADE, 1996).

O ar pode ser considerado um péssimo condutor, graças a isto os solos arenosos e secos tendem a esquentar rapidamente em dias ensolarados, pois este aumento de temperatura não é conduzido à longe, ao mesmo tempo que não é transferida grande parte desta energia térmica para o ar. O solo quando está úmido tem maior condutibilidade térmica, porém aumenta a capacidade térmica, ou seja, será preciso mais calor para alterar a temperatura (BARRY e CHORLEY, 2013).

A radiação solar muda de acordo com a elevação do solo, quanto mais elevado o local for, menor será a quantidade de ar acima e conseqüentemente menos vapor de água. O resultado disto é que locais de grandes elevações recebem mais radiação do que lugares próximos ao nível

do mar, pois os fluídos absorvem parte da radiação e quanto menor a concentração de ar, menor será a absorção. Em média latitude a cada 1000 m de elevação, ocorre aumento da radiação solar incidente, atingindo valores entre 5% a 15% maiores. Outro fator que muda a quantidade de radiação solar incidente em escala local é o relevo, um exemplo comum é uma barreira montanhosa, pois em muitos momentos do dia ela bloqueia a passagem de raios solares para locais que estão ao seu fundo com relação a posição do Sol no céu (BARRY E CHORLEY, 2013).

É possível calcular a radiação em qualquer superfície inclinada através da equação (4.3):

$$I_s = I_0 \cos(i) \quad (4.3)$$

Sendo (I_s) a intensidade de radiação na superfície inclinada, (I_0) a intensidade inicial da radiação e por fim, (i) o ângulo entre o raio solar e uma reta normal à superfície inclinada.

A variação da temperatura com a altitude tem grande relação com as trocas de calor e com os movimentos dos fluídos atmosféricos. Os fatores energéticos são muitos, entre eles estão, a liberação do calor latente no processo de condensação das moléculas de água, o resfriamento da terra que acontece através da emissão de ondas infravermelho e no processo de transferência do calor sensível no solo e na interface de transição com a baixa atmosfera, sendo o calor sensível responsável pela variação da temperatura nesta interface. Em sentido horizontal, a advecção que pode ser definida como a transmissão de calor através dos movimentos atmosféricos das massas de ar aquecidas e frias, devem influenciar (BARRY e CHORLEY, 2013).

Parte dos movimentos das massas de ar estão relacionados com o sistema de pressão do local de estudo. Normalmente áreas de alta pressão estão ligadas a movimentos descendentes das massas de ar, em outras palavras, um movimento lento de cima para baixo onde os fluidos perdem altitude. Também associado aos locais de alta pressão está o aquecimento de camadas internas das massas de ar, causando a diminuição do gradiente de temperatura, isto é, diminuindo a variação da temperatura entre as camadas de ar e propiciando inversões térmicas na baixa Troposfera. Sistemas de baixa pressão estão ligados a movimentos ascendentes das massas de ar, ou seja, um movimento lento de baixo para cima, onde os fluidos ganham altitude. Em regiões com baixa pressão as massas de ar resfriam devido à expansão, aumentando o gradiente vertical da temperatura, em outras palavras, aumentando a variação da temperatura entre as camadas de ar internas e externas de acordo com a altitude (BARRY e CHORLEY, 2013).

Na Troposfera a variação de temperatura em relação a altitude é de aproximadamente 6,5°C/km. O gradiente ou taxa de variação aumenta com a altitude, por exemplo nos 2 km iniciais as variações são de aproximadamente 5°C/km, entre 4 km e 5km a variação é de cerca de 6°C/km e entre 6 km a 8km a variação é aproximadamente 7°C/km. Entretanto, estes valores não são constantes quando ocorrem mudanças de estações, relevo e localização (BARRY e CHORLEY, 2013).

4.3 RADIAÇÃO TERRESTRE

A superfície da Terra durante o dia é aquecida pela radiação solar, que em maior parte é de ondas curtas. Após absorver parte desta radiação, torna-se uma fonte de radiação de ondas longas, especificamente o infravermelho na faixa de 4µm a 100µm, tendo máxima em aproximadamente 10µm. A radiação terrestre é predominante durante a noite, já que neste período a radiação do Sol é interrompida. Vale ressaltar que a radiação infravermelha não é exclusivamente terrestre, pois os fluídos que compõem a atmosfera também irradiam estes comprimentos de onda (AYOADE, 1996).

A radiação de infravermelho da Terra é um pouco menos intensa que em um corpo negro na mesma temperatura, logo para calcular a emissão terrestre foi necessário modificar a equação de Stefan por uma constante de emissividade (ϵ) tendo normalmente seu valor entre 0,90 a 0,95 (BARRY e CHORLEY, 2013). Com esta modificação, a equação fica da seguinte forma:

$$F = \epsilon\sigma T^4 \quad (4.4)$$

Sendo (ϵ) a emissividade terrestre no comprimento do infravermelho, a constante de Stefan-Boltzmann (σ) e a temperatura absoluta da Terra (T).

4.4 RADIAÇÃO ATMOSFÉRICA

A atmosfera também possui a capacidade de absorver e emitir radiação. Com relação as ondas curtas ou de maior frequência, a absorção pela atmosfera é muito pequena quando comparada com a absorção infravermelha. Os principais responsáveis pela alta absorção de ondas longas na atmosfera terrestre são o vapor de água em comprimentos de 5,3 à 7,7µm e acima de 20µm, o ozônio entre 9,4 à 9,8µm, o dióxido de carbono entre 13,1 à 16,9µm e as nuvens que podem absorver em todos os comprimentos de ondas (AYOADE, 1996).

É muito interessante a dinâmica da absorção de radiação realizada pela atmosfera. Ela absorve cerca de 24% da radiação solar que a Terra recebe, deixando aproximadamente 76% da radiação incidir sobre a superfície do planeta. A justificativa para isto é que maior parte da radiação solar é de ondas curtas ou de alta frequência. Em contrapartida, a atmosfera absorve aproximadamente 91% da radiação terrestre ou infravermelha, sendo liberado para o espaço apenas 9%, justamente através da janela atmosférica, onde os comprimentos de onda ficam na faixa dos 8,5µm a 11,0µm. Esta menor capacidade de absorção da radiação de ondas curtas e maior capacidade de absorção da radiação de ondas longas é chamado de efeito estufa (AYOADE, 1996).

4.5 EFEITO ESTUFA

A superfície terrestre recebe radiação proveniente do Sol ao mesmo tempo que recebe a radiação por ela mesma irradiada na forma de ondas longas, sendo que parte da radiação volta em direção à superfície devido a ação dos gases e nuvens. Este fenômeno só acontece pelo fato de existir a atmosfera, que causa a contra radiação, ocasionando maiores temperaturas na superfície terrestre, em comparação com as temperaturas que a superfície teria na ausência da atmosfera. Logo as camadas gasosas e de nuvens provocam maior emissão de ondas infravermelhas. Um ponto importante a se considerar é que enquanto um lado da Terra recebe a radiação de ondas curtas (durante o dia), todo o planeta está emitindo radiação de ondas longas para a atmosfera (MENDONÇA, 2007).

O efeito estufa é resultante da grande capacidade que alguns gases têm de absorver ondas longas, especificamente no comprimento do infravermelho. Para BARRY e CHORLEY (2013, p.63):

“O “efeito estufa” total resulta da capacidade líquida de absorção de radiação infravermelha pelo vapor de água, do dióxido de carbono e de outros gases-traço¹— metano (CH₄), óxido nitroso (N₂O) e ozônio atmosférico (O₃).”

A concentração destes gases-traço é pequena e seus efeitos devido a absorção de radiação aumentam de forma linear à concentração, já os do gás carbônico estão relacionados com o logaritmo da concentração. O longo período de permanência do óxido nitroso e dos

¹ Os gases-traço correspondem a menos de 1% do total da atmosfera. Os gases-traço, por serem constituídos por pelo menos três átomos, conseguem absorver o calor irradiado pela Terra, sendo os responsáveis pelo efeito estufa.

clorofluorocarbonetos ou CFC respectivamente (132 anos) e (65 a 140 anos) na atmosfera, somados as atividades antrópicas realizadas pelos humanos resultam em efeitos consideráveis (BARRY e CHORLEY, 2013).

A temperatura média da superfície terrestre é aproximadamente 288 K ou 14,85°C. Os gases de efeito estufa naturais da atmosfera contribuem para manter esta temperatura. Sem tal participação dos principais gases de efeito estufa, a temperatura da superfície terrestre seria cerca de 255 K ou -18,15 °C, referente apenas a radiação de ondas longas emitidas pela Terra. É perceptível a influência do efeito estufa, ele aquece em aproximadamente 33 K a Terra; as principais contribuições são do vapor de água com 21 K, dióxido de carbono com 7 K, o ozônio com 2 K, e outros gases-traço incluindo o metano e óxido nitroso com 3 K. No início da evolução do planeta Terra, ocorreram maiores temperaturas, devido à grande concentração de metano, vapor de água e amônia (BARRY e CHORLEY, 2013).

O ozônio desempenha funções muito importantes para a temperatura da superfície terrestre e isto se deve pela absorção de ondas longas e ondas curtas. O ozônio absorve grandes quantidades de radiação ultravioleta proveniente do Sol ao passo que também absorve radiação de ondas longas em especial, na faixa do infravermelho. O que difere os tipos de radiação que são absorvidas é a altitude em que o processo acontece, podendo de certa maneira ser considerado como uma compensação para manter o equilíbrio térmico. Acima de aproximadamente 30 km de altitude, se aumentada a quantidade de ozônio ocasiona maior absorção de ondas curtas, principalmente radiação ultravioleta, provocando diminuição efetiva das temperaturas superficiais. Já o aumento do ozônio em altitude inferior a 25 km, resulta em maior absorção de ondas longas, causando um aumento efetivo da temperatura na interface de transição entre a superfície e a atmosfera (BARRY e CHORLEY, 2013).

Como já mencionado, a atmosfera também irradia ondas longas, e as nuvens exercem efetivamente parte da emissão, com atuação similar à de corpos negros. Desta forma é possível acompanhar o movimento das massas de ar e suas temperaturas através de satélites com sensores infravermelhos. O resfriamento que acontece devido à perda de calor por emissão de radiação infravermelha pelas nuvens é em média 1,5 °C por dia; este processo é denominado resfriamento radiativo (BARRY e CHORLEY, 2013).

De acordo com análises de satélites para todo o globo terrestre, acerca de áreas sem nebulosidade, a radiação média absorvida é de aproximadamente 285 Wm⁻², já a radiação emitida é 265 Wm⁻². Analisando também as áreas cobertas por nuvens e nebulosidade, os

valores médios para todo o planeta são de aproximadamente 235 Wm^{-2} , tanto para a radiação absorvida quanto para a radiação emitida. É notável que as nuvens e nebulosidades modificam os valores das radiações absorvidas e emitidas. A absorvida diminui em 50 Wm^{-2} , perda superior à da radiação emitida que fica em torno de 30 Wm^{-2} (BARRY E CHORLEY, 2013).

5. CIRCULAÇÃO ATMOSFÉRICA E SUAS IMPLICAÇÕES

A circulação geral da atmosfera é o fator determinante para os climas em todo o globo terrestre. Dentro da circulação geral estão os sistemas circulatórios secundários como depressões, anticiclones das latitudes médias e as perturbações tropicais. Existe um conjunto de fatores que influenciam os movimentos atmosféricos, topografia, distribuição das superfícies continentais e oceânicas, correntes oceânicas entre outros fatores. Porém, o motivo fundamental para os movimentos atmosféricos é o desequilíbrio da radiação solar na umidade entre as baixas e elevadas latitudes e entre a superfície planetária e a atmosfera.

Os quatro principais fatores que regem os movimentos horizontais do ar nas proximidades da superfície terrestre, sendo: força do gradiente de pressão, força de coriolis, aceleração centrípeta, e as forças friccionais. Outros importantes fatores também serão tratados aqui, tais como: convergência, divergência, momento angular terrestre, umidade, evaporação, evapotranspiração, condensação, formação de nuvens, etc.

5.1 ESCALAS DOS MOVIMENTOS ATMOSFÉRICOS

De acordo com ATKINSON (1972, apud AYOADE, 1996, p.72) a atmosfera terrestre está sempre em movimento, e isso se dá pelo movimento em relação a superfície terrestre (vento) e o movimento em conjunto com o planeta no seu movimento de rotação; o movimento de rotação tem grande influência na direção dos ventos em relação a terra. Os movimentos da atmosfera em relação à superfície planetária acontecem em duas dimensões, sendo horizontal e vertical, e seus movimentos acontecem em diferentes escalas de tempo e espaço.

O motivo fundamental para os movimentos atmosféricos é o desequilíbrio da radiação solar na umidade entre as baixas e elevadas latitudes e entre a superfície planetária e a atmosfera (AYOADE, 1996). A circulação geral da atmosfera é o fator determinante para os climas em todo o globo terrestre. Dentro da circulação geral estão os sistemas circulatórios secundários como depressões, anticiclones das latitudes médias e as perturbações tropicais. Se comparados com a circulação geral estes sistemas secundários têm relativamente pequena duração, pois se movimentam muito rápido. Ainda existem os sistemas de circulação terciária, que podemos destacar as brisas terrestres e brisas marítimas. Sendo os sistemas terciários precisamente localizados e controlados por fatores locais e suas durações são bem mais curtas do que as dos sistemas secundários (AYOADE, 1996).

5.2 MOVIMENTOS ATMOSFÉRICOS HORIZONTAIS: FORÇA DO GRADIENTE DE PRESSÃO, FORÇA DE CORIOLIS, ACELERAÇÃO CENTRÍPETA E FORÇAS FRICCIONAIS

Existem quatro fatores que regem os movimentos horizontais do ar nas proximidades da superfície terrestre, sendo eles; força do gradiente de pressão, força de coriolis, aceleração centrípeta e forças friccionais. O motivo fundamental para que ocorra o movimento do ar é o desenvolvimento de um gradiente horizontal, que surge como consequência das diferenças de aquecimento entre duas áreas superficiais, que também gera variações de pressão e densidade do ar. Desta forma, o gradiente de pressão horizontal age como uma força de incentivo para o ar se movimentar de áreas de alta pressão em direção a áreas de menor pressão (AYOADE, 1996; BARRY e CHORLEY, 2013).

A força do gradiente de pressão por unidade de massa, é escrita matematicamente da seguinte forma:

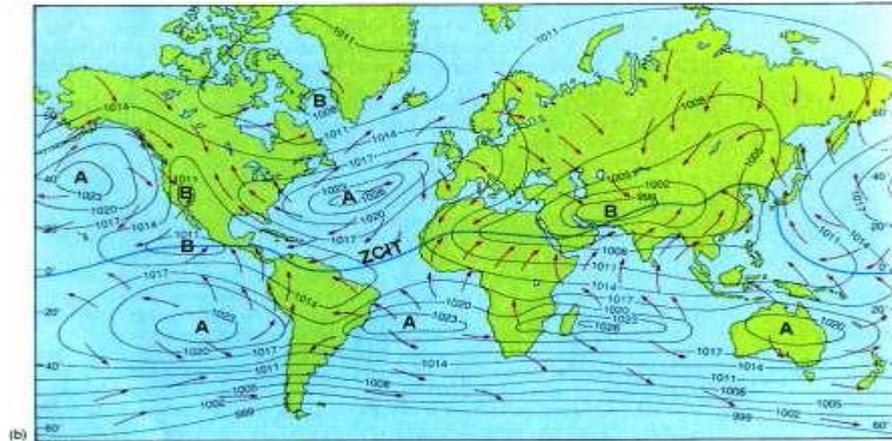
$$-\frac{1}{\rho} \frac{dp}{dn} \quad (5.1)$$

A letra grega ρ representa a densidade do ar e dp/dn o gradiente de pressão horizontal. A variável n representa as componentes da direção da força do gradiente de pressão.

Podemos definir o gradiente de pressão como uma quantidade física que descreve em que direção e a que taxa a pressão muda mais rapidamente em torno de um determinado local. Uma linha ou curva isóbara significa que sobre a mesma a pressão é igual ou constante. Normalmente podemos verificá-las em gráficos e mapas, sendo que o espaçamento entre isóbaras descreve o gradiente de pressão, quanto menor a distância entre as isóbaras, mais intenso é o gradiente de pressão. Logo, o gradiente de pressão é mais intenso e consequentemente a velocidade dos ventos também será (AYOADE, 1996).

A seguir, podemos visualizar a Figura 5.1, que ilustra linhas e curvas de mesma pressão denominadas como isóbaras. Também são mostrados na figura áreas de alta pressão destacadas com “A” e áreas de baixa pressão destacadas com “B”.

Figura 5.1: ilustração de linhas ou curvas isóbaras em um mapa do globo terrestre.



Fonte: UFPR

Disponível em: <http://fisica.ufpr.br/grimm/aposmeteo/cap8/cap8-2.html>

Acessado: 20/04/2021

O movimento das massas de ar incentivado pela força do gradiente de pressão recebe influência da força de Coriolis, que é causada pela rotação do planeta. Devido a rotação da Terra, aparentemente ocorre um leve desvio nos objetos que estão em movimento; no hemisfério Norte à direita e no hemisfério sul à esquerda de sua trajetória de movimento (AYOADE, 1996).

Trata-se de uma força defletora por unidade de massa, sendo descrita matematicamente da seguinte forma:

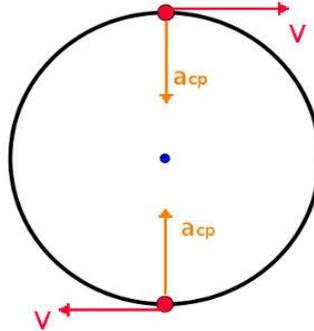
$$-2\omega V \sin\theta \quad (5.2)$$

Sendo ω a velocidade angular de rotação do planeta, devido ao seu movimento de rotação (aproximadamente 15° por hora, em radianos $7,29 \times 10^{-5}$ radianos/s), V é a velocidade da massa e θ é a latitude. Desta forma, a intensidade de deflexão é sujeita a velocidade e ao seno da latitude. Um ponto importante, é que a força de Coriolis sempre atua em ângulos retos com relação a direção dos ventos, ou seja, atua formando ângulos de 90° com a direção dos ventos, sendo à direita no hemisfério Norte e à esquerda no hemisfério Sul (BARRY e CHORLEY, 1976 apud AYOADE, 1996, p.74).

Relacionado a uma trajetória curva, está a aceleração centrípeta. Surge devido as mudanças de direção do vetor velocidade de um determinado corpo, sendo a aceleração centrípeta perpendicular ao vetor velocidade e sempre aponta para o centro de rotação que também pode ser chamado de centro de curvatura. A influência da aceleração centrípeta é pequena, porém em situações onde os ventos estão em alta velocidade e em rotas muito curvas, a aceleração centrípeta passa a atuar de forma considerável; isto acontece em sistemas com

pressões extremamente baixas (AYOADE, 1996). Veja a Figura 5.2 a seguir, esboçando o fenômeno físico.

Figura 5.2: representação de um objeto em movimento circular, onde é possível ver a direção dos vetores de velocidade e aceleração centrípeta em dois momentos distintos.



Fonte: <https://beduka.com/blog/materias/fisica/movimento-circular-uniforme/>

Acessado em: 21/04/2021

A aceleração centrípeta é expressa matematicamente por:

$$-\frac{mV^2}{r} \quad (5.3)$$

Sendo m a massa do objeto que está em movimento, V a velocidade desta massa e r o raio de curvatura. O sinal negativo da equação representa a direção da aceleração centrípeta, que aponta para o centro de curvatura.

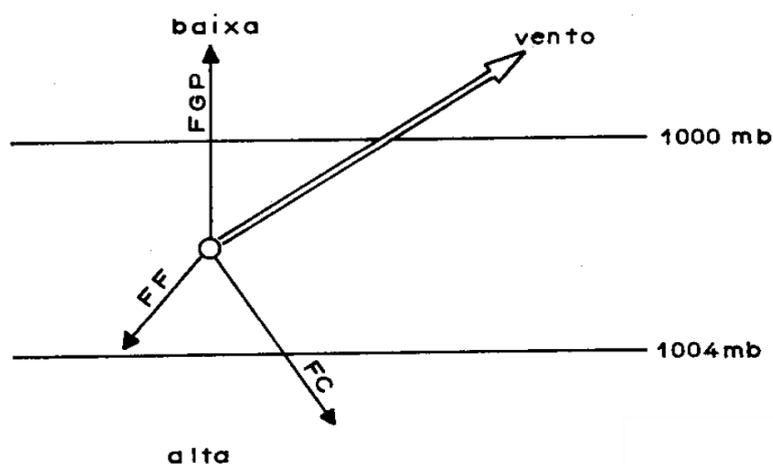
A quarta força é a força de fricção, e ela ocorre devido o atrito abaixo dos 500 metros de altitude. O atrito entre a superfície do planeta e o ar se dá pelo arrasto, logo o relevo terrestre promove redução da velocidade dos ventos. É interessante pensar que quanto maior for a ação da força de fricção, maior será a desaceleração dos ventos perto da superfície. Com a diminuição da velocidade a força de Coriolis que depende da velocidade sofrerá alteração e diminuirá (BARRY e CHORLEY, 2013).

A força de fricção age de forma atuante desde a superfície do planeta até entre 500-1000 metros de altitude. Neste intervalo de altura, o vento flui através das isóbaras, na direção do gradiente de pressão. É importante deixar claro que, quanto maior a altitude menor será a ação da força de fricção, seja acima do mar ou dos continentes. Com relação ao ângulo em que o vento é soprado através das isóbaras, ele cresce na medida em que a força de fricção aumenta.

Os ângulos são de aproximadamente 10° a 20° na superfície marítima e 25° a 35° sobre os continentes (AYOADE, 1996).

A partir da Figura 5.3 a seguir, é possível observar a atuação das principais forças que regem o movimento atmosférico horizontal. Em altitude relativamente baixa, a força de fricção é muito atuante. A Figura 5.3 é um exemplo de um movimento equilibrado em um sistema de isóbaras lineares.

Figura 5.3: exemplo de um sistema com movimento equilibrado com isóbaras lineares. O vento representa um equilíbrio entre o vento geostrófico (não está explícito, mas passa paralelamente às isóbaras) e a resultante da força de Coriolis com a força de fricção.



Fonte: AYOADE, 1996, p.76

As siglas na figura representam as seguintes forças:

FGP – Força do Gradiente de Pressão;

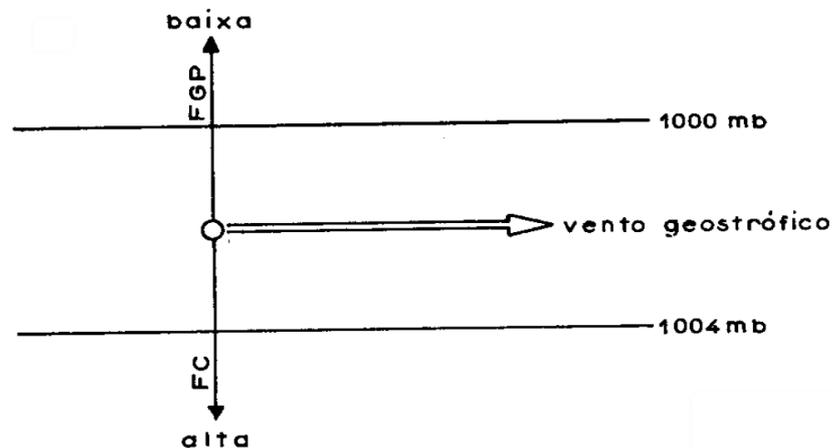
FF – Força de Fricção;

FC – Força de Coriolis.

Um outro exemplo de equilíbrio de forças com isóbaras lineares será comentado agora. Este caso ocorre em altitudes superiores ao anteriormente citado, por isso não há atuação da força friccional. Neste caso os ventos sopram quase que paralelos às isóbaras (lineares) e praticamente formando ângulos retos em relação ao gradiente de pressão. Para que isso aconteça, é preciso que a força do gradiente de pressão e a força de Coriolis estejam em equilíbrio; nesta situação, elas são opostas e não existe atuação da força de fricção, já que este fenômeno ocorre em alta atmosfera com ausência de atrito. Este fenômeno é conhecido como **vento geostrófico**.

A seguir a Figura 5.4, exemplifica o equilíbrio das forças para que o vento geostrófico aconteça.

Figura 5.4: exemplo de um sistema com movimento equilibrado com isóbaras lineares em grandes altitudes, resultando na ausência da força de fricção.



Fonte: AYOADE, 1996, p.76.

Um fato é que este exemplo se passa no hemisfério setentrional. No hemisfério setentrional (Norte) o centro de alta pressão estará à direita e o de baixa pressão à esquerda, utilizando a posição direcional do vento para fazer esta constatação. O inverso caracteriza o hemisfério meridional (Sul) (AYOADE, 1996).

A área de atuação da força fricção é denominada camada limite planetária (CLP). Sua espessura não é uniforme, podendo ter variações significativas de um lugar para outro, principalmente à noite quando atinge apenas algumas centenas de metros, devido ao resfriamento da superfície durante o período noturno; durante o dia, especificamente durante a tarde podem atingir entre 1 km à 2 km de espessura, devido a absorção da radiação solar que provoca condições convectivas diferentes. Em casos de regiões secas e quentes, esta espessura pode atingir até 4 km à 5 km de altitude, devido as condições oferecidas para que ocorra a expansão e a convecção dos fluidos. Sobre o mar, normalmente tem cerca de 1 km de espessura, já que nestas regiões a concentração de umidade é maior e ocorre a limitação de sua altitude por uma inversão, causada pelo ar descendente, sobretudo nos trópicos (BARRY e CHORLEY, 2013).

Esta camada limite pode ser estável ou instável, para facilitar a compreensão ela é tratada como neutra. Para a situação onde o gradiente térmico é igual ao gradiente adiabático

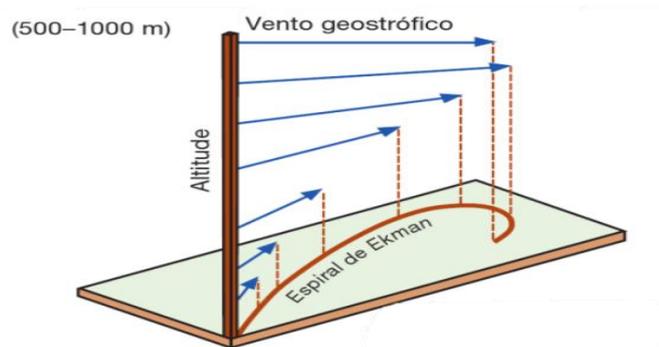
seco, ou a temperatura potencial não varia com a altitude (para este estado ideal), o vento segue uma trajetória curva para o sentido horário de acordo com o aumento da altitude em relação a superfície, dando origem a uma espiral de vento. Este fenômeno foi demonstrado por W. Ekman e é chamado de espirais de Ekman (BARRY e CHORLEY, 2013).

Para AYOADE (1996, p.76-77):

Num sistema de baixa pressão, o fluxo equilibrado é mantido numa trajetória curva pela força excessiva do gradiente de pressão sobre a força de Coriolis, dando a aceleração centrípeta líquida. Este vento é conhecido como *vento gradiente*. No caso do sistema de alta pressão, a aceleração para o centro é devida ao excesso de força de Coriolis sobre a força de gradiente de pressão.

A seguir, a Figura 5.5 ilustrará a espiral de Ekman.

Figura 5.5: representação da espiral de Ekman em função da altitude, no hemisfério Norte.



Fonte: BARRY e CHORLEY, p.148.

Entre 500 a 1000 metros, o vento atinge a velocidade geostrófica, nas latitudes médias e altas. A velocidade do vento diminui drasticamente nas proximidades da superfície da terra, devido a maior ação da força de fricção causada relevo, vegetação, construções humanas e a tensão friccional feita pelo ar em contato com a superfície. Este é um modelo teórico que descreve a velocidade dos ventos em condições de turbulência mecânica (BARRY e CHORLEY, 2013).

5.3 MOVIMENTOS ATMOSFÉRICOS VERTICAIS

Divergência e convergência

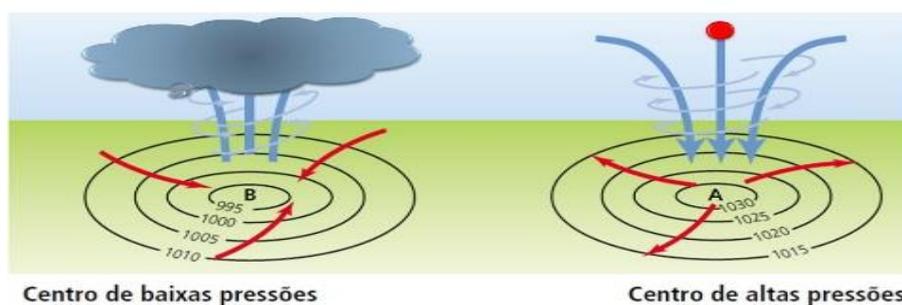
A velocidade dos ventos assume valores diferentes do valor geostrófico em muitas oportunidades, sendo resultado de acelerações ou desacelerações locais do fluxo horizontal.

Devido a essas acelerações positivas ou negativas, ocorrem variações no fluxo de ar de um determinado local. Quando ocorre uma aceleração nas massas de ar e essa aceleração faz sair um maior volume de ar em comparação ao que entra, ocorre uma perda de massa neste volume, tal fenômeno é conhecido como **divergência**. Também pode ocorrer o inverso deste fenômeno, quando acontece uma desaceleração das massas de ar, provocando a diminuição do fluxo de ar que sai do sistema, passando a ser menor do que o fluxo que entra, então o volume da massa de ar aumenta. Este fenômeno é denominado por **convergência** (AYOADE, 1996).

A atmosfera é um meio contínuo, logo os fenômenos de divergência e convergência estão interligados. Alguns fatores podem influenciar a ocorrência dos fenômenos tais como grandes montanhas rochosas. A convergência e a divergência são fenômenos que dependem de fatores atmosféricos, logo são dinâmicos; normalmente ocorrem na atmosfera livre. Caso todos os ventos fossem geostróficos, não existiria a possibilidade de existir os movimentos verticais em larga escala, convergência e divergência. Isto modificaria totalmente o comportamento natural da atmosfera, tornando-a sem mudanças de estado atmosférico (AYOADE, 1996).

A seguir, a Figura 5.6 ilustra o funcionamento dos fenômenos da divergência e convergência das massas de ar.

Figura 5.6: representação dos fenômenos de convergência e divergência de acordo com os centros de alta e baixa pressão atmosférica.



Fonte: <https://slideplayer.com.br/slide/1716631/>

Acessado em: 21/04/2021.

Nos centros de baixa pressão, a divergência acontece em elevadas altitudes na atmosfera, enquanto a convergência acontece em altitudes inferiores. A partir disto, as massas de ar que estão neste sistema seguem do ponto de convergência em direção ao ponto de divergência num movimento ascendente, ou seja, um movimento de ganho de altitude. Já nos centros de alta pressão acontece o inverso, a convergência ocorre em elevadas altitudes e a divergência mais próxima à superfície. As massas de ar partem de cima, do ponto de

convergência e vão em direção ao ponto de divergência nas proximidades da superfície, logo o movimento do ar é de subsidência.

Movimentos verticais

Os movimentos verticais podem ser divididos em duas escalas diferentes, sendo em larga escala e pequena escala. Os movimentos em larga escala abrangem áreas muito grandes, alcançando facilmente milhares de quilômetros quadrados em uma escala temporal pequena, de poucos metros por segundo. Já o movimento vertical de pequena escala abrange áreas pequenas, de poucas centenas de quilômetros quadrados, e sua escala temporal pode atingir até 30 metros por segundo. Os fatores causadores dos dois tipos de movimentos verticais são diferentes. O principal motivador do movimento de pequena escala é a superfície terrestre enquanto que o movimento de grande escala é somente afetado de maneira secundária pela estabilidade da massa de fluido (AYOADE, 1996).

Acredita-se que os deslocamentos horizontais de massas de ar sejam compensados pelos movimentos verticais para que haja o controle e equilíbrio entre os sistemas de baixa e alta pressão. Pois bem, como já foi mencionado no tópico anterior, o ar quando se encontra em uma região de baixa pressão ele tende a subir, de forma inversa acontece em uma região de alta pressão, onde o ar tende a descer. Logo, os fenômenos de convergência e divergência agem de maneira compensatória (BARRY e CHORLEY, 2013).

5.4 MOMENTO ÂNGULAR DA TERRA

Um dos fatores muito importantes para a dinâmica da atmosfera terrestre é o momento angular da Terra. A atmosfera além de girar junto com a Terra, também tem movimentos individuais em relação ao eixo de rotação do planeta. Então, conclui-se que a atmosfera possui um momento angular. O momento angular por unidade de massa de um determinado corpo com eixo fixo, é proporcional a sua velocidade e a sua distância até o eixo de rotação. Na situação em que a atmosfera gira em conjunto com a Terra, ocorre a conservação do momento angular. Porém se uma massa de ar tiver sua posição modificada na superfície terrestre, de maneira a variar sua distância em relação ao eixo de rotação, sua velocidade angular obrigatoriamente será modificada e será igual à do momento angular, para se manter constante (AYOADE, 1996).

A direção dos ventos é diferente em certas faixas de áreas do planeta. Em baixas latitudes, os ventos predominantes sopram de leste. Em latitudes médias os ventos sopram de oeste. Os ventos superficiais são chamados de alísios, estes em contato com a Terra que tem

seu movimento de oeste para leste provocam atrito, causando momento angular de leste nas latitudes baixas. Este momento adquirido através do atrito em latitudes baixas é transferido para regiões com depressões em latitudes médias, devido ao atrito promovido pelo movimento da planetário, estes ventos continuamente possuem momento de oeste (AYOADE, 1996).

Os sistemas de pressões seguem padrões que obedecem aos efeitos do aquecimento superficial do planeta, seja nas superfícies terrestres ou nas superfícies aquáticas. Nas proximidades da linha do Equador ocorrem zonas de baixa pressão, assim como nas regiões próximas das latitudes de 60° ao norte e ao sul da linha do Equador. As zonas de alta pressão são encontradas nos polos e nas proximidades das latitudes de 30° tanto ao norte quanto ao sul da linha do Equador. Agora vamos às explicações para as zonas de pressão. Nas proximidades da linha do Equador, é basicamente de origem térmica, devido à grande absorção de radiação solar, que por sua vez fornece calor. Já as zonas subpolares de baixa pressão no entorno das latitudes de 60° tanto ao norte quanto ao sul do Equador, são causadas por fatores dinâmicos, como a rotação da Terra que provoca um turbilhão nas massas de ar, tornando essa região propícia para a baixa pressão. Este fenômeno dinâmico também ocorre nos polos, porém ele é vencido pelo efeito térmico. Desta forma, a pressão é alta nos polos pela influência do ar muito frio que é natural nestas regiões (AYOADE, 1996).

5.5 VARIAÇÕES ADIABÁTICAS NA TEMPERATURA

Os movimentos das massas de ar acontecem de áreas com maior pressão para áreas de menor pressão. Caso o deslocamento de certa porção de ar aconteça sem haver troca de calor com o ar que está em sua volta, este ar deslocado terá aumento em seu volume e queda na temperatura. Para isso, é necessário trabalho e transformação de energia; explicando melhor, este processo é chamado de expansão adiabática. Uma expansão adiabática sempre está associada a uma diminuição da temperatura do gás, pois o próprio gás utiliza parte de sua energia interna para a realização deste trabalho durante sua expansão. Uma adiabática pode ser determinada como sendo uma mudança de temperatura sem haver adição ou subtração de calor do sistema. Os deslocamentos verticais de ar na atmosfera são as principais causas de variação de temperaturas sem que haja troca de calor (BARRY e CHORLEY, 2013).

O *gradiente adiabático* descreve a taxa de queda da temperatura em uma dada massa de ar ascendente e em expansão. Podem acontecer duas variações do gradiente adiabático, quando

o movimento de elevação do ar não causa condensação, a energia deste processo adiabático irá provocar *um gradiente adiabático seco* (GAS), constante $9,8^{\circ}\text{C}/\text{Km}$. Porém quando ocorre o prolongamento deste de resfriamento, inevitavelmente acontece a condensação, que por sua vez libera calor latente, compensando a diminuição da temperatura através do processo adiabático seco, ocasionando o *gradiente adiabático saturado ou úmido* (GAU), tendo como principal característica uma taxa de resfriamento mais lenta. É possível verificar mais diferenças entre os dois gradientes, o GAS é constante enquanto o GAU varia com aumentos de temperaturas; isso se dá devido à característica do ar reter mais umidade na medida em que as temperaturas aumentam; desta forma a quantidade de calor latente liberado durante a condensação é maior (BARRY e CHORLEY, 2013).

Nas proximidades da superfície do planeta, a maioria das mudanças térmicas são não adiabáticas, logo acontecem a partir de trocas de calor entre a superfície e a baixa atmosfera, uma vez que o ar tende a se misturar devido ao movimento lateral e a turbulência (BARRY e CHORLEY, 2013).

É interessante diferenciar três gradientes diferentes, acima já foram caracterizados dois, sendo eles dinâmicos; agora será descrito um gradiente estático, conhecido como gradiente ambiental (ELR), este que é facilmente observado através da diminuição da temperatura na medida em que se ganha altitude. Logo este não é um gradiente adiabático e pode assumir valores diferentes a depender apenas da característica térmica vertical do local observado. Uma diferença entre os gradientes adiabáticos seco e saturado em relação ao gradiente ambiental é que os adiabáticos se aplicam a massas de ar que estão em movimento ascendente no ambiente. Em regiões áridas ou semiáridas onde a superfície geralmente está aquecida, pode acontecer do gradiente vertical da temperatura (gradiente ambiental) ultrapassar o gradiente adiabático seco, se tornando superadiabático. Nestas regiões secas, a partir de aproximadamente 100 m de elevação o gradiente se aproxima do valor adiabático seco, onde não provocará condensação das moléculas de vapor. (BARRY e CHORLEY, 2013).

5.6 UMIDADE, EVAPORAÇÃO E EVAPOTRANSPIRAÇÃO

O vapor de água é um elemento fundamental para o funcionamento dos fenômenos meteorológicos e climáticos que conhecemos e até mesmo para a manutenção da vida no planeta Terra. O vapor de água é o único fluido presente na atmosfera capaz de mudar para os estados

líquido e sólido dentro das temperaturas atmosféricas normais. O vapor de água é o responsável pela condensação e precipitação; quanto maior for a quantidade de vapor de água em um dado volume de ar, maior é a possibilidade de a atmosfera produzir chuva. O vapor de água também atua como um fator térmico, absorvendo parte das radiações solar e terrestre. Em especial, os efeitos são maiores com relação a temperatura do ar, regulando as temperaturas no sistema terra-atmosfera. O vapor de água quando se condensa libera energia para o ambiente, e esta energia recebe o nome de calor latente, sendo uma importante fonte de energia para a circulação atmosférica e para a ocorrência de perturbações na atmosfera (AYOADE, 1996).

A atmosfera obtém umidade através de dois fenômenos, sendo eles evaporação e evapotranspiração. A evaporação é um processo que consiste na transformação da umidade nos estados líquido e sólido para a forma de vapor. Acontece nas superfícies aquáticas ou no solo nu, ocasionando a perda de água para a atmosfera. A evapotranspiração descreve a perda de água em superfícies com vegetação, sendo a transpiração a principal forma de evaporação.

Dois principais fatores são determinantes para a taxa de evaporação e evapotranspiração de uma área; o primeiro é a disponibilidade de umidade na área analisada e o outro é a capacidade da atmosfera de vaporizar a água, remover e transportar o vapor verticalmente. Em uma condição de que não falte umidade disponível na superfície onde a evaporação está acontecendo, a evaporação e a evapotranspiração ocorrerão na razão máxima possível para este ambiente específico. Porém, normalmente não existe umidade em quantidades suficientes nas superfícies para manter a razão máxima possível de evaporação e evapotranspiração. O segundo fator está relacionado a energia para vaporizar a água, logo este fator depende de vários outros fatores como radiação solar, velocidade dos ventos, umidade e temperatura. Na ausência de informações sobre a radiação, a temperatura do ar serve como indicador da energia disponível. A turbulência desloca o ar úmido presente na superfície (local onde acontece a evaporação), substituindo-o por ar fresco e relativamente seco, possibilitando o processo de evaporação. A relação entre umidade e evaporação é muito importante, quanto menor for a umidade maior a facilidade desta ser preservada pelo ar (AYOADE, 1996).

5.7 CONDENSAÇÃO E NUVENS

A condensação pode ser definida como um processo de mudança de estado da água, passando de vapor d'água para água em estado líquido. A condensação pode acontecer por

diferentes condições variáveis de alguns fatores; volume de ar, temperatura, pressão ou umidade (AYOADE, 1996, p.145).

De acordo com BARRY e CHORLEY (1976, apud AYOADE, 1996, p.145) a condensação acontece quando:

1. Quando o ar se esfria até seu ponto de orvalho, ainda que o volume permaneça constante;
2. Se o volume do ar aumenta sem que haja aumento de calor, esfriando-se o ar por expansão adiabática;
3. quando uma variação conjunta na temperatura e no volume reduza capacidade de retenção de umidade do ar, abaixo do conteúdo hídrico existente.

A condensação acontece com maior dificuldade no ar limpo em comparação com a condensação em superfícies. A condensação que normalmente acontece em superfícies na natureza, ocorre em superfícies irregulares, como por exemplo no solo e na vegetação, que é o caso das geadas e orvalhos. Já a condensação no ar começa em partículas microscópicas aerossóis, com a propriedade da molhabilidade, que é a habilidade de uma substância líquida manter contato com uma superfície, provocada pela interação molecular entre a superfície e o fluido. As partículas aerossóis correspondem a poeira, fumaça, sais e compostos químicos (BARRY e CHORLEY, 2013).

As nuvens são constituídas por gotículas de água muito pequenas, cristais de gelo ou até mesmo ambos os elementos citados. A formação das nuvens se dá principalmente pelo movimento vertical do ar úmido, que acontece na convecção, na subida forçada das massas de ar devido ao relevo (montanhas e penhascos) e no movimento vertical de larga escala (AYOADE, 1996).

Os aerossóis são fundamentais para as propriedades das nuvens e conseqüentemente para as precipitações. Em regiões onde a atmosfera está poluída geralmente são encontradas concentrações de aerossóis entre 10 e 100 vezes acima da concentração encontradas em regiões marítimas remotas. As ações dos aerossóis sobre as nuvens envolvem processos físicos de radiação e efeitos microfísicos. Acontece que as camadas de aerossóis absorvem parte da radiação solar que atinge o planeta, assim diminuindo a radiação que incide na superfície reduzindo as temperaturas superficiais, evaporação e convecção. Outra ação dos aerossóis é a atuação como núcleos de condensação de nuvens, aumentando a concentração de gotículas ao passo que retarda o processo de conversão das gotículas das nuvens em gotas de chuva. Quando formadas as gotículas de água, seu crescimento é bastante complexo. Inicialmente o efeito da solução é predominante, sendo que em uma solução a pressão de vapor de saturação é menor

sobre a gotícula de solução, em comparação a uma gota de água pura de mesmo tamanho e temperatura. Isso faz com que as pequenas gotículas tenham crescimento mais rápido que as gotas grandes, porém à medida que as gotículas aumentam seus tamanhos, sua taxa de crescimento por condensação diminui. Um ponto importante é que a taxa de condensação depende da velocidade que o calor latente liberado pode ser perdido pela gota por condução para o ar (BARRY e CHORLEY, 2013).

6. PRINCIPAIS FENÔMENOS CLIMÁTICOS E METEOROLÓGICOS QUE INFLUENCIAM O TEMPO E O CLIMA DO NORDESTE BRASILEIRO

O semiárido é um dos climas do Brasil, sendo encontrado predominantemente no interior do Nordeste, porém não é exclusivo dessa região. Normalmente a média de chuvas é em torno de 800 mm anuais. Este clima tem um curto período de chuvas, onde elas ocorrem normalmente entre os meses de dezembro a junho, porém concentram-se nos meses de fevereiro, março e abril. O volume de chuvas é baixo e irregular; dependendo dos fatores meteorológicos. Assim, o regime de precipitações pode ser alterado e prolongar as estiagens comuns para a região (IBGE, 2018).

Neste contexto, define-se o que chamamos de Polígono das Secas, que é um território sujeito a períodos de longas estiagens (BNB/FUNCEME, 2005). Compreende os estados do Piauí, Ceará, Rio Grande do Norte, Paraíba, Pernambuco, Alagoas, Sergipe, Bahia e extremo norte de Minas Gerais. O Polígono das Secas é uma divisão feita de maneira político-administrativa, dentro do semiárido, apresentando diferentes zonas geográficas com distintos índices de aridez, indo desde áreas com características estritamente de seca, com paisagem típica de semideserto a áreas com balanço hídrico positivo (IBGE, 2018).

Para Mendonça, (2007, p.186)

“A noção de seca está associada ao fato da vegetação cultivada ou nativa de um determinado lugar não atingir o estágio de maturidade por serem as chuvas tardias ou insuficientes.”

As secas no Nordeste do Brasil estão relacionadas com muitos fatores terrestres, atmosféricos, oceânicos, entre outros. Aqui vamos falar de alguns destes fenômenos, dando ênfase, principalmente, aos fenômenos El Niño e La Niña.

A circulação geral da atmosfera funciona como um sistema, constituído de frentes de ar e correntes de ar que estão em contato constantemente umas com as outras. Estas massas de ar podem ser originadas a partir de fatores astronômicos, que estão diretamente ligados aos movimentos da Terra, tais como rotação e translação, a influência do Sol, etc.; além também de fatores geofísicos, que são relacionadas as propriedades físicas da Terra e seus processos dinâmicos, tais como latitude, relevo, distribuição das massas de ar dos continentes e dos oceanos, marítimas, vegetação dentre outros (VIANELLO e ALVES, 1991).

A forma que a Terra se posiciona na órbita solar é fundamental para a maneira que radiação solar se distribui no planeta, influenciando diretamente o clima de acordo com os níveis de radiação incidentes provenientes do Sol, levando em consideração que nas proximidades da linha do Equador a incidência solar é maior e vai diminuindo gradativamente quando se distancia em direção aos polos. Desta forma, é possível que aconteça a circulação da atmosfera, sabendo que os ventos partem de regiões com maior pressão atmosférica para regiões de menor pressão e que a pressão está ligada a quantidade de radiação solar absorvida (MENDONÇA, 2007).

De maneira geral, alguns dos principais sistemas atmosféricos que influenciam a pluviosidade da região Nordeste do Brasil, serão citados ao longo deste capítulo, podemos destacar os Eventos de El Niño-Oscilação Sul (ENOS), Temperatura da superfície do mar (TSM) no oceano Atlântico, Ventos Alísios, Pressão ao Nível do Mar, Zona de Convergência Intertropical (ZCIT), dentre outros (UVO e BERNDTSSON, 1996).

6.1 A CIRCULAÇÃO ATMOSFÉRICA E SUAS INFLUÊNCIAS SOBRE O NORDESTE DO BRASIL EM CONDIÇÕES DE EL NIÑO E LA NIÑA

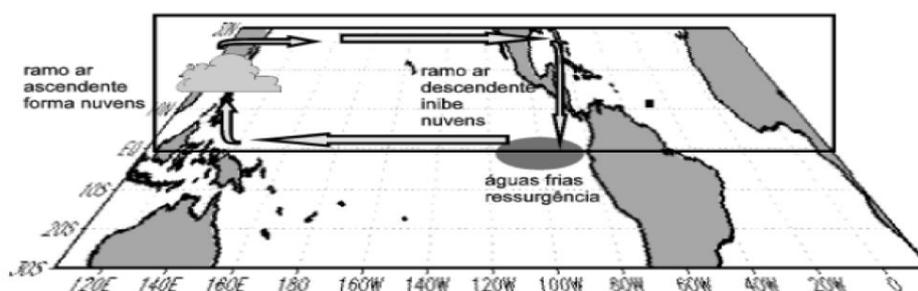
Os padrões termodinâmicos presentes nos oceanos Pacífico e Atlântico tropical influenciam a circulação atmosférica de toda a região tropical. Quando se verifica anomalias positivas e negativas (El Niño e La Niña) da temperatura da superfície do mar dos oceanos Pacífico e Atlântico tropical, a circulação atmosférica têm mudanças em suas condições normais. Isto acontece devido a perturbações na célula de Hadley e na célula de Walker. A célula de Hadley diz respeito a circulação atmosférica no plano vertical, que age no sentido meridional (sul-norte), e a célula de Walker também diz respeito a circulação atmosférica no plano vertical, porém no sentido zonal (oeste-leste). As perturbações nas células provocam o deslocamento destas em relação as suas posições climatológicas, e devido a isto a pluviosidade desta região também será afetada (FERREIRA e MELLO, 2005).

Em condições normais no oceano Pacífico acontece a circulação de convecção, isto é, os ventos alísios superficiais partem das proximidades do Peru, em direção ao oceano Pacífico em baixas altitudes, e empurrando as águas superficiais quentes que se encontram próximas a costa do continente Sul Americano, para regiões distantes do oceano Pacífico, em direção à Austrália (FAEM/UFPel [s.d]). Desta forma, há formação das nuvens carregadas de acordo com

a evaporação, e estas ganham altitude pela influência da menor pressão atmosférica na região da Oceania aliada à temperatura dessas massas de ar quente. Como o sentido da circulação dos ventos ocorre de maneira contrária em alta e baixa atmosfera, estas nuvens carregadas são empurradas em direção ao continente Sul Americano, regulando parte da umidade nas regiões Norte e Nordeste do Brasil (FAEM/UFPeI [s.d]).

Para ilustrar a circulação de convecção, em condições normais no Pacífico, também conhecida por célula de Walker, veja a Figura 6.1 a seguir.

Figura 6.1: representação da célula de Walker sobre o Pacífico.



Fonte: Monitor Climático/Boletim de Monitoramento Climático. O fenômeno El Niño-Oscilação Sul: Teorias, Observações e Previsões. FUNCEME, Fortaleza. 1997, v. 2, 31p.

É possível ver através da Figura 6.1, a componente ascendente e a componente descendente da célula de Walker; a componente ascendente está ligada a convergência, desta forma é favorável a formação de nuvens, ao passo que a componente descendente está ligada a divergência, logo dificulta a formação de nuvens. Na figura também é possível visualizar que as águas costeiras são mais frias, isto acontece devido a emersão de águas profundas, resultando no fenômeno da ressurgência.

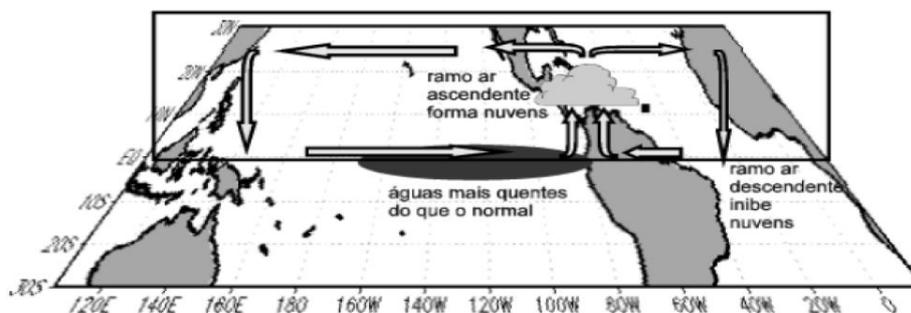
O El Niño é um fenômeno oceano-atmosférico que ocorre com frequência, e afeta o Nordeste do Brasil (HASTENRATH, 1985). Este fenômeno ocorre quando as águas superficiais do oceano Pacífico e a baixa atmosfera interagem, causando um aumento de temperatura destas águas. De forma mais precisa, este fenômeno acontece normalmente na parte central e leste do oceano Pacífico, causando as alterações de temperatura. Isso se dá pelo enfraquecimento dos ventos alísios que vão de leste para oeste em situações normais (ventos próximos à superfície do oceano), logo este enfraquecimento ocasiona alguns fatores; o primeiro é a menor dissipação do calor presente nas águas superficiais, causando aumento nas temperaturas nestas regiões. Outro fator é a redução da umidade deslocada e o alcance deste deslocamento, desta forma possibilitando a formação do El Niño. O que proporciona o enfraquecimento dos ventos alísios é a menor variação da pressão atmosférica entre o

continente Sul Americano e a Oceania. Isto causa problemas para o ciclo normal dos ventos alísios, que nestas condições, perdem intensidade ou até mesmo mudam de sentido, partindo da Oceania em direção à costa sul-americana. Isto causa um aumento de temperatura das águas costeiras do continente Sul Americano, ocorrendo o acúmulo destas águas mais quentes (BARRETO, 2009).

Os anos com El Niño são calculados através do índice Niño Oceânico (ONI, em inglês) da National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA). De acordo com a NOAA um episódio de El Niño é identificado quando o índice ONI, definido pela média móvel trimestral da Temperatura da Superfície do Mar (TSM) para região do Niño² 3.4, é maior ou igual a 0,5 °C por, no mínimo, cinco meses consecutivos. Outro importante critério é quanto a intensidade do fenômeno; de 0,5 a 0,9 °C temos intensidade fraca, de 1,0 a 1,4 °C intensidade moderada, de 1,5 a 1,9 °C intensidade forte e acima ou igual a 2,0 °C intensidade muito forte (CPTEC/INPE, 2021; NOAA, 2021).

Para ilustrar melhor a circulação atmosférica em condições de El Niño, veja a Figura 6.2, onde é possível observar algumas características importantes.

Figura 6.2: circulação atmosférica em condições de El Niño. Nesta condição a Célula de Walker sofre mudanças devido a ocorrência do aquecimento anormal das águas do Pacífico.



Fonte: Monitor Climático/Boletim de Monitoramento Climático. O fenômeno El Niño-Oscilação Sul: Teorias, Observações e Previsões. FUNCEME, Fortaleza. 1997, v. 2, 31p.

Pode-se notar na Figura 6.2, que nas proximidades da costa oeste do continente sul-americano, especialmente no Pacífico centro-leste, ocorre uma componente ascendente da Célula de Walker, e ela favorece a formação de nuvens, pois está ligada a convergência das massas de ar. Sobre outras duas regiões a Célula de Walker apresenta componentes descendentes, a primeira é nas proximidades da Oceania, especificamente no Pacífico oeste-

² Região do Niño 3.4 fica localizada no Pacífico Equatorial, sendo o local onde são monitoradas as Temperaturas da Superfície do Mar que determinam a ocorrência ou a não ocorrência dos eventos El Niño e La Niña.

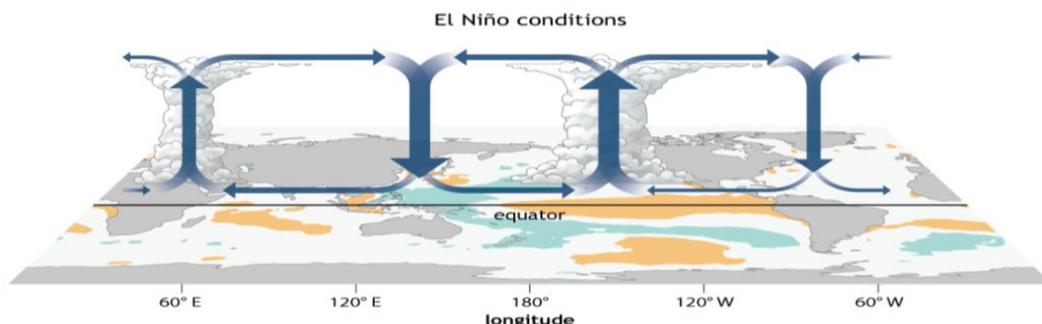
norte e a segunda região é a do Atlântico Equatorial, onde afeta a parte leste da Amazônia e a parte norte do Semiárido do Nordeste. As componentes descendentes estão ligadas a divergência das massas de ar, desta maneira dificulta a formação de nuvens nestas regiões.

Na condição de El Niño, as águas superficiais do Pacífico nas regiões do Equador e na parte centro-leste estão mais aquecidas em relação a normal climatológica, e este fato propicia um deslocamento da massa convectiva para leste, logo também modifica o posicionamento da Célula de Walker. A justificativa para a mudança de posição é que a circulação atmosférica acontece de forma contínua, o ar quente que sobe sobre a região é empurrado, desta maneira surge uma célula descendente sobre o Atlântico tropical, especificamente nas redondezas do Nordeste do Brasil e Amazônia oriental. Um fator muito importante é a intensidade da célula de circulação e sua fase de ocorrência, pois podem inibir a formação de nuvens e provocar a não descida da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT), provocando diminuição nos índices pluviométricos no Norte e Nordeste brasileiro (FUNCEME, 1997 apud FERREIRA e MELLO, 2005, p.25).

O reflexo disto é uma maior formação de nuvens de chuva no oceano Pacífico centro-leste, e devido ao enfraquecimento e mudança de direção desses ventos, acaba proporcionando maior quantidade de chuvas no oceano e em algumas regiões que normalmente não chovem tanto, e intensificando as estiagens que normalmente acontecem no Nordeste brasileiro e causando diminuição das chuvas no Norte do país (SOUZA et al., 2000).

Podemos observar na Figura 6.3 uma maior formação de nuvens no Pacífico Central chegando até o Pacífico Leste, isto devido ao deslocamento da Célula de Walker provocada pela condição anômala do El Niño.

Figura 6.3: mudanças causadas na circulação de Walker em condições de El Niño.



Fonte: NOAA

Disponível em: Climate.gov

Acessado em: 30/05/2021

Para ALVES et al. (2015, p.40):

Além de índices baseados nos valores da TSM no Oceano Pacífico equatorial, o fenômeno ENOS pode ser também quantificado pelo Índice de Oscilação Sul (IOS), sendo esse representado pela diferença de Pressão ao Nível do Mar (PNM) entre o oceano Pacífico Central (Taiti) e o oceano Pacífico do Oeste (Darwin/Austrália). Valores negativos e positivos da IOS são indicadores da ocorrência do El Niño e La Niña respectivamente.

O El Niño é um dos fenômenos causadores de anos considerados secos ou muito secos, e isto depende de sua intensidade e período de ocorrência, sobretudo quando o período de ocorrência do El Niño coincide com o Dipolo Positivo do Atlântico. O Dipolo do Atlântico é definido como uma diferença anômala de temperatura nas águas superficiais do Oceano Atlântico Norte e Oceano Atlântico Sul. O Dipolo Positivo acontece quando as águas superficiais do Atlântico Tropical Norte estão mais quentes e as águas do Atlântico Equatorial e Tropical Sul estão mais frias. O Dipolo Negativo é justamente o contrário, e ocorrerá na condição na qual as águas do Atlântico Tropical Norte estiverem mais frias e as águas do Atlântico Tropical Sul mais quentes. O La Niña (que será tratado a seguir) quando ocorre simultaneamente ao Dipolo Negativo do Atlântico, normalmente resulta em anos considerados normais, chuvosos ou muito chuvosos na região Nordeste do Brasil (FERREIRA e MELLO, 2005).

O La Niña, que é também um fenômeno oceano-atmosférico, pode ser compreendido como o oposto do El Niño (HASTENRATH, 1985). O La Niña ocorre quando acontece uma queda nas temperaturas normais das águas do oceano Pacífico. Normalmente, as temperaturas nas regiões de maior influência para este fenômeno são por volta de 25° C, porém quando esta temperatura cai para cerca de 22°C, podemos dizer que há a formação do fenômeno La Niña ou este está acontecendo. Quando este fenômeno climático está acontecendo, os ventos que partem da América do Sul e vão em direção ao Pacífico Central e Ocidental empurram o ar quente para longe da costa (MENDONÇA, 2007)

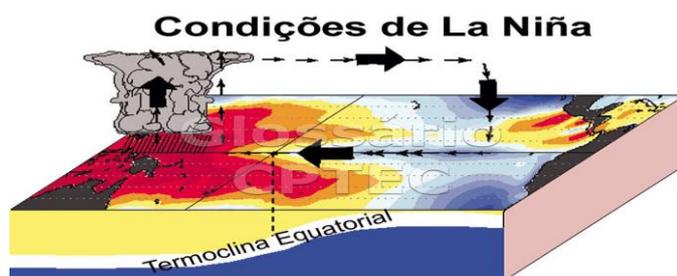
Os anos com a ocorrência de La Niña são calculados através do índice Niño Oceânico da NOAA (ou ONI, em inglês). De acordo com a NOAA um episódio de La Niña é identificado quando o índice ONI, definido pela média móvel trimestral da ATSM para região do Niño 3.4, é menor ou igual a -0,5 °C por, no mínimo, cinco meses consecutivos. Outro importante critério é a intensidade do fenômeno; de -0,5 a -0,9 °C temos intensidade fraca, de -1,0 a -1,4 °C intensidade moderada, de -1,5 a -1,9 °C intensidade forte e acima ou igual a -2,0 °C intensidade muito forte (CPTEC/INPE, 2021; NOAA, 2021).

Para que a temperatura das águas superficiais do oceano Pacífico caiam devido ao aumento dos ventos alísios, é necessário que ocorra um aumento da pressão atmosférica nas proximidades do continente Sul-americano ou diminuição da pressão nas proximidades da Oceania, causando a intensificação dos ventos superficiais, o que propicia um maior resfriamento das águas costeiras do continente, onde as temperaturas em condições normais são por volta de 25° C, mas em condições de La Niña a temperatura pode cair para cerca de 22°C, dependendo da intensidade (BARRETO, 2009).

Nestas condições de intensificação dos ventos que saem da América do Sul e vão em direção à Oceania, provocadas pelo evento La Niña, muito mais fluidos e massas de ar são empurrados e serão direcionadas ao Pacífico Equatorial Oeste. O fenômeno da ressurgência sobre influência dos ventos alísios mais intensos, aumentando a ressurgência no lado Leste do Pacífico Equatorial, provocando a chegada de mais nutrientes das profundezas do oceano para a superfície. A circulação atmosférica acontece de forma semelhante ao que ocorre em condições normais, porém, devido a maior diferença de pressão entre as regiões, uma quantidade muito maior de água oceânica aquecida e massas de ar conseguem alcançar regiões mais a oeste, que normalmente não alcançam. Estas águas com temperaturas mais altas são fundamentais para a formação de centros de baixa pressão, além de provocarem mais evaporação. Esta evaporação em volume acima do normal tem movimento ascendente, e é o principal ingrediente para a formação de nuvens de chuva, que por sua vez dão origem a célula de Walker de forma mais alongada do que em situações de normalidade (CPTEC /INPE, [s.d.]).

A seguir, a Figura 6.4 exemplifica a circulação atmosférica em condições de La Niña. É possível observar que nas proximidades da Oceania, o Pacífico está muito mais quente e com maior acúmulo de nuvens carregadas.

Figura 6.4: circulação atmosférica em condições de La Niña. Nesta condição a Célula de Walker sofre mudanças devido ao resfriamento anormal das águas do Pacífico Equatorial Leste.



Fonte: CPTEC/INPE.

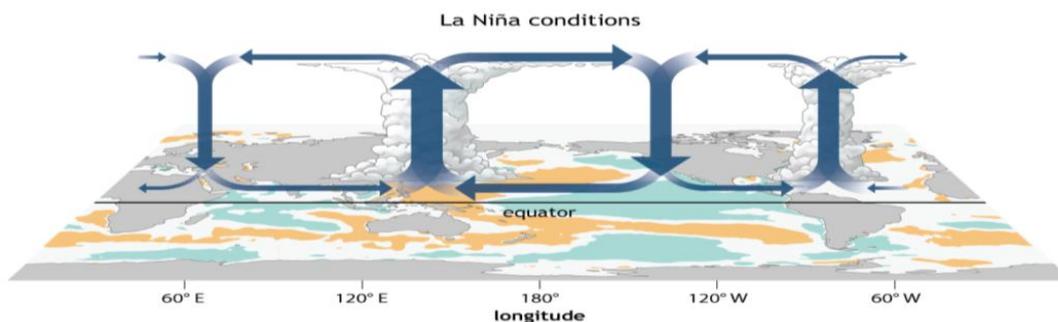
Disponível em: <https://www.cptec.inpe.br/glossario.shtml>

Acessado em: 12/06/2021.

As condições que indicam que a oscilação negativa (La Niña) está acontecendo são a intensificação dos ventos alísios e a diminuição da Temperatura Superficial do Mar (TSM), no oceano Pacífico Equatorial Leste. A costa da América do Sul, nas proximidades do Peru ficam ainda mais frias devido a intensificação da ressurgência (ALVES et al., 2015). É possível observar que em condições de La Niña a termoclina (camada laminar onde acontece variação de temperatura) fica muito mais próxima à superfície do Pacífico Equatorial Leste. Desta maneira, as águas superficiais mais quentes são arrastadas em direção a Oceania, tornando esta região do Pacífico mais aquecida, como é mostrado na Figura 6.4.

Na Figura 6.5 a seguir, é ilustrada a Célula de Walker em condições de La Niña. É possível notar maior formação de nuvens no Atlântico Equatorial e Pacífico Oeste.

Figura 6.5: posicionamento da Célula de Walker em condições de La Niña.



Fonte: NOAA

Disponível em: [Climate.gov](https://climate.gov)

Acessado em: 30/05/2021

Observando a Figura 6.5, vemos que nas proximidades do Pacífico central, ocorre uma componente descendente da Célula de Walker, as componentes descendentes estão ligadas a divergência das massas de ar; e desta maneira dificulta a formação de nuvens nestas regiões. Outras duas regiões são muito importantes para nossa análise, e elas estão nos locais onde a Célula de Walker apresenta componentes ascendentes; a primeira é nas proximidades da Oceania, especificamente no Pacífico Oeste-Norte e a segunda região é a do Atlântico Equatorial, onde afeta a parte leste da Amazônia e a parte norte do Semiárido do Nordeste. As componentes ascendentes favorecem a formação de nuvens, pois estão ligadas a convergência das massas de ar, que é um fator muito importante para as precipitações.

Os oceanos Pacífico Equatorial e Atlântico Tropical estão entre os maiores responsáveis pela variância interanual do clima na América do Sul. Os fenômenos El Niño-Oscilação Sul acontecem sobre o Pacífico Equatorial e o gradiente meridional de anomalias da TSM sobre o

Atlântico Tropical; ambos os fenômenos estão relacionados com a Temperatura na Superfície do Mar (TSM) e a combinação das circulações atmosféricas incentivadas por estes fenômenos, causa influências no posicionamento latitudinal da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT), posicionada sobre o oceano Atlântico, causando mudanças na distribuição de chuvas na bacia do Atlântico e em toda a região Norte da América do Sul. A variabilidade dos ventos e TSM sobre o Atlântico Tropical são bem menores do que as observadas no Pacífico Equatorial, entretanto, ainda causam profundas influências nas mudanças climáticas na América do Sul, em especial no Nordeste Brasileiro (HASTENRATH, 1984; NOBRE and SHUKLA, 1996).

6.2 INFLUÊNCIA DA ZONA DE CONVERGÊNCIA INTERTROPICAL NO NORDESTE DO BRASIL

A Zona de Convergência Intertropical (ZCIT), que é constituída pela convergência das correntes de ar que partem do oceano Atlântico Norte e oceano Atlântico Sul, estendendo-se em linha por todo o Atlântico. No local de encontro dessas correntes de ar é formada uma área de baixa pressão atmosférica, causando acúmulo de umidade e provocando aumentos de chuvas (HASTENRATH, 1985).

A região limite que separa as massas de ar dos Hemisférios Sul e Norte, respectivamente, não é frontal e não é convergente sempre. As características de ambas as massas de ar são muito semelhantes, principalmente em relação as propriedades térmicas. Sobre os oceanos a convergência entre as duas massas de ar é muito evidente. Sobre o continente, a região limite entre as correntes de ar nada mais é que um gradiente de umidade (AYOADE, 1996).

A Zona de Convergência Intertropical ou Descontinuidade Intertropical ZCIT/DIT tem características que variam de uma região para outra, sendo influenciada por fatores como topografia e a distribuição das superfícies sejam nos continentes ou nos oceanos. A posição média da ZCIT/DIT é um pouco acima da linha do Equador. Desta maneira, é fato que ocorrem deslocamentos da mesma durante as estações do ano; a ZCIT/DIT se desloca no Hemisfério Setentrional para o Norte durante o verão e se desloca para o Sul durante o verão no Hemisfério Meridional. Outra característica interessante está na amplitude dos deslocamentos, sobre os mares, a oscilação é pequena, porém sobre os continentes a oscilação é grande (AYOADE, 1996).

ALVES et al. (2015, p.27) fala que:

(...) A ZCIT está inserida em uma área onde ocorre a interação de características atmosféricas e oceânicas: i) zona de confluência dos Alísios (ZCA); ii) zona do cavado equatorial; iii) zona de máxima temperatura da superfície do mar; iv) zona de máxima convergência de massa; e v) zona da banda de máxima cobertura de nuvens convectivas, todas interagindo próximas à faixa equatorial. Apesar dessa interação, estas características podem não se apresentar ao mesmo tempo, sobre a mesma latitude. O conjunto de características associadas à ZCIT possui um deslocamento norte-sul ao longo do ano.

A ZCIT está diretamente ligada à temperatura da superfície do mar, devido à alta evaporação e o acúmulo de massas de ar. Normalmente, as chuvas que ocorrem no Nordeste são associadas à Temperatura Superficial do Mar do Atlântico Tropical, o que faz sentido quando se observa os dados acerca da localização da ZCIT (NOBRE e SHUKLA, 1996). Águas mais quentes no Atlântico Sul Tropical e mais frias no Atlântico Norte Tropical estão associadas com anos chuvosos no Nordeste. Como já foi falado antes, em condições normais ou de La Niña, as massas de ar que chegam nas proximidades do Nordeste têm umidade acumulada e temperatura relativamente alta (com o La Niña ocorre a intensificação destes fatores), possibilitando uma intensificação da zona de baixa pressão, assim influenciando a aproximação da ZCIT (BARRETO, 2009).

A ZCIT é uma faixa de nebulosidade que tem distribuição longitudinal, variando sua posição entre 10° N e 5° S. As temperaturas das águas superficiais do Atlântico são determinantes para a posição da ZCIT, gerando centros de alta e baixa pressão, que por sua vez são responsáveis pelos movimentos atmosféricos. Em condição anômala de temperatura no Atlântico (Dipolo do Atlântico), a ZCIT sofre intensificação de deslocamento (UVO e NOBRE, 1989).

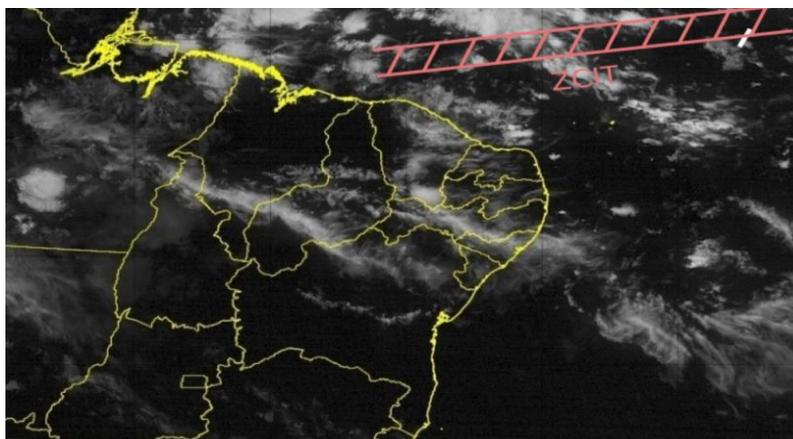
Quando acontece o Dipolo Negativo, as águas do Atlântico Norte estão abaixo da temperatura normal, ao passo que as temperaturas das águas do Atlântico Sul estão mais altas que o normal. Nesta condição, no Atlântico Norte se intensifica o sistema de alta pressão, provocando também a intensificação dos ventos alísios de nordeste. Já no Atlântico Sul, o sistema de alta pressão perde força, ocasionando o enfraquecimento dos ventos alísios de sudeste (FERREIRA e MELLO, 2005; NOBRE e SHUKLA, 1996). Isto resulta em deslocamentos maiores da ZCIT para o sul, o que influencia positivamente os índices

pluviométricos no Nordeste Brasileiro, estando ligado a anos normais, chuvosos e muito chuvosos (FERREIRA e MELLO, 2005; SOUZA e NOBRE, 1998).

Na condição do Dipolo Positivo, as águas do Atlântico Norte estão acima da temperatura normal, ao passo que as temperaturas das águas do Atlântico Sul estão mais baixas que o normal. Nesta condição, no Atlântico Norte acontece o enfraquecimento do sistema de alta pressão, provocando também enfraquecimento dos ventos alísios de nordeste. Já no Atlântico Sul, o sistema de alta pressão ganha força, provocando intensificação dos ventos alísios de sudeste (FERREIRA e MELLO, 2005; NOBRE e SHUKLA, 1996). Resultando em deslocamentos maiores da ZCIT para o norte, o que influencia negativamente os índices pluviométricos no Nordeste Brasileiro, estando diretamente ligado a anos secos e muito secos (FERREIRA e MELLO, 2005; SOUZA e NOBRE, 1998).

Para o Nordeste Brasileiro, a ZCIT é determinante para a ocorrência de chuvas. Nos meses de fevereiro a maio ela se aproxima mais da Linha do Equador e tem maior influência sobre o clima da região. A seguir a Figura 6.6 ilustra a ZCIT nos meses de fevereiro a maio.

Figura 6.6: imagem de satélite mostrando a ZCIT atuando sobre o Nordeste do Brasil.



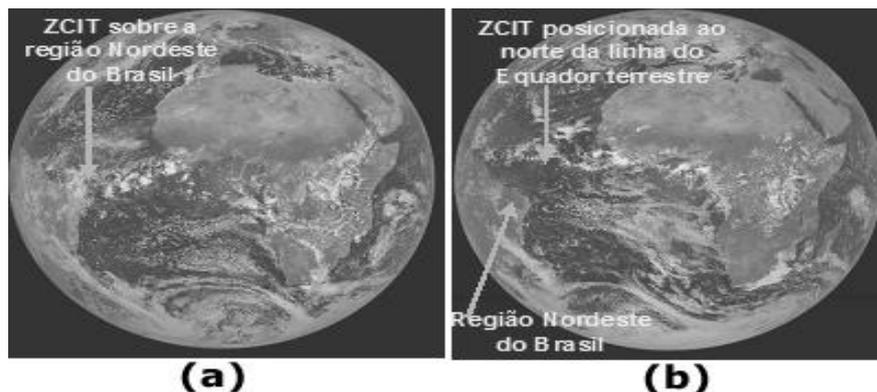
Fonte: CPTEC/INPE.

Disponível em: <https://g1.globo.com/ce/ceara/noticia/2019/04/29/ceara-tem-chuva-em-todas-as-regioes-em-24-horas-tamboril-registra-59-milimetros.ghtml>

Acessado em: 03/06/2021

Nas Figuras 6.7 (a) e (b) a seguir, é possível observar a ZCIT oscilando entre os dois hemisférios (HN/HS) sazonalmente. Na figura (a) a ZCIT está sobre o Nordeste do Brasil, enquanto na figura (b) ela está bem mais ao Norte da linha do Equador.

Figura 6.7(a) (canal visível – 21/03/2003 -12:00 GMT) mostra a posição da ZCIT no mês de abril de 2003, período chuvoso da região Nordeste do Brasil. Figura 6.7(b) (canal visível – 08/10/2003 -12:00 GMT) mostra a ZCIT no mês de outubro de 2003, fora do período chuvoso da região.



Fonte: imagens do satélite METEOSAT-7, recepcionadas pela estação de recepção de dados de satélite da FUNCEME.

A ZCIT depende dos padrões da TSM na bacia do Atlântico Tropical, principalmente no que se diz respeito a sua posição e intensidade. Sazonalmente ela oscila de sua posição 14°N nos meses de agosto-outubro para mais ao Sul, cerca de 2 a 4°S nos meses de fevereiro a abril (UVO e NOBRE, 1989).

A ZCIT de maneira direta deve influenciar na quantidade de radiação solar absorvida pela superfície terrestre na região tropical. Aliada ao distanciamento da ZCIT, está a diminuição da umidade e das massas de ar, causando diminuição de chuvas e aumento de temperatura, que são um dos principais ingredientes que regem o balanço hídrico da região, interferindo diretamente na vegetação, reservatórios de água, ecossistemas, além da vida humana, seja de maneira econômica, social, alimentar ou de saúde (HASTENRATH, 1985).

6.3 FRENTE FRIA

Um influenciador importante para a ocorrência de chuvas na região Nordeste do Brasil são as frentes frias. As frentes frias que provocam chuvas nesta região são associadas a penetração de massas de ar mais aquecidas até as latitudes tropicais, no período de novembro a janeiro. As frentes frias são bandas de nuvens organizadas, e se formam em regiões de convergência entre as massas de ar frias, que são mais densas devido a menor agitação molecular e as massas de ar quentes, que por sua vez são menos densas, pois a maior agitação molecular faz as moléculas dos fluidos se distanciarem devido a agitação térmica. O processo se dá através da penetração das massas de ar frio por baixo das massas de ar quentes, provocando o ganho de altitude das massas quentes e úmidas; desta maneira se formam nuvens

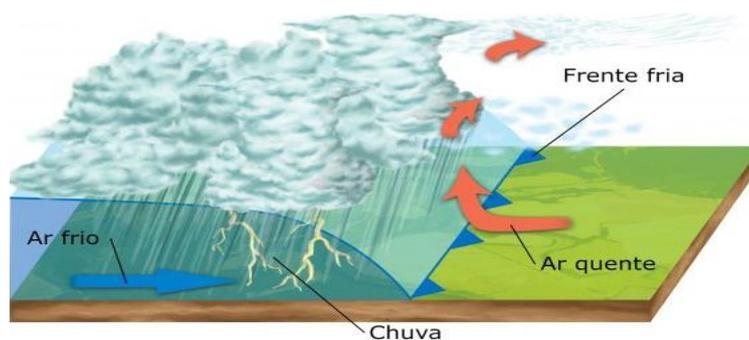
e por consequência a ocorrência de chuvas nestas regiões (FERREIRA e MELLO, 2005; FUNCEME, 2014).

ALVES et al. (2015, p.18) fala que:

“(…) O encontro de duas frentes (quente e fria) é chamado de sistema frontal. Um sistema frontal clássico é geralmente composto de frente fria, frente quente e um centro de baixa pressão na superfície chamado ciclone”.

Para ilustrar como ocorre uma frente fria, veja a Figura 6.8 a seguir:

Figura 6.8: local de encontro entre massas de ar em temperaturas distintas, ocasionando a formação de uma frente fria.

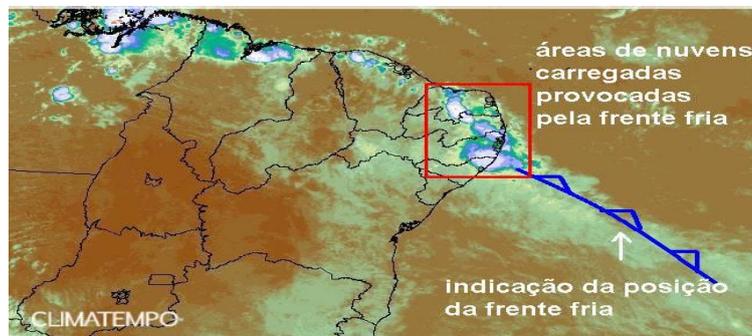


Fonte: <http://www.basedanuvem.com.br/frente-fria/>

Acessado em: 11/05/2021.

Na Figura 6.9 a seguir, é possível observar uma faixa de nuvens sobre o Atlântico Tropical e sobre ela, em azul, está a indicação da posição e direção da frente fria. Dentro da demarcação em vermelho, estão as áreas onde ocorreu a formação de nuvens carregadas, que provavelmente resultou em chuvas sobre a região delimitada em vermelho

Figura 6.9: atuação de uma frente fria sobre o Nordeste Brasileiro.



Fonte: imagem de satélite GOES-12(COLOR) registrada em: 04/06/2010 às 18:28

Disponível em: <https://professormarcianodantas.blogspot.com/2012/12/fatores-que-contribuem-para-as-chuvas.html>

Acessado em: 11/05/2021.

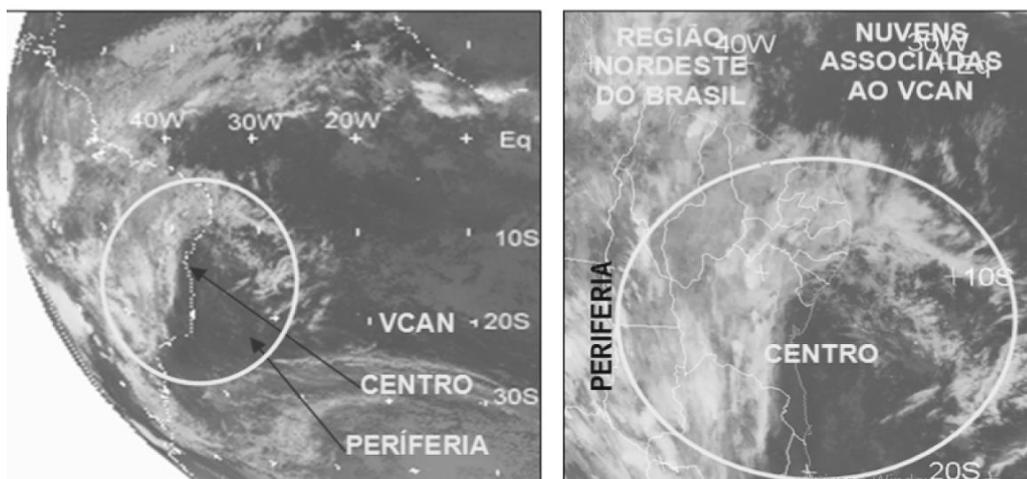
6.4 VÓRTICES CICLÔNICOS DE ALTOS NÍVEIS (VCANs)

Os Vórtices Ciclônicos em Altos Níveis (VCANs) é um dos principais sistemas atmosféricos a influenciar o tempo na região Nordeste do Brasil. Os VCANs se formam sobre o Oceano Atlântico entre a faixa 20°W-45°W e 0°-28°S. Quando os VCANs adentram o Brasil o tempo no Nordeste têm as seguintes características: sem chuvas na parte sul e central e chuvas na parte norte da região Nordeste do Brasil (GAN e KOUSKY, 1986).

Podemos descrever os VCANs como um conjunto de nuvens, com forma semelhante a um disco, tendo movimento circular com sentido horário no Hemisfério Sul; sua observação é feita através de imagens de satélite. Os VCANs que influenciam o Nordeste do Brasil têm maior frequência entre os meses de janeiro e fevereiro e a duração média deste sistema varia de horas, até mais de duas semanas. Vamos usar a semelhança dos VCANs com um disco para explicar como ele funciona; na parte central acontece um movimento descendente de ar frio e seco, que aumenta a pressão e desfavorece a formação de nuvens. Já na periferia deste disco acontece o movimento ascendente de massas de ar quentes e úmidas (associado a baixa pressão), favorecendo a formação de nuvens e propiciando chuvas. (ALVES et al. 2015; FERREIRA e MELLO, 2005).

A seguir a Figura 6.10 exemplifica a atuação de um VCAN nas proximidades do litoral do Nordeste brasileiro. Na região a qual o centro do VCAN está, as massas de ar são inibidas, os sistemas frontais são inibidos e conseqüentemente as precipitações também serão inibidas. Já no entorno do disco (periferia), é possível notar concentração de nuvens, que por conseqüência possibilitam chuvas.

Figura 6.10: imagem de satélite mostrando a ocorrência de um VCAN no litoral do Nordeste.



Fonte: imagens do satélite METEOSAT 7, canal infravermelho, recepcionada pela estação de dados de satélite da FUNCEME.

6.5 LINHAS DE INSTABILIDADE

Podemos definir como Linha de Instabilidade (LI) uma região onde acontece a formação e concentração de nuvens do tipo cumulus e cumulonimbus em formato de uma linha. A formação da LI está diretamente associada a grande incidência da radiação solar na região tropical, resultando na formação das nuvens cumulus; especialmente em maior quantidade no período da tarde e início da noite, devido a convecção mais intensa. Como consequência, temos intensificação dos ventos, queda súbita da temperatura, pancadas de chuva e até granizo, podendo ou não serem acompanhadas por relâmpagos e trovões. Normalmente as LI podem vir antes ou depois das frentes (FERREIRA e MELLO, 2005; CPTEC/INPE, [S.D.]).

De acordo com a FUNCEME (2014)

As Linhas de Instabilidade-LI, que se formam principalmente nos meses de verão no hemisfério sul (dezembro a março), encontram-se ao sul da Linha do Equador influenciando as chuvas no litoral norte do Nordeste e regiões adjacentes e ocorrem no período da tarde e início da noite.

Veja a seguir a Figura 6.11, que mostra a atuação da LI sobre o Nordeste do Brasil, especificamente iniciando sobre o litoral do estado do Maranhão e terminando sobre o Rio Grande do Norte.

Figura 6.11: Linha de instabilidade atuando sobre o litoral norte do Nordeste.



Fonte: Imagem do satélite METEOSAT-7, recebida pela estação de dados de satélite da FUNCEME

6.6 COMPLEXOS COMVECTIVOS DE MESOESCALA

Podemos definir os Complexos Convectivos de Mesoescala (CCMs) como aglomerados locais de nuvens, e sua formação resulta de condições climáticas favoráveis como temperatura, pressão, relevo, umidade, etc. Os CCMs, são causadores de chuvas fortes, porém com pequenas durações, sendo geralmente acompanhadas de ventos intensos. Ocorre com maior frequência no Hemisfério Sul nos meses da primavera e verão, com duração entre 10 e 20 horas; normalmente com ciclo iniciando à noite/madrugada, tendo máxima extensão durante o período da manhã e sendo finalizados (dissipados) aproximadamente ao meio dia (SOUZA e NOBRE, 1998; ALVES et al. 2015).

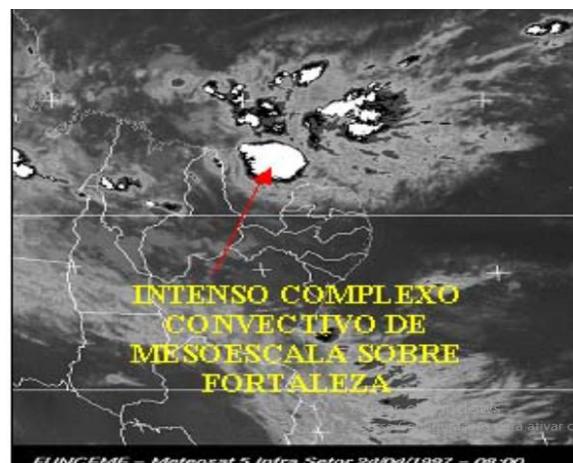
Alguns critérios são definidos para caracterizar os CCMs através de imagens de satélites, no canal infravermelho. As principais características físicas são: temperaturas inferiores a 32° C, numa área de 100.000 km², já na região mais interna da nuvem as temperaturas devem ser inferiores a -50° C em uma área de 50.000 km². O formato dos CCMs é circular e sua duração é diretamente ligada a situação geográfica, ou seja, a topografia da região. Maioria dos CCMs se formam devido ao fluxo de ar proveniente da Amazônia, que normalmente é quente e úmido, a aproximadamente 2000 m de altitude em relação ao mar, e muitas vezes esses fluxos de ar tem a forma de jatos de ar (ALVES et al. 2015).

As chuvas provocadas pelos CCMs geralmente são locais, intensas e de pequena duração. Veja a seguir as figuras, onde é possível ver o registro do fenômeno sobre estados do Nordeste, na Figura 6.12a, e sobre a cidade de Fortaleza na Figura 6.12b.

Figuras 6.12a e 6.12b: registro de Complexos Convectivos de Mesoescala sobre alguns estados do Nordeste na Figura 6.12a e sobre a cidade de Fortaleza na Figura 6.12b.



(a)



(b)

Fonte: FUNCEME. Satélite Meteosat-7 no canal infravermelho: a) dia 21/01/96 às 21:00h local e b) dia 24/04/98 às 08:00h local.

6.7 DISTÚRBIOS ONDULATÓRIOS DE LESTE

Os Distúrbios Ondulatórios de Leste (DOLs) se formam no campo de pressão, em uma faixa tropical bem definida que é influenciada pelos ventos alísios, se deslocando da costa da África até o litoral leste do Brasil. O DOL causa chuvas na faixa litorânea do Nordeste, iniciado no Recôncavo Baiano e chegando até o litoral do Rio Grande do Norte. O DOL também pode influenciar chuvas no estado do Ceará, especialmente na parte centro-norte do estado, nos meses de junho a agosto; para isto é preciso que as condições oceano-atmosféricas estejam favoráveis (FERREIRA e MELLO, 2005; FUNCEME, 2014). O DOL pode ocorrer durante todo o ano, porém é mais frequente quando o evento La Niña está acontecendo e durante os meses de junho, julho e agosto (ALVES et al. 2015).

Os DOLs normalmente se formam na faixa entre 5°S e 10°S e apresentam linhas de nuvens bem definidas se deslocando de leste para oeste, a partir da longitude 10°E até aproximadamente 40°W. As influências do fenômeno têm durações de 4 dias, velocidade média de deslocamento de aproximadamente 10m/s e extensão de onda (nuvens) de aproximadamente 4000 Km. Deste modo, a expressiva pluviosidade nos meses de inverno no litoral do Nordeste Brasileiro está associada aos distúrbios de leste (YAMAZAKI, 1975).

A Figura 6.13 a seguir, mostra um evento do Distúrbio Ondulatório de Leste próximo ao litoral do Nordeste.

Figura 6.13: nebulosidade deslocada desde a costa africana em direção ao litoral leste do Brasil.



Fonte: FUNCEME. Imagem do satélite METEOSAT-7, canal infravermelho do 11/01/2000 às 21:00 local, recepcionada pela estação de dados de satélite da FUNCEME.

6.8 BRISAS MARÍTIMAS E TERRESTRES

Cada tipo de material tem suas características físicas e químicas específicas. Desta forma, também apresentarão propriedades termodinâmicas distintas; e este fato possibilita as brisas marítimas e as brisas terrestres. Existem muitos fatores que causam diferenças de absorção de calor entre o solo e a água, um deles é o calor específico. Para uma determinada mostra de água alcançar a mesma temperatura de uma mostra de solo seco, ambas com massas iguais, a água deve absorver mais calor que o solo seco. Desta maneira podemos compreender que a água possui calor específico maior, quando comparamos com o solo. A água está suscetível a evaporação, que é um processo de resfriamento e para isso acontecer ocorre uso de energia, logo a energia absorvida pela água é diminuída, o que deixa o processo de aquecimento mais lento (AYOADE, 1996).

O solo se aquece mais rapidamente que o mar durante o dia, pois tem menor calor específico, a explicação para isto é simples; a quantidade de energia necessária para aquecer o solo é menor do que a quantidade de energia necessária para aquecer o mar até a mesma temperatura. Desta maneira, sobre o continente (solo) a pressão atmosférica é menor do que a pressão atmosférica sobre o mar durante o dia. Isto provoca o fluxo de ventos superficiais do mar em direção ao continente, podendo alcançar até 100 km para dentro do continente; chamamos este fenômeno de Brisa Marítima. Durante a noite o solo perde temperatura mais rapidamente que o mar, justamente devido ao calor específico, já que a água do oceano absorveu muito mais energia térmica que o solo. Desta forma, o oceano permanece com temperaturas maiores durante o período noturno, o que provoca menor pressão atmosférica sobre o mar em relação a pressão atmosférica sobre o solo, logo o fluxo dos ventos parte do litoral do continente em direção ao mar, alcançando até 100 km mar a dentro; conhecemos este fenômeno noturno como Brisa Terrestre (FERREIRA e MELLO, 2005).

No Nordeste do Brasil, os ventos alísios são intensos quase sempre, o que dificulta a percepção das brisas. Normalmente as brisas apenas mudam um pouco a direção e velocidade dos alísios (VAREJÃO-SILVA, 2001).

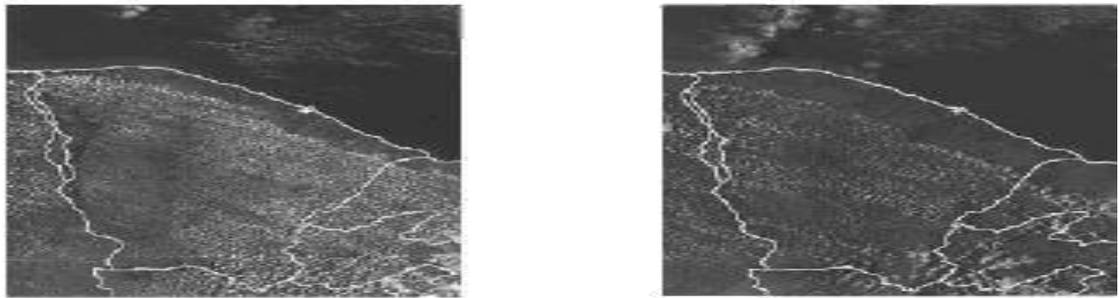
Alguns outros fatores influenciam na intensidade e deslocamento das brisas. Para DUTRA, et al. (2009, apud ALVES et al. 2015, p. 32):

- Variação da velocidade com a altura;
- Rugosidade do terreno, que é caracterizada pela vegetação, utilização da terra e construções;

- Presença de obstáculos nas redondezas;
- Relevo que pode causar efeito de aceleração ou desaceleração no escoamento do ar;
- Variações sazonais na distribuição de radiação recebida na superfície da Terra, resultando em variações sazonais na intensidade e duração dos ventos.

Veja a seguir as Figuras 6.14a e 6.14b, representando a Brisa Marítima em horários distintos sobre o estado do Ceará.

Figura 6.14a: Brisa Marítima sobre o estado do Ceará às 14h. Figura 6.14b Brisa Marítima sobre o estado do Ceará às 16:17h .O horário em referência é o local. Fortaleza está representada por uma cruz branca em ambas as figuras.



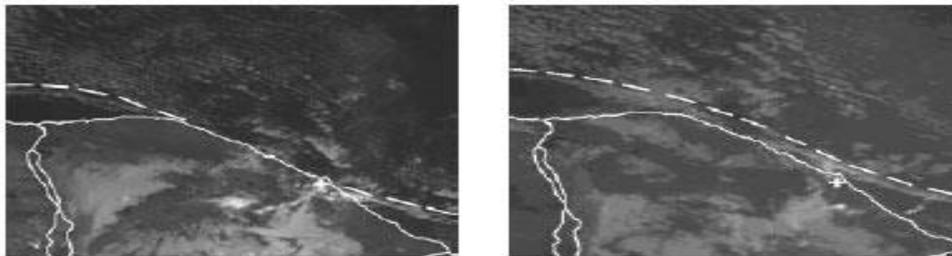
(a)

(b)

Fonte: imagens no canal visível dos satélites meteorológicos do NOAA. Figura 6.14a NOAA-16, 10/09/2004 às 14h local. Figura 6.14b NOAA-12, 10/09/2004 às 16:17 local.

Veja a seguir as Figuras 6.15a e 6.15b, representando a Brisa Terrestre em horários distintos sobre o litoral do Ceará.

Figura 6.15a: Brisa Terrestre sobre litoral do Ceará às 04:30h. Figura 6.15b: Brisa Terrestre sobre o estado do Ceará às 06:10h .Os horários em referência são o local. Fortaleza está representada por uma cruz branca em ambas as figuras, enquanto a Brisa Terrestre é representada pelas linhas tracejadas.



(a)

(b)

Fonte: imagens no canal infravermelho dos satélites meteorológicos do NOAA. Figura 6.14a NOAA-12, 15/08/2005 às 04:30h local. Figura 6.15b NOAA-15, 15/08/2005 às 06:10 local.

Neste capítulo foram apresentados os principais influenciadores do clima e do tempo do Nordeste do Brasil. Foi possível entender a dinâmica destes fenômenos e em especial

entender como os eventos El Niño e La Niña acontecem e estudar suas influências nos demais sistemas que regem o clima de toda a região tropical, como também entender como estes fenômenos influenciam os anos com pluviosidade abaixo ou acima da média histórica para a região. No capítulo 7 a seguir, serão apresentados os registros de secas no Nordeste brasileiro a partir do século XVIII até o ano de 2017 e também serão apresentados os registros dos eventos de anomalias térmicas El Niño e La Niña, registrados a partir de 1950, até os dias atuais. A partir destes registros, serão analisadas as ocorrências dos anos secos e as ocorrências de El Niño e La Niña, desde 1950 até 2017, buscando verificar a influência destes fenômenos oceano-atmosféricos no clima do Nordeste.

7. RESULTADOS E DISCUSSÕES

Neste capítulo de resultados, serão apresentados os dados coletados a partir de agências, revistas, livros, e artigos científicos. Estes dados mostram os registros de anos considerados secos, e anos com anomalias térmicas no oceano Pacífico. Muitos dos registros de secas, principalmente os dos séculos XVIII e XIX são relatos históricos, devido à dificuldade de se analisar uma grande região como o Nordeste sem ter aparato tecnológico para monitorar de forma eficiente. Outra dificuldade é em relação a complexidade da região, pois a mesma apresenta diferentes índices climáticos em vários locais, mesmo dentro do semiárido, como microclimas.

As secas podem ser classificadas de acordo com suas intensidades, esta análise normalmente é feita em áreas com características climáticas iguais ou muito próximas, e isto se aplica a microrregiões, porém não é simples generalizar o grau de intensidade de uma seca para todo o semiárido, desta forma, não foi descrito nos dados que serão apresentados as intensidades das secas.

Os registros de El Niño e La Niña mostrados aqui nesta monografia são fornecidos pela agência norte-americana NOAA, estes dados acerca das temperaturas do oceano Pacífico são monitorados na região do Niño 3.4 situada nas coordenadas 5 ° Norte -5 ° Sul; 170-120 ° Oeste onde são coletados os dados utilizados para determinar as anomalias térmicas, sendo a principal forma de monitoramento, avaliação e previsão do ENOS. De acordo com a NOAA um episódio de anomalia térmica é identificado quando o índice ONI, definido pela média móvel trimestral da ATSM é maior ou igual a 0,5 °C para o El Niño e menor ou igual a -0,5 °C para a La Niña por, no mínimo, cinco meses consecutivos. Outro importante critério é a intensidade do fenômeno; de $\pm 0,5$ a $\pm 0,9$ °C temos intensidade fraca, de $\pm 1,0$ a $\pm 1,4$ °C intensidade moderada, de $\pm 1,5$ a $\pm 1,9$ °C intensidade forte e acima ou igual a $\pm 2,0$ °C intensidade muito forte. (CPTEC/INPE, 2021; NOAA, 2021).

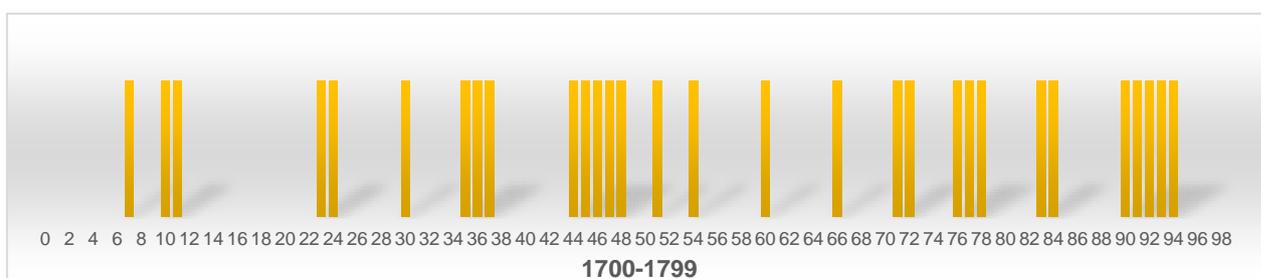
Os dados a seguir mostram os registros dos anos em que ocorreram secas no Nordeste do Brasil, formação e ocorrência de El Niño e La Niña no oceano Pacífico. Quando o termo ano seco for citado, será com o mesmo propósito de anos com estiagem prolongada.

Vamos iniciar pelos registros dos anos secos no século XVIII, os quais são: 1707, 1710 – 1711, 1723-1724, 1730, 1735, 1736-1737, 1744-1747, 1748, 1751, 1754, 1760, 1766, 1771-1772, 1776-1778, 1783-1784 e 1790-1794. Os dados desse período não têm grande

confiabilidade, porque são de fontes históricas (CANAMARY, 2015; MOURA e SHUKLA, 1982; MARENGO e TORRES, 2016; ARGENTIERE, 1964). Nesta época ainda não se tinha estabelecido especificamente os padrões para determinar os anos secos, assim os critérios utilizados podem não satisfazer muitas localidades do Nordeste para definir os anos secos e diferenciá-los dos anos normais ou chuvosos. Um ponto interessante é que neste século dá-se início a revolução industrial na Inglaterra, por volta de 1760, inovando os processos de produção convencionais para a época.

A seguir mostramos o gráfico 1, exibindo os registros de forma mais simplificada para a visualização da frequência dos anos secos no século XVIII e para serem melhor discutidos os resultados.

Gráfico: 1. Anos de ocorrência de estiagens prolongadas no século XVIII.



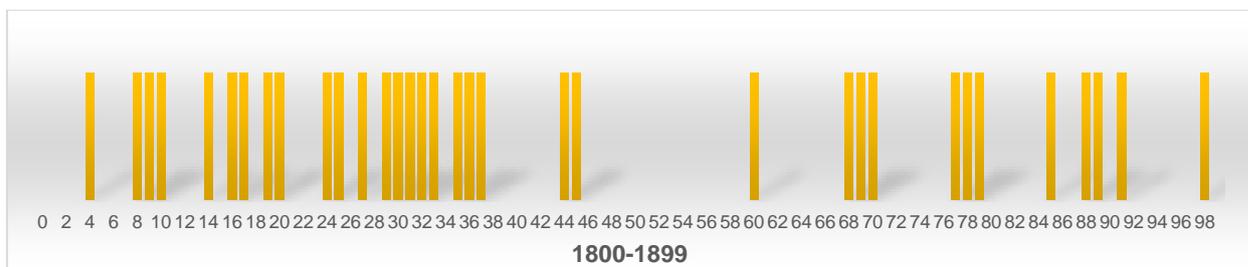
Fontes: CANAMARY, 2015; MOURA e SHUKLA, 1982; MARENGO e TORRES, 2016; ARGENTIERE, 1964.

No gráfico 1, podemos visualizar os anos registrados como secos no século XVIII, com a observação que estes dados são relatos históricos. Neste século, ocorreram 30 anos secos, isto corresponde a 30% de todo o século. O gráfico também revela algumas sequências de anos secos sem intervalos, as durações dessas sequências variam entre 2 e 5 anos, o que caracteriza secas prolongadas.

Os dados a seguir mostram os registros dos anos secos que ocorreram no século XIX, os quais foram: 1804, 1808-1809, 1810, 1814, 1816-1817, 1819-1820, 1824-1825, 1827, 1829-1830, 1830-1833, 1835-1837, 1844-1845, 1860, 1868-1869, 1870, 1877-1879, 1885, 1888-1889, 1891 e 1898 (CANAMARY, 2015; MOURA e SHUKLA, 1982; MARENGO e TORRES, 2016; ARGENTIERE, 1964).

Observando o gráfico 2, houve aumento na quantidade de anos secos no século XIX em relação ao século anterior, porém não é tão simples de analisar, pois há muitos registros de anos secos distribuídos de maneira irregular durante o século.

Gráfico 2: Anos de ocorrência de estiagens prolongadas no século XIX.



Fontes: CANAMARY, 2015; MOURA e SHUKLA, 1982; MARENGO e TORRES, 2016; ARGENTIERE, 1964.

No século XIX ocorreram 34 anos secos, correspondendo a 34% de todo o século. Podemos dizer que é uma quantidade de anos semelhante ao registrado no século XVIII. Além disso, é possível perceber uma distribuição irregular dos registros durante este período, tal como no gráfico 1. Na primeira metade do século XIX, tem-se uma intensificação de anos secos que corresponde a 22 anos com chuvas insatisfatórias. Ocorreram poucos intervalos consideravelmente longos entre as estiagens e secas, apenas no início do século entre 1794 a 1803 e em 1838 a 1843. De 1846 a 1859 ocorreu o maior período sem secas no século XIX, foram 12 anos consecutivos com chuvas dentro ou acima da média.

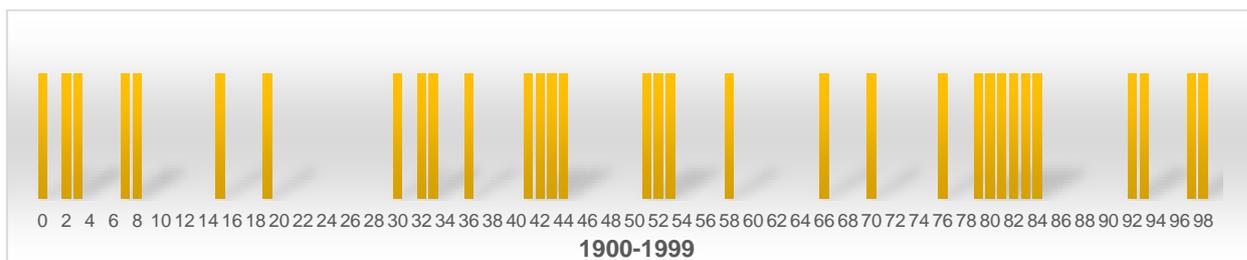
Analisando de 1860 em diante, percebe-se a ocorrência de 12 anos secos. Nesta segunda metade do século, ocorreram longos intervalos entre os períodos secos, sendo ente 1861 a 1867, 1871 a 1876, 1880 a 1884 e 1892 a 1897.

Os registros abaixo indicam os anos secos do século XX. Os registros neste século passam a ter maior confiabilidade do que nos anteriores, principalmente, a partir de 1950, com a chegada das estações e satélites meteorológicos, equipamentos capazes de observar e armazenar informações sobre as características climáticas de determinadas regiões do mundo.

Veja os registros dos anos secos no século XX: 1900, 1902-1903, 1907, 1908, 1915, 1919, 1930, 1932-1933, 1936, 1941-1944, 1951-1953, 1958, 1966, 1970, 1976, 1979-1984, 1992-1993 e 1997-1998 (CANAMARY, 2015; MOURA e SHUKLA, 1982; MARENGO e TORRES, 2016; ARGENTIERE, 1964).

A partir dos registros acima é possível ver que houve uma diminuição na quantidade de anos secos neste século se compararmos com o século XIX. É possível ver que ocorreu uma das maiores secas já registradas, entre 1979-1984 com duração de 6 anos, causando prejuízos incalculáveis. Para melhorar a análise dos dados segue o gráfico 3, ilustrando a quantidade de anos contabilizados como secos no século XX. Veja a seguir:

Gráfico 3: Anos de ocorrência de estiagens prolongadas no século XX.



Fontes: CANAMARY, 2015; MOURA e SHUKLA, 1982; MARENGO e TORRES, 2016; ARGENTIERE, 1964.

No século XX, tem-se registro de 32 anos secos, correspondendo a 32% de todo o século, que é um percentual semelhante aos dos séculos analisados anteriormente, tendo uma frequência considerável de anos seguidos de estiagens prolongadas, porém menos do que no século XIX. Outra diferença visível, em relação ao século XIX, é em relação à distribuição dos anos secos no decorrer do século. Aqui, observamos uma pequena intensificação dos registros de seca na segunda metade do século, enquanto no século anterior tínhamos observado na primeira metade.

Agora, vamos mostrar os registros correspondentes aos anos com ocorrência de El Niño e suas intensidades no século XX, veja a tabela 1.

Tabela 1: Registros de ocorrência do El Niño na segunda metade do século XX.

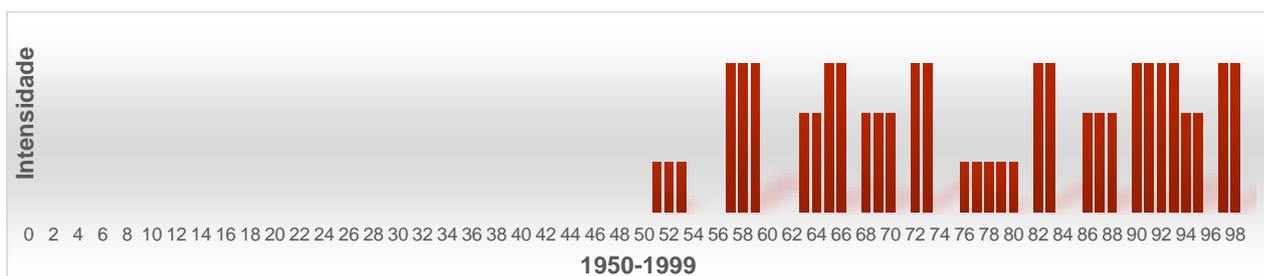
Ano de ocorrência	Intensidade
1951-1953	Fraco
1957-1959	Forte
1963-1964	Moderado
1965-1966	Forte
1968-1970	Moderado
1972-1973	Forte
1976-1977	Fraco

1977-1978	Fraco
1979-1980	Fraco
1982-1983	Forte
1986-1988	Moderado
1990-1993	Forte
1994-1995	Moderado
1997-1998	Forte

Fonte: National Weather Service (NOAA).

A partir da tabela 1 acima, foi montado um gráfico com os registros e as intensidades dos El Niños para melhor visualização. Em seguida, serão comparados os registros de anos secos com os fenômenos de anomalia térmica positiva do oceano Pacífico a partir de 1950. Veja a seguir o gráfico dos El Niños de 1950 a 1999.

Gráfico 4: Anos com a presença de El Niño no século XX.



Fonte: National Weather Service (NOAA).

Os dados na tabela abaixo indicam os registros dos anos em que houve ocorrência de La Niña no século XX com suas devidas intensidades. Veja a tabela 2.

Tabela 2: Registros de ocorrência do La Niña na segunda metade do século XX.

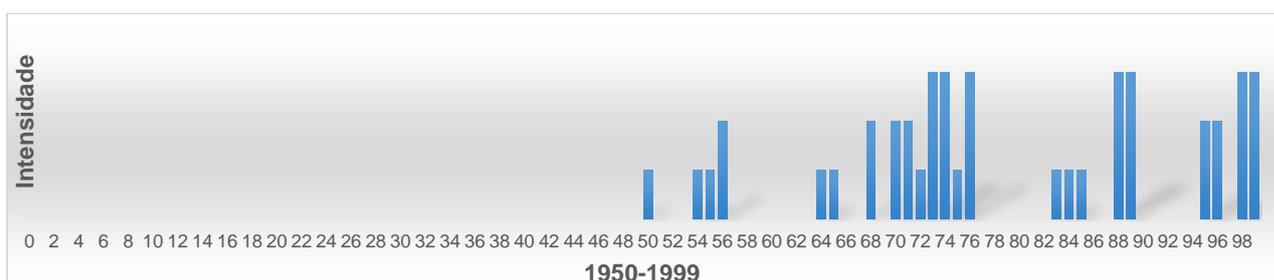
Ano de ocorrência	Intensidade
1950	-
1954-1955	Fraco
1955-1956	Moderado
1964-1965	Fraco
1970-1971	Moderado
1971-1972	Fraco
1973-1974	Forte

1974-1975	Fraco
1975-1976	Forte
1983-1984	Fraco
1984-1985	Fraco
1988-1989	Forte
1995-1996	Moderado
1998-1999	Forte
1999-2000	Forte

Fonte: National Weather Service (NOAA).

A partir da tabela 2, foi montado o gráfico 5 com os registros e intensidades dos eventos La Niña. Em seguida serão comparados os registros de anos sem a ocorrência de estiagens ou secas com os fenômenos de anomalia térmica negativa a partir de 1950. Veja a seguir o gráfico dos La Niñas no período de 1950 a 1999.

Gráfico 5: Os anos com presença de La Niña no século XX.



Fonte: National Weather Service (NOAA).

Analisando os gráficos 3, 4 e 5 do século XX, que mostram os registros de anos secos e de ocorrência do El Niño e La Niña respectivamente, pode-se verificar as relações dos fenômenos oceano-atmosféricos com as secas no Nordeste do Brasil. Em 1950, data que se inicia os registros das anomalias térmicas, foi registrado o primeiro La Niña com fraca intensidade, e neste ano não ocorreu estiagem prolongada. No ano posterior (1951), inicia-se uma seca prolongada, estendendo-se até 1953. Neste período não foram registrados La Niña, porém ocorreu um episódio de El Niño de intensidade fraca com início e fim neste mesmo período da seca. De 1954 até 1957 não foram registrados anos secos. Neste período, teve-se a presença da La Niña em três anos seguidos com intensidades fraca e moderada, enquanto foi registrado El Niño, em 1957, com forte intensidade, prolongando-se posteriormente. Possivelmente, a influência da La Niña ocorreu de maneira mais forte, gerando anos com chuvas dentro do normal ou acima da média.

Em 1958, ocorreu um ano seco e como foi mencionado anteriormente, a anomalia térmica positiva que teve início em 1957, prolongando-se até 1959, coincidindo com este ano seco. Esta anomalia teve forte intensidade durante três anos consecutivos, não sendo registrada La Niña neste período. Um longo intervalo sem secas foi registrado em 1959 até 1965, tendo a presença de El Niños, em 1959, com intensidade forte; 1963-1966, inicialmente, com intensidade moderada e em seguida evoluindo para intensidade forte. Em contrapartida, a La Niña apareceu em 1964-1965 com intensidade fraca. De acordo com as bibliografias pesquisadas, este espaçamento deveria ser predominantemente preenchido por secas, pois ocorreram muitos anos com El Niño de intensidades moderada e forte e poucos La Niña com intensidade fraca. Desta forma, não houve forte influência do fenômeno El Niño, mesmo que tenha ocorrido de maneira sequencial e de maneira intensa. Isto sugere que precisamos considerar outras influências, como os fenômenos oceânico-atmosféricos do mar do Atlântico, por exemplo.

O ano de 1966 foi seco coincidindo com o acontecimento do El Niño de forte intensidade que havia se prolongado com ausência de La Niña neste mesmo período. Entre 1967 e 1970 ocorreu apenas um ano com seca; e neste intervalo, ocorreram El Niños e La Niñas nos mesmos anos, tendo respectivamente a intensidade moderada, para a fase positiva e moderada para a fase negativa. Fica difícil analisar quando as duas fases ocorrem nos mesmos anos, porém nesta parte da série, pareceu que houve interação entre as fases e suas influências de certa forma diminuíram em alguns anos; em outro, especificamente 1970, ocorreu a estiagem prolongada, possivelmente devido a forma sequencial que o El Niño ocorreu em 1968-1970. De 1971 até 1975 foi um período de chuvas dentro ou acima da média, neste intervalo todos os anos tiveram a ocorrência de La Niña, sendo que esta sequência se iniciou em 1970 e terminou em 1976, durando aproximadamente seis anos. Vale ressaltar que as intensidades variaram de moderada para fraca e forte, respectivamente, e sem interrupções. Também ocorreu El Niño, porém em menor quantidade de anos, dois precisamente em 1972-1973. Notavelmente, os La Niñas influenciaram mais neste período, devido ter ocorrido de forma sequencial nos anos.

O ano de 1976 foi considerado como seco, os gráficos de anomalias térmicas mostram que neste ano ocorreu o encerramento da sequência de La Niña e início de uma sequência de El Niño. Agora será analisada a maior seca do século XX que durou de 1979 até 1984 cerca de 6 anos consecutivos. É possível ver que ocorreu uma sequência de anomalias positivas. Inicialmente foi registrada de 1976-1980 de forma ininterrupta com intensidade fraca; e em seguida, de 1982-1983, com intensidade forte, encaixando-se perfeitamente no período, enquanto a La Niña só apareceu em 1983-1985 com fraca intensidade, aproximadamente no final da seca.

Após a longa seca, foi registrado um período relativamente longo sem anos secos, iniciando em 1985 até 1991. Neste período, observamos o final da sequência do episódio frio (La Niña), que ocorreu de 1983-1985, com intensidade fraca; e logo após, em 1988-1989, com forte intensidade. Também ocorreu El Niños neste período, em 1986-1988, foi registrada uma sequência com intensidade moderada; e em seguida, deu-se início a uma série de acontecimentos da anomalia térmica positiva, de 1990-1995. Mesmo com mais frequência no intervalo de 1985-1991, os El Niños parecem não ter influenciado o suficiente para causar anos secos. Isto pode ser explicado pela ocorrência La Niña, intercalado no período analisado. Possivelmente o ano que tem as duas fases da anomalia térmica não promova grandes alterações no regime de chuvas na região Nordeste.

Os anos de 1992 e 1993 foram registrados como secos. Analisando os gráficos de El Niño, percebemos que estes eventos ocorreram antes e durante a seca, sendo uma sequência enorme de anos com esta anomalia, que iniciou em 1990 e chegou até 1995, abrangendo o período mencionado acima, quando a intensidade da oscilação térmica, era forte, inicialmente, e perdeu intensidade nos anos 1994-1995. Agora analisando o gráfico da La Niña, é possível ver a ausência do fenômeno em 1990-1994, o que possivelmente pode ter influenciado na intensificação do período de estiagem prolongada. Após o enfraquecimento do El Niño em 1995, aparece também em 1995 até 1996, oscilações negativas, coincidindo com um breve momento sem secas. Para finalizar o século XX, 1997 e 1998, foram registrados como secos. Nestes mesmos anos, ocorreu um El Niño com intensidade forte, porém também foi registrado a La Niña em 1998-1999.

Agora segue os registros das estiagens prolongadas dos primeiros dezessete anos do século XXI no Nordeste do Brasil, os quais são: 2001-2002, 2005, 2007, 2010 e 2012-2017 (CANAMARY, 2015; MARENGO e TORRES, 2016). O gráfico 6 ilustra os dados do atual século, para facilitar a análise da frequência dos anos secos aqui mostrados. Os registros dos anos secos no gráfico 6, que compreendem ao período entre 2000 e 2017. Veja o gráfico 6 a seguir:

Gráfico 6: Os anos que ocorreram estiagens prolongadas no século XXI até 2017.



Fontes: CANAMARY, 2015; MARENGO e TORRES, 2016.

No século XXI, ocorreram 11 anos secos de um total de 17 anos. Podemos dizer que é uma frequência extremamente alta de anos secos para início de século, correspondendo a 64,7% dos anos analisados. Este início de século é muito parecido com o mesmo período do século XIX que foram registrados 7 anos secos até 1817. Outra semelhança visível ocorre com relação a distribuição dos anos secos no decorrer do século. Aqui, neste gráfico, temos uma intensificação das secas maior do que nos demais séculos. Portanto, analisando os primeiros anos de todos os séculos, o XXI apresenta maior frequência de secas.

A seguir os registros de El Niño do século XXI, levando em consideração os dezessete primeiros anos do século. Veja a tabela 3.

Tabela 3: Anos de ocorrência do El Niño no início do século XXI.

Ano (s) de ocorrência	Intensidade
2002-2003	Moderado
2004-2005	Fraco
2006-2007	Fraco
2009-2010	Moderado
2014-2015	Fraco
2015-2016	Forte

Fonte: National Weather Service (NOAA).

Para melhor visualização dos dados da tabela 3, foi montado o gráfico 7, com o intuito de melhor evidenciar os anos que ocorreram El Niño.

Gráfico 7: Os anos com a presença de El Niño no século XXI até 2017.



Fonte: National Weather Service (NOAA).

Serão comparados posteriormente os eventos de La Niña e El Niño, com os registros de secas e períodos normais ou chuvosos. Esta análise possibilitará ver se os fenômenos têm ligação.

Os registros abaixo indicam os anos em que ocorreram o fenômeno La Niña no século XXI, levando em consideração os dezessete primeiros anos. Veja tabela 4 abaixo.

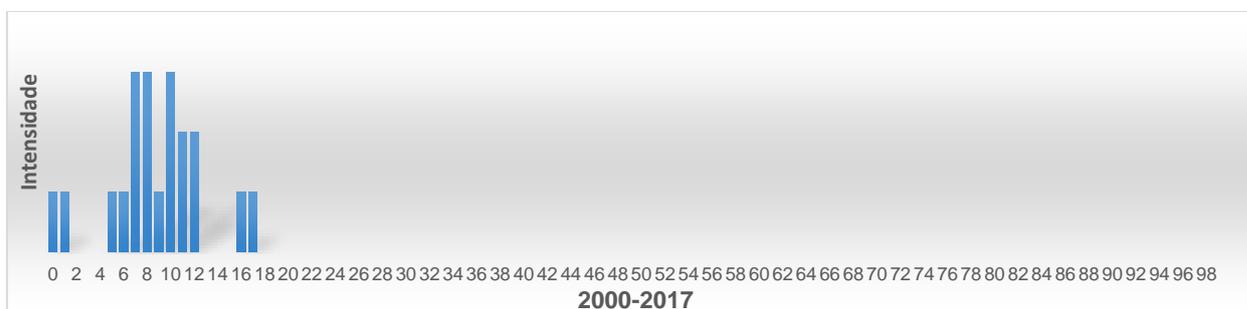
Tabela 4: Anos de ocorrência da La Niña no início do século XXI.

Ano (s) de ocorrência	Intensidade
2000-2001	Fraco
2005-2006	Fraco
2007-2008	Forte
2008-2009	Fraco
2010-2011	Forte
2011-2012	Moderado
2016-2017	Fraco

Fonte: National Weather Service (NOAA).

A partir da tabela 4, construímos o gráfico 8, que pode ser visto a seguir.

Gráfico 8: Os anos com a presença de La Niña no século XXI até 2017.



Fonte: National Weather Service (NOAA).

No primeiro ano do século XXI não ocorreu estiagem prolongada. Neste mesmo período foi registrado um evento de La Niña com intensidade fraca. De 2001 a 2002, foi registrado seca; ainda em 2002, iniciou-se uma sequência de anos com a ocorrência de El Niños, chegando até 2007. A princípio tinha intensidade moderada. Não foi registrada a ocorrência da oscilação térmica negativa no período de 2002-2004. Nos anos de 2003 e 2004, não houve estiagem prolongada; e a série de oscilações positivas perde intensidade, neste intervalo, mesmo sem haver La Niña. Em 2005, foi registrada estiagem, este ano teve a ocorrência das duas anomalias térmicas, ambas com fraca intensidade. No ano de 2007, aconteceu o mesmo que em 2005, registrando apenas a intensidade forte da La Niña, enquanto o El Niño registrado foi de fraca

intensidade. Os anos de 2008 e 2009 foram registrados como anos normais ou chuvosos. Analisando os gráficos das anomalias térmicas é possível visualizar um aumento da intensidade do La Niña para um evento forte, enquanto o El Niño tem uma breve pausa entre 2008-2009. Seguindo a análise, 2010 foi marcado com chuvas abaixo da média. Neste ano as oscilações positivas e negativas apareceram com intensidade moderada e forte, respectivamente.

Agora a análise será feita de 2012 até 2017, período que ocorreu a maior seca deste século, até o presente momento e uma das maiores já registradas, tendo duração aproximada de 6 anos. Esta seca foi muito intensa, devido ter evoluído para uma seca hidrológica. Analisando os gráficos dos El Niños é possível ver que no início da seca em 2012 não havia anomalia positiva, já no gráfico da La Niña é perceptível que uma grande sequência do evento se encerra, a duração foi de 2005-2012. O El Niño não aparece durante três anos e retorna em 2014 com intensidade fraca e nos anos seguintes 2015-2016 evolui para intensidade forte. Já a La Niña só retorna em 2016-2017 com fraca intensidade.

Os registros de secas mostrados neste trabalho se iniciam no século XVIII e chegam até o ano de 2017. Não foi possível atualizar os registros de secas até o ano de 2020, pois estes não foram encontrados em publicações de livros, artigos ou revistas até o momento da elaboração dessa monografia. Existem dados disponibilizados por agências de monitoramento meteorológico e climático referente aos anos de 2018, 2019 e 2020, entretanto é necessário o uso de softwares específicos para poder analisá-los.

Quanto aos registros de anomalias térmicas positivas e negativas, em 2018, foi registrado um El Niño de fraca intensidade e um La Niña também de intensidade fraca. Em 2019, ocorreu um El Niño de fraca intensidade, neste ano não foi registrado La Niña. Em 2020-2021, até o mês de abril foi registrado apenas a anomalia negativa, com intensidade moderada.

8. CONCLUSÃO

Foi possível observar a partir dos dados que o século XVIII teve um total de 30 anos com estiagens prolongadas. O século XIX foi marcado por 34 anos secos, sendo o século com mais registros entre todos aqui analisados. No século XX, foram registrados 32 anos com estiagens prolongadas e no início deste século XXI, foram contabilizados, até 2017, 11 anos com chuvas abaixo da média para a região.

Analisando a partir do século XVIII até o século XX, com registros de seca variando entre 30 e 34 anos. A soma dos anos secos nestes três séculos totaliza 96 e a média dos três séculos é de 32 registros.

Foi possível entender a dinâmica dos fenômenos El Niño e La Niña, que são anomalias térmicas acima ou abaixo, respectivamente, da média no oceano Pacífico na região do Niño 3.4. Os dois fenômenos se comportam como oscilações que podem ocorrer durante meses ou até anos, ou pode ocorrer as duas fases no mesmo ano. Um ponto muito interessante é que as oscilações da temperatura do oceano são cíclicas, mas não necessariamente com a mesma intensidade. Os fenômenos oceano-atmosféricos aqui tratados não ocorrem de maneira instantânea. Os efeitos das anomalias térmicas levam algum tempo para influenciar a circulação natural das massas de fluídos e podem dificultar a análise dos dados.

Foi possível ver que muitos El Niños coincidiram com anos secos. Principalmente quando se trata de eventos com longas durações e intensidades fortes; porém alguns divergem. Em especial, os de pequenas durações e com pausas. O mesmo ocorreu com a La Niña, com duração longa, comparando com anos que não foram registrados as secas. Em anos ou intervalos curtos, com a presença das duas oscilações (positiva e negativa), é difícil a análise. Os gráficos se mostram imprevisíveis. As análises das secas devem ser feitas observando as ocorrências de ambos os fenômenos El Niño e La Niña ao mesmo tempo. Também existe a influência de outros sistemas atmosféricos que influenciam a pluviosidade da região Nordeste do Brasil, entre eles: Temperatura da superfície do mar (TSM) na bacia do oceano Atlântico, Ventos Alísios, Pressão ao Nível do Mar (PNM); Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) sobre o oceano Atlântico; Frentes Frias e Vórtices Ciclônicos de Altos Níveis (VCAN).

A partir dos dados e das análises feitas, não é possível afirmar que os fenômenos El Niño e La Niña estão intensificando as estiagens prolongadas com o passar dos séculos, pois a quantidade de registros do século XVIII até o século XX é muito próxima, variando entre 30 e

34 anos por século. Entretanto, é possível verificar grande relação entre os anos com secas e a ocorrência dos El Niños e de anos com índices pluviométricos dentro ou acima da média com a La Niña.

Com relação ao início do século XXI, é evidente a maior frequência de secas dentro do período observado (até 2017), se compararmos com os séculos anteriores. É possível também verificar que as ocorrências de secas em muitos anos são em períodos de El Niño ou próximos a estes episódios e principalmente na ausência da La Niña. A La Niña parece atenuar os períodos de estiagens prolongadas quando ocorrem no mesmo período que o El Niño. Com relação a seca de 2012-2017, temos mais ocorrências seguidas do El Niño e com intensidades superiores a La Niña, possivelmente influenciado os baixos índices pluviométricos do período.

Até o momento não conseguimos concluir que o fenômeno das secas tem se intensificado no período pós revolução industrial. A justificativa se dá devido aos números de registros serem muito próximos, levando em consideração o período entre o século XVIII até o século XX. O século XXI apresenta mais registros de anos considerados secos do que os demais séculos nos primeiros 17 anos, apresentando 11 anos com pluviosidade abaixo do esperado. Porém não temos dados suficientes nesta monografia para concluir que o século XXI terá maior número de anos secos que os séculos anteriores. Desta maneira, apenas podemos fazer projeções, levando em consideração os dados até o ano de 2017. Caso os registros de anos com secas no século XXI sigam acima ou muito acima dos padrões notados nos séculos anteriores, teremos o século mais seco da história do Nordeste do Brasil, de acordo com os registros históricos aqui mostrados.

9. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- AB'SABER, Aziz N. Nordeste sertanejo: a região semiárida mais povoada do mundo. In: Estudos Avançados, São Paulo, vol. 13, n. 36, maio/ago 1999.
- ALVES, R. C. M.; SOUZA, L. P.; MOLLMANN, R. A.; RODRIGUES, B. D. **DESCRIÇÃO E CARACTERIZAÇÃO DOS FENÔMENOS ATMOSFÉRICOS MAIS FREQUENTES NO TERRITÓRIO BRASILEIRO**. Elaborado por: Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Centro Estadual de Pesquisa em Sensoriamento Remoto e Meteorologia, Laboratório de Meteorologia e Qualidade do Ar. Para: Deutsche Gesellschaft für Internationale Zusammenarbeit (GIZ) GmbH. Programa Energia Brasileiro-Alemão. N° do programa: 2007.2189.4-001.00, p. 1-76, julho de 2015. Disponível em: <https://energypedia.info/images/4/40/Descri%C3%A7%C3%A3o_e_carateriza%C3%A7%C3%A3o_dos_fen%C3%B4menos_atmosf%C3%A9ricos_mais_frequentes_no_terr%C3%B3rio_brasileiro.pdf>. Acessado em: 14/05/2021 às 08:00 h.
- ARGENTIERE, R. O Ciclo Solar e as Secas do Nordeste. [S.D], 1984. In: **Revista DAE**, n°. 64, 1964. Disponível em: < <http://revistadae.com.br/site/artigo/905-O-ciclo-solar-e-as-secas-do-Nordeste> >. Acessado no dia 10 de maio de 2018 às 10:00hrs.
- ARY J. C. A. **FNE e o Semiárido: Da Obrigação à Otimização**. Documentos técnicos científicos. Fortaleza-CE. Rev. Econ. NE, Fortaleza, v. 44, n. especial, p.199-212, jun. 2013
- AYOADE, J. O. **Introdução a climatologia para os trópicos** / J. O. Ayoade; tradução de Maria Juraci Zani dos Santos; revisão de Sueli Bastos; coordenação editorial de Antonio Christofolletti.-4.ed. – Rio de Janeiro, Brasil: Bertrand, 1996. 332p.
- BANCO DO NORDESTE DO BRASIL. **Fundação Cearense de Meteorologia e Recursos Hídricos**. Redimensionamento da Região Semiárida do Brasil. Fortaleza, Brasil: BNB/FUNCEME, 2005.
- BARRETO, N. J. C. **RELAÇÃO ENTRE OSCILAÇÃO DECADAL DO PACÍFICO, EL NIÑO-OSCILAÇÃO SUL E A CIRCULAÇÃO ATMOSFÉRICA DE VERÃO NA AMÉRICA DO SUL**. Dissertação de mestrado Meteorologia – **Universidade Federal de Alagoas. Instituto de Ciências Atmosféricas**. Maceió, 2009. Disponível em: <<http://www.repositorio.ufal.br/bitstream/riufal/2119/1/Rela%C3%A7%C3%A3o%20entre%20os%20oscila%C3%A7%C3%A3o%20decadal%20do%20pac%C3%ADfico%2C%20el%20ni%C3%B1o-oscila%C3%A7%C3%A3o%20sul%20e%20a%20circula%C3%A7%C3%A3o%20atmosf%C3%A9rica%20de%20ver%C3%A3o%20na%20Am%C3%A9rica%20do%20Sul.pdf>>. Acessado no dia 20 de dezembro de 2018 às 12:00hrs.
- BARRY, R.G.;CHORLEY, R.J. **ATMOSFERA, TEMPO E CLIMA**/ tradução de Ronaldo Cataldo Costa; consultoria, supervisão e revisão técnica de Francisco Eliseu Aquino. – 9.ed. – Porto Alegre – RS, Brasil: BOOKMAN EDITORA LTDA, 2013. 528p.
- BRASIL. Nova delimitação do semiárido brasileiro. Brasília, DF, 2007. Disponível em: <<http://www.integracao.gov.br>>. Acesso em: 10 maio de 2017.

CANAMARY, E. A. **AValiação de Índices para fins de monitoramento e previsão de secas no nordeste setentrional**. Dissertação de mestrado em tecnologia ambiental e recursos hídricos. PTARH.DM – 174/15. Brasília/DF, julho de 2015. Disponível em: <<https://ptarh.unb.br/wp-content/uploads/2017/03/Disserta%C3%A7%C3%A3o-Erica-Acioli-Canamary.pdf>>. Acessado no dia 05 de janeiro de 2019 às 15:00h.

CASTRO, C. N. A AGRICULTURA NO NORDESTE BRASILEIRO: OPORTUNIDADES E LIMITAÇÕES AO DESENVOLVIMENTO. Texto para discussão / **Instituto de Pesquisa Econômica Aplicada – IPEA**, Rio de Janeiro, ISSN 1415-4765, CDD 330.908, p.1-43, novembro de 2012. Disponível em: <http://repositorio.ipea.gov.br/bitstream/11058/1011/1/TD_1786.pdf>. Acessado no dia 10 de maio de 2021 às 13:00h.

CONDIÇÕES ATUAIS DO ENOS: FASE NEUTRA. **CPTEC/INPE**, 2021. Disponível em: <<http://enos.cptec.inpe.br/>>. Acessado em: 22/06/2021 às 15:00 h.

DANTAS NETO, José. (Org.). Uso eficiente da água: aspectos teóricos e práticos. Campina Grande, 2008.

DE NYS, E.; ENGLE, N.L.; MAGALHÃES, A.R. Secas no Brasil: política e gestão proativas. Brasília, DF: Centro de Gestão e Estudos Estratégicos- CGEE; Banco Mundial, 2016. 292 p.

Episódios frios e quentes por temporada. National Weather Service. Disponível em: <https://origin.cpc.ncep.noaa.gov/products/analysis_monitoring/ensostuff/ONI_v5.php>. Acessado no dia 09 de junho de 2021 às 11:00hrs.

ESTIMATIVAS DA POPULAÇÃO RESIDENTE NO BRASIL E UNIDADES DA FEDERAÇÃO COM DATA DE REFERÊNCIA EM 1º DE JULHO DE 2019, 2019. **IBGE. Diretoria de Pesquisas - DPE - Coordenação de População e Indicadores Sociais – COPIS**. Disponível em: <https://ftp.ibge.gov.br/Estimativas_de_Populacao/Estimativas_2019/estimativa_dou_2019.pdf>. Acessado no dia 08 de abril de 2021 às 15:00h.

FENÔMENO ENOS El Niño e La Niña. **FAEM/UFPEL AGROMETEOROLOGIA**. Disponível em: <<https://wp.ufpel.edu.br/agrometeorologia/informacoes/fenomeno-enos-2/>>. Acessado no dia 22 de novembro de 2018 às 13:00h.

FERREIRA, A. G.; MELLO, N. G. S. PRINCIPAIS SISTEMAS ATMOSFÉRICOS ATUANTES SOBRE A REGIÃO NORDESTE DO BRASIL E A INFLUÊNCIA DOS OCEANOS PACÍFICO E ATLÂNTICO NO CLIMA DA REGIÃO. **Revista Brasileira de Climatologia**, vol. 1, nº1, p. 15-28, dezembro de 2005. Disponível em: <<https://revistas.ufpr.br/revistaabclima/article/view/25215/16909>>. Acessado em: 17/06/2021 às 19:00 h.

GAN, M.A., KOUSKY, V.E., 1986: Vórtices ciclônicos da alta troposfera no oceano Atlântico Sul. **Revista Brasileira de Meteorologia**, 1, 19-28. Disponível em: <https://www.researchgate.net/publication/43653491_Vortices_ciclonicos_da_alta_troposfera>

_no_Oceano_Atlantico_Sul/link/56054a0c08ae8e08c08b7d22/download>. Acessado em: 22/04/2021 às 13:00 h.

HASTENRATH, S.; **Interannual variability and annual cycle: mechanisms of circulation and climate in the tropical Atlantic.** *Monthly Weather REVIEW*, v. 112, n. 6, p. 1097-1105, June 1985.

HASTENRATH, S.; WU, M.C.; CHU, P.S. **Towards the monitoring and prediction of Northeast Brazil droughts.** *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, v. 110, p. 411-425, 1984.

MARENGO, J. A.; TORRES, R. R.; ALVES, L. M. Drought in Northeast-past, present, and future. [S.D.], 09 de junho de 2016. In: **Springer**. Disponível em: <https://www.researchgate.net/publication/303889899_Drought_in_Northeast_Brazil-Past_present_and_future>. Acessado no dia 10 de novembro de 2018 às 10:00h.

MELO, J.C. **O fenômeno El Niño e as secas no Nordeste do Brasil.** Campina Grande-PB, [S.D.]. Disponível em: < http://revistas.ufcg.edu.br/raizes/artigos/Artigo_23.pdf > acessado no dia 2 de maio de 2018 às 09:26h.

MENDONÇA, F. **Climatologia: noções básicas e climas do Brasil** / Francisco Mendonça, Inês Moresco, Danni-Oliveira – São Paulo: Oficina de Textos, 2007.

MMA. Ministério do Meio Ambiente. Atlas de áreas susceptíveis a desertificação no Brasil. Santana, M.O. (Org.). Brasília: MMA, 2007. 134 p.

Monitor Climático/Boletim de Monitoramento Climático. **O fenômeno El Niño-Oscilação Sul: Teorias, Observações e Previsões.** FUNCEME, Fortaleza. 1997, v. 2, 31p.

MOURA, A. D.; SHUKLA, J. On the Dynamics of Droughts in Northeast Brazil: Observations, Theory and Numerical Experiments with a General Circulation Model. In: **Journal of the Atmospheric Sciences** . Janeiro de 1982. Disponível em: <https://www.researchgate.net/publication/4680953_On_the_Dynamics_of_Droughts_in_Northeast_Brazil_Observations_Theory_and_Numerical_Experiments_with_a_General_Circulation_Model>. Acessado no dia 15 de dezembro de 2018 às 12:00h.

NOBRE, P.; SHUKLA, J. Variations of sea surface temperature, wind stress, and rainfall over the tropical Atlantic and South America. *Journal of Climate*, v. 9, n.10, p. 2464 – 2479, Oct. 1996.

NASCIMENTO, S.S.; ALVES, J.J.A. ECOCLIMATOLOGIA DO MUNICÍPIO DE CABACEIRAS NA PARAÍBA –BRASIL. **Universidade Estadual da Paraíba-UEPB/PIBIC/GERN.** [S.D.], 16p. Disponível em: <http://www.geomorfologia.ufv.br/simposio/simposio/trabalhos/trabalhos_completos/eixo8/059.pdf>. Acessado no dia 28 de abril de 2021 às 15:00h.

NUGEO, Núcleo Geoambiental da Universidade Estadual do Maranhão, Laboratório de Meteorologia. Disponível em: <http://www.nugeo.uema.br/?page_id = 81>. Acesso em dezembro de 2020 às 20:00 h.

PEREIRA, L.S.; TAQUES, F.H. O DESENVOLVIMENTO ECONÔMICO NA REGIÃO NORDESTE DO BRASIL SOB A ÓTICA DAS MICROFINANÇAS. **Universidade Estadual de Santa Cruz – UESC**, Ilhéus – Bahia, 20p., outubro de 2014. Disponível em: <<http://www.uesc.br/eventos/ivsemeconomista/anais/gt7-6.pdf>>. Acessado no dia 15 de junho de 2021 às 14:00h.

PEREIRA, M. D.B.; MOURA, M. O.; LUCENA, D. B. ANÁLISE DA VARIABILIDADE PLUVIOMÉTRICA INTERANUAL DA ZONA DA MATA NORDESTINA E A IDENTIFICAÇÃO DE ANOS PADRÃO. **Revista Brasileira de Climatologia**, ISSN: 2237-8642. Ano 16 – Vol. 26, p.30-50, JAN/JUN 2020. Disponível em: <<https://revistas.ufpr.br/revistaabclima/article/view/61276/40266>>. Acessado no dia 10 de setembro de 2020 às 16:00h.

Princípios de Meteorologia e Meio Ambiente. Glossários. Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais/ Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos CPTEC/INPE, [s.d.]. Disponível em: <<https://www.cptec.inpe.br/glossario.shtml>>. Acessado no dia 12 de junho de 2021 às 13:00h.

REIS, J. G. **Desertificação no Nordeste**. Recife: SUDENE, 1988. 40p.

RODRIGUES, V. (Org). Avaliação do quadro da Desertificação no nordeste do Brasil: Diagnósticos e perspectivas. In: **Conferência Internacional sobre Impacto das Variações Climáticas e Desenvolvimento Sustentável em Regiões Semiáridas**. Fortaleza, 1992. Disponível em: <http://www.icid18.org/arquivos/volume8_pt.pdf>. Acesso em: 12 fev. 2010.

Saiba quais são as características da Caatinga. **Fundação Joaquim Nabuco**. Publicado: Sexta, 15 de março de 2019, 12h37. Disponível em: <<https://www.fundaj.gov.br/index.php/conselho-nacional-da-reserva-da-biosfera-da-caatinga/9193-saiba-quais-sao-as-caracteristicas-da-caatinga>>. Acessado no dia 9 de outubro de 2020 às 13:00h.

Semiárido Brasileiro. **Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística – IBGE**, 2018. Disponível em: <<https://www.ibge.gov.br/geociencias/cartas-e-mapas/mapas-regionais/15974-semiarido-brasileiro.html?edicao=24416&t=sobre>>. Acessado no dia 16 de junho de 2021 às 15:00h.

SILVA, A. k. O.; SILVA, H. P. B. O processo de desertificação e seus impactos sobre os recursos naturais e sociais no município de Cabrobó – Pernambuco – Brasil. PRACS: **Revista Eletrônica de Humanidades do Curso de Ciências Sociais da UNIFAP**. ISSN 1984-4352 Macapá, v. 8, n. 1, p. 203-215, jan.-jun. 2015. Disponível em: <<https://periodicos.unifap.br/index.php/pracs/article/download/1315/andrezzav8n1.pdf>>. Acessado em 06/05/2020 às 17:00 h.

Sistemas Atmosféricos Atuantes Sobre o Nordeste. **FUNCEME**, 2014. Disponível em: <<http://www.funceme.br/?p=967>>. Acessado em: 22/06/2021 às 10:00 h.

SOUZA, E. B.; KAYANO, M. T.; TOTA, J; PEZZI, L.; FISCH, G.; NOBRE, C. **On the influences of the El Niño, La Niña and Atlantic dipole pattern on the Amazonian rainfall during 1960-1998**. Acta Amazônica, v.30, n.2 p.305-318, 2000.

SOUZA, E. B. de; NOBRE, P. Uma revisão sobre o Padrão de Dipolo no Oceano Atlântico tropical. Revista Brasileira de Meteorologia, v. 13, n. 1, p. 31-44, 1998.

TRAVASSOS, I. S.; de SOUZA, B. I.; da SILVA, A. B. Secas, desertificação e políticas públicas no semiárido nordestino brasileiro. **Revista OKARA: Geografia em debate**, v.7, n.1, p. 147-164, 2013. ISSN: 1982-3878. João Pessoa, PB, DGEOC/CCEN/UFPB.

UVO, C. R. B.; BERNDTSSON, R., 1996. Regionalization and spatial properties of Ceará State Rainfall in Northeast Brazil. J. Geoph. Res., vol. 101, no. D2, 4221-4233.

UVO, C. R. B.; NOBRE, C. A. A Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) e a precipitação no norte do Nordeste do Brasil. **Parte I: a posição da ZCIT no Atlântico equatorial. Climanálise**, v. 4, n. 07, p. 34-40, 1989.

VASCONCELOS SOBRINHO, João. **Processos de desertificação no Nordeste**. Recife: SUDENE, 1983. 98 p.

VAREJÃO-SILVA, M. A., Meteorologia e Climatologia. PAX Gráfica e Editora Ltda, 2ª Edição, 532p.

VIANELLO, R. L., ALVES, A. R. **Meteorologia básica e aplicações**. Viçosa, MG, Universidade Federal de Viçosa, Imprensa universitária, 449p, 1991.

YAMAZAKI, Y. (1975). Tropical cloudiness over South Atlantic Ocean. J. Meteor. Soc. Japan, v. 55, p. 204-207.