FUNDAÇÃO UNIVERSIDADE FEDERAL DE RONDÔNIA
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOGRAFIA

EFEITOS DOS FENÔMENOS *EL NIÑO* E *LA NIÑA* NAS PRINCIPAIS VARIÁVEIS CLIMÁTICAS E NO CICLO BIOGEOQUÍMICO DO CARBONO E DA ÁGUA EM UMA ÁREA DE FLORESTA TROPICAL PRIMÁRIA: A RESERVA BIOLÓGICA DO JARU

FERNANDO LUIZ CARDOSO

PORTO VELHO
2021

FERNANDO LUIZ CARDOSO

EFEITOS DOS FENÔMENOS *EL NIÑO* E *LA NIÑA* NAS PRINCIPAIS VARIÁVEIS CLIMÁTICAS E NO CICLO BIOGEOQUÍMICO DO CARBONO E DA ÁGUA EM UMA ÁREA DE FLORESTA TROPICAL PRIMÁRIA: A RESERVA BIOLÓGICA DO JARU

Tese apresentada ao Programa de Pós-Graduação Doutorado em Geografia - PPGG como um dos requisitos para obtenção do título de Doutor em Geografia.

Linha de Pesquisa: Paisagem, Processos do Meio Físico e Gestão Ambiental - PMG.
Orientador: Prof. Dr. Dorisvalder Dias Nunes.

Porto Velho
2021

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação

Fundação Universidade Federal de Rondônia

Gerada automaticamente mediante informações fornecidas pelo(a) autor(a)

C268e Cardoso, Fernando Luiz.

Efeitos dos fenômenos El Niño e La Niña nas principais variáveis climáticas e no ciclo biogeoquímico do carbono e da água em uma área de floresta tropical primária: a Reserva Biológica do Jaru / Fernando Luiz Cardoso. -- Porto Velho, RO, 2021.

129 f. : il.

Orientador(a): Prof. Dr. Dorisvalder Dias Nunes

Tese (Doutorado em Geografia) - Fundação Universidade Federal de Rondônia

1.El Niño. 2.Floresta Amazônica. 3.Fluxo de Carbono. 4.Ciclo Hidrológico. 5.Clima. I. Nunes, Dorisvalder Dias. II. Título.

CDU 551.583(811.1)

Bibliotecário(a) Marcelo Garcia Cardoso CRB 11/1080

MINISTERIO DA EDUCAÇÃO
FUNDAÇÃO UNIVERSIDADE FEDERAL DE RONDÔNIA
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOGRAFIA

ATA DE REUNIÃO

ATA DE DEFESA DE TESE

FERNANDO LUIZ CARDOSO

A Banca de Defesa de Tese presidida pelo Orientador e Presidente **Prof. Dr. Dorisvalder Dias Nunes** e constituída pelos examinadores: **Prof. Dr. Carlos Alexandre Santos Querino** - Examinador Externo/Programa de Pós-graduação em Ciências Ambientais - PPGCA/Universidade Federal do Amazonas/UFAM, **Prof. Dr. Anderson Augusto Volpato Sccoti** – Examinador Externo/Departamento de Geociências da Universidade Federal de Santa Maria/UFSM, **Prof. Dr. Michel Watanabe** – Examinador Interno/Programa de Pós-Graduação em Geografia/PPGG/UNIR, **Prof. Dr. João Paulo Assis Gobo** – Examinador Interno/Programa de Pós-Graduação em Geografia/PPGG/UNIR, **Profa. Dra. Adriana Cristina da Silva Nunes** – Suplente/Programa de Pós-Graduação em Geografia/PPGG/UNIR e **Prof. Dr. Ricardo Gilson da Costa Silva** - Suplente/Programa de Pós-Graduação em Geografia/PPGG/UNIR, reuniram-se em 16 de junho de 2021, às 9h, por meio de Videoconferência - Google Meet: meet.google.com/wfu-wstj-vei, para avaliar a Tese intitulada: ***"OS EFEITOS DOS FENÔMENOS EL NIÑO E LA NIÑA NAS PRINCIPAIS VARIÁVEIS CLIMÁTICAS E NO CICLO BIOGEOQUÍMICO DO CARBONO E DA ÁGUA EM UMA ÁREA DE FLORESTA TROPICAL PRIMÁRIA, A RESERVA BIOLÓGICA DO JARU"*** do doutorando **FERNANDO LUIZ CARDOSO** - Matrícula 20171000945. Após a explanação do pós-graduando e arguição pela Banca Examinadora, a referida **TESE** foi avaliada e de acordo com as normas estabelecidas pelo Regimento do Programa de Pós-Graduação em Geografia foi considerada **APROVADA**. O Candidato terá o prazo de até 90 dias para fazer as correções sugeridas pela banca e entregar as cópias definitivas de sua tese, sob pena de invalidação, pelo Colegiado, do processo de Defesa, conforme preceitua o § 3º do artigo 83 do Regimento Interno do PPGG, uma vez que o curso só finaliza com a entrega da Tese revisada e a comprovação do cumprimento dos demais créditos, conforme Regimento Interno.

Porto Velho-RO, 16 de junho de 2021.

Prof. Dr. Dorisvalder Dias Nunes - Orientador / Presidente da Banca

Prof. Dr. Carlos Alexandre Santos Querino - Examinador Externo/PPGCA/UFAM

Prof. Dr. Anderson Augusto Volpato Sccoti - Examinador Externo/Dep. Geociências/UFSM

Prof. Dr. Michel Watanabe - Examinador Interno/PPGG/UNIR

Prof. Dr. João Paulo Assis Gobo - Examinador Interno/PPGG/UNIR

Documento assinado eletronicamente por **DORISVALDER DIAS NUNES**, **Docente**, em 01/07/2021, às 11:39, conforme horário oficial de Brasília, com fundamento no art. 6º, § 1º, do Decreto nº 8.539, de

8 de outubro de 2015.

Documento assinado eletronicamente por **JOAO PAULO ASSIS GOBO**, **Docente**, em 01/07/2021, às 11:44, conforme horário oficial de Brasília, com fundamento no art. 6º, § 1º, do Decreto nº 8.539, de 8 de outubro de 2015.

Documento assinado eletronicamente por **MICHEL WATANABE**, **Docente**, em 01/07/2021, às 12:10, conforme horário oficial de Brasília, com fundamento no art. 6º, § 1º, do Decreto nº 8.539, de 8 de outubro de 2015.

Documento assinado eletronicamente por **Carlos Alexandre Santos Querino**, **Usuário Externo**, em 28/07/2021, às 12:21, conforme horário oficial de Brasília, com fundamento no art. 6º, § 1º, do Decreto nº 8.539, de 8 de outubro de 2015.

Documento assinado eletronicamente por **Anderson Augusto Volpato Sccoti**, **Usuário Externo**, em 29/07/2021, às 07:18, conforme horário oficial de Brasília, com fundamento no art. 6º, § 1º, do Decreto nº 8.539, de 8 de outubro de 2015.

A autenticidade deste documento pode ser conferida no site http://sei.unir.br/sei/controlador_externo.php?acao=documento_conferir&id_orgao_acesso_externo=0, informando o código verificador **0706829** e o código CRC **4997FBFF**.

Referência: Processo nº 23118.006746/2021-48 SEI nº 0706829

AGRADECIMENTOS

À Minha esposa Marcia Rosa Uliana e à minha filha Maria Clara Rosa Uliana Cardoso meu maior patrimônio.

Ao meu Orientador, Prof. Dr. Dorisvalder Dias Nunes, o profissionalismo, conhecimento, dedicação e o gosto e compromisso com a Ciência.

Ao Professor da UFAM, Dr. Carlos Alexandre Santos Querino, as grandes contribuições para este trabalho.

Ao Prof. Dr. João Paulo Assis Gobo, as sugestões e críticas construtivas que, sem dúvidas, mudaram muito este trabalho para melhor.

Ao Prof. Dr. Michel Watanabe, as sugestões e disposição para ajudar.

Ao Professor da UFSM, Dr. Anderson Augusto Volpato Sccoti, a correção detalhada deste trabalho e as excelentes sugestões.

Aos meus pais, Margarida Maria Cardoso (*in memorian*) e João de Freitas Cardoso (*in memorian*, sendo meu pai levado pelo COVID-19, 23 dias antes da defesa deste trabalho), o exemplo e a boa educação que me deram.

Aos meus tios, Pedro Luiz Ferreira (*in memorian*) e Marieta da Conceição Ferreira (*in memorian*), o grande exemplo, as lições de vida e o apoio que sempre me deram.

A toda equipe (alunos e pesquisadores) do Laboratório de Geografia e Planejamento Ambiental – LABOGEOPA, os bons Colóquios e o espírito de cooperação entre todos.

RESUMO

O fenômeno natural e periódico *El Niño* é um aquecimento anormal das águas do Oceano Pacífico equatorial que provoca impactos em quase todo o planeta, assim como o seu simétrico, *La Niña*, que causa um resfriamento anormal destas mesmas águas. A Amazônia é afetada pelo *El Nino* com secas e pode ocorrer aumento de chuvas em outras partes do Brasil. Neste trabalho foi feito um estudo das alterações nas principais variáveis climáticas e nos fluxos de massa e energia (fluxos de calor latente, calor sensível e CO_2) provocados pelos fenômenos *El Niño* e *La Niña* na Reserva Biológica do Jaru em Rondônia. Esta reserva tem uma área de 353.163 hectares, fica a leste do Estado de Rondônia e é composta por vegetação nativa classificada como Floresta Ombrófila Aberta de terra firme, com uma altura média de 30 m e Índice de Área Foliar 5. Para o estudo foram usados dados medidos por sensores de uma torre micrometeorológica de 60 m de altura do Programa LBA (*Large Scale Biosphere-Atmosphere Experiment in Amazonia*), instalada no interior da Rebio Jaru. Não foi possível obter a série de dados de todas as variáveis no período abrangendo vários eventos de *La Niña* e *El Niño*, motivo pelo qual algumas variáveis foram estudadas com uma série menor. Em uma série de dados de 11 anos (1999 a 2010) foi encontrada, em média, no ciclo diário, uma ligeira queda na temperatura em eventos de *El Niño* em relação a *La Niña*, como também na radiação solar incidente. Usando uma série de dados menor de 1999 a 2004, foi encontrado um aumento na incidência de ondas longas em evento de *El Niño* em relação a *La Niña*, o que pode indicar um aumento de nuvens e pode explicar a redução da temperatura devido ao bloqueio da energia solar. Com esta série também foram encontrados em eventos de *El Niño*: uma redução da precipitação, da radiação fotossinteticamente ativa e da velocidade do vento, e um aumento na pressão e na evapotranspiração. Foram comparados um evento de *El Niño* extremo (2015) com um evento de *La Niña* extremo (2010) e, mesmo com a disponibilidade de dados de apenas poucos dias, foram encontrados aumentos na temperatura, na incidência de radiação solar e uma redução na precipitação em eventos de *El Niño* em relação a *La Niña*. Para os fluxos de massa e energia, com dados de 1999 a 2004, em períodos de *El Niño*, foram encontrados um aumento no fluxo de calor latente, uma diminuição no fluxo de calor sensível e uma menor taxa de fotossíntese (fluxos de CO_2).

Palavras-chave: *El Niño*, Floresta Amazônica, Fluxo de Carbono, Ciclo Hidrológico, Clima.

ABSTRACT

The natural and periodic phenomenon *El Niño* is an abnormal warming of the waters of the Equatorial Pacific Ocean that causes impacts on almost the entire planet, as well as its symmetrical phenomenon, *La Niña*, which causes an abnormal cooling of the same waters. Amazon is affected by *El Niño* with droughts, and other parts of Brazil have increased rainfall. In this work, a study was made of the alterations in the principal climatic variables and the mass and energy fluxes (latent heat fluxes, sensible heat, and CO_2) caused by the *El Niño* and *La Niña* phenomena in the Jaru Biological Reserve in Rondonia, Brazil. The reserve has an area of 353,163 hectares in the east of Rondonia and is composed of native vegetation classified as open *terra firme* Ombrophilous Forest, with an average height of 30 m and Foliar Area Index 5. The study used data measured by sensors of a 60 m high micrometeorological tower of the LBA Program (Large Scale Biosphere-Atmosphere Experiment in Amazonia) installed inside the Rebio Jaru. It was not possible to obtain the data series for all variables within several *La Niña* and *El Niño* events, which is why some variables were studied with a smaller series. Within an 11-year dataset (1999 to 2010) was found, on average and in the daily cycle, a slight drop in temperature in *El Niño* compared to La Niña, as well as in incident solar radiation. In a smaller dataset, from 1999 to 2004, an increase in the incidence of long waves in an *El Niño* event in relation to *La Niña* was found, which may indicate an increase in clouds and may explain the temperature reduction due to the blocking of the solar energy. This series also had in *El Niño* events: a reduction in precipitation, photosynthetically active radiation and wind speed, and an increase in pressure and evapotranspiration. An extreme *El Niño* event (2015) was compared to an extreme *La Niña* event (2010) and, even with the availability of data for only a few days, were observed temperature increases, the incidence of solar radiation, and a reduction in precipitation. For mass and energy fluxes, with data from 1999 to 2004, in El Niño periods, an increase in latent heat flux, a decrease in sensible heat flux, and a lower rate of photosynthesis (CO_2 fluxes) were found.

Keywords: El Niño, Amazon Forest, Carbon Flow, Hydrological Cycle, Climate.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1 – Ilustração de sistemas em equilíbrio, com feedback positivo e negativo..... 22
Figura 2 – As variações nos regimes de precipitação nas várias partes da Amazônia 25
Figura 3 – Diagrama de Hovmoller mostrando a precipitação mensal de 1951 a 2017 para o Sul da Amazônia (mm/mês)..... 26
Figura 4 – Evolução dos índices de desmatamento na Amazônia Legal no período de 1988 até 2020..... 28
Figura 5 – Fases do fenômeno El Niño (vermelho/positivo) e frio de La Niña (azul/negativo) de temperaturas anormais da superfície do mar no Oceano Pacífico Tropical Leste-Central 34
Figura 6 – Monções asiáticas de verão (esquerda) e de inverno (direita)..... 35
Figura 7 – Precipitação e temperatura da superfície do mar na Ilha de Cantão 36
Figura 8 – Vista esquemática da circulação atmosférica leste-oeste ao longo do plano longitude-altura sobre o Equador 38
Figura 9 – Séries temporais do Southern Oscillation Index (SOI) e pressão em Taiti e Darwin, 1997-2016..... 38
Figura 10 – Precipitação mensal em Fortaleza (3,7 0S, 38,5 0W) durante 1876-1880 39
Figura 11 – Alterações do fenômeno El Niño em diversas regiões do planeta, separando os períodos de dezembro-fevereiro (DJF) e durante junho-agosto (JJA) 41
Figura 12 – Alterações do fenômeno La Niña em diversas regiões do planeta, separando os períodos de dezembro-fevereiro (DJF) e junho-agosto (JJA)..... 42
Figura 13 – Circulação atmosférica em condições normais de El Niño e de La Niña 44
Figura 14 – Regiões de El Niño..... 45
Figura 15 – Desvios da TSM média para as duas características de El Niño: El Niño Canônico e Modoki 47
Figura 16 – Índice da Oscilação Sul nas diferentes regiões de monitoramento do El Niño entre 1980 e 1994 48
Figura 17 – Anomalias de chuva para eventos El Niño Canônico (superior) e El Niño Modoki (inferior)..... 48
Figura 18 – À esquerda, observam-se os eventos de El Niño onde, no eixo vertical, aparece a intensidade do evento, sendo M (moderado), S (forte) e VS (muito forte); do lado direito, observa-se a atividade solar 50
Figura 19 – Circulação geral da atmosfera..... 53
Figura 20 – O ciclo da água (superior) e as alterações de pressão na atmosfera (inferior) 59
Figura 21 – Modelo conceitual dos fluxos de precipitação e umidade em uma caixa de grade atmosférica de área S, numa região terrestre X..... 61
Figura 22 – Ciclo hidrológico global, em que os números representam milhares de km^3..... 67
Figura 23 – Distribuição da média anual de precipitação em função da latitude..... 68
Figura 24 – Balanço integrado de energia, radiação e hídrico 71
Figura 25 – Mapa da Rebio Jaru..... 73
Figura 26 – Desmatamento no interior da Rebio Jaru 74

Figura 27 – Mapa de localização da torre, ela ficou no ponto A em 1999 e a partir do início de 2004 no ponto B; na parte direita inferior uma foto aérea da torre 75
Figura 28 – Distribuição mensal da precipitação na Reserva Biológica do Jaru 76
Figura 29 – Localização dos sítios experimentais do LBA para as áreas de pastagem (esquerda) e floresta (direita) em Rondônia..... 77
Figura 30 – Índices de desmatamento para o Estado de Rondônia no período de 1988 até 2020 78
Figura 31 – Mapa do desmatamento no entorno da Rebio Jaru até 2020 78
Figura 32 – Vista da torre no interior do dossel da floresta e as placas fotovoltaicas que fornecem energia para as baterias que mantêm os instrumentos continuamente..... 79
Figura 33 – Caixa de instrumentação onde os dados são pré-processados, gravados e é feita a configuração e os ajustes nos sensores 80
Figura 34 – Radiômetros que medem a radiação solar incidente e refletida e a radiação de ondas longas vindas da atmosfera e emitidas pela Terra 81
Figura 35 – Pluviômetro, anemômetro e velocidade do vento 81
Figura 36 – Conjunto que mede o fluxo de carbono entre o ecossistema e a atmosfera, a evapotranspiração e o fluxo de calor sensível, formado por um anemômetro ultrassônico tridimensional (velocidade do vento em 3D) (a) e um analisador de gás (b) 82
Figura 37 – Correlação entre as médias mensais das variações da TSM na região de Niño 3.4 e as médias mensais da temperatura, na Rebio Jaru, entre os anos de 1999 e 2010, exceto o ano de 2003 em que não houve medidas 88
Figura 38 – Comparação entre a evolução das médias anuais da temperatura, na Rebio Jaru, entre os anos de 1999 e 2010, exceto o ano de 2003 em que não houve medidas..... 89
Figura 39 – Média diária e explosões solares..... 90
Figura 40 – Médias anuais da radiação solar incidente, na Rebio Jaru, entre os anos de 1999 e 2010, exceto o ano de 2003 em que não houve medidas..... 91
Figura 41 – Correlação entre as médias mensais entre a temperatura e a radiação solar incidente, na Rebio Jaru, entre os anos de 1999 e 2010, exceto o ano de 2003 em que não houve medidas..... 92
Figura 42 – Comparação entre a evolução das médias mensais da temperatura e radiação solar incidente, na Rebio Jaru, entre os anos de 1999 e 2010, exceto o ano de 2003 em que não houve medidas 93
Figura 43 – Ciclo diário da radiação solar incidente, ciclo diário da radiação de ondas longas emitida pela Terra e ciclo médio diário da temperatura 94
Figura 44 – Evolução diária da média da temperatura (superior) e radiação solar incidente (inferior)..... 95
Figura 45 – Evolução horária da temperatura na Rebio Jaru mostrando eventos de friagens em anos de El Niño, La Niña e em períodos neutros 97
Figura 46 – Evolução horária contínua das médias mensais de temperatura entre os anos de 1999 e 2010, exceto 2003 em que não houve medidas 98
Figura 47 – As nuvens se aquecem em função da energia que recebem do Sol e da Terra, e reemitem esta radiação em todas as direções, inclusive de volta para a terra 99
Figura 48 – Evolução da radiação de ondas longas incidente no ponto de observação na Rebio Jaru 100

Figura 49 – Ciclo diário da radiação PAR em eventos de El Niño e de La Niña com a média 101
Figura 50 – Comparação da precipitação entre os meses de junho e novembro 103
Figura 51 – Ciclo diário da pressão atmosférica no período entre o dia 01 de julho a 14 de novembro, comparando período de El Niño, La Niña e a média 104
Figura 52 – Ciclo médio diário da velocidade do vento no período entre o dia 01 de julho a 14 de novembro, comparando período de El Niño, La Niña e a média..... 106
Figura 53 – Rosa dos ventos com a velocidade e a direção do vento no período entre o dia 01 de julho a 14 de novembro, comparando período de El Niño, de La Niña e a média..... 106
Figura 54 – O vento Jato de Baixa Altitude Sul-americano (LLJ) atravessa a Amazônia de leste para oeste, desviando pelos Andes 108
Figura 55 – Ciclo médio diário da temperatura comparando um período de El Niño extremo com um evento de La Niña extremo..... 109
Figura 56 – Ciclo médio diário da radiação solar incidente comparando um período de El Niño extremo com um evento de La Niña extremo 110
Figura 57 – Soma da precipitação de um período de El Niño com um de La Niña 110
Figura 58 – Ciclo diário de calor latente no período entre o dia 01 de julho a 14 de novembro, comparando um período de El Niño, um de La Niña e a Média..... 112
Figura 59 – Ciclo diário do calor sensível no período entre o dia 01 de julho a 14 de novembro, comparando um período de El Niño, um de La Niña e um período neutro .. 113
Figura 60 – Ciclo do fluxo de CO2 no período entre o dia 01 de julho a 14 de novembro comparando um período de El Niño, um de La Niña e um período neutro..... 116

LISTA DE QUADROS

Quadro 1 – Dados do NOAA para evolução da variação de temperatura do meio do século XX até os dias atuais 32
Quadro 2 – Eventos de El Niño (escuro), La Niña (sombreado) e períodos normais (sem destaque) abrangendo o período de estudo 85
Quadro 3 – Médias mensais de temperatura na Rebio Jaru 87
Quadro 4 – Médias mensais Rebio Jaru de radiação solar incidente em W/m^2 89
Quadro 5 – Destaque dos extremos de La Niña e El Niño nos últimos anos..... 109

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 – Número de eventos de El Niño por século, separados em muito forte, forte e moderado..... 51
Tabela 2 – Relação dos instrumentos usados para as medidas das variáveis climáticas e suas alturas na torre..... 80
Tabela 3 – Relação dos instrumentos usados para as medidas de fluxos e suas alturas na torre 83
Tabela 4 – A soma da precipitação e da evapotranspiração e suas médias diárias (em mm), comparando um período de El Niño (2002), de La Niña (2000) e as médias, no período de 01 de junho ao dia 14 de novembro..... 102

LISTA DE SÍMBOLOS

AS	Superfície considerada
C_3	Sistema de fotossíntese
C_4	Sistema de fotossíntese
^0C	Temperatura Celsius
Cal	Caloria
D	Operador derivada
3D	Tridimensional
λE	Fluxo de calor latente/evapotranspiração (Wm^{-2})
E	Evapotranspiração
F_c	Fluxo de CO_2 ($molCO_2\ m^{-2}s^{-1}$)
g	Grama
G	Armazenamento de calor na vegetação e no solo
H	Fluxo de calor sensível (Wm^{-2})
K	Temperatura Kelvin
kg	Quilograma
km	Quilômetro
km^2	Quilômetro quadrado
L↓	Radiação de ondas longas incidente
L↑	Radiação de ondas longas emitida
L_v	Calor latente de evaporação
L_f	Calor latente de fusão
M	Armazenamento de energia na superfície pelo metabolismo ou absorção de energia pela fotossíntese
m^2	Metro quadrado
m^3	Metro cúbico
Mol	$6{,}02214076\times10^{23}$ moléculas
Nm	Nanômetro (10^{-9}) m
P	Precipitação
Q	Umidade específica (gg^{-1})
R	Coeficiente Pearson

q'	Flutuações da umidade específica (gg^{-1})
Rn	Saldo de radiação
S↓	Radiação solar de ondas curtas incidente
S↓dir	Radiação solar de ondas curtas incidente direta
S↓dif	Radiação solar de ondas curtas incidente difusa
S↑	Radiação solar de ondas curtas refletida
T'	Flutuações da temperatura (K) ($molCO_2\ m^{-3}$)
T	Temperatura do corpo (K)
V_i	Volume de água interceptada
u_*	Velocidade de atrito (ms^{-1})
u, v, w	Componentes da velocidade tridimensional do vento (ms^{-1})
u', v', w'	Flutuações nas componentes tridimensional do vento de u, v, w (ms^{-1})
W	Watt é a unidade de potência do Sistema Internacional
V_e	Volume de água escoada superficial e subterrânea
V_p	Volume de água percolada
V_i	Volume de água interceptada
ΔV	Variação da água armazenada no solo num período de tempo determinado
ρ_c'	Flutuações da densidade de CO_2 no ar ($molCO_2\ m^{-3}$)
μ	Micro (10^{-6})
q	Intensidade de ondas longas
ε	Coeficiente de emissividade de um corpo
σ	Constante de Stefan-Boltzmann ($5{,}67 \times 10^{-8}\ W.m^{-2}.\ K^{-4}$)
%	Por cento
Δ	Variação de uma grandeza
$\int$	Operador Integral
∂	Operador Derivada parcial
∇	Operador gradiente

LISTA DE SIGLAS

BoM	*Australian Bureau of Meteorology*
CP	*Central Pacific*
DJF	Dezembro-janeiro-fevereiro
DNA	Ácido Desoxirribonucleico
ENSO	*El Niño Southern Oscillation*
EP	*Eastern Pacific*
EUA	Estados Unidos da América
FORTRAN	*IBM Mathematical FORmula TRANslation System*
GEE	Gases de Efeito Estufa
Hz	Hertz é a unidade de medida derivada do SI para frequência, a qual é expressa em termos de ciclos por segundo
ICMBio	Instituto Chico Mendes de Conservação da Biodiversidade
IRGA	*InfraRed Gas Analyser*
JJA	Junho-julho-agosto
JMA	*Japan Meteorological Agency*
LBA	*Large Scale Biosphere-Atmosphere Experiment in Amazonia*
Mb	Milibar
MMA	Ministério do Meio Ambiente
NASA	*National Aeronautics and Space Administration*
NOAA	*National Oceanic and Atmospheric Administration*
ONI	*Oceanic Nino Index*
PAR	*Photosynthetically Active Radiation*
RB	Rebio
SEDAM	Secretaria de Estado do Desenvolvimento Ambiental
SLP	*Sea Level Pressure*
TD	Título Definitivo
TSM	Temperatura da Superfície do Mar
UK	*United Kingdom*
ZCIT	Zona Convergência Intertropical

LISTA DE EQUAÇÕES

Equação 1 Temperatura de uma parcela de ar

Equação 2 Temperatura de uma parcela de ar simplificada

Equação 3 Pressão Atmosférica em função da altura

Equação 4 Reciclagem de precipitação

Equação 5 Radiação Líquida

Equação 6 Balanço de energia

Equação 7 Balanço Hidrológico

Equação 8 Velocidade de atrito

Equação 9 Fluxo de calor Sensível

Equação 10 Fluxo de calor Latente

Equação 11 Fluxo de Gás Carbônico

Equação 12 Temperatura do corpo negro

Equação 13 Equação da Fotossíntese

Equação 14 Equação da Respiração

Equação 15 Equação de Claypeyron

SUMÁRIO

INTRODUÇÃO..... 19
HIPÓTESE..... 22
OBJETIVO GERAL..... 23
OBJETIVOS ESPECÍFICOS..... 23
CAPÍTULO 1 AMAZÔNIA E SUA IMPORTÂNCIA NO CONTEXTO REGIONAL E GLOBAL…… 24
CAPÍTULO 2 OS FENÔMENOS *EL NIÑO* E *LA NIÑA*..... 30
2.1 A DEFINIÇÃO DE *EL NIÑO* E *LA NIÑA*..... 31
2.2 ASPECTOS HISTÓRICOS SOBRE OS FENÔMENOS *EL NIÑO* E *LA NIÑA*..... 34
2.3 IMPACTOS DOS FENÔMENOS *EL NIÑO* E *LA NIÑA*..... 40
2.4 OS FENÔMENOS *EL NIÑO* E *LA NIÑA* E A CIRCULAÇÃO ATMOSFÉRICA .. 43
2.5 SUBDIVISÃO DAS REGIÕES DE *EL NIÑO*..... 44
2.6 O *EL NIÑO* CANÔNICO E O MODOKI..... 46
2.7 *EL NIÑO* E AS ATIVIDADES SOLARES..... 49
CAPÍTULO 3 A INTERAÇÃO BIOSFERA-ATMOSFERA..... 52
3.1 CIRCULAÇÃO ATMOSFÉRICA..... 52
3.2 AS PRINCIPAIS VARIÁVEIS CLIMÁTICAS..... 53
3.2.1 Temperatura..... 54
3.2.2 Precipitação..... 55
3.2.3 Pressão Atmosférica..... 56
3.2.4 Vento..... 57
3.2.5 Umidade..... 58
3.3 AQUECIMENTO SOLAR E MOVIMENTO ATMOSFÉRICO..... 58
3.4 EVAPOTRANSPIRAÇÃO..... 59
3.5 CONDUTÂNCIA ESTOMÁTICA..... 62
3.6 A FOTOSSÍNTESE..... 63
3.6.1 A Rota C_3..... 64
3.6.2 A Rota C_4..... 64
3.7 BALANÇO DE RADIAÇÃO..... 65
3.8 BALANÇO DE ENERGIA..... 66
3.9 BALANÇO HIDROLÓGICO..... 67

3.10 O CICLO BIOGEOQUÍMICO..... 68
3.10.1 O Ciclo biogeoquímico da Água..... 69
3.10.2 O Ciclo biogeoquímico do Carbono..... 69
3.11 AS LEIS DE CONSERVAÇÃO..... 70
CAPÍTULO 4 MATERIAL E MÉTODOS..... 72
4.1 ÁREA DO ESTUDO – A RESERVA BIOLÓGICA DO JARU..... 72
4.2 INSTRUMENTAÇÃO E BASE DE DADOS DO SÍTIO EXPERIMENTAL DA REBIO JARU..... 79
CAPÍTULO 5 RESULTADOS E DISCUSSÕES..... 85
5.1 A EVOLUÇÃO NAS MÉDIAS MENSAIS DE TEMPERATURA E RADIAÇÃO SOLAR INCIDENTE..... 85
5.2 CICLO DIÁRIO DA TEMPERATURA DE RADIAÇÃO SOLAR INCIDENTE.... 94
5.3 FRIAGENS..... 96
5.4 A RADIAÇÃO DE ONDAS LONGAS INCIDENTE..... 98
5.5 A RADIAÇÃO SOLAR FOTOSSINTETICAMENTE ATIVA..... 101
5.6 PRECIPITAÇÃO E EVAPOTRANSPIRAÇÃO..... 102
5.7 A PRESSÃO ATMOSFÉRICA..... 104
5.8 VELOCIDADE E DIREÇÃO DO VENTO..... 105
5.9 COMPARAÇÃO ENTRE EXTREMOS DE *LA NIÑA* E *EL NIÑO*..... 108
5.10 FLUXOS DE MASSA E ENERGIA..... 111
5.10.1 Fluxo de Calor Latente..... 111
5.10.2 Fluxo de Calor Sensível..... 113
5.10.3 Fluxo de Carbono..... 114
CONSIDERAÇÕES FINAIS..... 118
REFERÊNCIAS..... 121

INTRODUÇÃO

A Geografia é uma área do conhecimento muito ampla e uma das mais antigas, estudando temas relacionados ao meio natural e à sociedade. Assim, a Geografia pode ser dividida em duas grandes áreas: a Geografia Física, que estuda o meio natural, e a Geografia Humana, que estuda os temas relacionados à sociedade.

A Geografia Física se ocupa dos padrões espaciais de tempo e clima, solos, vegetação, animais, água (em todas as suas formas) e relevo; ela examina ainda as inter-relações destes fenômenos com as atividades humanas. As formas de enfrentar muitos dos desafios do mundo são sustentadas por uma compreensão da geografia física, por exemplo: toda vez que ocorre um grande desastre, como incêndio, terremoto, erupção vulcânica, inundação, seca, deslizamento de terra ou tempestade tropical, isto só pode ser entendido através da compreensão integrada das interações terra-oceano-atmosfera-humanos.

Muitas vezes, o que parece ser um desastre natural (como um grande evento de inundação) foi impactado pela atividade humana (por exemplo, desmatamento de encostas nas partes superiores das bacias hidrográficas), piorando o evento (HOLDEN, 2011). Assim, conhecer bem as mudanças que ocorrem na superfície da Terra, sejam naturais ou antrópicas, e seus impactos é de importância para se adaptar a estas mudanças e mitigar seus efeitos com vistas a minimizar os danos à sociedade e também para auxiliar na formulação de políticas públicas.

Sabemos que sempre existiram mudanças na superfície terrestre e sempre existirão, afetando todos os seres vivos. Mas durante as últimas décadas, o mundo passou por rápidas e incomuns mudanças resultantes de ações humanas, prejudicando a cobertura vegetal, a fauna, a flora, o ciclo hidrológico e o balanço de energia e radiação, o que poderá trazer sérios problemas para a humanidade a curto, médio e longo prazos. Estas mudanças não ocorreram apenas nas concentrações de gases de efeito estufa, mas também na natureza da superfície terrestre, nas concentrações de partículas de aerosóis na atmosfera e de ozônio (LONGOBARDI *et al.*, 2016; MARENGO *et al.*, 2018; MYHRE *et al.*, 2013).

A Bacia Amazônica é um componente-chave do sistema climático local e global, e pode ser muito sensível a todas estas mudanças, tais como desmatamento, aumento da pecuária e da agricultura (que estão ocorrendo em um intervalo de tempo muito curto), alterações no ciclo hidrológico e nos balanços de energia e radiação. Ainda que um completo entendimento da variabilidade climática da Amazônia ainda não ocorreu em razão da ausência de dados históricos, um dos seus aspectos climáticos mais notáveis é a ocorrência de secas,

caracterizadas por um longo período de chuvas abaixo do normal, cuja frequência e intensidade têm previsão de aumentar para um clima mais quente (JENKINS; BAKER; GUILDERSON, 2010). Geograficamente, a Bacia Amazônica está distribuída por sete países (Brasil, Peru, Bolívia, Colômbia, Equador, Venezuela e Guiana), e a maior parte (69,1%) está localizada em território brasileiro; Peru e Bolívia abrigam (cada um) 11% da bacia e os demais respondem pelo restante (BORMA, 2010).

A Amazônia tem uma grande importância no clima, tanto em um contexto regional como global, pois, ela exerce uma forte influência no ciclo hidrológico em larga escala e no fluxo de calor para a atmosfera. Além disso, possui um grande estoque de carbono e mantém uma imensa diversidade de animais, de espécies vegetais e de insetos.

A Amazônia é fortemente impactada, com fortes secas ou com o aumento da precipitação, por dois fenômenos naturais, *El Niño* e *La Niña*, que provocam grande variação na temperatura em um intervalo relativamente curto, em vários pontos da Terra e, em particular, na região Amazônica. Por outro lado, uma das principais características do clima no planeta Terra é sua forte variabilidade natural em uma ampla gama de escalas de tempo, que pode variar de meses a milhares de anos. A variabilidade climática pode ser gerada, por um lado, internamente, através de interações dentro e entre os diferentes subsistemas climáticos (atmosfera, vulcões, oceano, terra, gelo marinho, glaciações, ciclos biogeoquímicos). O sistema climático também pode ser forçado externamente, como por exemplo, as mudanças nos parâmetros orbitais da Terra e do Sol, e ocasionar fenômenos como as glaciações.

Assim, entender como é a resposta da floresta a esta variação de temperatura entre os fenômenos *El Niño* e *La Niña* tem a potencialidade de inferir quais são as possíveis principais variáveis climáticas. É sabido que o clima, a flora, a fauna e o relevo da região Amazônica nem sempre foram da mesma forma como é conhecida atualmente e está em constante mudança. Nos períodos glaciais houve, nos polos, uma grande camada de gelo que se estendeu para o Equador, afetando o albedo da Terra e influenciando fortemente o balanço de radiação e de energia. Com isto, a Amazônia pode ter ficado 6 ºC mais fria, o nível do mar ter ficado 120 m abaixo do nível atual e a precipitação reduzida entre 30 e 50%. Então, provavelmente, estas grandes variações na Amazônia podem ter ocasionado significativas alterações na sua cobertura vegetal, no ciclo hidrológico e, consequentemente, na dinâmica das espécies que nela habitam (HAFFER; PRANCE, 2002).

Em um sistema complexo e todo interligado como a Amazônia, uma pequena perturbação em qualquer elemento do conjunto pode provocar uma reação em cadeia e causar grandes transformações espaciais e temporais (COE, 2013; RUNYAN, 2012; STAAL, 2020). Um bom exemplo disto é o sistema de funcionamento dos estômatos das folhas das plantas, responsáveis (entre outras coisas) pelas trocas de água, CO_2 e pela regulação da temperatura na superfície foliar. Eles são pequenas aberturas na superfície das folhas que otimizam, simultaneamente, a transpiração, a entrada de CO_2 e a temperatura na superfície da folha através de um mecanismo de abertura e de fechamento chamado de condutância estomática. A condutância estomática, num determinado instante, é resultante de interações complexas e não lineares entre vários fatores, como intensidade da luz, temperatura das folhas, déficit de pressão de vapor de água, concentração de CO_2 e *status* da água do solo e nas folhas (MENCUCCINI *et al*., 2004).

Caso aconteça uma pequena perturbação em sistemas complexos, como no caso mencionado acima (dos estômatos), esta pode trazer mudanças imprevisíveis, com *feedbacks* positivos ou negativos no sistema. O *feedback* positivo ocorre quando os efeitos de uma alteração original são amplificados ou acelerados para produzir um efeito maior, causando um desequilíbrio no sistema; em contraste, o *feedback* negativo ocorre quando os efeitos de uma alteração inicial são "amortecidos" por modificações subsequentes, e como resultado o sistema volta à sua condição original (NASA, 2021). Ainda temos o caso de sistemas que não sofrem influências de uma pequena perturbação, como mostrado na Figura 1. Por exemplo, um *feedback* positivo ocorre quando o gelo do mar derrete durante a primavera polar; à medida que as temperaturas do oceano e do ar aumentam, o gelo do mar começa a derreter com o resultado de que a superfície branca brilhante, altamente refletora do gelo, é progressivamente substituída por águas abertas, de cor mais escura e com menor refletividade (albedo).

Esta baixa refletividade tem o efeito indireto de aumentar a quantidade de radiação solar que é absorvida na superfície, o que (por sua vez) eleva ainda mais as temperaturas do oceano e do ar, levando ao derretimento mais rápido do gelo marinho restante. Assim, quanto mais rápido o gelo derrete, mais rápido irá derreter. No caso da Amazônia, talvez possa acontecer algo parecido com uma pequena variação na temperatura ou na concentração de CO_2, e trazer um *feedback* positivo de implicações imprevisíveis.

Figura 1 – Ilustração de sistemas em equilíbrio, com feedback positivo e negativo

Sistema em equilíbrio *Feedback* positivo *Feedback* negativo

Fonte: Autoria própria.

Evidências experimentais sugerem que a condutância estomática pode diminuir até 30-40% se a concentração de CO_2 dobrar, uma vez que as plantas tendem a reduzir a abertura e a manter um equilíbrio ideal entre a perda de água e a absorção de CO_2 (GERTEN *et al.*, 2004). Cabe destacar ainda que uma pequena variação na transpiração das plantas afeta o balanço hidrológico que influencia o balanço de energia e pode trazer desequilíbrios imprevisíveis no ecossistema.

Em um período de mudanças climáticas ocorrendo simultaneamente com oscilações climáticas naturais, como *El Niño* e *La Niña*, é importante desvendar os processos físicos, químicos e biológicos que são responsáveis pelo funcionamento da Floresta Amazônica na interface floresta-clima, passando pelos processos físicos, químicos e biológicos.

A Reserva Biológica do Jaru (local deste estudo) é uma área de floresta tropical úmida, existindo em seu interior, há duas décadas, um sítio experimental que monitora as principais variáveis climáticas. Com a ocorrência de episódios de *El Niño* e *La Niña* intercalados com períodos neutros (sem nenhum dos dois fenômenos), é possível que aconteçam também alterações da temperatura na região e, com isso, alterações nos processos físicos, químicos e biológicos.

HIPÓTESE

Este trabalho tem como hipótese que o ecossistema da Reserva Biológica do Jaru sofre influências dos fenômenos naturais *El Niño* e *La Niña*, com possíveis alterações nas principais variáveis climáticas e nos fluxos de massa e energia (fluxos de calor sensível, latente e de gás carbônico), afetando variáveis do balanço hidrológico, balanço de radiação e balanço de carbono.

OBJETIVO GERAL

Este estudo em pauta tem como objetivo geral estudar os impactos dos eventos de *El Niño* e *La Niña* nos processos físicos, químicos e biológicos na Reserva Biológica do Jaru.

OBJETIVOS ESPECÍFICOS

Tendo em vista atingir o objetivo geral, elencamos os seguintes objetivos específicos:

a) analisar o comportamento das principais variáveis climáticas, como temperatura, precipitação, velocidade e direção do vento, pressão atmosférica e umidade;

b) estudar os efeitos nas componentes de radiação, como radiação de ondas longas, radiação fotossinteticamente ativa e radiação solar incidente, comparando períodos de *El Niño* e *La Niña*;

c) analisar se há alterações nos principais componentes do balanço hídrico, como a precipitação e a evapotranspiração; e

d) verificar se há alterações entre as trocas líquidas de carbono (fotossíntese) entre o ecossistema e a atmosfera.

CAPÍTULO 1 — AMAZÔNIA E SUA IMPORTÂNCIA NO CONTEXTO REGIONAL E GLOBAL

A região onde foram feitas as medições deste trabalho é uma área extensa de floresta primária totalmente preservada, onde a vegetação é classificada como floresta de terra firme, e se localiza no Estado de Rondônia em plena Floresta Amazônica. Embora a Amazônia tenha diversos tipos de vegetação, tais como várzeas ou igapós e campinas ou campinaranas, cerca de 65% da Floresta Amazônica são formados por florestas de terra firma (SALGADO; SANTOS; PAISANI, 2019; SILVA *et al.*, 2016) semelhante à vegetação da área de estudo. Assim, a área de estudo tem uma boa representatividade da Floresta Amazônica.

Estas florestas de terra firme ocupam cerca de 5.473.000 km^2 na América do Sul (3.483.000 km^2 no Brasil) e cobrem relevos planos e ondulados, bem como áreas não sujeitas a alagamento com até aproximadamente 400 m de altitude. Acima desta altitude, as florestas tornam-se gradualmente mais baixas e menos diversas, apresentando transições para outras formações. Normalmente elas cobrem Ferralsolos e Acrisolos de baixa fertilidade, desenvolvidos a partir do intemperismo de sedimentos de rochas ou sedimentos argilosos (SALGADO; SANTOS; PAISANI, 2019).

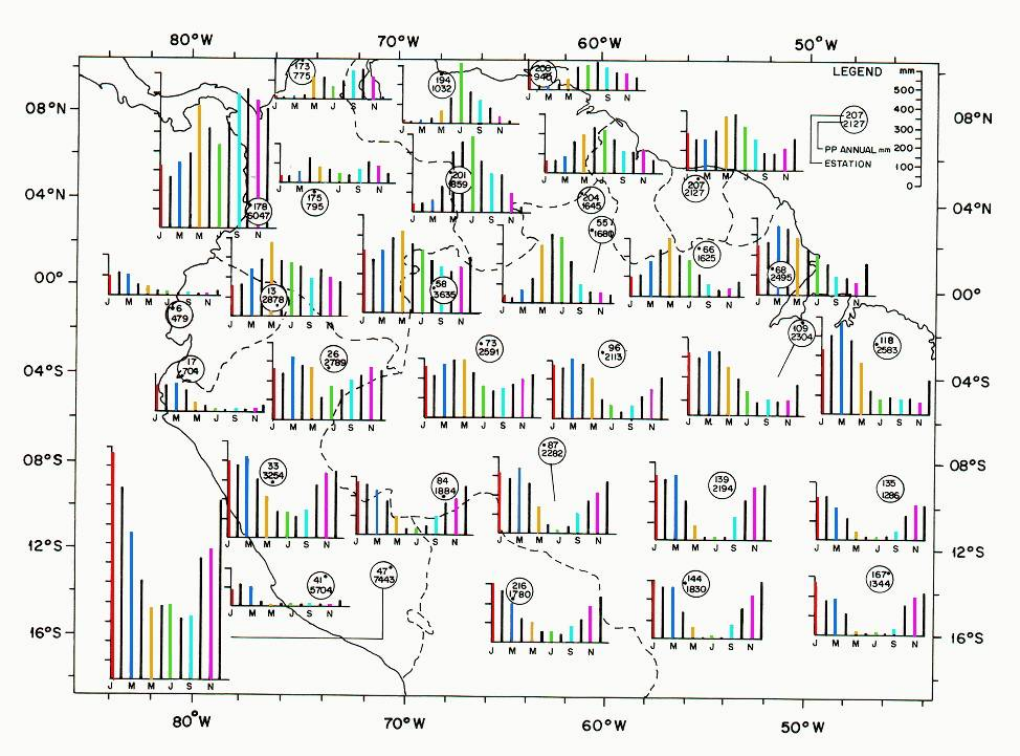
A Bacia Amazônica tem uma grande importância no contexto regional e global e, embora a floresta já tenha sido colocada erroneamente como pulmão do mundo ou como o ar condicionado do mundo, o que a Amazônia realmente representa é uma importante fonte de calor para a atmosfera (DIAS *et al.*, 2002; NOBRE *et al.*, 2016) pela sua abundante precipitação de cerca de 2.200 mm/a, gerando um estimado em 210.000 m^3/s a 220.000 m^3/s de descarga do rio Amazonas, ou seja, em média representa cerca de 15% da entrada de água doce nos oceanos. O rio Amazonas exibe variabilidade climática interanual e de longo prazo devido a variações da chuva e isto se traduz em grandes alterações na descarga a jusante. Os ecossistemas da Amazônia hospedam cerca de 10-15% da biodiversidade terrestre e armazenam cerca de 150 bilhões a 200 bilhões de toneladas de carbono (MARENGO *et al.*, 2018).

No aspecto biogeográfico, a Amazônia é a região do mundo que apresenta o maior número de espaços ecológicos representativos, dispostos desde as vertentes cisandinas até as intermináveis colinas e tabuleiros florestados, grandes planícies aluviais e serranias intra-amazônicas de Roraima Ocidental e dos Carajás (AB'SABER, 2002). A Amazônia também é um dos mais importantes ecossistemas do planeta, e sua biodiversidade e sua importância no equilíbrio do planeta estão sendo cada vez mais discutidas. Além disto, é a maior bacia

hidrográfica do mundo, com cerca de 6 milhões de quilômetros quadrados (JÉZÉQUEL *et al.*, 2020) e influi nos ciclos biogeoquímicos e hidrológicos, com interações no clima do mundo inteiro.

Sendo uma floresta equatorial de clima quente e úmido, a Floresta Amazônica possui uma alta pluviosidade (valores médios de precipitação anual entre 2.000 e 2.200 mm) (FISCH; VENDRAME; HANAOKA, 2007). A precipitação na bacia amazônica apresenta uma grande alteração espacial e varia de menos 1.600 por ano na região Sudeste a mais de 2.800 mm por ano na região Noroeste. A Figura 2 mostra o comportamento da precipitação em vários pontos da região, contendo significativas variações espaciais.

Figura 2 – As variações nos regimes de precipitação nas várias partes da Amazônia

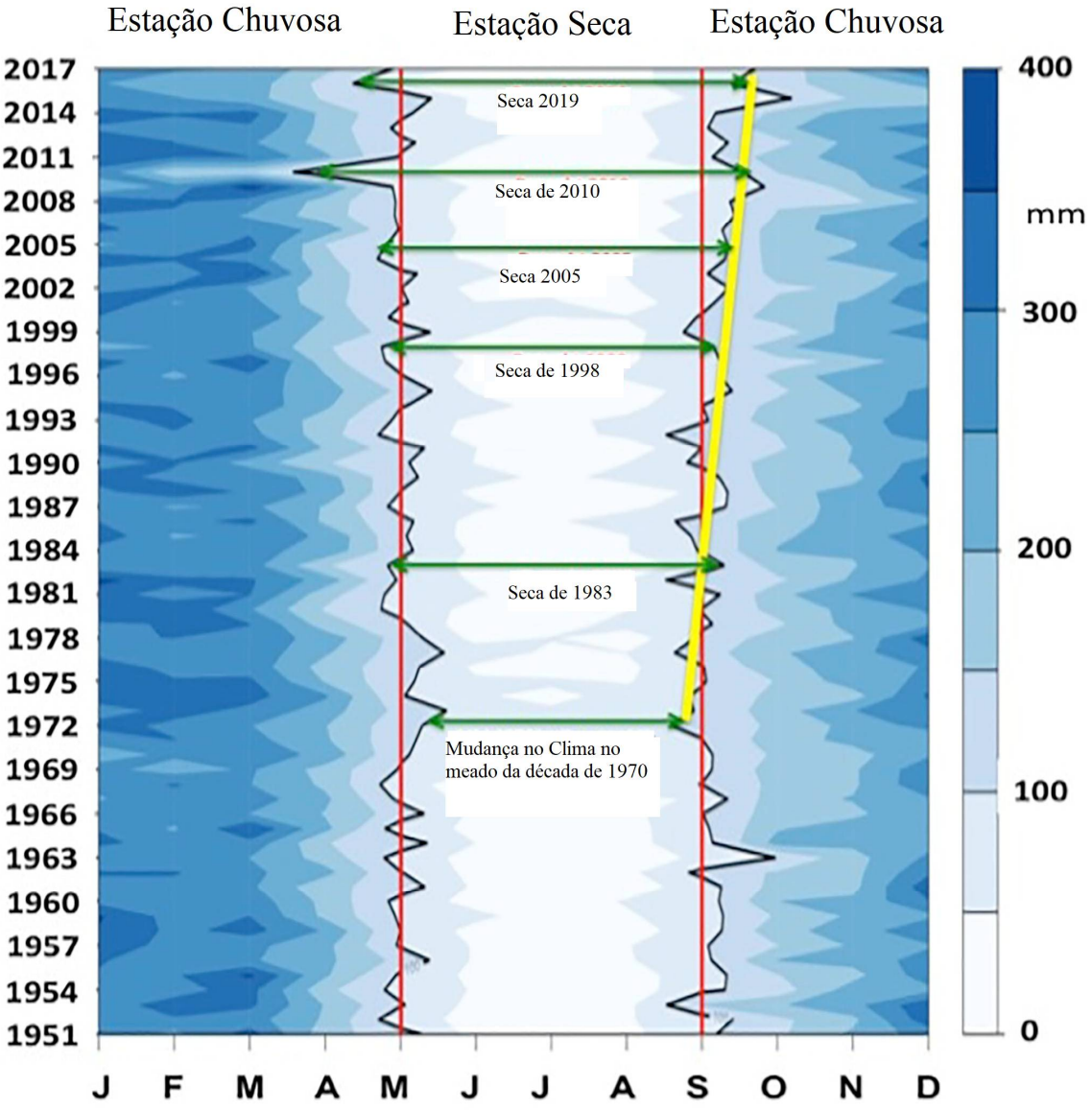


Fonte: Fisch, Marengo e Nobre (1998).

Considerando que a bacia noroeste recebe chuvas relativamente constantes em todo o ano, a precipitação na bacia sudeste é fortemente sazonal, com pico de chuvas ocorrendo em janeiro e uma longa estação seca concentrada no mês de julho. A mais baixa precipitação média anual e a estação seca mais longa (4-5 meses com menos de 100 mm por ano de precipitação), típicas das porções sul e sudeste da Bacia, estão associadas a mudanças sazonais na posição da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) (NAGY *et al.*, 2016).

Além da variação espacial, a Amazônia também apresenta variações temporais na precipitação em diversas escalas de tempo, provocadas por fenômenos naturais e por atividades antrópicas. A Figura 3 mostra o aumento da estação seca no Sul da Amazônia nas últimas cinco décadas.

Figura 3 – Diagrama de Hovmoller mostrando a precipitação mensal de 1951 a 2017 para o Sul da Amazônia (mm/mês)



Nota: A isoieta de 100 mm/mês é um indicador de meses secos na região. Os anos de seca são indicados com linhas verdes. As linhas vermelhas mostram o início e o fim médios da estação chuvosa. A linha amarela mostra a tendência para uma estação seca mais longa, a partir de meados dos anos de 1970.
Fonte: Marengo (2018).

Nos anos de seca de 2005, 2010 e 2016, bem como nas secas anteriores, a estação das chuvas começou tarde e/ou as temporadas secas duraram mais. Uma estação seca mais longa

e, portanto, o início tardio do período chuvoso, pode ter impactos diretos sobre o risco de incêndio e sobre a hidrologia da região, potencializando a vulnerabilidade regional à seca. Estas modificações no regime de precipitação podem ser provocadas por fatores de escalas global e regional, como o desmatamento na região que, coincidentemente, foi intensificado a partir dos anos 1970.

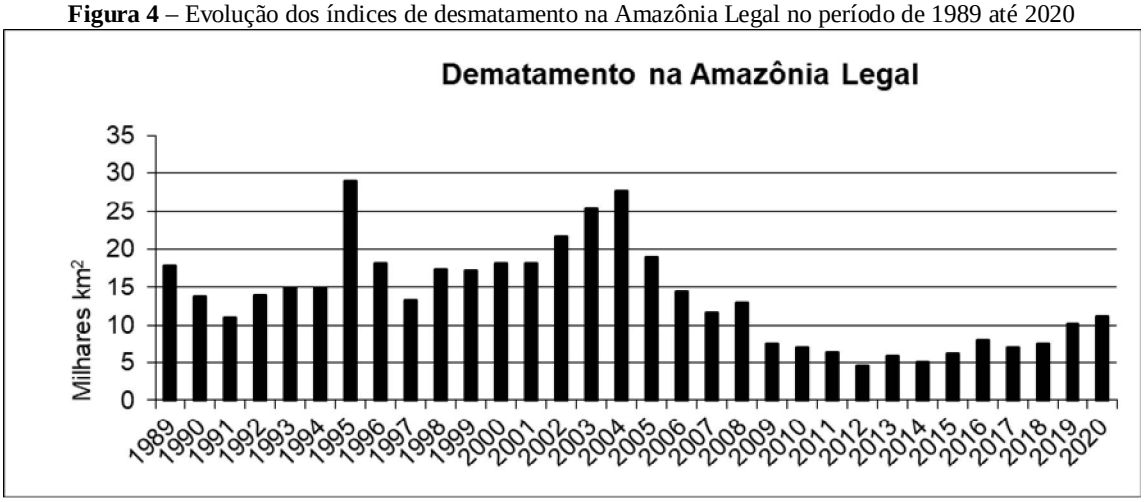
A pressão humana em grande escala sobre os recursos da Amazônia tem sido um fator de devastação ambiental. No período 2003-2004, aproximadamente 80% do desmatamento na Amazônia Legal ocorreu em cerca de 50 municípios dos estados de Mato Grosso, Pará e Rondônia — em alguns destes municípios, a área desmatada atingiu 80-100% de sua área total. No Estado do Pará, o caso mais grave de esgotamento florestal ocorreu em municípios localizados nas regiões Leste e Sudoeste, onde — além de terem grande parte de sua área desmatada — ocorreu um novo avanço do desmatamento fora do Arco, em direção ao Oeste, principalmente ao longo dos eixos da Rodovia Transamazônica (BR-230) e da Rodovia Cuiabá-Santarém (BR-163) (VIERA, 2008).

A ocupação intensa da Amazônia começou no início da década de 1970. Embora áreas extensas ainda permaneçam intactas, a taxa de perda da floresta é dramática, em especial no “arco do desmatamento”, dentro dos limites definidos pelo sudoeste do Estado do Maranhão, norte do Tocantins, sul do Pará, norte do Mato Grosso, todo o Estado de Rondônia, ao sul do Amazonas e ao sudeste do Acre. Desta forma, a perda da biodiversidade e os impactos climáticos são as maiores preocupações. A vastidão das florestas remanescentes significa que os impactos potenciais do desmatamento de modo contínuo são muito mais importantes que os já severos impactos que ocorreram até hoje (FEARNSIDE, 2005).

A Figura 4 mostra uma evolução do desmatamento na Amazônia no período de 1988 até 2020, e os incentivos fiscais foram um forte condutor do desmatamento nas décadas de 1970 e 1980. E embora um decreto em 1991 tenha suspendido novos incentivos, os antigos continuavam, ao contrário da impressão sustentada por afirmações de autoridades do governo de que tudo acabou. Outros incentivos, como o crédito subsidiado pelo governo com taxas bem abaixo da inflação, tornaram-se muito mais escassos depois de 1984.

Antes do Plano Real em 1994, a hiperinflação dominou a economia do Brasil durante décadas. A terra era muito valorizada e os preços atingiam níveis mais altos do que poderiam ser justificados, como um insumo para a produção agropecuária. A retirada das florestas possibilitava reivindicações pela terra, e o desmatamento para a formação de pastagens era o mais barato e mais efetivo neste sentido, embora seja questionável até onde esta atividade era usada como especulação de terra (FEARNSIDE, 2005).

Figura 4 – Evolução dos índices de desmatamento na Amazônia Legal no período de 1989 até 2020



Fonte: Organizado pelo autor com dados do INPE (2021).

O pico de desmatamento ocorrido no ano 1995 foi, provavelmente, um reflexo da recuperação econômica do Plano Real. As reformas aumentaram a disponibilidade de capital e as eleições municipais em 1994 resultaram no aumento do crédito agrícola. Este aumento de capital para os fazendeiros foi muito mais efetivo em incentivar o desmatamento do que as mudanças econômicas que influenciaram o valor dos bens duráveis, como a terra. A queda posterior nos índices de desmatamento, entre 1996 e 1997, foi uma consequência lógica do Plano Real ter cortado, de forma brusca, o índice da inflação.

Os preços da terra atingiram o pico em 1995 e caíram quase 50% no final de 1997. Estes preços em queda fizeram da especulação um negócio não-atrativo. Cochrane *et al.* (1999) acreditam que este pico de desmatamento foi, na verdade, devido a incêndios acidentais após a seca relacionada ao *El Niño* de 1992-1993. Em seguida, os índices de desmatamento subiram para 17-18 x 10 km^2 por ano, permanecendo constantes pelos quatro anos seguintes, e deram um salto em 2002 para um novo patamar: 23 x 10^3 km^2 por ano. A associação das maiores variações na taxa de desmatamento com os fatores macroeconômicos, tais como a disponibilidade de capital e o índice de inflação, é uma indicação de que a maior parte deste desmatamento é realizado mais por aqueles que investem em fazendas médias e grandes de criação de gado, que por pequenos fazendeiros que usam a força de trabalho (FEARNSIDE, 2005).

A construção da Rodovia Belém-Brasília (BR-010) em 1960, sua melhoria para o tráfego durante todo o ano de 1967 e sua pavimentação em 1974 foram marcos importantes na criação do maior núcleo de desmatamento da Amazônia. Este núcleo, portanto, foi responsável pelo desmatamento no sul do Pará e no norte de Mato Grosso (FEARNSIDE,

1989). A construção da Rodovia Cuiabá-Porto Velho (BR-364, antiga BR-029) em 1967 iniciou outro foco de desmatamento e sua pavimentação em 1984, com financiamento do Banco Mundial, permitiu uma onda de colonização no oeste da Amazônia; já a pavimentação da BR-364 de Porto Velho (Rondônia) a Rio Branco (Acre) teve início em 1986 (FEARNSIDE, 1989).

A migração para a Amazônia causou uma taxa de crescimento populacional muito acima da média nacional. A população da região Norte do Brasil cresceu 4,9% ao ano, entre 1970 e 1980, em comparação com 2,5% ao ano no Brasil como um todo, e de 14,9% em Rondônia, onde a área desmatada aumentou a uma taxa de 37% ao ano, entre 1975 e 1980 (FEARNSIDE, 1989).

Assim, temos uma visão da importância da Amazônia e da pressão que ela vem sofrendo por seus recursos naturais, pela necessidade de abrir novas áreas para a agricultura e a pecuária, mostrando a necessidade de a Amazônia ser estudada e preservada e também de conhecer, em detalhes, as consequências do seu desmatamento.

CAPÍTULO 2 — OS FENÔMENOS EL NIÑO E LA NIÑA

Embora a Terra seja chamada de “planeta azul”, muitas vezes não conseguimos apreciar as implicações do fato de que três quartos de sua superfície são cobertos por água. Os enormes corpos de água são, em grande parte, responsáveis por fornecer à atmosfera umidade: 419.000 quilômetros cúbicos de água se evaporam anualmente dos oceanos, dos quais 106.000 quilômetros cúbicos caem nos continentes como chuva ou neve (CAVIEDES, 2001).

Os oceanos também são as principais áreas de armazenamento de dióxido de carbono, o composto químico mais importante para a manutenção de uma temperatura atmosférica equilibrada (OMETTO, 2005). Dado que um quarto de água fornecida pelos oceanos cai em superfícies continentais, onde alimenta rios, lagos, campos de neve, massas de gelo e vegetação, os quais permitem a existência de assentamentos humanos e o cultivo de campos, podemos apreciar a importância dos oceanos para a nossa sobrevivência.

Além disto, os oceanos têm a capacidade física de capturar a radiação solar e convertê-la em energia térmica, que é distribuída por todo o globo. Logo, os oceanos desempenham um papel crucial como principais fornecedores de umidade e reguladores da nossa temperatura global, desta forma, as superfícies oceânicas quentes transferem mais umidade e calor na atmosfera do que as superfícies oceânicas frias (WILD, 2014).

As massas de água não só são mais lentas do que as massas continentais para absorver a energia do Sol, como também são mais lentas para liberá-la, fazendo com que os oceanos tenham uma “longa memória térmica” e as massas continentais tenham uma “memória térmica curta”, decorrente de uma propriedade física dos dois corpos que é o Calor Específico. Calor Específico, então, é a quantidade de calor necessária para que cada grama de uma substância sofra uma variação de temperatura correspondente a 1 ºC (HALILIDAY; RESNICK, 2009). Como o Calor Específico da água é de 1 cal/g.ºC e o da rocha é de cerca de 0,2 cal/g.ºC, isto quer dizer que um grama de água precisa de 5 vezes (aproximadamente) mais calor que um grama de rocha para sofrer o aumento de 1 ºC, bem como para resfriar.

De todos os oceanos da Terra, o Oceano Pacífico é o gigante incontestado, representando três quintos de todas as massas de água. Este fato explica, por si só, a influência dominante do Pacífico sobre as massas continentais que cercam a América do Norte, a Ásia, a Austrália e a América do Sul – e sobre as regiões que estão mais longe, como a bacia do Caribe e as ilhas da Indonésia (CAVIEDES, 2001). Neste contexto, uma pequena alteração na temperatura do Pacífico equatorial, como no caso dos fenômenos *El Niño* ou *La Niña*, pode

causar interferência no clima de boa parte do globo, principalmente na temperatura e na precipitação.

O fenômeno *El Niño* representa o aquecimento anormal das águas superficiais do Oceano Pacífico Equatorial. A palavra *El Niño* é derivada do espanhol e se refere à presença de águas quentes que, em alguns anos, aparecem na Costa Norte do Peru na época de Natal. Os pescadores do Peru e Equador chamaram esta presença de águas mais quentes de *Corriente de El Niño*, em referência ao *Niño* Jesus ou Menino Jesus. Na atualidade, as anomalias do sistema climático, que são mundialmente conhecidas como *El Niño*, representam uma alteração do sistema oceano-atmosfera no Oceano Pacífico tropical, que têm consequências no tempo e no clima em todo o planeta.

2.1 A DEFINIÇÃO DE EL NIÑO E LA NIÑA

Ao selecionar os índices do ENSO, é necessário estar atento à instituição produtora, pois, a maneira como as fases e os eventos do ENSO são identificados pode variar entre as instituições.

O *National Oceanic and Atmospheric Administration* (NOAA), que é uma instituição científica americana do Departamento de Comércio dos Estados Unidos, que se concentra nas condições dos oceanos, nos principais cursos de água e na atmosfera, define *El Niño* (*La Niña*) como sendo o fenômeno no Oceano Pacífico Equatorial caracterizado por uma temperatura da superfície do mar positiva (negativa), com desvio da normal (para o período base de 1971-2000) na região de NIÑO 3.4 (5^0 N-5^0 S, 170^0 W-120^0 W), com magnitude igual ou superior (inferior) a + 0,5 ^{0}C (- 0,5 ^{0}C) por três meses consecutivos (NOAA, 2005).

A caracterização ou definição de *El Niño* (*La Niña*) utilizada pela *Japan Meteorological Agency* (JMA) é a seguinte: que ocorre o fenômeno *El Niño* (*La Niña*) quando a média móvel da Temperatura da Superfície do Mar (TSM) em 5 meses para a região de *El Niño*, conhecida como NIÑO 3 (5 °S-5 °N, 150 °W-90 °W), continua 0,5 °C (-0,5 °C) ou superior (inferior) por 6 meses consecutivos ou mais (MCGREGOR; EBI, 2018; TRENBERTH, 1999).

O *Australian Bureau of Meteorology* (BoM), como o NOAA e JMA, usa anomalias TSM como base para a definição da fase ENSO, mas estabelece um limite mais alto, ou seja, para que um evento *El Niño* (*La Niña*) seja considerado, as anomalias de TSM nas regiões NIÑO 3 e NIÑO 3.4 devem exceder + 0,8 ºC (- 0,8 ºC) (MCGREGOR; EBI, 2018).

No Quadro 1 são apresentados os valores desta variação da TSM, elaborado pelo NOAA, desde o início da década de 1950. Em todo este trabalho será usada a definição assim como os índices do NOAA. Os valores em cinza significam meses nos quais a TSM está abaixo da média, e quando isto ocorre por um período maior que 5 meses caracteriza um período de *La Niña*; os valores pretos significam meses nos quais a TSM está acima da média, e quando isto ocorre por um período maior que 5 meses caracteriza um período de *El Niño*, enquanto os valores em branco são períodos neutros, isto é, quando a TSM está com um desvio abaixo de 0,5 ^{0}C da média histórica. Em cada mês de referência, a média é feita entre o mês anterior, o próprio mês de referência e o mês posterior.

Quadro 1 – Dados do NOAA para evolução da variação de temperatura do meio do século XX até os dias atuais

Ano	DJF	JFM	FMA	MAM	AMJ	MJJ	JJA	JAS	ASO	SON	OND	NDJ
1950	-1.5	-1.3	-1.2	-1.2	-1.1	-0.9	-0.5	-0.4	-0.4	-0.4	-0.6	-0.8
1951	-0.8	-0.5	-0.2	0.2	0.4	0.6	0.7	0.9	1.0	1.2	1.0	0.8
1952	0.5	0.4	0.3	0.3	0.2	0.0	-0.1	0.0	0.2	0.1	0.0	0.1
1953	0.4	0.6	0.6	0.7	0.8	0.8	0.7	0.7	0.8	0.8	0.8	0.8
1954	0.8	0.5	0.0	-0.4	-0.5	-0.5	-0.6	-0.8	-0.9	-0.8	-0.7	-0.7
1955	-0.7	-0.6	-0.7	-0.8	-0.8	-0.7	-0.7	-0.7	-1.1	-1.4	-1.7	-1.5
1956	-1.1	-0.8	-0.6	-0.5	-0.5	-0.5	-0.6	-0.6	-0.5	-0.4	-0.4	-0.4
1957	-0.2	0.1	0.4	0.7	0.9	1.1	1.3	1.3	1.3	1.4	1.5	1.7
1958	1.8	1.7	1.3	0.9	0.7	0.6	0.6	0.4	0.4	0.4	0.5	0.6
1959	0.6	0.6	0.5	0.3	0.2	-0.1	-0.2	-0.3	-0.1	0.0	0.0	0.0
1960	-0.1	-0.1	-0.1	0.0	0.0	0.0	0.1	0.2	0.3	0.2	0.1	0.1
1961	0.0	0.0	0.0	0.1	0.2	0.3	0.1	-0.1	-0.3	-0.3	-0.2	-0.2
1962	-0.2	-0.2	-0.2	-0.3	-0.3	-0.2	0.0	-0.1	-0.1	-0.2	-0.3	-0.4
1963	-0.4	-0.2	0.2	0.3	0.3	0.5	0.9	1.1	1.2	1.3	1.4	1.3
1964	1.1	0.6	0.1	-0.3	-0.6	-0.6	-0.6	-0.7	-0.8	-0.8	-0.8	-0.8
1965	-0.6	-0.3	-0.1	0.2	0.5	0.8	1.2	1.5	1.9	2.0	2.0	1.7
1966	1.4	1.2	1.0	0.7	0.4	0.2	0.2	0.1	-0.1	-0.1	-0.2	-0.3
1967	-0.4	-0.5	-0.5	-0.4	-0.2	0.0	0.0	-0.2	-0.3	-0.4	-0.3	-0.4
1968	-0.6	-0.7	-0.6	-0.4	0.0	0.3	0.6	0.5	0.4	0.5	0.7	1.0
1969	1.1	1.1	0.9	0.8	0.6	0.4	0.4	0.5	0.8	0.9	0.8	0.6
Ano	DJF	JFM	FMA	MAM	AMJ	MJJ	JJA	JAS	ASO	SON	OND	NDJ
1970	0.5	0.3	0.3	0.2	0.0	-0.3	-0.6	-0.8	-0.8	-0.7	-0.9	-1.1
1971	-1.4	-1.4	-1.1	-0.8	-0.7	-0.7	-0.8	-0.8	-0.8	-0.9	-1.0	-0.9
1972	-0.7	-0.4	0.1	0.4	0.7	0.9	1.1	1.4	1.6	1.8	2.1	2.1
1973	1.8	1.2	0.5	-0.1	-0.5	-0.9	-1.1	-1.3	-1.5	-1.7	-1.9	-2.0
1974	-1.8	-1.6	-1.2	-1.0	-0.9	-0.8	-0.5	-0.4	-0.4	-0.6	-0.8	-0.6
1975	-0.5	-0.6	-0.7	-0.7	-0.8	-1.0	-1.1	-1.2	-1.4	-1.4	-1.6	-1.7
1976	-1.6	-1.2	-0.7	-0.5	-0.3	0.0	0.2	0.4	0.6	0.8	0.9	0.8
1977	0.7	0.6	0.3	0.2	0.2	0.3	0.4	0.4	0.6	0.7	0.8	0.8
1978	0.7	0.4	0.1	-0.2	-0.3	-0.3	-0.4	-0.4	-0.4	-0.3	-0.1	0.0
1979	0.0	0.1	0.2	0.3	0.2	0.0	0.0	0.2	0.3	0.5	0.5	0.6
1980	0.6	0.5	0.3	0.4	0.5	0.5	0.3	0.0	-0.1	0.0	0.1	0.0
1981	-0.3	-0.5	-0.5	-0.4	-0.3	-0.3	-0.3	-0.2	-0.2	-0.1	-0.2	-0.1
1982	0.0	0.1	0.2	0.5	0.7	0.7	0.8	1.1	1.6	2.0	2.2	2.2
1983	2.2	1.9	1.5	1.3	1.1	0.7	0.3	-0.1	-0.5	-0.8	-1.0	-0.9
1984	-0.6	-0.4	-0.3	-0.4	-0.5	-0.4	-0.3	-0.2	-0.2	-0.6	-0.9	-1.1
1985	-1.0	-0.8	-0.8	-0.8	-0.8	-0.6	-0.5	-0.5	-0.4	-0.3	-0.3	-0.4
1986	-0.5	-0.5	-0.3	-0.2	-0.1	0.0	0.2	0.4	0.7	0.9	1.1	1.2
1987	1.2	1.2	1.1	0.9	1.0	1.2	1.5	1.7	1.6	1.5	1.3	1.1
1988	0.8	0.5	0.1	-0.3	-0.9	-1.3	-1.3	-1.1	-1.2	-1.5	-1.8	-1.8
1989	-1.7	-1.4	-1.1	-0.8	-0.6	-0.4	-0.3	-0.3	-0.2	-0.2	-0.2	-0.1
1990	0.1	0.2	0.3	0.3	0.3	0.3	0.3	0.4	0.4	0.3	0.4	0.4
1991	0.4	0.3	0.2	0.3	0.5	0.6	0.7	0.6	0.6	0.8	1.2	1.5
1992	1.7	1.6	1.5	1.3	1.1	0.7	0.4	0.1	-0.1	-0.2	-0.3	-0.1
1993	0.1	0.3	0.5	0.7	0.7	0.6	0.3	0.3	0.2	0.1	0.0	0.1
1994	0.1	0.1	0.2	0.3	0.4	0.4	0.4	0.4	0.6	0.7	1.0	1.1
1995	1.0	0.7	0.5	0.3	0.1	0.0	-0.2	-0.5	-0.8	-1.0	-1.0	-1.0
1996	-0.9	-0.8	-0.6	-0.4	-0.3	-0.3	-0.3	-0.3	-0.4	-0.4	-0.4	-0.5
1997	-0.5	-0.4	-0.1	0.3	0.8	1.2	1.6	1.9	2.1	2.3	2.4	2.4
1998	2.2	1.9	1.4	1.0	0.5	-0.1	-0.8	-1.1	-1.3	-1.4	-1.5	-1.6
1999	-1.5	-1.3	-1.1	-1.0	-1.0	-1.0	-1.1	-1.1	-1.2	-1.3	-1.5	-1.7
2000	-1.7	-1.4	-1.1	-0.8	-0.7	-0.6	-0.6	-0.5	-0.5	-0.6	-0.7	-0.7
2001	-0.7	-0.5	-0.4	-0.3	-0.3	-0.1	-0.1	-0.1	-0.2	-0.3	-0.3	-0.3
2002	-0.1	0.0	0.1	0.2	0.4	0.7	0.8	0.9	1.0	1.2	1.3	1.1
2003	0.9	0.6	0.4	0.0	-0.3	-0.2	0.1	0.2	0.3	0.3	0.4	0.4

2004	0.4	0.3	0.2	0.2	0.2	0.3	**0.5**	**0.6**	**0.7**	**0.7**	**0.7**	**0.7**
2005	**0.6**	**0.6**	0.4	0.4	0.3	0.1	-0.1	-0.1	-0.1	-0.3	**-0.6**	**-0.8**
2006	**-0.8**	**-0.7**	**-0.5**	-0.3	0.0	0.0	0.1	0.3	**0.5**	**0.7**	**0.9**	**0.9**
2007	**0.7**	0.3	0.0	-0.2	-0.3	-0.4	**-0.5**	**-0.8**	**-1.1**	**-1.4**	**-1.5**	**-1.6**
2008	**-1.6**	**-1.4**	**-1.2**	**-0.9**	**-0.8**	**-0.5**	-0.4	-0.3	-0.3	-0.4	**-0.6**	**-0.7**
2009	**-0.8**	**-0.7**	**-0.5**	-0.2	0.1	0.4	**0.5**	**0.5**	**0.7**	**1.0**	**1.3**	**1.6**
2010	**1.5**	**1.3**	**0.9**	0.4	-0.1	**-0.6**	**-1.0**	**-1.4**	**-1.6**	**-1.7**	**-1.7**	**-1.6**
2011	**-1.4**	**-1.1**	**-0.8**	**-0.6**	**-0.5**	-0.4	**-0.5**	**-0.7**	**-0.9**	**-1.1**	**-1.1**	**-1.0**
2012	**-0.8**	**-0.6**	**-0.5**	-0.4	-0.2	0.1	0.3	0.3	0.3	0.2	0.0	-0.2
2013	-0.4	-0.3	-0.2	-0.2	-0.3	-0.3	-0.4	-0.4	-0.3	-0.2	-0.2	-0.3
2014	-0.4	-0.4	-0.2	0.1	0.3	0.2	0.1	0.0	0.2	0.4	**0.6**	**0.7**
2015	**0.6**	**0.6**	**0.6**	**0.8**	**1.0**	**1.2**	**1.5**	**1.8**	**2.1**	**2.4**	**2.5**	**2.6**
2016	**2.5**	**2.2**	**1.7**	**1.0**	**0.5**	0.0	-0.3	**-0.6**	**-0.7**	**-0.7**	**-0.7**	**-0.6**
2017	-0.3	-0.1	0.1	0.3	0.4	0.4	0.2	-0.1	-0.4	**-0.7**	**-0.9**	**-1.0**
2018	**-0.9**	**-0.8**	**-0.6**	-0.4	-0.1	0.1	0.1	0.2	0.4	**0.7**	**0.9**	**0.8**
2019	**0.8**	**0.8**	**0.8**	**0.7**	**0.6**	**0.5**	0.3	0.1	0.1	0.3	0.5	0.5
2020	0.5	0.5										

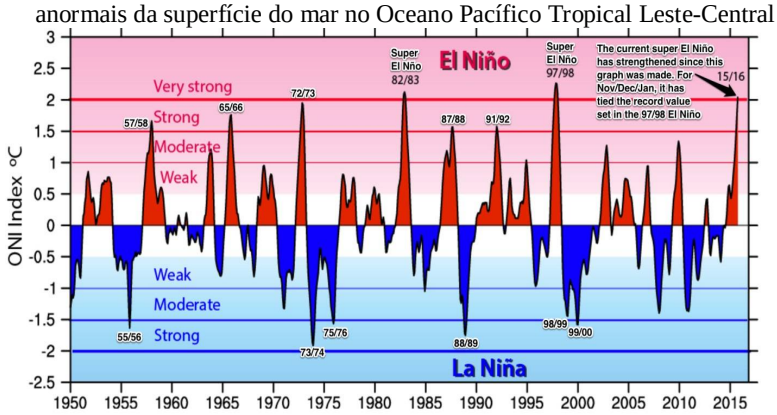
Legenda: Os períodos quentes (escuros) e os frios (sombreados) com base em uma variação superior a +/- 0,5 ^{0}C para o Índice Oceânico de *Niño* (ONI) na região de *Niño* (5 ºN-5 ºS, 150 ºW-170 ºW).
Fonte: http://origin.cpc.ncep.noaa.gov/products/analysis_monitoring/ensostuff/ONI_v5.php. Acesso em: 01 maio 2020.

Nota-se no Quadro 1 que na última década houve valores com temperatura de até 1,7 ^{0}C abaixo da média e até 2,6 ^{0}C acima da média, dando uma variação de até 4,3 ^{0}C. Nota-se neste período que não há regularidade na ocorrência destes fenômenos.

Nesta definição, considera-se não somente a presença das águas quentes da *Corriente El Niño*, mas também as mudanças na atmosfera próxima à superfície do oceano, com o enfraquecimento dos ventos alísios (que sopram de leste para oeste) na região equatorial. Com este aquecimento do oceano e com o enfraquecimento dos ventos, começam a ser observadas mudanças da circulação da atmosfera nos níveis baixos e altos, determinando mudanças nos padrões de transporte de umidade e, portanto, variações na distribuição das chuvas em regiões tropicais e de latitudes médias e altas.

Na Figura 05 são mostrados os eventos de *El Niño* e *La Niña* e a variação na temperatura nos últimos anos. Nas últimas duas décadas ocorreram: o evento de 1997/98 que foi de forte intensidade; o evento de 2002/03 de intensidade moderada; os eventos de 2004/05 e 2006/07 de fraca intensidade; o evento de 2009/10 de intensidade moderada; e o último de 2015/16 de intensidade forte, possivelmente igual ao de 1997/98.

Figura 5 – Fases do fenômeno El Niño (vermelho/positivo) e frio de La Niña (azul/negativo) de temperaturas anormais da superfície do mar no Oceano Pacífico Tropical Leste-Central



Fonte: Trenberth (2017). Disponível em: https://ncar.ucar.edu/. Acesso em: 15 mar. 2017.

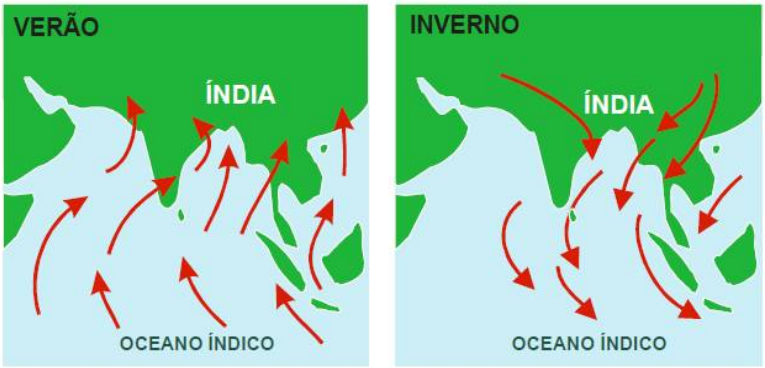
2.2 ASPECTOS HISTÓRICOS SOBRE OS FENÔMENOS *EL NIÑO* E *LA NIÑA*

Apesar de ser muito estudado nas últimas décadas, o fenômeno *El Niño* já era conhecido há muitos anos, pois, registros paleoclimáticos puderam comprovar a existência do fenômeno em anos remotos. Registros das cheias do Rio Nilo, que por centenas de anos foi a base da agricultura egípcia, indicaram que em anos de *El Niño*, as cheias foram mais fracas, o que prejudicava a agricultura. Vale ressaltar que o monitoramento do nível do Rio Nilo começou por volta do ano 622 depois de Cristo (OLIVEIRA, 1999). Os primeiros estudos científicos do fenômeno *El Niño* começaram no final do século XIX, com o inglês Gilbert Walker, não motivado pelo próprio *El Niño*, mas pela ausência de monções na Índia. Sendo assim, cientificamente, o tema começou a ser estudado pela grande seca na Índia no ano de 1877, uma vez que a região sofreu a pior fome de sua história devido ao fracasso das chuvas de monções.

Monção foi o nome dado pelos navegadores árabes no Oceano Índico, durante a Idade Média, aos ventos que impulsionaram seus navios a partir da costa leste da África em direção à Índia e às Ilhas das Especiarias (leste da Indonésia) durante a temporada de verão e, também, no sentido contrário no inverno (Figura 6). Estes ventos sazonais sopram de nordeste para sudoeste no inverno e de sudoeste para nordeste no verão. No inverno, eles sopram do continente em direção ao mar, e como o continente asiático é frio e não há fontes de evaporação disponíveis, ocorre uma estação seca. No verão, o fluxo reverte: depois de viajar pelas águas mornas do Oceano Índico, onde absorve vapor de água, as monções transportam este vapor que é precipitado sobre a Índia, Birmânia, Península Malaia, Vietnã e Sul da China, produzindo a estação chuvosa nestes países (CAVIEDES, 2001). A monção de verão indiana

contribui com 75-80% da precipitação anual total sobre a Índia (MAHARANA; DIMRI, 2019).

Figura 6 – Monções asiáticas de verão (esquerda) e de inverno (direita)



Fonte: Adaptado de Varejão (2006).

O problema não foi só na Índia. Durante o final do século XIX, a fome também afetou vastas partes da Ásia, causando mortalidade em escala que seria impensável nos dias atuais. A chamada Fome Global, que durou de 1876 a 1878, foi a mais severa dos últimos 150 anos, causando grande sofrimento nas populações em diversas partes do Sul e Leste da Ásia, Brasil e África, com provável total de mortes humanas superior a 50 milhões. Estas fomes foram associadas com secas prolongadas na Índia, China, Egito, Marrocos, Etiópia, África Austral, Brasil, Colômbia e Venezuela. Registros históricos indicam mortalidade por fome entre 12,2 e 29,3 milhões na Índia, entre 19,5 e 30 milhões na China e de 2 milhões no Brasil, totalizando 3% da população global da época (SINGH *et al*., 2018).

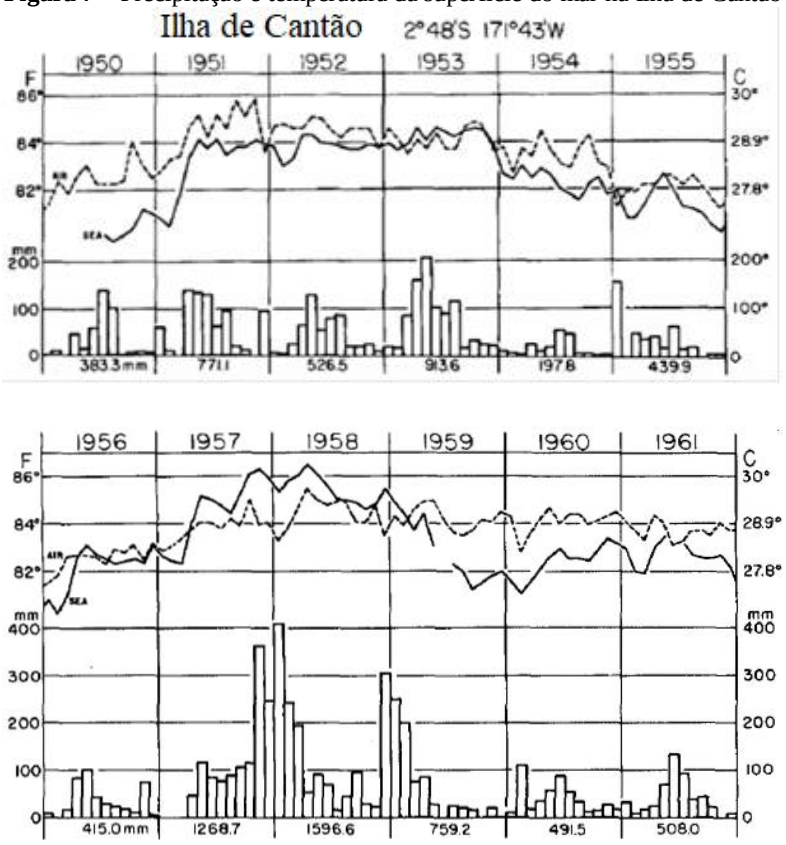
Este problema levou o matemático britânico Sir Gilbert Walker a tentar prever flutuações nas monções, fazendo correlações entre as monções, a cobertura de neve do Himalaia e a pressão atmosférica nos oceanos (KATZ, 2002). Assim, ele cruzou dados de duas estações, sendo uma no Taiti e outra em Darwin, para tentar estabelecer correlações com as variações das monções. Todavia, ele já conhecia a flutuação periódica na pressão atmosférica que ocorria sobre o Oceano Índico (Darwin) e no Pacífico Sul (Taiti), e já havia concluído que quando a pressão atmosférica era alta no Oceano Pacífico, tendia a ser baixa no Oceano Índico, da África para a Austrália (OLIVEIRA, 1999).

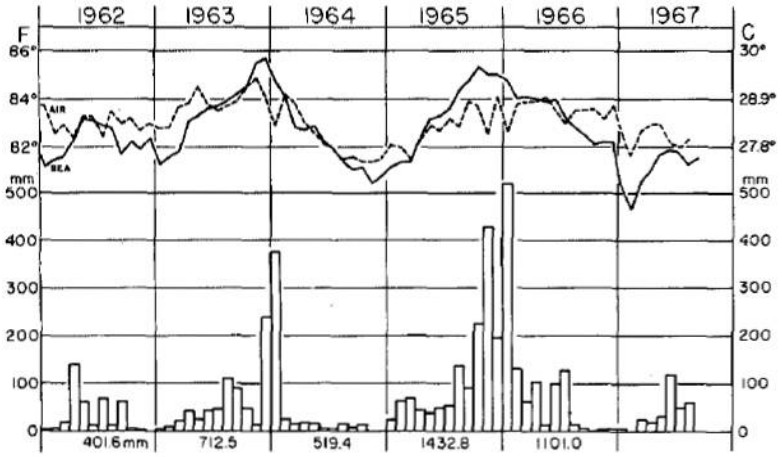
Esta oscilação na pressão atmosférica nestes dois pontos levou Walker a concluir que haveria uma circulação atmosférica de larga escala com um ramo descendente no Pacífico Oriental e um ascendente no Pacífico ocidental, os quais interferiam nos ventos alísios e na temperatura do oceano, bem como também interferiam nas monções da Índia.

Examinando a temperatura média mensal da superfície do mar e os dados de temperatura e precipitação do ar na Ilha de Cantão ($2^0$48’ S, $171^0$43’ W) durante um período de 5 anos (1963 a 1967), Bjerknes (1969) descobriu que sempre que a TSM era mais alta (mais baixa) do que a temperatura do ar na estação, havia um grande aumento (diminuição) nas chuvas, as duas anomalias sendo correlacionadas positivamente (Figura 7). Sabe-se que o regime de chuvas, como ocorre na Ilha de Cantão, prevalece ao longo do Pacífico Equatorial de cerca de 165^0E para o leste até a costa da América do Sul. Ele também descobriu que temperatura e pressão estavam negativamente correlacionadas, o que significa que uma anomalia quente (fria) estava associada a uma queda (aumento) de pressão.

No entanto, uma de suas descobertas mais importantes foi que os regimes de água quente e fria e os padrões de pressão e chuva associados a eles alternavam-se entre as partes oeste e leste do Pacífico Equatorial em um período de cerca de dois anos (1964 e 1966 foram anos *El Niño*; 1963, 1965 e 1967 foram anos *La Niña*).

Figura 7 – Precipitação e temperatura da superfície do mar na Ilha de Cantão



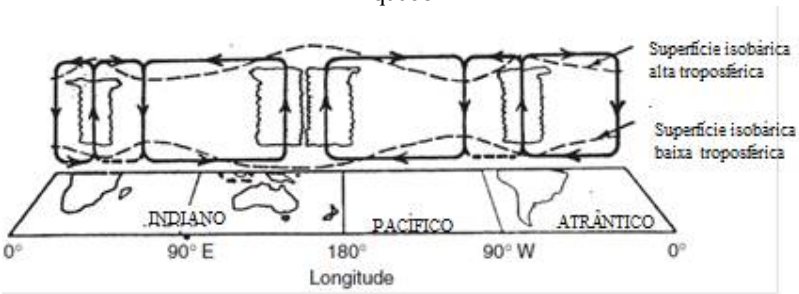


Fonte: Bjerknes (1969).

Bjerknes (1969) interpretou as descobertas de seu estudo na Ilha de Cantão em termos de uma circulação vertical, cujo ramo ascendente (descendente) estaria localizado perto da Ilha de Cantão sempre que houvesse a anomalia quente (fria) da TSM. Uma época de anomalia quente na Ilha de Cantão estaria associada a uma pressão mais baixa, para a qual convergiria o ar da região de pressão mais alta, aumentaria a convecção transportando a umidade evaporada da superfície quente para níveis mais altos, onde se condensariam e produziriam nuvens e precipitações. Ao resfriar em níveis mais altos, as correntes ascendentes divergem e, após longas viagens, afundam na região de maior pressão superficial, de onde voltariam novamente para a ilha para completar uma circulação vertical.

Por outro lado, durante o período de uma anomalia fria, a pressão da superfície na ilha seria mais alta com o ar frio divergindo, entrando no ramo de fluxos descendentes da circulação vertical, e haveria pouca ou nenhuma nuvem ou precipitação. Jacob Bjerknes chamou esta circulação vertical de “Circulação Walker”, porque seu movimento leste-oeste era consistente com a Oscilação Sul encontrada pelo inglês Gilbert Walker no Pacífico. Desta maneira, mostrou-se que a Oscilação Sul estava diretamente acoplada aos eventos *El Niño*/*La Niña* por meio da interação oceano-atmosfera. Portanto, a oscilação combinada foi denominada *El Niño Southern Oscillation* (ENSO). Posteriormente, descobriu-se que esta circulação não ocorria somente na região do Pacífico, mas em toda a linha do Equador, como mostrado na Figura 8.

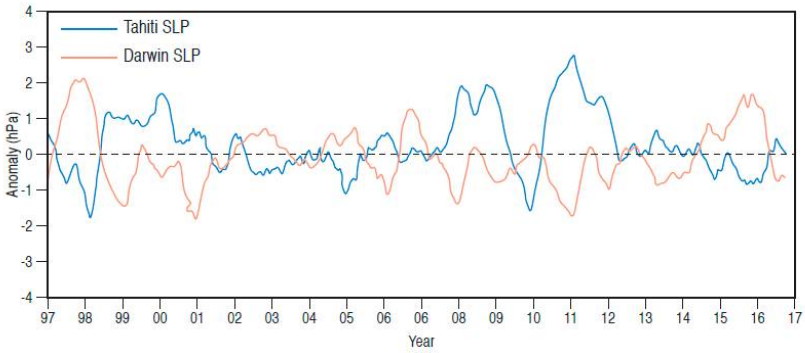
Figura 8 – Vista esquemática da circulação atmosférica leste-oeste ao longo do plano longitude-altura sobre o Equador[1]



Fonte: Adaptado de Lau et al. (2002).

Esta irregular Oscilação Sul está correlacionada com grandes variações nos padrões de chuvas e ventos sobre o Pacífico Tropical e o Oceano Índico e com as flutuações de temperatura no Sudeste da África, Sudoeste do Canadá e Sudeste dos EUA. Desta forma, a Oscilação Sul funciona como uma "gangorra" (FIGURA 09) na pressão atmosférica entre o Taiti (17,5 ^{0}S – 149,6 ^{0}W) e Darwin (12,4 ^{0}S – 130,9 ^{0}E), e quando aumenta em um ponto diminui no outro e vice-versa (POVEDA *et al*., 2001).

Figura 9 – Séries temporais do Southern Oscillation Index (SOI) e pressão em Taiti e Darwin, 1997-2016



Nota: A sigla SLP é de *Sea Level Pressure* (pressão ao nível do mar)
Fonte: Mcgregor e Ebi (2018).

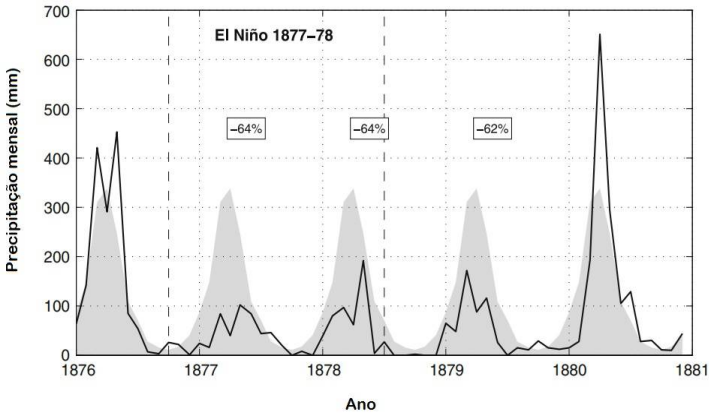
Um dos grandes problemas no Brasil são as secas severas no Nordeste, que intensificam a seca permanente na região. Uma destas secas, iniciada em 1877 no Nordeste brasileiro, foi a consequência mais destrutiva do *El Niño* de 1877-1878 na América do Sul.

A Figura 10 mostra a queda na precipitação e os impactos da seca de 1877-1879 no Nordeste do Brasil, que foram devastadores e moldaram o futuro político e econômico daquela região que na época continha cerca de 48% da população brasileira. Assim, após o fracasso da colheita em 1877, a ameaça de fome forçou a migração em massa que despovoou

[1] A célula sobre o Oceano Pacífico foi a primeira a ser identificada e é conhecida como Circulação Walker.

o Sertão. Até o final daquele ano, cerca de dois milhões de deslocados lotaram as cidades litorâneas, onde condições sanitárias deploráveis levaram ao início de uma epidemia de varíola que matou milhares de pessoas. Dezenas de milhares de retirantes escolheram (ou foram forçados) migrar para a Amazônia em busca de trabalho na emergente indústria da borracha, enquanto muitos outros procuraram um futuro melhor nos estados do Sul do país. Estatísticas precisas sobre a mortalidade não estão disponíveis, mas estimativas apontam entre 200.000 e 500.000 pessoas (ACEITUNO *et al.*, 2009).

Figura 10 – Precipitação mensal em Fortaleza (3,7 0S, 38,5 0W) durante 1876-1880



Nota: Valores climatológicos médios para o período disponível antes de 1900 são indicados como áreas sombreadas. Déficit de chuva (%) são indicados para 1877, 1878 e 1879.
Fonte: Adaptado de Aceituno et al. (2009).

Pode-se citar também o evento recente de 1932 que começou com um início de seca em 1931 e foi até 1933, onde a região Amazônica recebeu um grande número de refugiados. Nove anos depois, em 1942, as condições de seca retornaram no final do prolongado episódio de *El Niño* que começou em 1939. Os mecanismos de migração espontânea foram novamente operando de forma rápida e eficiente, e perto de um milhão de nordestinos se mudou para o centro industrial de São Paulo, empurrando as fronteiras de colonização mais adiante na Floresta Amazônica, com milhares de nordestinos invadindo os estados do Mato Grosso e Acre (CAVIEDES, 2001).

Quando a diferença entre a pressão de Taiti e Darwin é negativa, está ocorrendo um evento de *El Niño*, e quando a diferença é positiva, está ocorrendo um *La Niña*. As pesquisas desenvolvidas até agora apontam para quatro possíveis origens dos fenômenos, conforme destacado por Mendonça e Oliveira (2007):

i) A tese dos oceanógrafos: a origem do *El Niño* é interna ao próprio Oceano Pacífico. Para os oceanógrafos, o fenômeno seria resultante do acúmulo de águas

quentes na porção oeste desse oceano devido a uma intensificação prolongada dos ventos de leste nos meses que antecedem o *El Niño*, o que faz com que o nível do mar se eleve em alguns centímetros. Com o enfraquecimento dos alísios de sudeste, a água desliza para leste bloqueando o caminho das águas frias provenientes do Sul;

ii) A tese dos meteorologistas: a origem dos fenômenos é externa ao Oceano Pacífico, pois o estudo da atmosfera tropical mostra uma propagação em direção leste das anomalias de pressão em altitude. Esta propagação estaria relacionada a um aumento das quedas térmicas sobre a Ásia Central, o que reduz a intensidade da monção de verão da Índia, resultando na formação de condições baixas de pressões mais expressivas sobre o Oceano Índico. Os ventos alísios do leste do Índico e do oeste do Pacífico tornam-se (assim) menos ativos e criam condições para a formação do *El Niño*;

iii) A tese dos geólogos: o fenômeno *El Niño* resulta de erupções vulcânicas submarinas e/ou continentais. Coincidentemente, os eventos ocorridos em 1982, 1985 e 1999 estiveram relacionados a erupções no México (*El Chichón*), na Colômbia (*El Nevada de Ruiz*) e nas Filipinas (Pinatubo), respectivamente. A influência das erupções vulcânicas injetadas na Troposfera gera alteração no balanço de radiação na superfície e perturba a circulação atmosférica; e

iv) A tese dos astrônomos: O *El Niño* está ligado aos ciclos solares de 11 anos.

2.3 IMPACTOS DOS FENÔMENOS *EL NIÑO* E *LA NIÑA* NO BRASIL E NO MUNDO

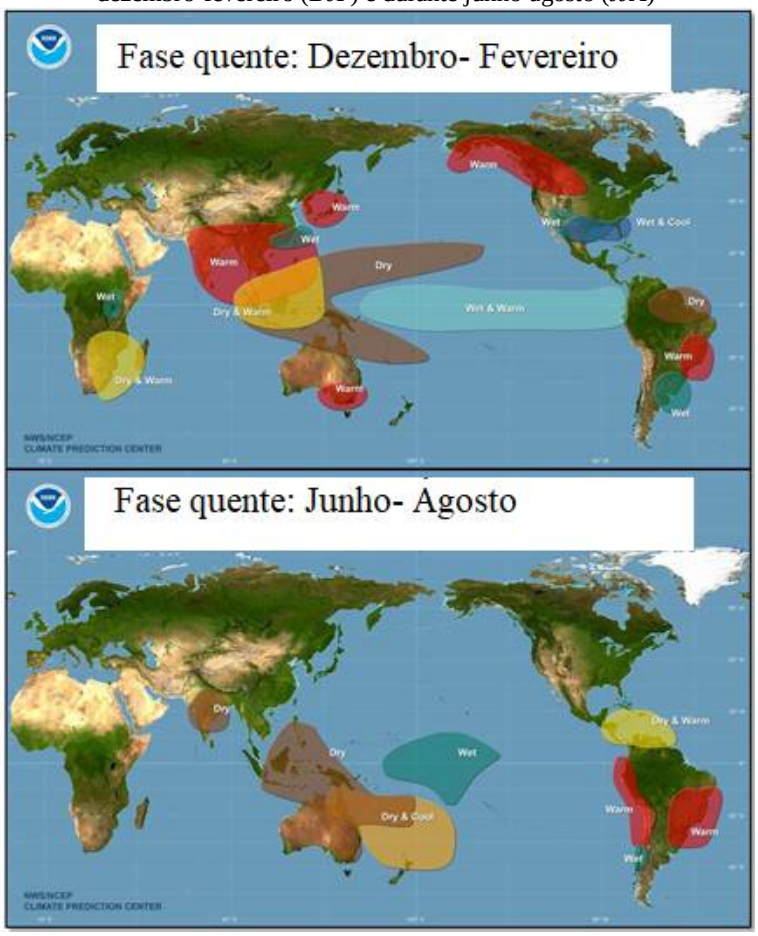
O *El Niño* e o *La Niña* provocam grandes mudanças em várias partes da Terra. No Brasil, o grande destaque são as chuvas na região Sul e a seca no Nordeste. Nas Figuras 11 e 12 são apresentados, didaticamente, os impactos observados do *El Niño* e *La Niña* em aspectos gerais para as várias regiões do planeta, e cada uma das figuras considera os efeitos em duas épocas do ano: meio do ano, nos meses junho, julho e agosto, e para os meses dezembro, janeiro e fevereiro. É provável que durante alguns eventos do *El Niño* ou *La Niña* não aconteçam os impactos representados nas figuras. A parte superior da figura representa, em média, os meses de verão, que são dezembro, janeiro e fevereiro (DJF), enquanto as duas figuras inferiores representam, em média, os meses de inverno: junho, julho e agosto (JJA).

Na Amazônia ocorrem grandes mudanças, como as secas em algumas partes e mais chuvas em outras, assim como ocorre em todo o Brasil. Mais recentemente, no ano de 2016, ocorreram fortes chuvas no Sul do Brasil e muitos problemas com enchentes no inverno, além

de um calor histórico na primavera de 2015 (RUIZ, 2016), diminuindo grande parcela da chuva do verão e de parte do outono de 2016 do Nordeste, da maioria das áreas de Goiás, de Minas Gerais, do Espírito Santo e de Tocantins; provocou ainda muita chuva em São Paulo, Paraná e Mato Grosso do Sul, e até ajudou o Sistema Cantareira a sair do volume morto.

Nos trópicos, os episódios de *El Niño* (Figura 11) estão associados ao aumento das chuvas no centro-leste e leste do Pacífico, e as condições mais secas do que o normal no Norte da Austrália, Indonésia e Filipinas. Em outros lugares, condições mais úmidas do que o normal tendem a ser observadas: 1) durante dezembro-fevereiro (DJF) ao longo da Costa do Equador, Noroeste do Peru, Sul do Brasil, Centro da Argentina e África oriental equatorial; e 2) durante junho-agosto (JJA) no meio das regiões montanhosas dos Estados Unidos e na região central do Chile. Condições mais secas do que as normais geralmente observadas no Norte da América do Sul, América Central e Sul da África durante o período DJF, e no Leste da Austrália durante JJA.

Figura 11 – Alterações do fenômeno *El Niño* em diversas regiões do planeta, separando os períodos de dezembro-fevereiro (DJF) e durante junho-agosto (JJA)

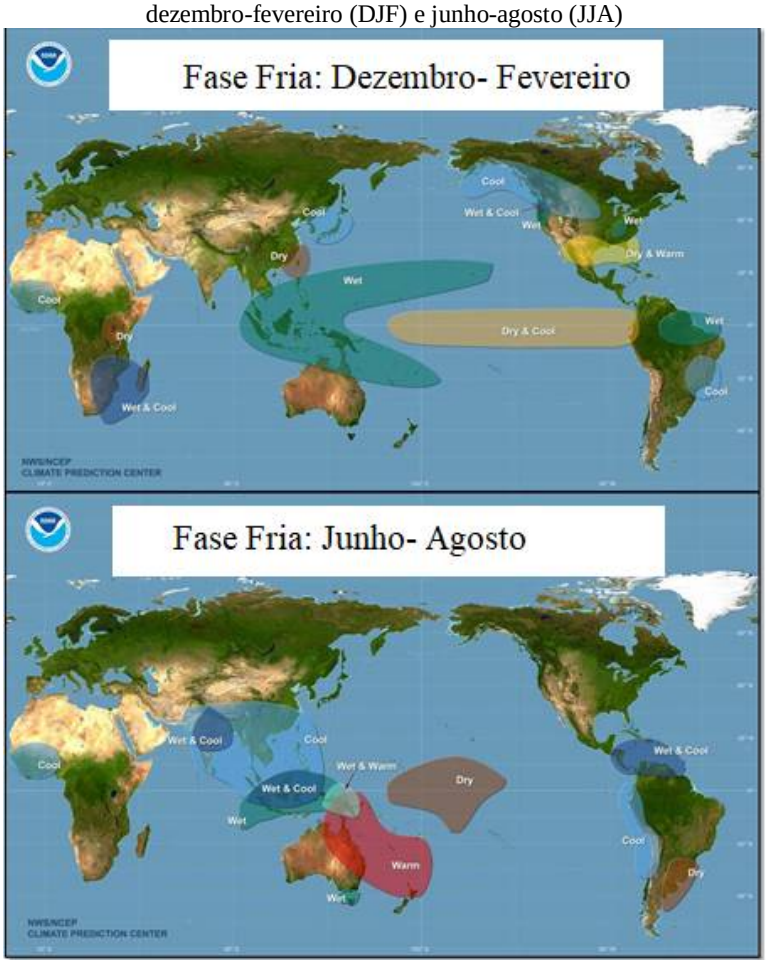


Fonte: NOAA (2020).

Os episódios de *El Niño* também contribuem para variações de temperatura em grande escala em todo o mundo, com a maioria das regiões afetadas experimentando condições extraordinariamente quentes durante dezembro-fevereiro. Algumas das variações de temperatura mais proeminentes incluem: 1) condições mais quentes do que o normal durante dezembro-fevereiro no Sudeste da Ásia, Sudeste da África, Japão, Sul do Alasca, Centro-oeste do Canadá, Sudeste do Brasil e Sudeste da Austrália; 2) condições mais quentes do que o normal durante junho-agosto ao longo da Costa Oeste da América do Sul e em todo o Sudeste do Brasil; e 3) condições mais frias que o normal durante dezembro-fevereiro ao longo da Costa do Golfo dos Estados Unidos (NOAA, 2020).

Durante os episódios de *La Niña* (Figura 12), as chuvas aumentam no Pacífico Equatorial Ocidental, na Indonésia e nas Filipinas, e quase não ocorrem no Pacífico Equatorial Oriental.

Figura 12 – Alterações do fenômeno *La Niña* em diversas regiões do planeta, separando os períodos de dezembro-fevereiro (DJF) e junho-agosto (JJA)



Fonte: NOAA (2020).

Em outros lugares, condições mais úmidas do que as normais tendem a ser observadas durante dezembro-fevereiro (DJF) no Norte da América do Sul e no Sul da África, bem como durante junho-agosto (JJA) no Sudeste da Austrália. Condições mais secas do que as normais são geralmente observadas ao longo da Costa do Equador, Noroeste do Peru e na África Equatorial Leste durante o período DJF, e no Sul do Brasil e na região Central da Argentina durante o período de junho, julho e agosto.

Os episódios de *La Niña* também contribuem para as variações de temperatura em grande escala em todo o mundo, com a maioria das regiões afetadas experimentando condições anormalmente frias. Algumas das variações de temperatura mais proeminentes incluem: 1) temperaturas abaixo do normal durante dezembro-fevereiro no Sudeste da África, Japão, Sul do Alasca, na região Central do Canadá e no Sudeste do Brasil; 2) condições mais frias do que o normal durante junho-agosto em toda a Índia e Sudeste da Ásia, ao longo da Costa Oeste da América do Sul, na região do Golfo da Guiné, no Norte da América do Sul e em partes da América Central; e 3) condições mais quentes do que o normal durante dezembro-fevereiro ao longo da Costa do Golfo dos Estados Unidos (NOAA, 2020).

No Brasil, em uma escala mais refinada, as regiões que apresentam sinais consistentes de *El Niño* são o Nordeste da Amazônia (tendência para secas) e o Sul do Brasil (mais chuvas). As outras regiões não apresentam um sinal claro de impactos na chuva, porém, durante o *El Niño* todo o país tende a apresentar temperaturas atmosféricas mais elevadas, seja no verão ou no inverno.

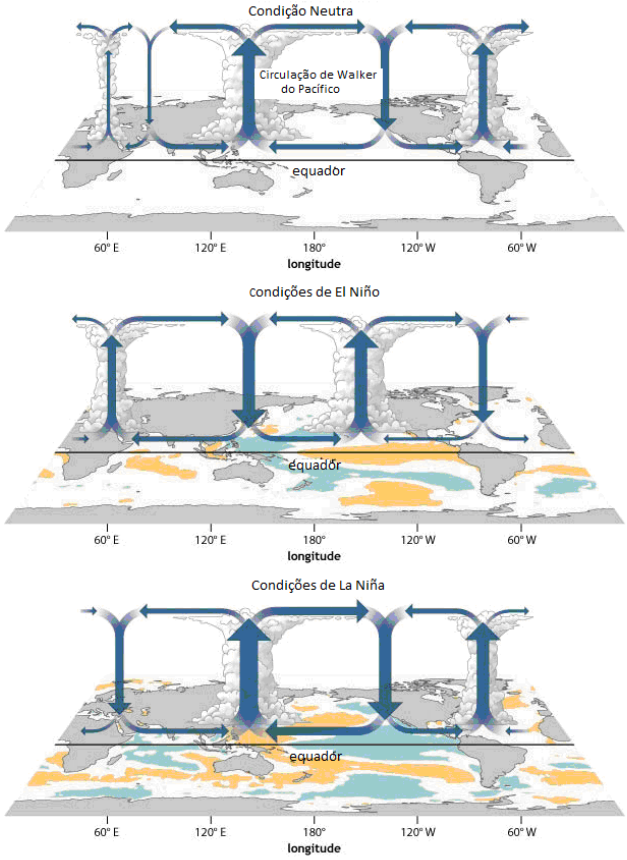
A região Sul apresenta os impactos do *El Niño* desde o inverno e a primavera do ano anterior ao pico do fenômeno (que acontece no verão), e apresenta tendência a secas ou menos chuvas durante o *La Niña* no inverno e primavera – no entanto, é claro que secas e enchentes podem também ter outras causas, além do *El Niño* ou *La Niña* (MARENGO, 2007).

2.4 OS FENÔMENOS *EL NIÑO* E *LA NIÑA* E SEUS EFEITOS NA CIRCULAÇÃO ATMOSFÉRICA

Na região tropical, além da circulação devido às células de Hardley, existe uma circulação paralela ao Equador denominada de células de Walker. A Circulação de Walker é atribuída, basicamente, pela diferença de aquecimento entre oceanos e continentes. Em uma situação normal, sem *El Niño*, com as águas do Oceano Pacífico com temperatura dentro da normalidade, existe uma circulação natural sobre o Pacífico entre a Costa da América do Sul e

a região onde está a Indonésia. As águas quentes ficam concentradas do lado da Indonésia, conforme Figura 13.

Figura 13 – Circulação atmosférica em condições normais de *El Niño* e de *La Niña*



Fonte: Adaptado de Liberto (2014).

As chuvas de *El Niño* fazem com que os rios subam e inundem muito além de seus canais normais. Estas inundações causam perdas consideráveis em propriedades e danos a obras públicas, como estradas, pontes e instalações de gerenciamento de água, cujos custos são altos. Estados e municípios propensos a tais riscos gastam mais em fundos de assistência, tentando mitigar os efeitos destes desastres, do que em prevenção (VEBLEN *et al.*, 2007).

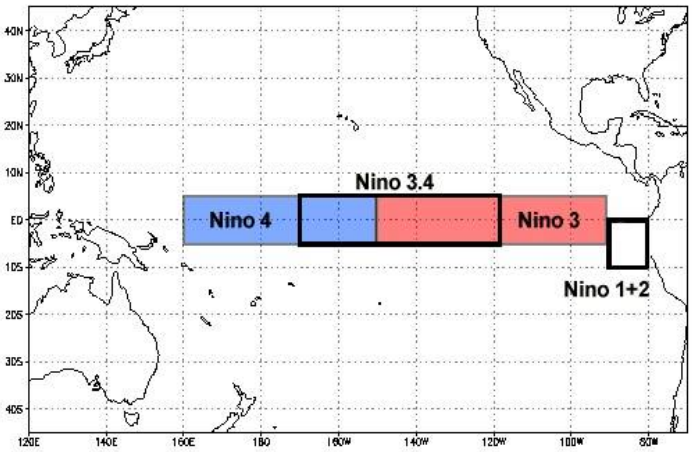
2.5 SUBDIVISÃO DAS REGIÕES DE *EL NIÑO*

Existem vários índices utilizados que usam regiões diferentes para monitorar o Pacífico Tropical, todos baseados em anomalias de TSM em uma determinada região, o que está ilustrado na Figura 14.

O ar quente e úmido que sai desta região se eleva, gerando uma região de baixa pressão, produzindo muita chuva. Em altitudes mais elevadas da atmosfera, por conservação de massa, o ar se esfria e desce seco sobre a região da Costa do Peru, formando uma região de alta pressão que inibe a formação de chuvas. Em anos de *El Niño*, a Circulação de Walker é modificada; o aquecimento acima do normal das águas do Pacífico cria uma corrente ascendente entre a Costa da América Latina e a Indonésia, e correntes descendentes na região da Indonésia, e no Norte do Brasil. Além disto, no Nordeste brasileiro as correntes horizontais têm o sentido do continente para o oceano, o que pode intensificar as secas na região.

Os efeitos do *El Niño* na população humana da América do Sul são variados. Em algumas regiões, o *El Niño* significa temperaturas elevadas, alta umidade e chuvas excessivas, enquanto em outras é um causador de secas. Chuvas fortes têm sequelas devastadoras porque podem ocorrer em áreas habitadas, não sendo somente a quantidade de precipitação, mas sua intensidade que pode causar estragos. Estas chuvas produzem três grandes consequências ambientais: inundações generalizadas, aumento da produção de erosão e sedimentos e movimentos de massa, cada uma delas afetando a vida e os meios de subsistência humanos.

Figura 14 – Regiões de *El Niño*



Fonte: NOAA (2019).

As regiões de *El Niño* são divididas da seguinte forma:

a) Região de *El Niño* 1+2 (0-10 ^{0}S, 90 ^{0}W-80 ^{0}W): a região de *Niño* 1 + 2 é a menor e a mais oriental das regiões de TSM (Temperatura da Superfície do Mar) de *El Niño*, e corresponde à região da Costa da América do Sul onde o *El Niño* foi reconhecido pela primeira vez na região. Este índice tende a ter a maior variação dos índices TSM de *El Niño*;

b) Região de *El Niño* 3 (5 ^{0}N-5 ^{0}S, 150 ^{0}W-90 ^{0}W): esta região já foi o foco principal para monitorar e prever o *El Niño*, mas mais tarde se descobriu que a região principal para interações oceano-atmosfera acopladas ao ENSO fica mais a oeste. Assim, o *Niño* 3.4 e o ONI tornaram-se importantes na definição dos eventos *El Niño* e *La Niña*;

c) Região de *El Niño* 4 (5 ^{0}N-5 ^{0}S, 160 ^{0}E-150 ^{0}W): o índice *El Niño* 4 captura anomalias de TSM no Pacífico Equatorial Central. Esta região tende a ter menos variação do que as outras regiões de *El Niño*;

d) Região de *El Niño* 3.4 (5^0 N-5^0 S, 170^0 W-120^0 W): as anomalias de *El Niño* 3.4 podem ser consideradas como representando as TSMs equatoriais médias no Pacífico, desde a linha de dados até a Costa Sul-americana. O índice de *El Niño* 3.4, normalmente, usa uma média de execução de 5 meses, e os eventos *El Niño* ou *La Niña* são definidos quando a TSM da região de *El Niño* 3.4 excede +/- 0,4 ºC por um período de seis meses ou mais; e

e) ONI (5^0 N-5^0 S, 170^0 W-120^0 W): o ONI usa a mesma região que o índice *Niño* 3.4. O ONI usa uma média de três meses e para ser classificado como *El Niño* ou *La Niña*, as anomalias devem exceder + 0,5 °C ou – 0,5 °C por pelo menos cinco meses consecutivos.

É importante salientar que o aquecimento da TSM não tem o mesmo comportamento nestas regiões para todos os tipos de *El Niño*, uma vez que existem eventos de *El Niño* onde o máximo da TSM é atingido na região 3, enquanto em outros o máximo fica na região 4. Isto faz com que haja uma grande mudança dos efeitos do *El Niño* em todas as regiões do globo, como por exemplo a precipitação. Algumas delas serão discutidas na seção 2.6 onde se detalham as diferenças entre os eventos de *El Niño* Modoki e de *El Niño* Canônico ou convencional.

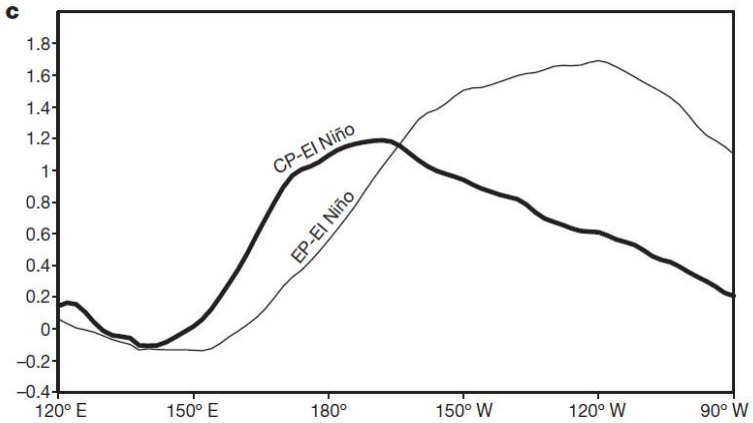
2.6 O *EL NIÑO* CANÔNICO E O MODOKI

Nas últimas décadas foram observadas características diferentes de *El Niño*: um é o tipo de *El Niño* clássico, como o de 1997-1998 que não produziu seca na Índia; e o outro é um tipo de *El Niño* diferente, como o de 2004 que produziu. As diferenças em suas características estão relacionadas à localização do ponto de maior aquecimento do Pacífico: principalmente ao leste ou no Pacífico Central. Os autores Grove e Adamson (2018) chamaram estes tipos de

El Niño de *El Niño* Canônico, quando o aquecimento é maior próximo da costa, e de *El Niño* Modoki, quando o aquecimento é maior no Pacífico Central, sendo Modoki uma palavra japonesa que significa “igual, mas diferente”.

Desta forma, o *El Niño* Canônico, do Pacífico Oriental (em inglês, *Eastern-Pacific*), geralmente é mencionado como EP *El Niño*; enquanto o *El Niño* do Pacífico Central (em inglês, *Central-Pacific*) geralmente é mencionado como CP *El Niño*. Vários trabalhos têm estudado as características de cada um destes *El Niño* (ASHOK *et al*., 2007; YU; KIM, 2010; VIEGAS *et al*., 2019). O EP *El Niño* se manifesta quando ocorrem as anomalias máximas da TSM localizadas na região *Niño* 3 (5 ^{0}N – 5 ^{0}S, 150 ^{0}W – 90 ^{0}W). A evolução do EP *El Niño* é semelhante ao evento tradicional *El Niño* e tem uma duração média de 15 meses. Por outro lado, o CP *El Niño* possui TSM máximas na região *Niño* 4 (5 ^{0}N – 5 ^{0}S, 160 ^{0}E – 150 ^{0}W) e sua duração é menor: média de 8 meses (LI *et al.*, 2011) (Figura 15).

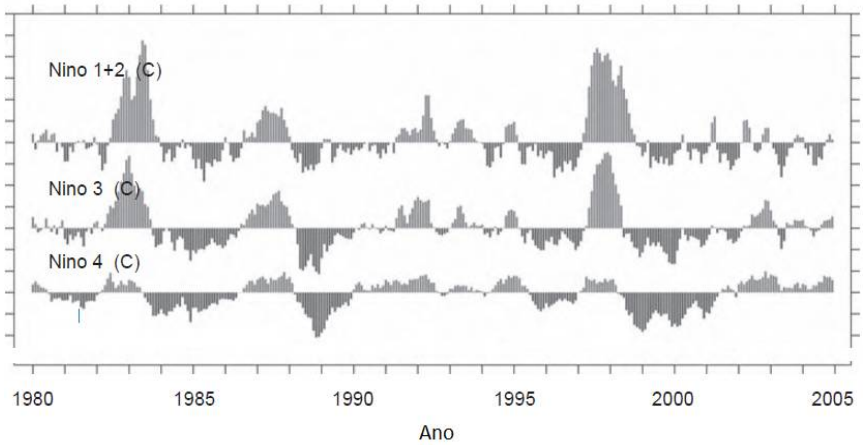
Figura 15 – Desvios da TSM média para as duas características de *El Niño*: *El Niño* Canônico e Modoki



Fonte: Yeh e*t al.* (2009).

Nota-se que no CP *El Niño*, os desvios médios das TSMs atingem o máximo próximo da longitude 165 ^{0}W; enquanto no EP *El Niño*, os máximos ficam próximo da longitude 120 ^{0}W. Na Figura 16 é mostrado o comportamento dos desvios da TSM nas três regiões diferentes de *El Niño* entre os anos de 1980 e 2005.

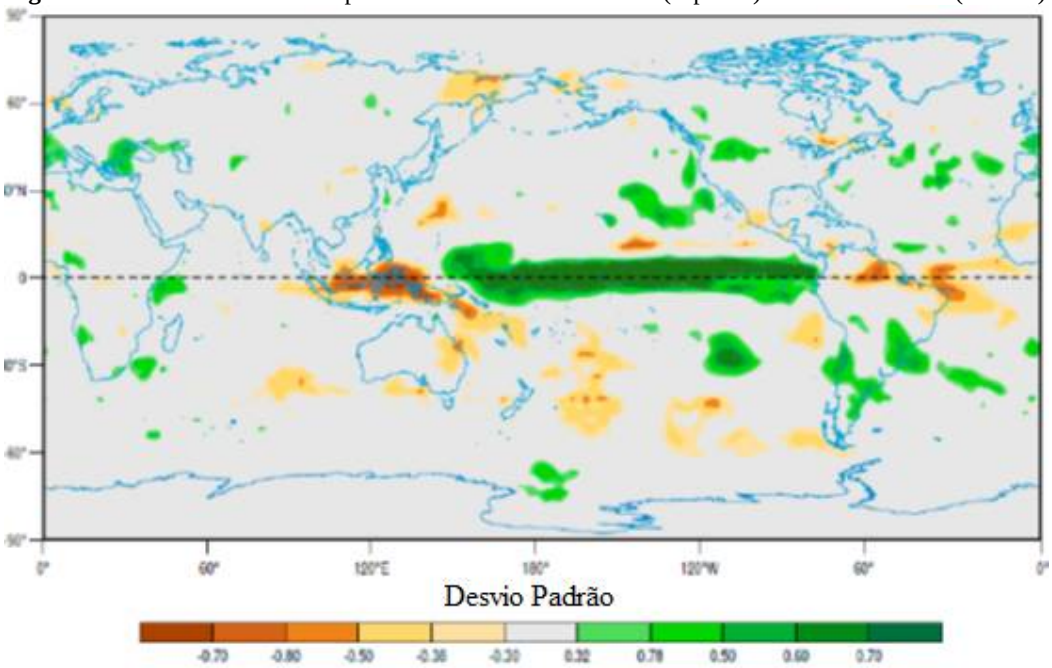
Figura 16 – Índice da Oscilação Sul nas diferentes regiões de monitoramento do *El Niño* entre 1980 e 1994



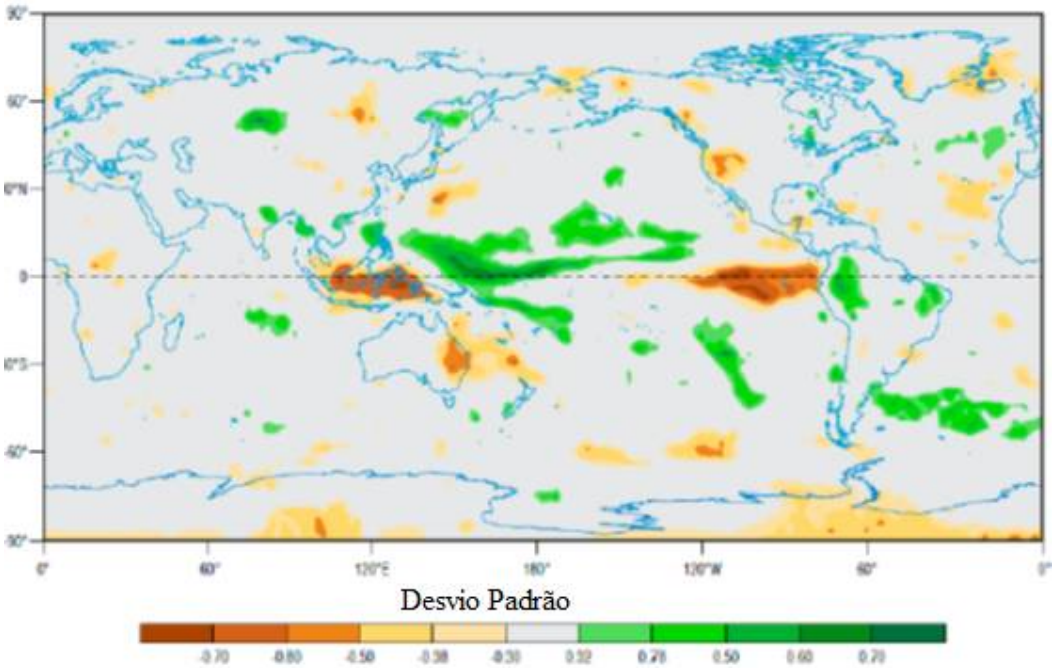
Fonte: Adaptado de Sarachik e Cane (2010).

Chama atenção o *El Niño* 1997/1998, em que as TSMs na região de *Niño* 3 foram muito maiores que as de *Niño* 4, que foi um EP *El Niño*; enquanto que no *El Niño* de 2004, as TSMs foram predominantemente maiores na região de *Niño* 4. Nota-se que, de modo geral, as variações são maiores próximas da costa e tendem a diminuir quando se afastam da costa para o Pacífico Central. Percebe-se (ainda) grandes variações na precipitação em todo o globo entre os dois tipos de *El Niño*, conforme pode ser vislumbrado na Figura 17.

Figura 17 – Anomalias de chuva para eventos *El Niño* Canônico (superior) e *El Niño* Modoki (inferior)



El Niño Canônico (EP *El Niño*)



El Niño Modoki (CP *El Niño*)
Fonte: Mcgregor e Ebi (2018).

Em grande escala, o *El Niño* Canônico provoca um aumento na precipitação no Sudeste e Sul do Brasil, e muita seca em Roraima, Macapá e no Nordeste brasileiro. Já o *El Niño* Modoki aumenta a precipitação em grande parte da Amazônia e no Nordeste do Brasil, e não apresenta seca severa em nenhuma parte do país.

2.7 O *EL NIÑO* E AS MANCHAS SOLARES

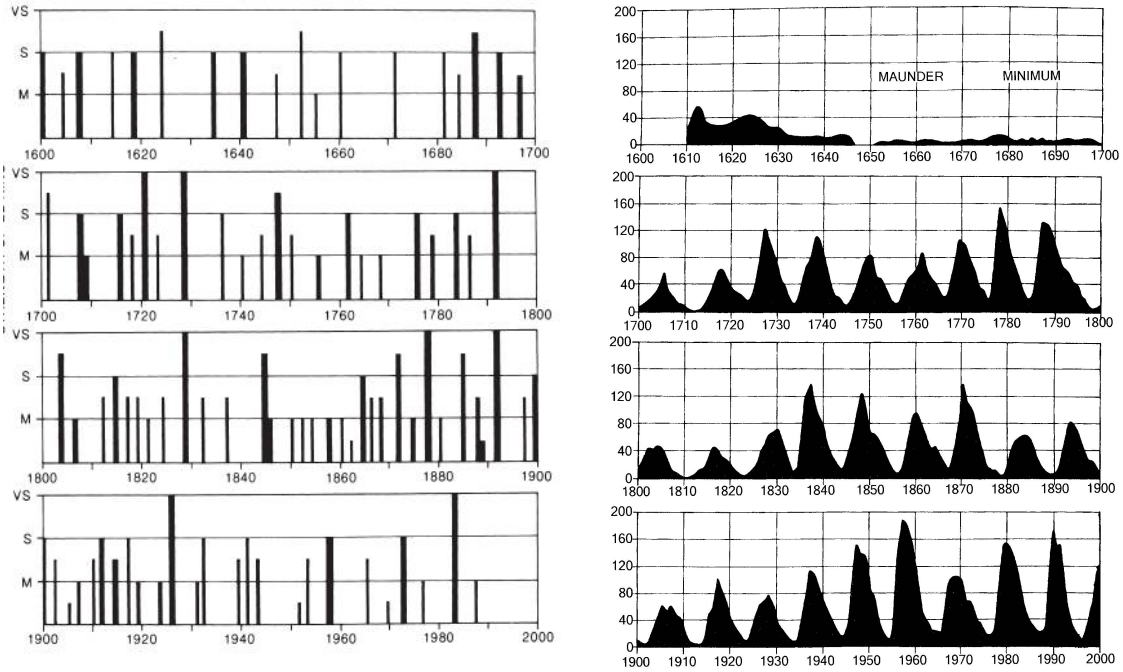
As manchas solares são regiões relativamente escuras na fotosfera — a superfície do Sol. Estas manchas têm um tamanho médio de cerca de 10.000 km, mas vão desde pouco visíveis até áreas que cobrem mais de 150.000 km na superfície do Sol. Os pontos geralmente ocorrem em pares ou em grupos complexos, que seguem um ponto de referência na direção da rotação do Sol. Pequenas manchas solares persistem por vários dias ou uma semana, enquanto as maiores manchas podem durar várias semanas, tempo suficiente para que estas manchas reapareçam durante a rotação de 27 dias do Sol. As manchas solares são quase inteiramente confinadas à zona de latitude entre 40º, para norte e para sul, e o Equador, e elas nunca aparecem perto dos polos (LIOU, 2002).

Períodos prolongados de manchas solares mínimas (por exemplo, entre 1645-1715, o Mínimo Maunder) e máximo (por exemplo, 1895-1940 e pós-1970) podem produzir resfriamento e aquecimento globais mensuráveis, respectivamente. A radiação solar pode ter

sido reduzida em 0,25% durante o Mínimo de Maunder, o que sugere que a queda na temperatura global entre 1610 e 1800 é atribuída à queda da radiação solar no período, e durante o século XX há evidências de uma contribuição do forçamento solar (BARRY; CHORLEY, 2003).

Uma relação entre a atividade solar e a existência de episódios de *El Niño* não se pode dizer que seja evidente. No século XVII, por exemplo, houve uma diminuição nas atividades solares, o que causou muito frio na Europa, que é chamada de pequena era do gelo, conforme a parte direita superior da Figura 18. Por outro lado, nota-se, na parte superior esquerda do gráfico, que não ocorreu nenhum episódio de *El Niño* forte no período e também ocorreram menos eventos. Nos séculos seguintes ocorreram mais episódios de um maior número de eventos muito fortes.

Figura 18 – À esquerda, observam-se os eventos de *El Niño* onde, no eixo vertical, aparece a intensidade do evento, sendo M (moderado), S (forte) e VS (muito forte); do lado direito, observa-se a atividade solar



Fonte: Adaptado de Barry e Chorley (2003).

Na Tabela 1 estão relacionados, para os últimos quatro séculos, o número total de *El Niño* separado em *El Niño* moderado, forte e muito forte.

Tabela 1 – Número de eventos de El Niño por século, separados em muito forte, forte e moderado

Século	**Total**	**Muito forte**	**Forte**	**Moderado**
Século XVII	18	0	13	5
Século XVIII	22	3	8	11
Século XIX	32	3	7	20
Século XX	25	2	6	18

Fonte: O autor com dados de Barry e Chorley (2003).

No período de menores atividades solares, século XVII, ocorreram menos fenômenos *El Niño* e nenhum evento muito forte aconteceu, apenas aqueles fortes e moderados. Nos séculos seguintes houve um aumento do número total de *El Niño*, assim como houve um aumento de eventos muito fortes. Por outro lado, o século XVII foi aquele em que mais ocorreram eventos *El Niño* de intensidade intermediária.

CAPÍTULO 3 — A INTERAÇÃO BIOSFERA-ATMOSFERA

A Atmosfera e a Biosfera são componentes acoplados ligados pelas trocas de massa e de energia. Assim, todos os processos que ocorrem na superfície têm que ser analisados de forma integrada, pois, o balanço de energia, o balanço de radiação, o balanço hidrológico e as trocas de massas estão todos interconectados. Desta forma, para compreender os impactos do fenômeno *El Niño* na área de estudo foi feito um levantamento da base conceitual da interação Biosfera-Atmosfera.

3.1 CIRCULAÇÃO ATMOSFÉRICA

Os ventos que são causados pelos gradientes de pressão atmosférica podem ser definidos como movimentos de massas de ar em relação à superfície terrestre, sob influências modificadoras da rotação da Terra, da força centrífuga decorrente e do atrito com a superfície. Eles são responsáveis, em grande parte, pelas trocas de calor entre as plantas e a atmosfera, além de atuarem, decisivamente, no restabelecimento do gradiente de pressão de vapor d'água entre as folhas e a atmosfera, facilitando o processo de transpiração das plantas (BUENO *et al.*, 2011).

No âmbito do sistema de circulação geral atmosférica, um dos mais importantes movimentos realizados pelas massas de ar são os ventos alísios. Estes são formados pelo deslocamento das massas de ar frio (zonas de alta pressão) dos Trópicos para a Zona Equatorial (zonas de baixa pressão), ocorrendo, simetricamente, nos dois hemisférios do planeta (NOAA, 2021).

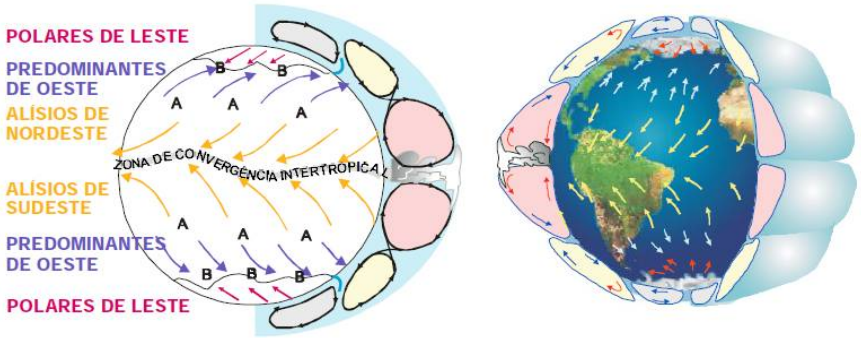
No Hemisfério Norte, os alísios sopram de nordeste para sudoeste, enquanto no Hemisfério Sul sopram de sudeste para noroeste, próximo ao Equador. Uma força que interfere nos movimentos dos ventos e em todos os objetos que movem na superfície do planeta é a força de Coriolis, mostrado na Figura 19. A força de Coriolis surge do fato de que o movimento de massas sobre a superfície da Terra é referenciado para um sistema de coordenadas móveis (ou seja, a latitude e a grade de longitude que giram com a Terra) (BARRY; CHORLEY, 2003).

O efeito da força de Coriolis ocorre pelo seguinte fato: note que todos os pontos da Terra têm a mesma velocidade angular, uma vez que todos eles completam uma volta por dia; observe (ainda) que pontos em latitudes diferentes têm velocidades lineares diferentes. Um

ponto próximo ao Equador pode girar a milhares de quilômetros por hora, enquanto um ponto próximo de um polo pode ter uma velocidade linear bem menor (VAREJÃO, 2006).

Assim, um objeto que está no Equador, com uma certa velocidade baixa, e se move para um trópico que tem velocidade menor, tende a adiantar em relação a um ponto que está no mesmo meridiano de partida, isto é, adiantar a latitude, da mesma forma que um ponto que está em um trópico e se move para o Equador tende a atrasar em relação ao meridiano do ponto de partida.

Figura 19 – Circulação geral da atmosfera



Fonte: http://fisica.ufpr.br/grimm/aposmeteo/cap8/cap8-1.html 08/12. Acesso em: 05 nov. 2017.

Desta mesma forma, quando o sol aquece o Equador, aquece também o ar e ele fica mais leve, tendendo a subir e descer nos trópicos, fato que produz muitas chuvas próximas ao Equador e aos desertos nos trópicos. Para compensar, precisa haver um deslocamento de ar em igual quantidade na superfície dos trópicos para o Equador, e são estas massas de ar que formam os ventos alísios. Pela força Coriolis, no Hemisfério Norte estes ventos sopram de nordeste para sudoeste, enquanto no Hemisfério Sul sopram de sudeste para noroeste; um movimento com menor intensidade, também pelos mesmos motivos, ocorre entre os trópicos e os polos (WALLACE; HOBBS, 2006).

3.2 AS PRINCIPAIS VARIÁVEIS CLIMÁTICAS

De início apresentaremos uma distinção entre tempo e clima. O tempo é o estado instantâneo da atmosfera e é caracterizado em termos de temperatura, pressão atmosférica, umidade, velocidade e direção do vento, nebulosidade e precipitação. O clima é o estado da atmosfera durante longos períodos de tempo, como ao longo dos anos, das décadas, dos séculos ou mais, e há um consenso que o mínimo deve ser, para caracterizar o clima de uma região, de 30 anos.

3.2.1 Temperatura

A temperatura do ar da superfície tem impactos profundos e generalizados nas vidas e atividades humanas, afetando a saúde, a agricultura, a demanda de energia e muito mais; também tem impactos nos sistemas naturais, além de afetar os fluxos de calor, *momentum* e vapor de água entre a Terra e a atmosfera, e entre o oceano e a atmosfera, e seu monitoramento fornece um indicador chave das mudanças climáticas. As observações de temperatura contribuem para estimativas do que é comumente conhecido como "temperatura média da superfície global" e para vários índices de condições extremas (NOAA, 2019).

Todos conhecemos as variações diurnas e sazonais de temperatura no local em que vivemos, também podendo ocorrer flutuações interanuais e seculares. A temperatura do ar varia no tempo e no espaço. A mudança total, δT, na temperatura de uma parcela de ar ao longo do tempo, δt, movendo no espaço pode ser expressa por:

$$\frac{\delta T}{\delta t} = \frac{\partial T}{\partial t} + u\frac{\partial T}{\partial x} + v\frac{\partial T}{\partial y} + w\frac{\partial T}{\partial z} \qquad \text{(Equação 1)}$$

Onde: u, v, w são as componentes do vetor velocidade $\boldsymbol{V}$ ao longo dos eixos tridimensionais x, y, z, respectivamente. A equação acima pode ser reescrita na forma:

$$\frac{dT}{dt} = \frac{\partial T}{\partial t} + V_H.\nabla_H T + w\frac{\partial T}{\partial z} \qquad \text{(Equação 2)}$$

Onde: o primeiro termo no lado direito fornece a variação temporal da temperatura em um ponto fixo, enquanto os outros são os chamados termos advectivos. O segundo termo do lado direito denota a variação horizontal de temperatura ao longo da superfície da Terra, por exemplo, entre continentes e oceanos ou entre o Equador e os polos. O último termo denota a variação de temperatura com a altura.

Desde que a temperatura máxima ocorra na superfície da Terra, haverá um gradiente na direção vertical, com a temperatura normalmente diminuindo acima na atmosfera e para baixo, abaixo da superfície. O gradiente ascendente geralmente leva à instabilidade estática e à transferência ascendente de calor pelas correntes de convecção, enquanto o gradiente descendente faz a subsuperfície camada termicamente estável (SAHA, 2008).

3.2.2 Precipitação

A precipitação, líquida ou sólida, é a variável climática mais importante que afeta diretamente os seres humanos. Por sua duração, intensidade e frequência, ou sua falta de ocorrência, influencia o suprimento de água para consumo pessoal e uso na agricultura, nas indústrias de transformação e na geração de energia, causando riscos à vida e ao funcionamento da sociedade; quando associada a inundações, deslizamentos de terra e secas, afeta o planejamento de infraestrutura, as atividades de lazer e muito mais. A precipitação está intimamente relacionada às propriedades das nuvens, a outras variáveis climáticas terrestres e à salinidade da superfície do oceano. É indicativo da liberação de calor latente dentro do ciclo energético, além de estar no centro do ciclo hidrológico (NOAA, 2019).

A precipitação é um componente vital de como a água se move através do ciclo da água da terra, conectando o oceano, a terra e a atmosfera. Saber onde chove, quando choverá e o quanto choverá permite entender melhor o impacto da precipitação em córregos, rios, escoamento superficial e águas subterrâneas. A ciclagem de água dentro e fora da atmosfera é um aspecto significativo dos padrões climáticos da Terra.

O processo de precipitação começa pela concentração de moléculas de água nos núcleos de condensação, como fumaça, poeira ou partículas de sal do mar, os chamados aerossóis. À medida que o ar sobe e esfria, a quantidade de água condensada aumenta. A precipitação ocorre quando o ar é resfriado, a formação de nuvens aumenta e as gotículas de água condensada ou cristais de gelo atingem um tamanho que as faz cair em direção à superfície da Terra. Algumas destas gotículas podem coletar vapor de água condensado adicional à medida que caem (WARD; TRIMBLE, 2003).

Diversos tipos de precipitação podem ocorrer, de acordo com o fator responsável pela ascensão da massa de ar que lhes deu origem. São eles (ARANTES, 2019):

a) frontais: associadas com o movimento de massas de ar de regiões de alta pressão para regiões de baixa pressão; ocorrem ao longo da linha de descontinuidade que separa duas massas de ar, de características diferentes, e se caracterizam como chuvas de intensidade de baixa a moderada, de longa duração e que abrangem grandes áreas;

b) orográficas: resultam da ascensão mecânica de correntes horizontais de ar úmido sobre barreiras naturais impostas pelo relevo, tais como montanhas; possuem as mesmas características das chuvas frontais; e

c) convectivas: típicas das regiões tropicais; o aquecimento desigual da superfície terrestre provoca o aquecimento de camadas de ar com densidades diferentes, o que gera uma estratificação térmica da atmosfera em equilíbrio instável; se este equilíbrio, por qualquer motivo, vier a ser quebrado, provocará uma ascensão brusca e violenta do ar menos denso, capaz de atingir grandes altitudes, com formação de nuvens tipo cumulus; estas precipitações são de grande intensidade e pequena duração.

3.2.3 Pressão Atmosférica

A pressão atmosférica é uma medida da força exercida pela massa dos gases que compõem a atmosfera na superfície em um determinado local. A pressão média da atmosfera no nível médio do mar é de cerca de 1 kg por metro quadrado, o que equivale a cerca de 14,7 libras por polegada quadrada ou a uma pressão de 1013,25 milibars (mb), e que também é referido como 1 atmosfera. A pressão atmosférica é medida com um barômetro.

A pressão superficial é uma variável meteorológica fundamental para a qual são necessárias observações para inicializar previsões e para o uso em sistemas de reanálise, sendo um indicador de padrões de circulação. As diferenças entre as pressões superficiais em pares de estações fornecem índices tradicionais das oscilações do Atlântico Norte e do Sul; outros índices são baseados em médias zonais ou análises de componentes principais de campos em grade. A pressão superficial também fornece informações sobre a intensidade dos sistemas climáticos, incluindo ciclones tropicais, e tem uma influência no nível do mar (NOAA, 2019).

A pressão (p) da atmosfera em qualquer nível é definida como o peso da coluna sobrejacente de ar por unidade de área da superfície neste nível. A mesma e encontrada integrando o peso do ar em pequenos segmentos de altura, δz, para cima, desde o nível até o topo da atmosfera, que se supõe estar no infinito e pode ser expresso pela integral:

$$p(h) = \int_{h}^{\infty} \rho g \delta z \qquad \text{(Equação 3)}$$

Onde: $p(h)$ é a pressão na altura h, ρ é a densidade média do ar no intervalo de altura δz e g é a aceleração devido à gravidade (cuja variação com a altura é desconsiderada aqui) e o topo da atmosfera é assumido como estando no infinito.

De acordo com a definição acima, a pressão é máxima na superfície da Terra e diminui com a altura à medida que mais e mais ar é deixado abaixo (SAHA, 2008).

3.2.4 Vento

A radiação solar tem uma influência determinante na formação de tempo e do clima quando, ao atravessar a atmosfera, interage com os componentes atmosféricos como gases, nuvens e aerossóis. Uma grande parcela da radiação atinge a superfície terrestre, aquecendo-a. O aquecimento diferencial da superfície é o grande responsável pelo tempo e pelo clima, bem como pelo desenvolvimento da biosfera, porque ele regula todos os processos biológicos. Na Amazônia, estes processos são induzidos por diversos fatores locais e remotos. Dentre os fatores locais, citam-se a localização geográfica equatorial, a influência do Atlântico Tropical, a existência da Cordilheira dos Andes, assim como da Floresta Amazônica. E dentre os fatores remotos, citam-se o Pacífico Tropical, o Atlântico Subtropical e os padrões de circulação de grande escala localizados no Pacífico e no Atlântico (OBREGÓN, 2009).

Chama-se vento a componente horizontal $V= ui + vj$ do vetor velocidade do ar, $V= ui + vj + wk$. A caracterização do vento em qualquer ponto (φ, λ, z) da atmosfera requer dois parâmetros: direção e velocidade (módulo) – ambas são grandezas pontuais e instantâneas, pois, o escoamento do ar depende de condições atmosféricas. Nas proximidades da interface superfície-atmosfera, o vento é altamente influenciado pelas características geométricas e pelo estado de aquecimento da própria superfície (VAREJÃO, 2006).

O vento de superfície tem uma influência substancial nas trocas de *momentum*, calor e umidade entre a atmosfera, o oceano e a Terra. Ele impulsiona as ondas do oceano, as tempestades e o gelo do mar; e fornece uma força importante da circulação oceânica responsável pelo transporte global de importantes quantidades de calor e carbono; é também um indicador sensível do estado do sistema climático global acoplado, e seu conhecimento é importante para entender a variabilidade e a mudança climática, bem como para avaliar o modelo climático. Os dados sobre o vento de superfície têm aplicação direta em setores como transporte, construção, produção de energia, saúde humana, segurança marítima e gerenciamento de emergências; eles também são usados em métricas que caracterizam a força dos ciclones tropicais (NOAA, 2019).

3.2.5 Umidade

A evaporação dos oceanos é o mecanismo primário que sustenta a porção superfície-atmosfera do ciclo da água. A evaporação nos oceanos é maior que a precipitação, enquanto nos continentes a precipitação é maior que a evaporação, e o excesso de precipitação escoa pelos rios.

Umidade é um termo geral que se refere à água e ao teor de vapor do ar. Na atmosfera diferencia-se a umidade absoluta como sendo a quantidade real de vapor de água por volume de ar. A umidade relativa é a porcentagem de vapor de água na atmosfera em comparação com a máxima quantidade de vapor de água que a atmosfera poderia conter a esta temperatura. O ponto de orvalho de uma dada parcela de ar é a temperatura a que a parcela deve ser resfriada, a pressão constante, para a água componente de vapor condensar. A umidade é medida com um psicrômetro.

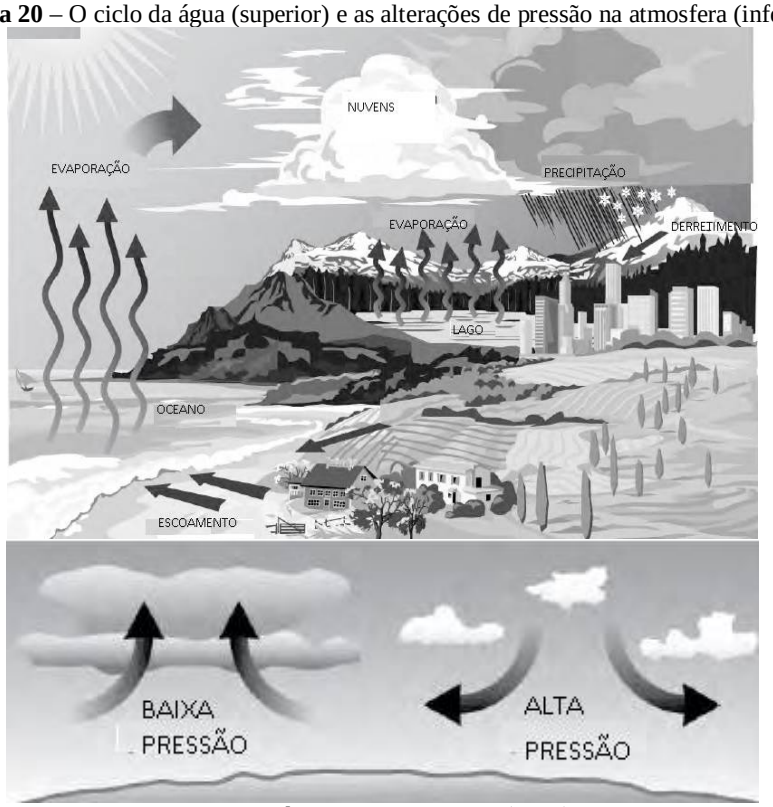
A umidade do ar perto da superfície da Terra afeta o conforto e a saúde dos seres humanos, dos animais e da vida selvagem, o comportamento de enxames de insetos e a ocorrência de doenças de plantas. Entre outros impactos estão aqueles que resultam da formação de neblina. Juntamente com a temperatura e o vento, o vapor de água próximo à superfície influencia os fluxos superficiais da umidade e, portanto, desempenha um papel nos ciclos energético e hidrológico (NOAA, 2019).

3.3 AQUECIMENTO SOLAR E MOVIMENTO ATMOSFÉRICO

O tempo é um fenômeno complexo e é controlado por muitos fatores e processos, como o aquecimento da superfície e da atmosfera da Terra pela vinda da radiação solar. A radiação solar incidente é absorvida pela superfície da Terra que, por sua vez, aquece a atmosfera mais baixa. O ar mais quente é menos denso do que o ar mais frio, e o ar aquecido vai começar a subir através da atmosfera.

Assim, os aumentos de massas de ar e de áreas de baixa pressão na superfície são geralmente associados com nuvens e, possivelmente, com condições de chuvas (Figura 20).

Figura 20 – O ciclo da água (superior) e as alterações de pressão na atmosfera (inferior)



Fonte: Exline, Levine e Levine (2019).

Graves fenômenos climáticos, como tempestades, tornados e furacões, estão associados com o aumento dos movimentos do ar, acompanhado de áreas de superfície de baixa pressão; regiões de ar descendente causam alta pressão nas áreas da superfície e, em geral, trazem condições meteorológicas livres de nuvens e chuvas. Áreas de baixa e alta pressão na superfície, causadas pelo movimento de parcelas de ar descendentes ou ascendentes, respectivamente, podem variar no diâmetro de alguns metros para centenas de quilômetros.

3.4 EVAPOTRANSPIRAÇÃO

Evapotranspiração é a transferência de umidade do solo para a atmosfera, sendo a soma da evaporação da água da superfície de solo mais a transpiração da cobertura vegetal somada com as águas das chuvas interceptadas pelas plantas. Ela é medida com a mesma unidade de precipitação, geralmente por milímetro por dia (mm/dia), que equivale a um litro de água por m^2 por dia.

A evapotranspiração é extremamente importante para a formação de chuvas e, também, no balanço de energia, já que para evaporar um grama de água a 25 ^{0}C são

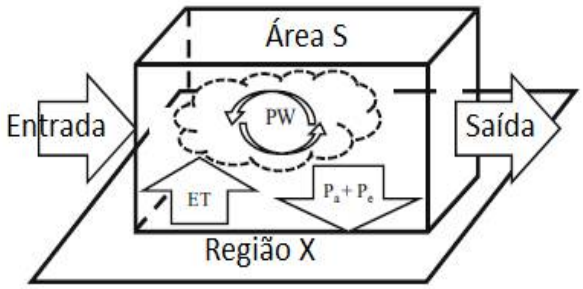
necessárias 583 calorias (KLAR, 1984; KIRKHAM, 2005). Além disto, em Terra, a evaporação anual é de 52% devido à transpiração das plantas, 28% de evaporação do solo e 20% de interceptação (BARRY; CHORLEY, 2003). Na Amazônia existem as árvores, *Euperua purpurea* Bth, que transpiram até 1.180 litros de água por dia (STAN, 1988) e, considerando que para plantas típicas em que o primeiro produto estável de fixação de carbono é um composto de três carbonos (tais plantas são chamadas de plantas C_3 e predominantes na Amazônia), cerca de 500 moléculas de água são perdidas para cada molécula de CO_2 fixada pela fotossíntese, dando uma razão de transpiração de 500 (TAIZ; ZEIGER, 2014).

Considerando estes valores mencionados acima, uma pequena variação na evapotranspiração pode trazer grandes mudanças e consequências em todo o sistema climático.

Na Amazônia, a evapotranspiração da região tem uma grande importância na reciclagem de precipitação que interfere na precipitação na própria Amazônia, em outros estados do Brasil e até mesmo em outros países da América do Sul. Assim, o conceito de reciclagem de precipitação refere-se ao mecanismo de retroalimentação ou "*feedback*" entre a superfície e a atmosfera, onde a evapotranspiração local contribui, significativamente, na precipitação total sobre uma região (ROCHA *et al.*, 2017).

Existem dois componentes do vapor de água total que levam à precipitação: evaporação local (reciclagem) e transporte externo de vapor de água (advecção) (LI; WANG; WU, 2018). A reciclagem regional da precipitação é indicada em um modelo conceitual na Figura 21. A caixa representa uma pequena região X de área superficial S. As setas horizontais indicam o fluxo advectivo do vapor de água para dentro e para fora da região considerada, sendo: W a quantidade de vapor de água, ET a evapotranspiração da superfície da Terra, e P a precipitação total na superfície, composta pela umidade proveniente de advecção (Pa) e a de evaporação (Pe): (P = Pa + Pe).

Figura 21 – Modelo conceitual dos fluxos de precipitação e umidade em uma caixa de grade atmosférica de área S, numa região terrestre X



Fonte: Adaptado de Li, Wang e Wu (2018).

A reciclagem de água é particularmente importante para o ciclo hidrológico da América do Sul. Na Bacia Amazônica, entre 25 e 35% da umidade é reciclada regionalmente (TRENBERTH, 1998). Parte desta umidade contribui com chuvas em outras regiões, principalmente durante a estação chuvosa, onde a umidade da Bacia Amazônica é exportada para fora da bacia, transportada através do jato sul-americano de baixo nível (SALLJ) ao longo dos Andes, contribuindo para a precipitação sobre a Bacia do Rio Prata (ZEMP *et al.*, 2014). Este vento move-se rapidamente (cerca de 30 km por hora) em uma estreita faixa de altitude (cerca de 1 km acima do nível do mar). Entre junho e agosto, na estação seca no Sul do Brasil, apenas os ventos do Sudoeste da Amazônia viram para o Sul, levando vapor d'água, mas entre dezembro e fevereiro isto acontece com ventos de toda a região.

Desta forma, embora a contribuição da Amazônia para a chuva no Centro-Sul do país seja maior na estação chuvosa, mesmo na época seca a água amazônica pode ser muito importante para esta outra região do país, onde se concentra a maior parte da produção agrícola brasileira – o mesmo se aplica ao Paraguai e à Argentina. Na Argentina há uma forte preocupação com os possíveis efeitos, nas chuvas daquele país, do desmatamento continuado na Amazônia brasileira. Na estação chuvosa, até 70% da precipitação em São Paulo depende do vapor d'água amazônico. Os ventos que trazem este vapor batem nas serras da Mantiqueira e do Mar, entre São Paulo, Minas Gerais e Rio de Janeiro, provocando chuvas nestas regiões (FEARNSIDE, 2004). Globalmente, a reciclagem de umidade terrestre é responsável por 40% da precipitação que cai na Terra e, em muitos lugares, pode representar até 75% da precipitação anual.

Para definir a razão de reciclagem de precipitação, é necessário dividir a precipitação total em um dado ponto $P(x,y)$ em duas porções: uma que tem origem continental (ou seja, mais recentemente evaporada de qualquer área continental – $P_C(x,y)$) e uma que possui uma

origem oceânica (isto é, evaporou-se mais recentemente do oceano – $P_O(x,y)$). Pode-se definir a taxa de reciclagem da precipitação local ($R_P(x,y)$) como:

$$R_P(x,y) = \frac{P_C(x,y)}{P(x,y)} = R_P(x,y) = \frac{P_C(x,y)}{P_C(x,y) + P_O(x,y)} \qquad \text{(Equação 4)}$$

A $R_P(x,y)$ mostra a dependência da precipitação em um determinado local (x,y) da evapotranspiração continental para manter a precipitação (DINGMAN, 2015).

3.5 CONDUTÂNCIA ESTOMÁTICA

Os estômatos são os maiores controladores dos ciclos da água e do carbono do mundo. A precipitação anual sobre a Terra é de cerca de 110 mil km^3, ou 110 x 10^{15} kg, e a evaporação mais a transpiração total são de cerca de 70 x 10^{15} kg. As maiores taxas de transpiração ocorrem em uma área quente e florestada entre os trópicos, com 32 x 10^{15} kg de vapor de água que passa através dos estômatos – isto é o dobro do teor de vapor de água na atmosfera 15 x 10^{15} kg (HETHERINGTON; WOODWARD, 2009). O controle estomático (condutância estomática) é importante propriedade fisiológica por meio da qual as plantas limitam a perda de água, ocasionando reduções na condutância estomática e, geralmente, reduzindo as trocas gasosas como forma de resposta das plantas a diversos fatores, incluindo o estresse hídrico.

Diversos são os fatores que afetam a abertura dos estômatos (KLAR, 1984), tais como:

(i) luz – há um estímulo de luz para o movimento dos estômatos; comparando-se a abertura estomática com a luminosidade, mantidos constante os demais fatores que a afetam, percebe-se um grande aumento na condutibilidade difusiva, ou seja, na abertura aos primeiros acréscimos de luz a partir do escuro;

(ii) concentração de CO_2 – a concentração de gás carbônico no ar é um fator importante a afetar a abertura dos estômatos; as plantas expostas ao ar, livre de CO_2, abrem os estômatos mesmo no escuro; por outro lado, o aumento do gás carbônico, além do teor normal existente no ar atmosférico, produz o fechamento dos estômatos, mesmo à luz; aumentos determinados na concentração de gás carbônico na atmosfera produzem aumentos bastante significativos nas taxas de fotossíntese, mas só é possível enriquecer a atmosfera deste gás em condições experimentais; e

(iii) temperatura de umidade do ar – a abertura dos estômatos aumenta gradualmente até um ponto determinado (32 a 38 ^{0}C); o efeito indireto da temperatura interferindo na concentração de vapor de água do ar pode afetar substancialmente a transpiração, ocasionando, inclusive, o fechamento dos estômatos por déficit hídrico.

Os estômatos não são somente a via de entrada para as trocas gasosas de CO_2, mas também a via de saída da água, na forma de vapor, do interior para o exterior da folha. Para absorver CO_2 do meio, a planta, inexoravelmente, perde água e, quando diminui esta perda, também restringe a entrada de CO_2 (LARCHER, 2000).

3.6 A FOTOSSÍNTESE

A assimilação de carbono pelas folhas segue a reação geral $CO_2 + H_2O + luz = CH_2O + O_2$, em que CH_2O se destina a representar os carboidratos, como sacarose ou amido. A assimilação envolve muitas reações químicas que ocorrem no interior dos cloroplastos nas células mesófilas das folhas, e são catalisadas por inúmeras enzimas; os substratos para assimilação são CO_2, água e luz. O dióxido de carbono vem da atmosfera e se difunde na folha através dos estômatos. A água está disponível em excesso dentro da folha, uma vez que as reações bioquímicas ocorrem dentro da célula altamente hidratada. Além do carboidrato, o oxigênio é um subproduto importante da fotossíntese (GAYLON, 1998).

A maioria das espécies de plantas se enquadra em um dos dois principais agrupamentos à assimilação de carbono. No grupo mais comum, o produto primário da fotossíntese é um açúcar com três carbonos, de modo que estas espécies são chamadas de C_3. Um mecanismo fotossintético menos comum está presente em gramíneas tropicais, como milho e cana-de-açúcar; nestas, o primeiro produto da fotossíntese é um composto de quatro carbonos — estas espécies são, portanto, chamadas de C_4 (GAYLON, 1998).

Há uma importante distinção entre plantas C_3 e C_4, com diferenças que se estendem desde o bioquímico a níveis mais altos de organização. Além da conhecida distinção entre estes tipos de plantas em suas respostas ao aumento dos níveis de CO_2, elas também diferem em suas respostas à luz e temperatura, bem como nas funções fisiológicas como condutância estomática e fracionamento de isótopos fotossintéticos. Estas diferenças funcionais podem ter implicações importantes na fisiologia do ecossistema e em sua influência na biosfera, como trocas atmosféricas de carbono, água e energia. Por exemplo, um dossel de planta C_4 normalmente particiona mais na radiação líquida para o calor sensível do que o calor latente

em comparação a um dossel C_3 operando em condições idênticas, isto é, terá maior eficiência no uso da água. Este particionamento tem implicações importantes para a temperatura e umidade da superfície em escalas regionais (CHRISTOPHER *et al.*, 2003).

3.6.1 A Rota C_3

A Floresta Amazônica é predominantemente de rota C_3 (MARENCO *et al.*, 2014). Nesta rota — o Ciclo de Calvin-Benson —, o CO_2 é fixado em um ácido de três carbonos (ácido fosfoglicérico) pela enzima Rubisco, que está presente em grandes quantidades nas folhas (25 a 30% do total de nitrogênio foliar). Esta mesma enzima pode, também, atuar como uma oxigenase, e esta atividade (fotorrespiração) pode resultar em uma dispendiosa liberação de CO_2 – reduzindo em quase um terço as quantidades líquidas de CO_2 que são fixadas (TAIZ; ZEIGER, 2014).

A fotorrespiração aumenta com a temperatura e, como consequência, a eficiência global de fixação de carbono declina com a temperatura crescente. A taxa de fotossíntese nas plantas C_3 aumenta com a intensidade da radiação, mas atinge um platô. As plantas de mecanismo C_3 têm uma baixa eficiência no consumo de água (BERGON; TOWNSEND; HARPER, 2007). A região de estudo tem uma vegetação em que predomina o mecanismo C_3.

3.6.2 A Rota C_4

Nesta rota — o Ciclo de Hatch-Slack —, a rota C_3 está presente, mas fica limitada a determinadas células do corpo da folha. O CO_2 que se difunde para o interior das folhas, via estômatos, encontra células do mesófilo contendo a enzima fosfoenolpiruvato (PEP) carboxilase. Esta enzima combina o CO_2 atmosférico com a PEP, produzindo um ácido com 4 carbonos, o qual se difunde e libera o CO_2 para as células internas onde ingressa na rota C_3. As plantas C_4 podem absorver o CO_2 atmosférico muito mais eficientemente do que as plantas C_3, e, como resultado, as C_4 têm a possibilidade de perder uma quantidade de água muito menor por unidade de carbono fixado (TAIZ; ZEIGER, 2014).

Além disto, a liberação dispendiosa de CO_2 pela fotorrespiração é quase completamente impedida e, portanto, a eficiência do processo global de fixação de carbono não se altera com a temperatura. Por fim, a concentração de Rubisco nas folhas é de um terço a um sexto da encontrada em plantas C_3, enquanto o nitrogênio foliar é correspondentemente

muito baixo. Como consequência, as plantas C_4 são pouco atrativas para os herbívoros (BEGON, 2007).

3.7 BALANÇO DE RADIAÇÃO

A fonte última de energia para todos os ecossistemas naturais é o Sol. A Terra recebe do Sol, em média, duas calorias de energia radiante por minuto por cm^2, um total de 13×10^{23} calorias por ano. Cerca de metade desta energia não chega a alcançar a superfície da Terra, sendo refletida pelas nuvens e pelos aerossóis (CURTIS, 2009).

O clima da Terra é o resultado de como a radiação solar é absorvida, redistribuída para a atmosfera e os oceanos e, eventualmente, se irradia de volta para o espaço. Qualquer variação na energia recebida na superfície da Terra e irradiada da superfície terá um efeito imediato sobre o clima. A composição da atmosfera é um parâmetro que influencia o balanço de energia da Terra. As nuvens desempenham um papel fundamental no balanço, modulando os fluxos radiativos de ondas longas e ondas curtas que afetam a temperatura da superfície. A energia recebida do Sol volta ao espaço a partir do sistema terrestre de duas maneiras: reflexão e emissão. Parte da energia solar que chega à Terra é refletida de volta ao espaço nos mesmos comprimentos de onda curtos em que chegou à Terra — a fração de energia solar que é refletida de volta ao espaço é chamada de albedo; outra parte da energia que vai para o espaço é a radiação eletromagnética de ondas longas emitida pela Terra.

Consideremos, então, o balanço de radiação de uma superfície terrestre (uma floresta, por exemplo). A radiação solar de ondas longas incidentes ($S\downarrow$) é a irradiância solar total nesta superfície. $S\downarrow$ é a soma da radiação solar recebida diretamente do Sol com a radiação que foi difundida pela atmosfera, isto é, a soma da radiação solar direta ($S\downarrow dir$) com a radiação solar difusa ($S\downarrow dif$). A radiação solar refletida pela superfície ($S\uparrow$) depende do albedo que, no caso da Rebio Jaru, fica em torno de 12% (VON RANDOW *et al*., 2004). A radiação atmosférica de ondas longas ($L\downarrow$) é a radiação emitida pela atmosfera dependente do perfil térmico vertical, das nuvens e da distribuição vertical dos absorventes. A radiação terrestre de ondas longas é a radiação emitida pela superfície terrestre ($L\uparrow$).

Considerando todas estas componentes, o balanço de radiação ou a Radiação Líquida (Rn) de uma superfície é a soma algébrica de todos os fluxos de radiação ascendente ($S\uparrow$ e $L\uparrow$) e descendente ($S\downarrow$ e $L\downarrow$):

$$Rn = S\downarrow - S\uparrow + L\downarrow - L\uparrow \text{ (com valores dados em } (W/m^2) \qquad \text{(Equação 5)}$$

Onde:

Rn é o saldo de radiação;

S↓ é a radiação solar de ondas curtas incidente;

S↑ é a radiação solar de ondas curtas refletida;

L↓ é a radiação de ondas longas incidente; e

L↑ é a radiação de ondas longas emitida pela Terra.

A radiação global S↓ depende do ângulo de incidência dos raios solares que, por sua vez, depende da latitude do lugar, da altura, da época do ano, do momento do dia, da topografia e da nebulosidade. A radiação líquida (Rn) assume valores positivos durante o período diurno; durante a noite, a Rn é geralmente negativa, uma vez que se resume ao balanço radiativo de ondas longas.

3.8 BALANÇO DE ENERGIA

A energia total que chega à superfície é partida em aquecimento da superfície, fotossíntese e evaporação de água, ficando o sistema em equilíbrio e obedecendo as leis físicas de conservação de massa e energia. Podemos, assim, escrever uma equação representando as entradas, as perdas e o armazenamento de energia neste sistema, como:

$$Rn + M - H - \lambda E = G \qquad \text{(Equação 6)}$$

Onde:

Rn, chamado saldo de radiação, representa a densidade de fluxo líquido da radiação absorvida pela superfície;

M representa o armazenamento de energia na superfície pelo metabolismo ou absorção de energia pela fotossíntese;

H é a taxa de perda de calor sensível (fluxo de calor por convecção ou condução devido a uma diferença de temperatura);

λE é a taxa de perda de calor latente a partir da superfície pela evaporação de água; e

G é a taxa de armazenamento de calor na vegetação e no solo.

3.9 BALANÇO HIDROLÓGICO

O Ciclo Hidrológico é um modelo conceitual de como a água se move entre a Terra e a atmosfera em diferentes estados, como gasoso, líquido ou sólido. Como em qualquer modelo conceitual, ele contém muitas simplificações. Existem diferentes escalas, nas quais o ciclo hidrológico pode ser visualizado, mas é útil começar em grande escala global e depois mudar para a unidade hidrológica menor de uma bacia ou bacia hidrográfica, dependendo do interesse em questão. Este ciclo tem, basicamente, a precipitação, a evapotranspiração, a infiltração, o acúmulo em lagos e os movimentos horizontais como os rios.

Desta forma, o balanço hidrológico se baseia na equação (KLAR, 1984):

$$E=P - (V_e + V_p + V_i + \Delta V_a)/AS \qquad \text{(Equação 7)}$$

Onde:

P = Precipitação;

E= Evapotranspiração;

V_e = Volume de água escoada superficial e subterrânea;

V_p = Volume de água percolada;

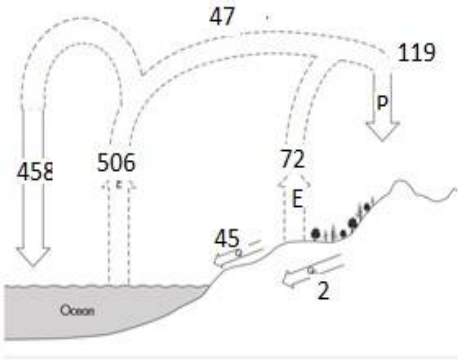
V_i = Volume de água interceptada;

ΔV= Variação da água armazenada no solo em um período de tempo determinado; e

AS= Superfície considerada.

As Figuras 22 e 23 mostram, respectivamente, o ciclo hidrológico e a distribuição global média da precipitação.

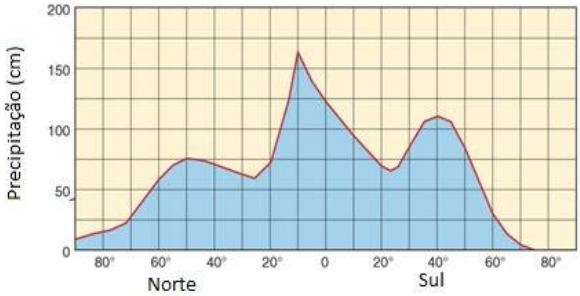
Figura 22 – Ciclo hidrológico global, em que os números representam milhares de km^3



Fonte: Davie (2002).

O ciclo, obviamente, não tem começo e nem fim. A água é evaporada dos oceanos e da superfície continental e se torna parte da atmosfera. A umidade atmosférica precipita-se tanto nos oceanos como nos continentes. Nestes, a água precipitada pode ser interceptada pela vegetação, pode escoar pela superfície dos terrenos ou pode se infiltrar no solo, de onde pode ser transpirada pelas plantas. Aproximadamente 60% da água precipitada retornam para a atmosfera através da precipitação.

Figura 23 – Distribuição da média anual de precipitação em função da latitude



Fonte: Adaptado de Gabler, Petersen e Trapasso (2009).

Nota-se na Figura 23 que as maiores taxas de precipitação ocorrem próximas ao Equador, onde há um maior aquecimento provocado pela incidência direta da radiação solar, uma pequena diminuição em latitude de 30 graus, tanto para o norte como para o sul, onde ocorrem, com muita frequência, a presença de desertos. Esta diminuição em 30 graus é pelo movimento descendente do ar quente que sobe na região do Equador.

3.10 O CICLO BIOGEOQUÍMICO

Neste trabalho serão analisadas variáveis como evapotranspiração, fluxo de calor sensível e fluxo de CO_2, que são importantes componentes do Ciclo Biogeoquímico do ecossistema da região do estudo e são influenciados por variáveis climáticas.

O termo Ciclo Biogeoquímico é usado para descrever a transferência e a transformação de matéria e energia entre a biosfera e a atmosfera, a hidrosfera e a litosfera. Durante o funcionamento de um ciclo biogeoquímico, uma série de tipos moleculares que são essenciais para sustentar a vida no planeta, também chamados de nutrientes, estão sendo constantemente transportados e transformados quimicamente. Os principais elementos químicos que compõem os nutrientes básicos que circulam dentro de um ciclo biogeoquímico específico e que estão envolvidos na estruturação de biopolímeros complexos (por exemplo,

proteínas, DNA, RNA etc.) são C, N, S, P e O. Um ciclo biogeoquímico é ativado via acoplamento da biosfera a fluxos de nutrientes fornecidos por locais específicos ou centros ativos na Terra, como por exemplo os vulcões (PANAGIOTARAS *et al.*, 2015).

3.10.1 O ciclo biogeoquímico da água

Em consequência da grande quantidade de água movimentada pela transpiração das plantas, a biosfera tem uma contribuição não desprezável para o ciclo da água, que deve ser considerado um ciclo biogeoquímico, e não um simples ciclo geoquímico. A biosfera terrestre é suportada pela fotossíntese, cujo rendimento quanto à utilização da água é muito baixo. O fato da utilização da água pela fitosfera ser pouco eficiente causa uma taxa elevada de transpiração de água do solo para a atmosfera (MACHADO, 1996).

A água tem grande capacidade em dissolver gases como o oxigênio e o gás carbônico. Esta capacidade é, entretanto, muito influenciável pela temperatura, pressão e tipo de gás. Outra característica da molécula de água é sua grande importância para a manutenção da vida nos ecossistemas aquáticos, devido ao seu comportamento anômalo em relação à densidade. Ela expande quando é resfriada de 4 ^{0}C a 0 ^{0}C; a densidade da água a 4 ^{0}C é de 1,0 g/cm^3, enquanto a 0 ^{0}C é de 0,92 g/cm^3. Desta forma, a água congela-se de cima para baixo, fazendo com que seja possível vida aquática intensa em zonas polares. Outra importante característica da água são os seus elevados valores latentes de evaporação (L_v= 540 cal/g) e fusão (L_f= 80 cal/g). Deste modo, a água exige o aporte de grandes quantidades de energia para trocar de estado físico, conferindo-lhe uma elevada inércia térmica que resulta em uma demora no aquecimento e no resfriamento (COELHO, 2000).

3.10.2 O ciclo biogeoquímico do carbono

O carbono está presente em duas formas: orgânica e inorgânica. O ciclo bioquímico e geoquímico destas formas através dos processos da Terra é chamado de ciclo global do carbono. O ciclo global do carbono está intimamente ligado aos ciclos globais de outros elementos, como oxigênio, nitrogênio e enxofre. O carbono está presente nos sistemas vivos e não vivos, fornecendo o combustível básico para todos os processos biogeoquímicos da Terra. Portanto, compreender a formação, a ciclagem e a preservação do carbono orgânico é essencial para entender a ciclagem de todos os elementos biologicamente relevantes, assim como para manter o equilíbrio destes sistemas (PANAGIOTARAS *et al.*, 2015).

3.11 AS LEIS DE CONSERVAÇÃO

A biosfera, que é onde as plantas e os animais vivem no solo e nos ambientes atmosféricos, pode ser pensada como um contínuo de escalas espaciais e componentes do sistema. Os princípios de conservação de energia e massa podem ser aplicados a todo este sistema, ou a componentes específicos, como uma única planta, folha, vaso de xilema ou até mesmo uma única célula.

As equações de transporte também podem ser aplicadas a todo o sistema, ou a um único componente. Claramente, deve-se definir, cuidadosamente, qual parte do sistema é de interesse em uma análise particular: energia ou massa de uma parte ou escala deste sistema pode fluir continuamente para outra parte ou escala.

A água é difundida por toda a biosfera, existindo em estados sólido, líquido ou gasoso, e é capaz de se mover de um lugar ou estado para outro. Os organismos vivos dependem da água e se adaptaram de maneira notável às suas características. Considere, por um momento, o fluxo de água no sistema solo-planta-atmosfera. As chuvas atingem a superfície do solo após a condensação do vapor no ar, e se infiltram pelos poros em resposta aos gradientes do potencial de água para distribuir água por todo o solo. A água, então, se move pelo solo, pela raiz, pelo sistema vascular de uma planta e pela folha sob a influência de um potencial hídrico continuamente decrescente.

Na folha, a água líquida é transformada em vapor de água, o que requer uma quantidade considerável de calor latente, e o vapor da água se move em resposta às diferenças de pressão de vapor entre a folha e a atmosfera, em vez de gradientes de potencial de água. Este vapor de água difunde-se através do poro estomático e da camada limite do ar próximo à superfície da folha, e é transportado por convecção turbulenta através do espaço de dossel, camada limite planetária, e, finalmente, para a atmosfera livre para ser distribuído ao redor do globo e condensado novamente como chuva.

A energia necessária para transformar a água líquida nas folhas em vapor de água, que pode ser extraída do ar ou fornecida pela energia radiante do Sol, une a troca de energia à troca de água. As leis de transporte podem ser usadas em conjunto com a conservação de massa e energia para descrever o movimento da água em todo este sistema. Embora as forças motrizes para o movimento da água possam variar em diferentes partes do sistema, condutas apropriadas podem ser definidas para descrever o transporte em todo o sistema.

Em alguns casos, a forma da equação de transporte pode variar para diferentes partes do sistema, mas o princípio de conservação de massa é usado para unir as equações de transporte para estas várias partes do sistema, conforme mostra a Figura 24, onde a coluna em maiúsculo é o balanço hídrico, a linha horizontal é o balanço de energia, a coluna em negrito é o balanço de carbono e a coluna em itálico é o balanço de radiação.

Figura 24 – Balanço integrado de energia, radiação e hídrico

								Radiação de ondas longas
								+
PREC								*Radiação solar*
=								=
CALOR LATENTE	+	Calor sensível	+	Calor armazenado	+	**Fotossíntese**	=	*Saldo de radiação*
+						+		
INFILTRAÇÃO						**Respiração do solo**		
+						+		
ESC. SUPERFICIAL						**Carbono armazenado**		
+						=		
ÁGUA ARMAZENADA						**Fluxo líquido de CO2**		

Fonte: Gaylon (1998).

Claramente, a biosfera é um contínuo complexo, não apenas em termos da realidade da interconectividade dos seres vivos e de seus ambientes, mas também em termos das formulações matemáticas e físicas que os biofísicos usam para descrever este notável sistema (GAYLON, 1998).

CAPÍTULO 4 — MATERIAL E MÉTODOS

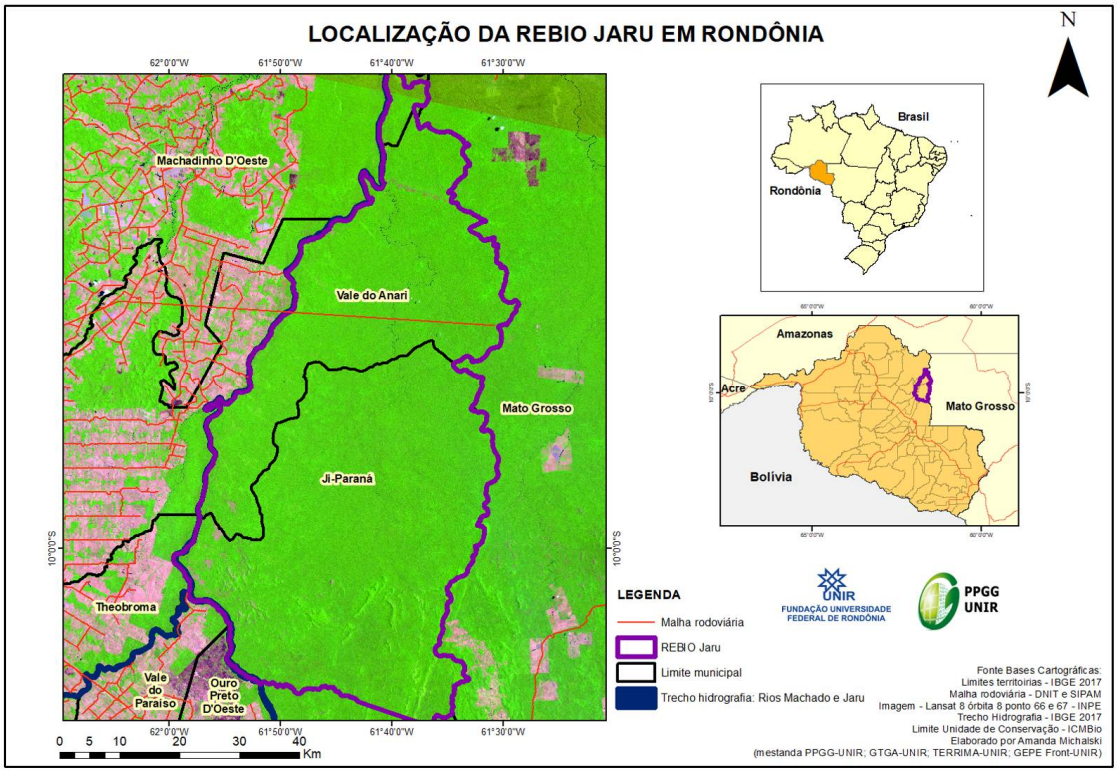
4.1 ÁREA DO ESTUDO: A RESERVA BIOLÓGICA DO JARU

Criada em julho de 1979, com 268.150 hectares, a Reserva Biológica de Jaru (REBIO Jaru ou RB Jaru) preserva características da região, e dentro da unidade brotam inúmeras nascentes e igarapés que sustentam animais, plantas e, principalmente, o rio Ji-Paraná. A Reserva situa-se entre o limite estadual Rondônia-Mato Grosso, o igarapé Azul e o rio Ji-Paraná, nos municípios de Ji-Paraná, Vale do Anari e Machadinho D'Oeste (Figura 25). A área em que a RB do Jaru está localizada pertence à Bacia do Médio rio Ji-Paraná, afluente do rio Madeira, que é afluente do rio Amazonas, pela margem direita, e foi considerada pelo MMA como área de extrema importância para a conservação da natureza, especialmente pela diversidade de invertebrados, pela biota aquática e pelas aves que abriga.

A região de influência da Reserva Biológica do Jaru está constituída pelos municípios aos quais ela pertence, que são Ji-Paraná, Vale do Anari e Machadinho D'Oeste, e os municípios com os quais faz limite, que são Theobroma, Ouro Preto do Oeste e Vale do Paraíso no Estado de Rondônia, e Colniza e Rondolândia no Estado de Mato Grosso. A economia da região, tanto nos municípios de Rondônia como nos de Mato Grosso, caracteriza-se por ser fortemente dependente do setor primário. Os produtos agrícolas mais importantes são o café, o cacau, o arroz, o feijão, o milho, a mandioca, a banana e, também, a cana-de-açúcar e a soja, em expansão. A pecuária vem crescendo rapidamente na região, como em todo o Estado de Rondônia.

A região onde se encontra a Rebio Jaru tem uma grande importância biogeográfica por estar em uma área de endemismo de aves, compreendida entre as planícies do médio Rio Madeira e do alto Rio Tapajós (HAFFER, 1969; OLIVEIRA; VASCONCELOS; SANTOS, 2017). A reserva foi ampliada em cerca de 60.000 ha em 02 de maio de 2006, com a anexação do chamado Título Definitivo (TD) Bela Vista, área de grande importância estratégica para a unidade, passando a totalizar os atuais 353.163 ha (BRASIL, 2010). Aproximadamente, 70% da fazenda desapropriada encontra-se preservada, enquanto os outros 30% estão sendo recuperados através de um Projeto do ICMBIO para reflorestar a área degradada da região.

Figura 25 – Mapa da Rebio Jaru

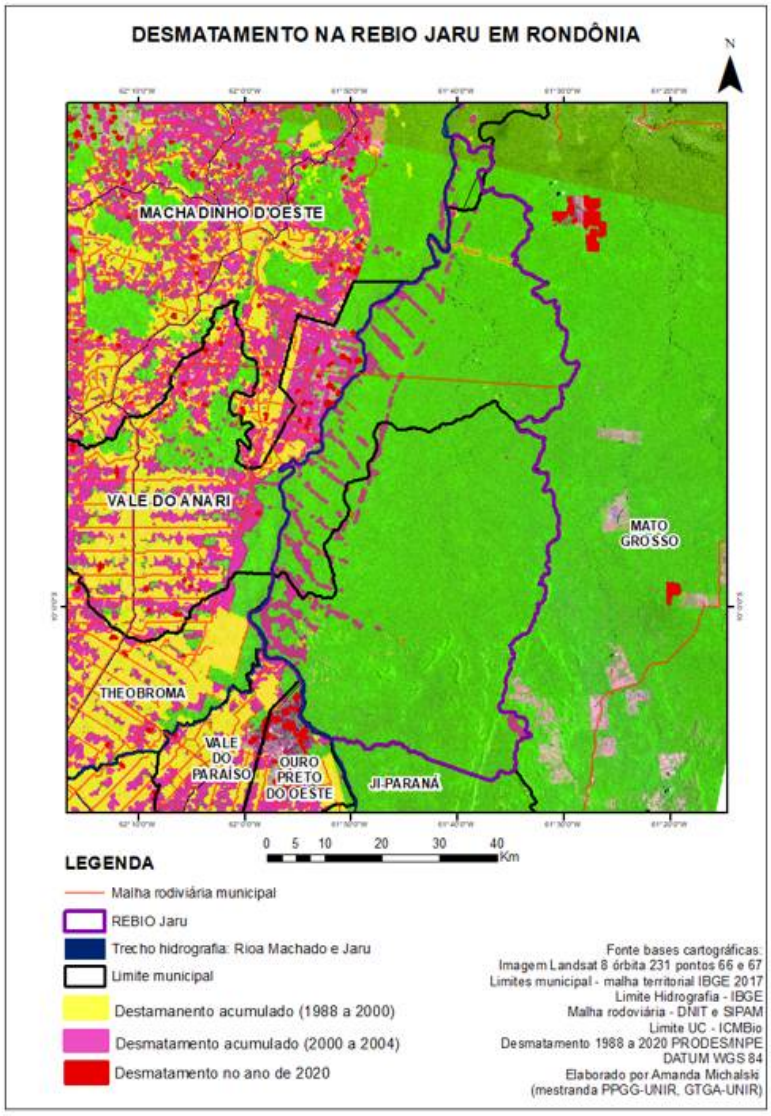


Fonte: Elaborado por Amanda Michaiski (2021)

Um dos graves problemas enfrentados na região são as invasões da unidade, além da caça ilegal de animais e as queimadas. O problema foi mais grave nos anos iniciais da década passada, chegando a um ponto crítico no final de 2002, em que 2.000 famílias (em média) viviam no interior da reserva e provocaram um grande desmatamento, chegando a, aproximadamente, 100 m da torre de monitoramento do sítio experimental.

A Figura 26 mostra o desmatamento no interior da Rebio Jaru. Notam-se grandes áreas desmatadas próximas à fazenda TD Belavista que, a partir de 2006, passou a fazer parte da Rebio. Esta região contínua de desmatamento do lado direito do encontro entre as divisas entre os municípios de Theobroma, Vale do Paraiso e a Rebio Jaru estava no interior da reserva e não na área da Fazenda TD Belavista que, posteriormente, também foi anexada à Rebio Jaru. Este desmatamento chegou próximo da torre do Programa LBA e fez com que ela fosse desativada devido ao local não mais ser uma floresta não perturbada.

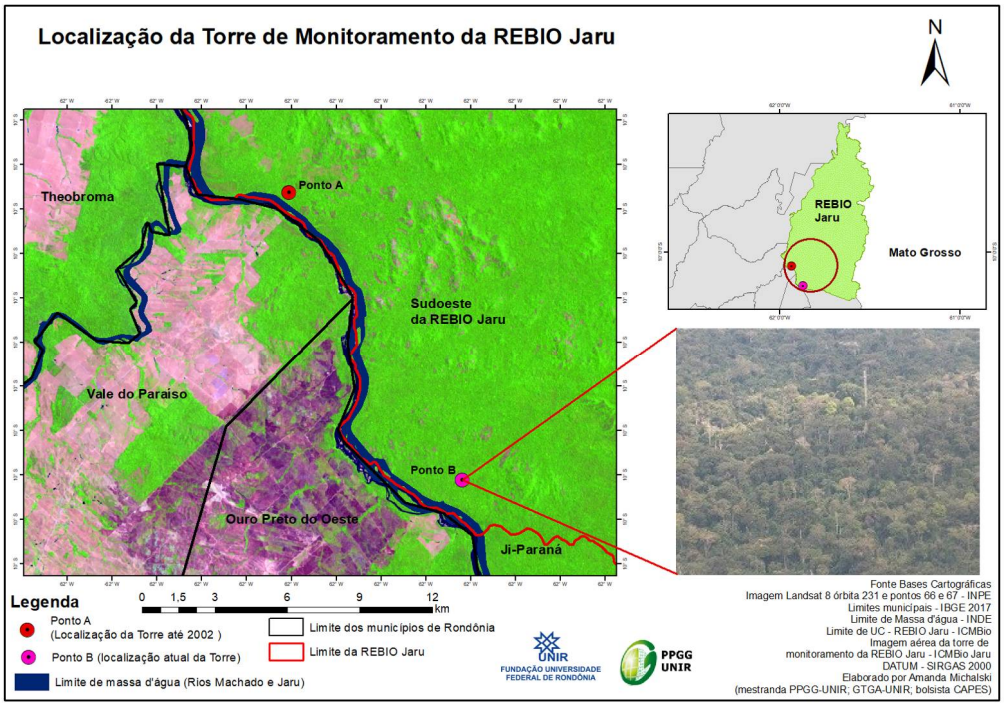
Figura 26 – Desmatamento no interior da Rebio Jaru



Fonte: Elaborado por Amanda Michaiski (2021).

Neste período, os grileiros fizeram várias ameaças aos pesquisadores do LBA e a torre foi desativada no dia 15 de dezembro de 2002, passando um ano parada, sendo ativada novamente nos primeiros dias de 2004, em um novo ponto no interior da reserva (Figura 27).

Figura 27 – Mapa de localização da torre, ela ficou no ponto A em 1999 e a partir do início de 2004 no ponto B; na parte direita inferior uma foto aérea da torre



Fonte: Elaborado por Amanda Michaiski (2021).

Além do Instituto Chico Mendes, que administra a Reserva Biológica, outros órgãos de fiscalização ambiental, como a Polícia Ambiental e o SEDAM, também colaboram com a fiscalização. A educação ambiental vem sendo desenvolvida com parcerias da comunidade, da colônia de pescadores e das escolas e universidades, e o trabalho visa melhorar as condições de vida da população e facilitar o trabalho de proteção da reserva.

No interior da reserva há uma torre de observação científica do Programa LBA monitorando o local desde 1999. LBA é a sigla de *Large Scale Biosphere-Atmosphere Experiment in Amazonia* ou Experimento de Larga Escala da Biosfera-Atmosfera na Amazônia. Liderado pelo Brasil, o LBA é um dos maiores projetos de cooperação científica internacional já criado, com a meta de estudar as interações entre a Floresta Amazônica e as condições atmosféricas e climáticas em escalas regional e global.

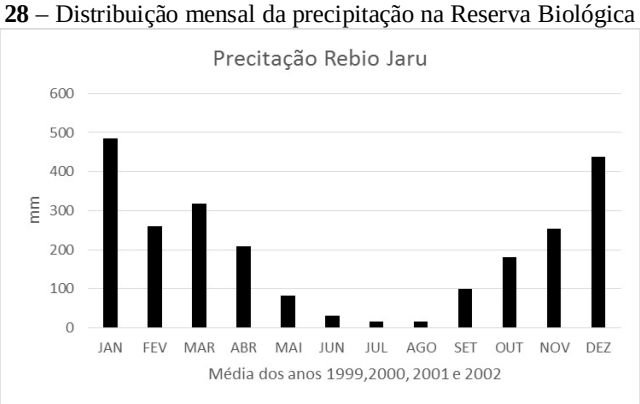
O Sítio Experimental do Programa LBA é uma área representativa de florestas primárias de terra firme, tendo uma torre de observação contínua. O sítio da floresta é localizado na Reserva Biológica do Jaru, no município de Ji-Paraná (Figura 28 – direita).

Além do sítio experimental da Rebio Jaru, o LBA possui um outro sítio experimental monitorando uma área de pastagem, as mesmas variáveis em área de Ouro Preto do Oeste, como mostrado no lado esquerdo da Figura 29. A torre da pastagem tem os mesmos

equipamentos da torre da Rebio e seu objetivo é comparar as principais variáveis climáticas nos dois tipos de vegetação, para tentar entender o que pode mudar se uma floresta for convertida em uma pastagem.

A torre da Rebio Jaru é utilizada para medições contínuas dos fluxos de superfície desde o início de 1999 e, além do monitoramento contínuo, a torre também foi utilizada em campanhas intensivas de medidas da camada limite e química atmosférica, em escala regional (MARTINS *et al.*, 2009; SANTOS; FISCH, 2002; SILVA DIAS *et al.*, 2002; SILVA DIAS; COHEN; GANDÚ, 2005; VON RANDOW *et al.*, 2004). A altura média do dossel da vegetação fica em torno de 35 m, com variações que podem atingir 45 m. Wright *et al.* (1996) descreveram algumas características da superfície do sítio experimental: profundidade das raízes abaixo de 4,0 m, índice de área foliar de 4,6 m^2/m^2, porosidade do solo de 0,483 a 20 cm e 0,305 a 40 cm, e perda por interceptação da ordem de 11%. A precipitação na região é alta e a média das chuvas observadas no ponto da torre foi de 2.390,55 mm, considerando os anos de 1999, 2000, 2001 e 2002, distribuídas mensalmente pelo gráfico da Figura 28.

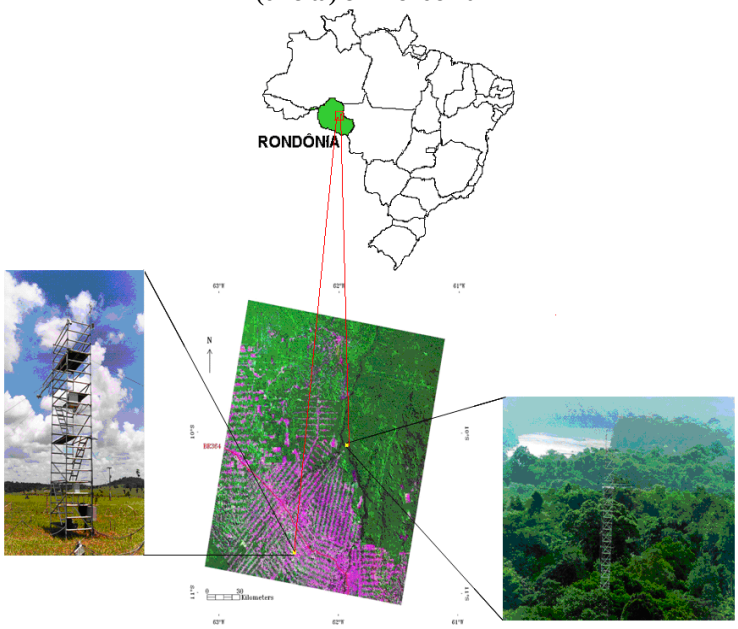
Figura 28 – Distribuição mensal da precipitação na Reserva Biológica do Jaru



Fonte: Organizada pelo autor com dados do Programa LBA (2020).

Notam-se médias mensais próximas de 500 mm, como ocorre nos meses de janeiro e dezembro, e uma forte estação seca nos meses de junho, julho e agosto.

Figura 29 – Localização dos sítios experimentais do LBA para as áreas de pastagem (esquerda) e floresta (direita) em Rondônia



Fonte: Fotografia direita de Dr. Antônio Manzi (INPE, 2018) e à esquerda, do autor.

O Estado de Rondônia, onde está a Reserva Biológica do Jaru, é uma das partes mais desmatadas da Amazônia. O padrão de “espinha de peixe” de pequenas clareiras ao longo de novas estradas é o início de uma das trajetórias comuns de desmatamento na Amazônia. Novas estradas (legais e ilegais) atraem pequenos agricultores que desmatam algumas terras para plantar; quando o solo piora, eles convertem as antigas terras agrícolas em pastagens e desmatam novas florestas. Quando a produtividade cai novamente, e não sobra floresta suficiente para derrubar, eles vendem suas pequenas propriedades para fazendeiros em grande escala, que consolidam as pequenas propriedades em grandes pastagens. O fogo é a principal ferramenta para limpar terras na Amazônia e nem sempre fica onde os proprietários pretendem, frequentemente ele escapa ao controle e invade florestas e pastagens adjacentes (NASA, 2020).

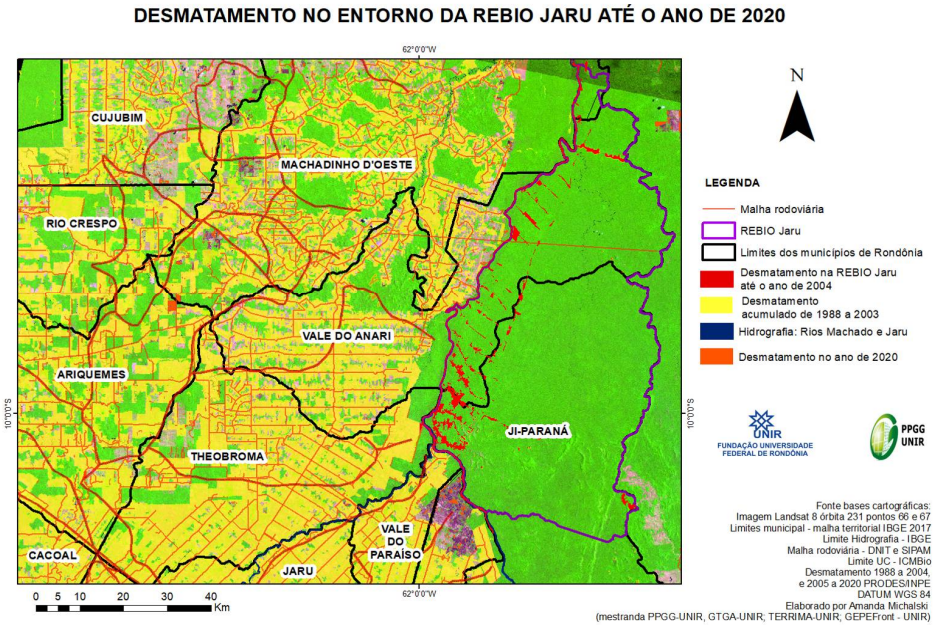
A Figura 30 mostra os dados de desmatamento no Estado de Rondônia do início das medidas em 1988 até 2020. Nota-se um comportamento muito similar entre as taxas de desmatamento no Estado de Rondônia e em toda a Amazônia, e a maior taxa de desmatamento foi em 1995 com um valor aproximado de 5.000 km^2, e tendo um novo pico secundário em 2005 com quase 4.000 km^2. Os valores mais baixos, desde que há monitoramento, ocorreram em 2009 e 2010, ficando em torno de 500 km^2. Após este mínimo, o desmatamento vem apresentando uma tendência de alta.

Figura 30 – Índices de desmatamento para o Estado de Rondônia no período de 1989 até 2020

Fonte: Organizada pelo autor com dados do INPE (2021).

A Figura 31 mostra uma evolução no desmatamento no entorno da Rebio Jaru de 1988 até os dias atuais. A evolução do desmatamento foi dividida em três períodos, sendo o primeiro de 1998 até 2003, um período intermediário até 2004, e um mais atual que é até 2020. Na figura nota-se, ainda, em vermelho, no interior da Rebio, que os desmatamentos foram predominantes nos anos de 2000 a 2004, havendo, inclusive, desmatamento na divisa com o Estado do Mato Grosso.

Figura 31 – Mapa do desmatamento no entorno da Rebio Jaru até 2020



Fonte: Elaborado por Amanda Michaiski (2021).

A parte do Estado do Mato Grosso que faz fronteira com a Rebio Jaru é pouco desmatada, mas no entorno do Estado de Rondônia há muito desmatamento devido à forte atividade pecuária. Há uma parte da Rebio Jaru localizada (também) no município do Vale do Anari, onde é possível identificar taxas altas de desmatamento anteriores a 2004, uma vez que esta porção não fazia parte da Rebio Jaru no período — a mesma foi anexada à reserva somente em 2006.

4.2 INSTRUMENTAÇÃO E BASE DE DADOS DO SÍTIO EXPERIMENTAL DA REBIO JARU

Na Rebio Jaru, o LBA possui uma torre micrometeorológica mantida por painéis solares, onde são medidas, continuamente, as variáveis climáticas, os componentes de física do solo e as trocas de massa e energia entre o ecossistema e a atmosfera (Figura 32).

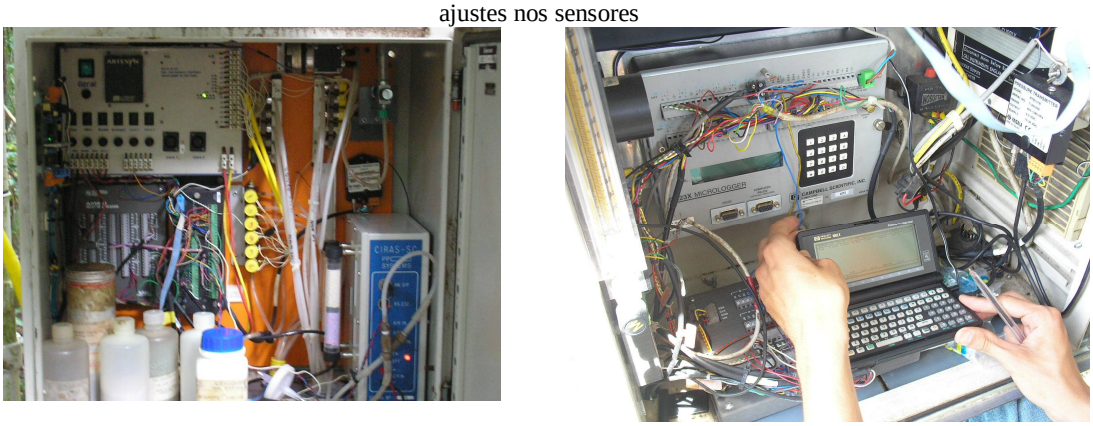
Figura 32 – Vista da torre no interior do dossel da floresta e as placas fotovoltaicas que fornecem energia para as baterias que mantêm os instrumentos continuamente

Fonte: Fotografias feitas pelo autor (2002).

A mesma está equipada com instrumentos (sensores) medindo as principais variáveis climáticas, como irradiância solar global (incidente e refletida, Kipp e Zonen – CM6), saldo de radiação (Kipp Zonen Lite), radiação fotossinteticamente ativa (Quantum LI-COR, LI-190SZ), precipitação (pluviômetro Tipping Bucket Rain Gauge modelo 6011-A, Qualimetrics), velocidade e direção do vento (anemômetros de copo Vector A100R), perfil de velocidade do vento (Vector W200P), temperatura e umidade do ar (Campbell HMP45), fluxo de calor no solo (REBS), umidade do solo — perfil até 100 cm (refletômetros DELTAT) e pressão atmosférica (Barômetro Vaisala, PTB100A).

O registro de dados dos sensores é feito com um sistema (*datalogg*er) da Campbell, modelo CR23, que mede os dados a cada 30 segundos e armazena valores médios das variáveis de cada 30 minutos (Figura 33).

Figura 33 – Caixa de instrumentação onde os dados são pré-processados, gravados e é feita a configuração e os ajustes nos sensores



Fonte: Fotografias feitas pelo autor (2002).

Os dados são gravados em um computador e semanalmente são feitas inspeções nos equipamentos, manutenção e *download* dos dados. Na Tabela 02 estão relacionados os instrumentos que medem as principais variáveis climáticas, suas funções e as características, assim como seu posicionamento na torre.

Tabela 2 – Relação dos instrumentos usados para as medidas das variáveis climáticas e suas alturas na torre

Variáveis meteorológicas	Instrumentos usados (modelo)	Altura
Radiação de ondas curtas incidente e refletida	Piranômetros Kipp & Zonem (CM21)	19,3 m
Radiação de ondas longas incidente e refletida	Piranômetros Kipp & Zonem (CG1)	19,3 m
Radiação fotossinteticamente ativa	Sensor Quantum LI-COR (LI-190SZ)	26,6 m
Temperatura do ar	Termohigrômetro Vaisala (HMP35A)	60,0 m
Umidade relativa	Termohigrômetro Vaisala (HMP35A)	60,0 m
Velocidade do vento	Anemômetro Vector A100R	61,1 m
Direção do vento	Wind Vane Vector (W200P)	60,7 m
Precipitação	Rain gauge EM ARG-100	60,3 m
Pressão atmosférica	Barômetro Vaisala (PTB100A)	40 m

Pré-processamento dos dados	*Datalogg*er da Campbell, modelo CR23	26,6 m

Fonte: Autoria própria.

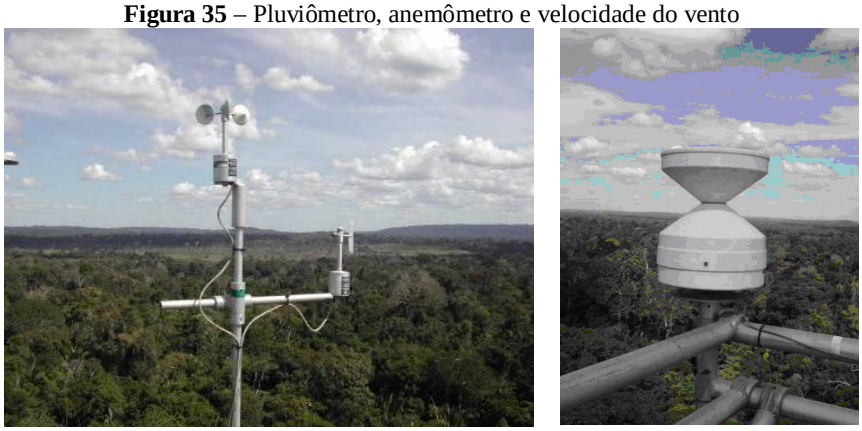
Na Figura 34 estão todos os radiômetros que ficam acima do dossel das plantas, e o conjunto tem sensores de ondas longas e radiação solar.

Figura 34 – Radiômetros que medem a radiação solar incidente e refletida e a radiação de ondas longas vindas da atmosfera e emitidas pela Terra

Nota: Na fotografia da esquerda estão os sensores direcionados para o solo, enquanto no lado direito estão os sensores voltados para cima
Fonte: Fotografias feitas pelo autor (2002).

Para cada uma das componentes de radiação há dois componentes: um apontado para o solo e outro apontado para cima. Assim, é possível medir a radiação que entra e a que sai e, com isso, medir o albedo e a radiação líquida, componentes importantes do balanço de radiação. Na Figura 35 são mostrados o anemômetro que mede a velocidade do vento e o cata-vento que mede a direção (lado esquerdo) e o pluviômetro (lado direito).

Figura 35 – Pluviômetro, anemômetro e velocidade do vento

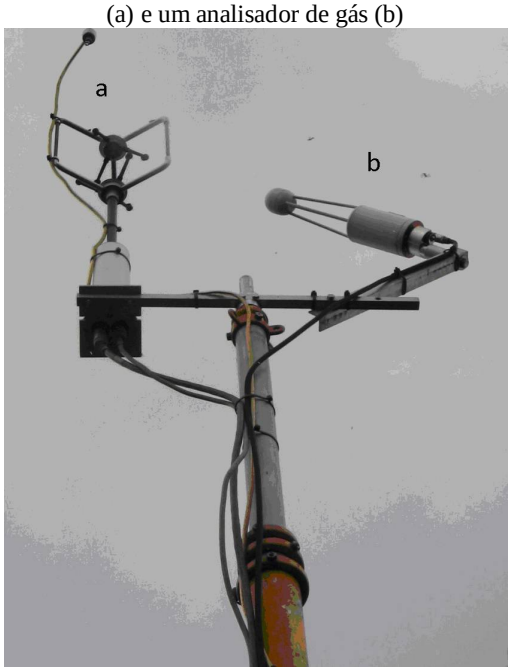


Fonte: Fotografias feitas pelo autor (2002).

Os dados de fluxos turbulentos (fluxo de CO_2 entre a superfície e a atmosfera, evapotranspiração e fluxos de *momentum*) são estimados pelo método do sistema de covariância de vórtices turbulentos, com aquisição de dados de velocidade, vento em três dimensões, concentração de CO_2 e temperatura e umidade do ar na cadência de 10 Hz. O dióxido de carbono e o vapor de água são combinados em um único sensor, pois, as técnicas de detecção de dióxido de carbono e vapor de água são semelhantes e as flutuações em ambas precisam ser conhecidas para que os fluxos sejam calculados.

Os sensores utilizados no sistema são: um anemômetro sônico 3D (*Solent* 1012R2, *Gill Instruments*, UK) e um analisador de gás infravermelho CO_2/H_2O (LI-COR, Li-7500), e estão situados no topo da torre, em uma altura de 62,7 metros (FIGURA 36). As posições destes instrumentos estão na Tabela 3.

Figura 36 – Conjunto que mede o fluxo de carbono entre o ecossistema e a atmosfera, a evapotranspiração e o fluxo de calor sensível, formado por um anemômetro ultrassônico tridimensional (velocidade do vento em 3D) (a) e um analisador de gás (b)



Fonte: Fotografias feitas pelo autor, 2002.

Os fluxos de *momentum*, calor, H_2O e CO_2 são calculados através das seguintes expressões:

$$u_*^2 = \sqrt{\overline{u'w'}^2 + \overline{v'w'}^2} \qquad \text{(Equação 8)}$$

$$H = \rho c_p \overline{w'T'} \qquad \text{(Equação 9)}$$

$$\lambda E = \rho \lambda \overline{w'q'} \qquad \text{(Equação 10)}$$

$$F_c = \overline{w'\rho_c'} \qquad \text{(Equação 11)}$$

Onde:

u_* = velocidade de atrito (ms^{-1});

λE = fluxo de calor latente / evapotranspiração (Wm^{-2});

H = fluxo de calor sensível (Wm^{-2});

F_c = fluxo de CO_2 ($molCO_2\ m^{-2}s^{-1}$); e

u', *v'*, *w'*, *T'*, *q'*, ρ_c' são, respectivamente, as flutuações de *u*, *v*, *w* (ms^{-1}), temperatura (*K*), umidade específica (gg^{-1}) e densidade de CO_2 no ar ($molCO_2\ m^{-3}$) e u, v, w as componentes tridimensionais da velocidade do vento (u, v, w) (MONCRIEFF *et al.*, 1997; BURBA, 2013).

Tabela 3 – Relação dos instrumentos usados para as medidas de fluxos e suas alturas na torre

Medidas	Instrumentos	Posição
Medições de alta frequência de 3-D velocidade do vento	Gill Sonic Anemometer	62,7 m
Medições da concentração de H_2O, CO_2 (10,4 Hz)	LICOR 6262 IRGA	62,7 m

Fonte: Autoria própria.

As concentrações de CO_2, H_2O, temperatura e as componentes da velocidade tridimensional do vento foram medidas pelo anemômetro sônico 3D (Solent 1012R2, Gill Instruments, UK) juntamente com um analisador de gás infravermelho CO_2/H_2O (LI-COR, Li-7500) e foram gravados a uma taxa de 10,4 Hz para os cálculos dos fluxos *off-line* usando o *software* Alteddy. O Alteddy foi escrito na linguagem FORTRAN e pode ser adaptado a várias configurações de *hardware* e opções de *software* diferentes. As calibrações precisam ser feitas no campo e, por serem locais relativamente remotos, os instrumentos foram recalibrados em intervalos de cerca de 2 meses. Observou-se poucos desvios nos valores de calibração, geralmente menores que 1% no intervalo do IRGA.

A Escala de estudo de todo e qualquer objeto que se queira investigar conduz à delimitação da sua dimensão. O ponto de vista geográfico relaciona a escala à dimensão espaço temporal dos componentes terrestres, sendo o clima um deles (MENDONÇA; DANNI-OLIVEIRA, 2007).

Desta forma, em climatologia geográfica pode-se trabalhar em diferentes escalas, a saber: Zonal ($10x10^6$ milhões de km), Regional ($10x10^4$ milhares de km), Subregional ($10x10^2$ centenas de km), Local (10 dezenas de km), Mesoclima ($10x10^{-2}$ centenas de km), Topoclima (dezenas de metros), Microclima (poucos metros) (MONTEIRO, 1975). Neste estudo trabalha-se com duas escalas, e o fenômeno *El Niño* ocorre em escala de abrangência Zonal, e o ponto onde foram coletados os dados que é numa escala de Microclima.

CAPÍTULO 5 RESULTADOS E DISCUSSÕES

Praticamente todos os processos que ocorrem na superfície da Terra são movidos pela radiação solar incidente em uma determinada região, em particular os eventos climáticos. A precipitação, a temperatura, os ventos, a fotossíntese, o balanço hidrológico (Equação 7), o balanço de energia (Equação 6), e o balanço de radiação (Equação 5) estão diretamente ligados à radiação solar. Por outro lado, de acordo com a primeira lei da Ecologia, proposta por Berry Commoner, "tudo está conectado com tudo" (PARKES; HORWITZ, 2009).

Assim, em um ecossistema complexo e em equilíbrio por milhares de anos — como o local do estudo —, estas variáveis climáticas estão interconectadas e uma pequena variação em uma delas pode provocar interferências não lineares em parte delas ou em todas as outras. Portanto, é importante saber o que pode causar alterações e as suas consequências, como é o caso das alterações provocadas pelo fenômeno *El Niño*.

5.1 A EVOLUÇÃO NAS MÉDIAS MENSAIS DE TEMPERATURA E RADIAÇÃO SOLAR INCIDENTE

Nesta seção serão apresentados os resultados das variáveis climáticas, a temperatura e radiação solar incidente. De modo geral, todos os processos físicos e químicos que ocorrem na superfície têm origem na quantidade de radiação que a região recebe, afetando diretamente na temperatura local. Inicialmente, serão apresentadas, no Quadro 2, as variações da TSM e o Índice Oceânico *Niño* (ONI). Os dados são do NOAA (*National Oceanic Atmospheric Adiministration*), onde cada valor é uma média entre mês de referência, o seu antecessor e o seu sucessor para a região *Niño* 3.4 (5 ºN-5 ºS, 170 ºW-120 ºW). Estão destacados os períodos de *El Niño*, *La Niña* e normais abrangendo as últimas três décadas.

Quadro 2 – Eventos de *El Niño* (escuro), *La Niña* (sombreado) e períodos normais (sem destaque) abrangendo o período de estudo

Ano	DJF	JFM	FMA	MAM	AMJ	MJJ	JJA	JAS	ASO	SON	OND	NDJ
1990	0.1	0.2	0.3	0.3	0.3	0.3	0.3	0.4	0.4	0.3	0.4	0.4
1991	0.4	0.3	0.2	0.3	**0.5**	**0.6**	**0.7**	**0.6**	**0.6**	**0.8**	**1.2**	**1.5**
1992	**1.7**	**1.6**	**1.5**	**1.3**	**1.1**	**0.7**	0.4	0.1	-0.1	-0.2	-0.3	-0.1
1993	0.1	0.3	0.5	0.7	0.7	0.6	0.3	0.3	0.2	0.1	0.0	0.1
1994	0.1	0.1	0.2	0.3	0.4	0.4	0.4	0.4	**0.6**	**0.7**	**1.0**	**1.1**
1995	**1.0**	**0.7**	**0.5**	0.3	0.1	0.0	-0.2	**-0.5**	**-0.8**	**-1.0**	**-1.0**	**-1.0**
1996	**-0.9**	**-0.8**	**-0.6**	-0.4	-0.3	-0.3	-0.3	-0.3	-0.4	-0.4	-0.4	-0.5
1997	-0.5	-0.4	-0.1	0.3	**0.8**	**1.2**	**1.6**	**1.9**	**2.1**	**2.3**	**2.4**	**2.4**
1998	**2.2**	**1.9**	**1.4**	**1.0**	**0.5**	-0.1	**-0.8**	**-1.1**	**-1.3**	**-1.4**	**-1.5**	**-1.6**
1999	**-1.5**	**-1.3**	**-1.1**	**-1.0**	**-1.0**	**-1.0**	**-1.1**	**-1.1**	**-1.2**	**-1.3**	**-1.5**	**-1.7**
2000	**-1.7**	**-1.4**	**-1.1**	**-0.8**	**-0.7**	**-0.6**	**-0.6**	**-0.5**	**-0.5**	**-0.6**	**-0.7**	**-0.7**
2001	**-0.7**	**-0.5**	-0.4	-0.3	-0.3	-0.1	-0.1	-0.1	-0.2	-0.3	-0.3	-0.3
2002	-0.1	0.0	0.1	0.2	0.4	**0.7**	**0.8**	**0.9**	**1.0**	**1.2**	**1.3**	**1.1**
2003	**0.9**	**0.6**	0.4	0.0	-0.3	-0.2	0.1	0.2	0.3	0.3	0.4	0.4
2004	0.4	0.3	0.2	0.2	0.2	0.3	**0.5**	**0.6**	**0.7**	**0.7**	**0.7**	**0.7**

2005	**0.6**	**0.6**	0.4	0.4	0.3	0.1	-0.1	-0.1	-0.1	-0.3	**-0.6**	**-0.8**
2006	**-0.8**	**-0.7**	**-0.5**	-0.3	0.0	0.0	0.1	0.3	**0.5**	**0.7**	**0.9**	**0.9**
2007	**0.7**	0.3	0.0	-0.2	-0.3	-0.4	**-0.5**	**-0.8**	**-1.1**	**-1.4**	**-1.5**	**-1.6**
2008	**-1.6**	**-1.4**	**-1.2**	**-0.9**	**-0.8**	**-0.5**	-0.4	-0.3	-0.3	-0.4	**-0.6**	**-0.7**
2009	**-0.8**	**-0.7**	**-0.5**	-0.2	0.1	0.4	**0.5**	**0.5**	**0.7**	**1.0**	**1.3**	**1.6**
2010	**1.5**	**1.3**	**0.9**	0.4	-0.1	**-0.6**	**-1.0**	**-1.4**	**-1.6**	**-1.7**	**-1.7**	**-1.6**
2011	**-1.4**	**-1.1**	**-0.8**	**-0.6**	**-0.5**	-0.4	**-0.5**	**-0.7**	**-0.9**	**-1.1**	**-1.1**	**-1.0**
2012	**-0.8**	**-0.6**	**-0.5**	-0.4	-0.2	0.1	0.3	0.3	0.3	0.2	0.0	-0.2
2013	-0.4	-0.3	-0.2	-0.2	-0.3	-0.3	-0.4	-0.4	-0.3	-0.2	-0.2	-0.3
2014	-0.4	-0.4	-0.2	0.1	0.3	0.2	0.1	0.0	0.2	0.4	**0.6**	**0.7**
2015	**0.6**	**0.6**	**0.6**	**0.8**	**1.0**	**1.2**	**1.5**	**1.8**	**2.1**	**2.4**	**2.5**	**2.6**
2016	**2.5**	**2.2**	**1.7**	**1.0**	**0.5**	0.0	-0.3	**-0.6**	**-0.7**	**-0.7**	**-0.7**	**-0.6**
2017	-0.3	-0.1	0.1	0.3	0.4	0.4	0.2	-0.1	-0.4	**-0.7**	**-0.9**	**-1.0**
2018	**-0.9**	**-0.8**	**-0.6**	-0.4	-0.1	0.1	0.1	0.2	0.4	**0.7**	**0.9**	**0.8**
2019	**0.8**	**0.8**	**0.8**	**0.7**	**0.6**	**0.5**	0.3	0.1	0.1	0.3	0.5	0.6

Fonte: http://origin.cpc.ncep.noaa.gov/products/analysis_monitoring/ensostuff/ONI_v5.php. Acesso em: 15 mar. 2020.

No Quadro 2, variações nas temperaturas de 0,5 ºC acima da média são consideradas *El Niño* e 0,5 ºC abaixo da média são consideradas eventos de *La Niña*. Se ocorrer uma oscilação de 0,4 ºC acima ou abaixo da média, considera-se que é um período neutro. Estes valores são de acordo com as definições de *El Niño* e de *La Niña* do NOAA (*National Oceanic Atmospheric Adiministration*). No quadro, as células escuras representam o período de *El Niño*, as células cinzas representam o período de *La Niña* e as células brancas os períodos neutros.

Neste período das últimas três décadas, destacam-se dois eventos de *El Niño* muito fortes, que são os anos de 1997 e 2015, em que as temperaturas ficaram 2,4 ºC e 2,6 ºC acima da média, respectivamente. Ocorreram, também, três eventos de *La Niña* intensos, que foram os anos de 1999, 2007 e 2010, em que as temperaturas chegaram até 1,7 ºC abaixo da média. Quanto ao período de duração destes eventos não há uma regularidade, pois, há evento de *El Niño* de 14 meses, como o que ocorreu nos anos de 1991 e 1992, e há evento curto de 5 meses, como o que ocorreu no final de 2006. As variações dos períodos de *La Niña* também são irregulares, uma vez há evento longo de 32 meses, como o que ocorreu de 1998 até 2001, e curto em que o *La Niña* foi de 5 meses, como o que ocorreu em 2016.

Normalmente, quando se trabalha com questões climáticas, as variáveis que mais chamam atenção são a temperatura e a precipitação, sendo ambas estreitamente relacionadas com a radiação solar incidente em uma determinada região, porque diferenças na temperatura ou na precipitação determinam os tipos de plantas que crescem em específica área e, com isso, os tipos e a quantidade de animais que habitam esta região; também interferem na formação de rios e lagos e nos balanços de radiação, de energia e hidrológico da região.

Em relação a isto, um exemplo importante e benéfico é o fato de a Amazônia "exportar" chuvas para outras regiões, tanto do Brasil como para a Bacia do Plata de outros países. De modo geral, a altura, a densidade e a diversidade das espécies diminuem de climas

quentes e úmidos para climas quentes e secos (KULHAVY; SUCHOMEL; MENSIK, 2014). Além disto, a temperatura interfere no ciclo hidrológico, no balanço de energia e de radiação e, praticamente, em todo o ciclo biogeoquímico da superfície. A água e a energia solar também são essenciais para o funcionamento do sistema terrestre e como nenhum dos dois é distribuído uniformemente em todo o mundo, os mecanismos pelos quais eles são redistribuídos pelo ciclo hidrológico e pelo balanço de energia dependem da energia solar.

Uma das principais variáveis que pode ser alterada no ponto de estudo em eventos de *El Niño* é a temperatura. Inicialmente, era esperado que a temperatura aumentasse em eventos de *El Niño* e diminuísse em eventos de *La Niña*, mas isso não ocorreu e em alguns anos de *El Niño*, a temperatura foi menor. Um caso que chama atenção é o do ano de 2009, que foi um ano de *El Niño* e a temperatura foi uma das mais baixas, o que pode estar relacionado à atividade solar, que foi uma das mais baixas do último século, como mostra a Figura 37.

No Quadro 3 são apresentadas as médias mensais da temperatura, sendo as células escuras representadas pelos períodos de *El Niño*, as cinzas de *La Niña* e as brancas pelos períodos neutros. Os dados são de 11 anos (de 1999 a 2010), exceto para o ano de 2003, quando a torre ficou parada por motivo de invasão de sem-terras na região do Sítio Experimental do Programa LBA.

Quadro 3 – Médias mensais de temperatura na Rebio Jaru

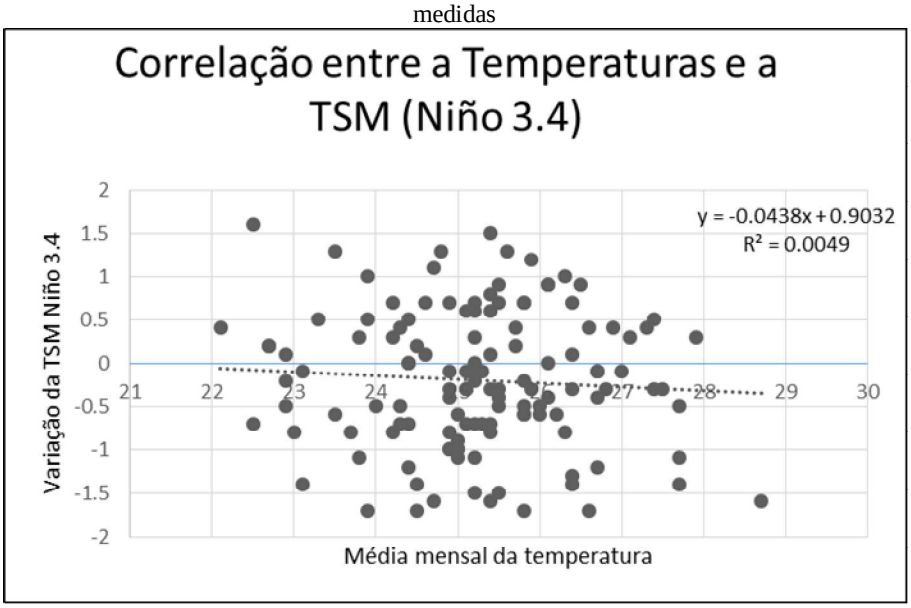
	JAN	FEV	MAR	ABRIL	MAI	JUN	JUL	AGO	SET	OUT	NOV	DEZ	MÉDIA
1999				24,9	24,9	25,0	25,0	25,2	26,7	26,4	25,5	24,5	25,4
2000	23,9	23,1	23,8	23,7	24,4	25,0	23,5	26,0	25,8	25,8	25,4	25,3	24,6
2001	24,3	24,3	24,9	25,4	24,9	23,1	25,2	26,7	25,8	26,4	25,5	25,1	25,1
2002	24,9	24,4	24,6	25,7	25,7	24,6	25,4	26,5	26,3	25,9	24,8	24,7	25,3
2004	24,3	24,2	24,5	22,7	22,7	23,8	24,4	25,1	25,5	25,2	25,8	24,2	24,4
2005	25,4	25,2	26,9	26,6	27,1	25,4	25,3	27,0	26,7	26,8	26,2	24,9	26,1
2006	25,4	25,2	25,5	25,9	24,4	26,1	26,4	27,9	27,4	26,4	26,1	25,5	26,0
2007	25,8	25,2	25,2	25,2	25,1	25,5	27,7	26,3	27,7	27,7	25,2	25,4	26,0
2008	24,7	24,5	24,4	25,0	24,2	24,0	26,1	27,5	27,4	26,7	25,8	25,1	25,4
2009	23,0	22,5	22,9	22,9	22,9	22,1	23,3	23,9	24,9	23,9	23,5	22,5	23,2
2010	25,4	25,6	26,1	27,3	25,1	26,0	25,0	26,4	28,7	26,6	25,8	25,8	26,1

Legenda: Células escuras são de *El Niño*, sombreadas de *La Niña* e as demais são períodos normais.
Fonte: Organizada pelo autor com dados do Programa LBA (2019).

Nota-se no Quadro 3 que não há um vínculo entre períodos de *El Niño* e o comportamento da temperatura, e no período analisado, na maior parte dos períodos de *El Niño*, a temperatura foi menor, isto é, não se apresentou como o esperado (a temperatura não foi maior em períodos de *El Niño*, como esperado). Para verificar se há correspondência entre as médias mensais de temperatura encontradas na Rebio Jaru e as médias mensais das variações da TSM na região de Niño 3.4, foi feita uma correlação entre as duas variáveis no

período de 1999 até 2010 (exceto 2003) mostrada na figura 37. A correlação encontrada foi negativa, com Coeficiente Pearson, *R*= - 0,070.

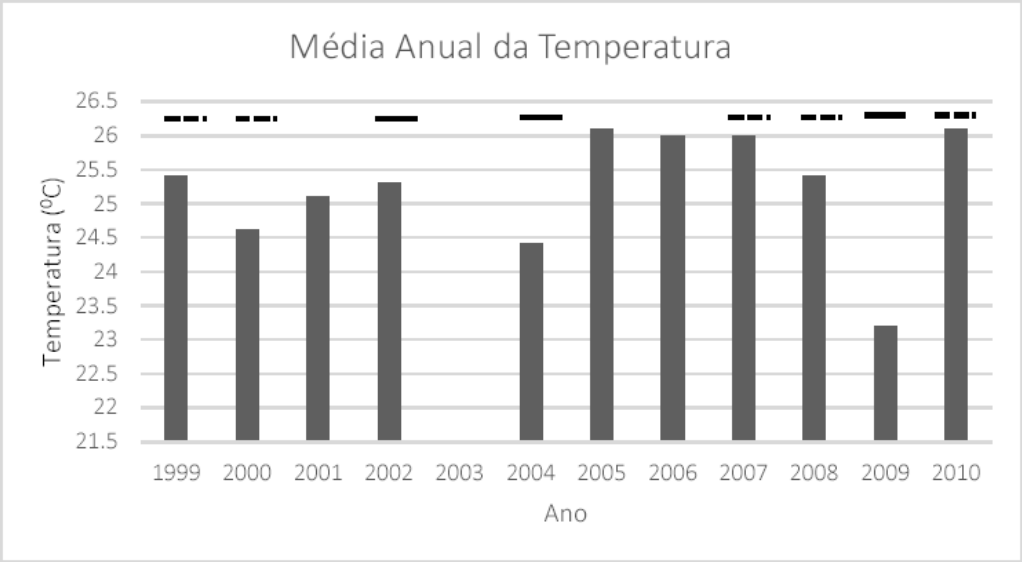
Figura 37 – Correlação entre as médias mensais das variações da TSM na região de *Niño* 3.4 e as médias mensais da temperatura, na Rebio Jaru, entre os anos de 1999 e 2010, exceto o ano de 2003 em que não houve medidas



Fonte: Organizada pelo autor com dados do Programa LBA e as variações da TSM do NOAA (2021).

Na Figura 38 é apresentada a evolução das médias anuais de temperatura no ponto de estudo. Neste gráfico, as linhas contínuas acima das barras identificam anos em que predominou o *El Niño*, enquanto as linhas pontilhadas identificam anos de *La Niña*. De modo geral, quando foi feita a média, a temperatura dos eventos de *El Niño* ficou menor. Contudo, há exceções, como nos anos de *El Niño* em que a temperatura foi maior, assim como também houve anos de *La Niña* em que a temperatura foi mais baixa. No ano de 2009, por exemplo, que foi um ano de *El Niño*, a temperatura foi de 23,2 ^{0}C, enquanto no ano de 2010, que foi um ano de *La Niña*, a temperatura média foi de 26,1 ^{0}C, havendo uma diferença na média entre estes dois anos de 2,9 ^{0}C. A temperatura média geral destes 11 anos, no local, foi de 25,23 ^{0}C.

Figura 38 – Comparação entre a evolução das médias anuais da temperatura, na Rebio Jaru, entre os anos de 1999 e 2010, exceto o ano de 2003 em que não houve medidas



Fonte: Organizada pelo autor com dados do Programa LBA (2020).

No Quadro 4 são apresentadas as médias mensais da radiação solar incidente, sendo as células escuras representadas pelos períodos de *El Niño*, as cinzas de *La Niña* e as brancas pelos períodos neutros. Os dados são de 11 anos (de 1999 a 2010), exceto para o ano de 2003, quando a torre ficou parada por motivo de invasão de sem-terras na região do Sítio Experimental do Programa LBA.

Quadro 4 – Médias mensais Rebio Jaru de radiação solar incidente em W/m^2

	JAN	FEV	MAR	ABR	MAI	JUN	JUL	AGO	SET	OUT	NOV	DEZ	MÉDIA
1999				207,8	188,9	202,8	233,1	221,7	213,8	239,7	221,9	179,3	211,91
2000	196,1	195,9	199,0	189,0	204,1	203,1	211,4	232,8	226,6	215,4	203,3	223,0	208,40
2001	183,3	196,2	206,2	203,0	171,5	184,7	209,9	238,6	216,3	229,3	196,2	171,7	200,7
2002	199,7	197,4	199,4	205,9	197,3	208,4	209,2	207,5	216,5	221,5	193,6		205,7
2004	202,1	182,7	183,3	100,8	147,2	199,6	212,0	208,9	205,6	205,0	205,6	181,2	186,3
2005	186,5	176,7	169,8	160,5	192,3	210,8	231,1	217,6	203,9	218,1	239,4	165,7	197,8
2006	195,0	174,3	184,5	185,0	194,9	228,6	238,0	238,2	216,7	197,2	219,2	181,0	204,5
2007	186,4	158,6	186,0	202,9	203,6	216,2	201,0	225,6	200,4	227,1	201,8	215,3	202,2
2008	191,8	183,0	169,3	192,6	175,6	206,8	254,8	253,1	246,9	223,1	191,3	176,8	205,60
2009	211,39	189,04	199,95	173,77	183,83	203,96	241,53	250,97	249,69	237,61	216,44	169,07	210,8
2010	192,1	181,4	210,2	200,4	231,8	241,2	237,6	237,3	228,2	220,2	220,2	205,8	217,4

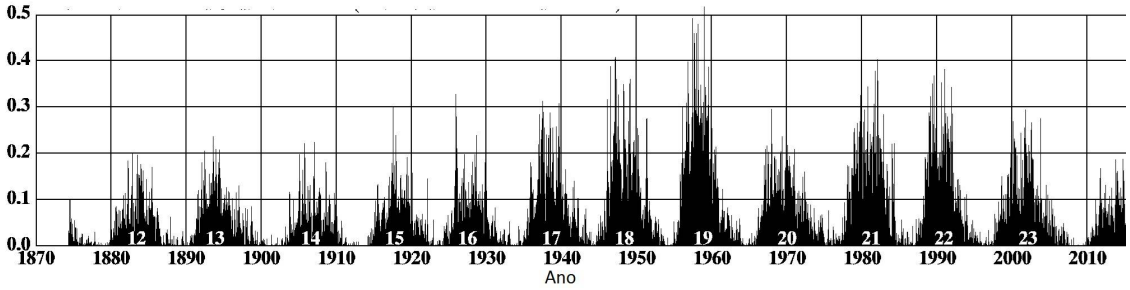
Legenda: Células escuras são de *El Niño*, sombreadas de *La Niña* e as demais são períodos normais.
Fonte: Organizado pelo autor com dados do Programa LBA (2019).

Nota-se que há uma grande variação nas médias mensais da radiação solar incidente neste período, sendo identificados valores baixos em eventos de *El Niño*, como ocorreu em dezembro de 2009, com o fluxo médio de 169,07 W/m^2, e valores altos em eventos de *La Niña*, como ocorreu em dezembro do ano 2000, com o fluxo médio de 223,0 W/m^2. Nota-se também um longo período de médias altas, com um evento longo de *La Niña* abrangendo os anos de 1999, 2000 e 2001. Neste período, chama atenção o fluxo médio de radiação do mês

de abril de 2004, que foi de 100,8 W/m^2, menos da metade da média geral destes 11 anos (que foi de 204,69 W/m^2). Este valor baixo ocorreu em um período neutro e, verificando no Quadro 03, observa-se que a temperatura neste mês foi muito baixa também, com média mensal de 22,7 ºC.

No ano de 2004, por exemplo, que foi um ano de *El Niño*, o fluxo de radiação foi baixo, com valores de 186,32 W/m^2, enquanto em 2010, que foi um ano de *La Niña*, o fluxo de radiação foi alto, com valores de 217,40 W/m^2, havendo uma diferença nas médias entre estes dois anos de 31,08 W/m^2. O fluxo de radiação solar incidente, em média, nestes 11 anos no local foi de 204,69 W/m^2.

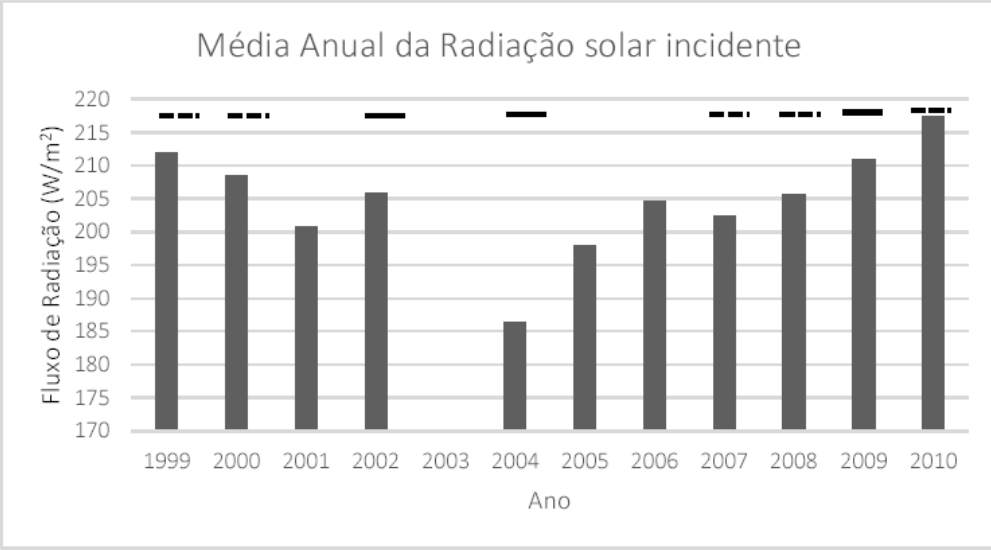
Figura 39 – Média diária e explosões solares



Fonte: Adaptado da NASA (2020).

Na Figura 40 é apresentada a evolução das médias anuais do fluxo de radiação solar incidente no ponto de estudo. Neste gráfico, as linhas contínuas acima das barras identificam anos em que predominou o *El Niño*, enquanto as linhas pontilhadas identificam anos de *La Niña*. De modo geral, a média dos fluxos de radiação nos eventos de *El Niño* ficou menor, embora haja anos de *El Niño* em que o fluxo foi maior, assim como houve anos de *La Niña* em que o fluxo de radiação foi menor.

Figura 40 – Médias anuais da radiação solar incidente, na Rebio Jaru, entre os anos de 1999 e 2010, exceto o ano de 2003 em que não houve medidas

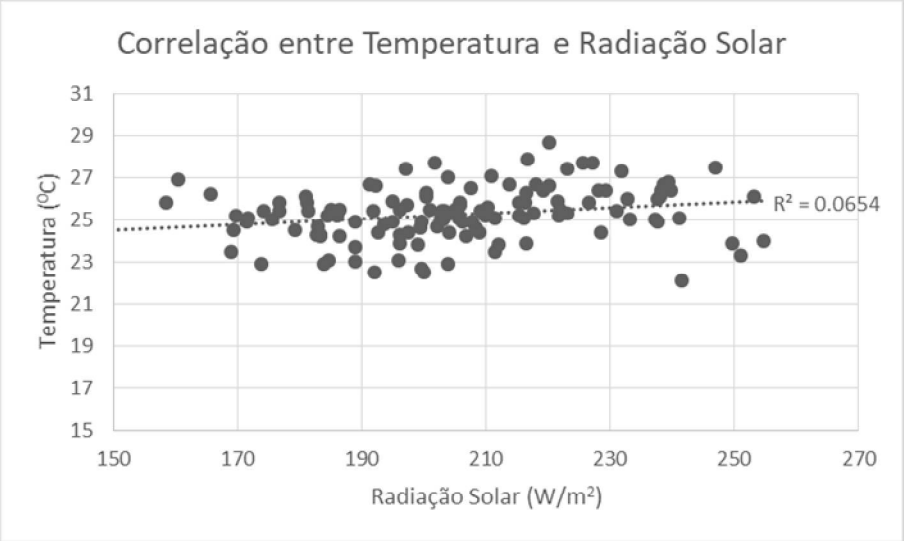


Fonte: Organizada pelo autor com dados do Programa LBA (2021).

Observando as Figuras 37 e 39, nota-se que no ano de 2010, que foi um ano de *La Niña*, tanto as médias mensais da temperatura como as da radiação solar assumiram valores altos, assim como ocorreu em 2004, que foi um ano de *El Niño*, e os valores foram baixos.

Comparando os quadros 03 e 04, há uma correlação com Coeficiente Pearson *R*= 0,255, mostrada na figura 41, entre a temperatura e o fluxo de radiação solar incidente; e em eventos de *El Niño*, quando a temperatura é menor, o fluxo de radiação solar incidente também é menor, o que, possivelmente, se deve a uma maior formação de nuvens na região. Observando o Quadro 04, nota-se que em relação à radiação solar não existe uma regularidade entre os eventos de *El Niño*, de *La Niña* e os períodos normais. Pode-se identificar que nos meses de dezembro de 1999 e 2000 e nos períodos de *La Niña*, os valores médios da radiação solar foram de 179,37 e 223,01 W/m^2, respectivamente, uma variação de 21%.

Figura 41 – Correlação entre as médias mensais entre a temperatura e a radiação solar incidente, na Rebio Jaru, entre os anos de 1999 e 2010, exceto o ano de 2003 em que não houve medidas

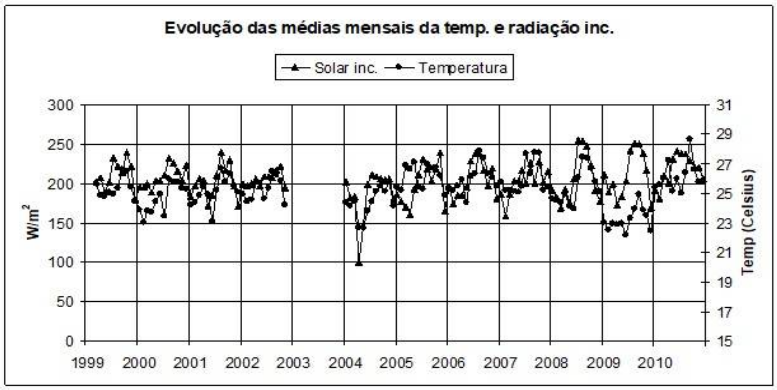


Fonte: Organizada pelo autor com dados do Programa LBA (2021).

Variações consideráveis ocorreram também em períodos de *El Niño*. Comparando os dois quadros verifica-se que um dos valores mais baixos para a radiação solar incidente foi o mês de dezembro de 2009, em que o fluxo de radiação foi de 169,07 W/m^2, e foi no mesmo mês em que ocorreram uma das temperaturas médias mais baixas (22,5 ^{0}C) — isto se deu no final de um período de *El Niño* de 6 meses, com a TSM, neste mês, de 1,6 ^{0}C acima da média. Uma média muito alta na temperatura ainda foi encontrada em setembro de 1999, em pleno *La Niña*, onde a média mensal da temperatura chegou a 26,7 ^{0}C. Neste período houve um fluxo de radiação alto chegando a 213,8 W/m^2.

Na Figura 42 é apresentada a evolução das médias mensais da temperatura e da radiação solar e, como se trata de uma média mensal, não há uma grande amplitude de variação. Os valores da temperatura estão no eixo vertical direito, enquanto os valores do fluxo de radiação estão no eixo vertical esquerdo.

Figura 42 – Comparação entre a evolução das médias mensais da temperatura e radiação solar incidente, na Rebio Jaru, entre os anos de 1999 e 2010, exceto o ano de 2003 em que não houve medidas



Fonte: Organizada pelo autor com dados do Programa LBA (2019).

Em relação à temperatura, pode-se dizer que ela tem uma variação contínua. Isto é, não ocorre uma variação brusca na temperatura, o que pode acontecer com a radiação, pois, ela pode estar no máximo ao meio-dia, entrar uma nuvem e (assim) cair para valores baixos. Normalmente, as médias mensais de radiação variam entre 150 e 250 W/m^2, enquanto a temperatura varia entre 22 e 27 ^{0}C, ocorrendo poucos valores fora deste intervalo. Nota-se que a temperatura acompanhou a evolução da energia solar, exceto no ano de 2009, em que o ciclo da temperatura ficou abaixo do ciclo da radiação, o que pode ser explicado, possivelmente, por um erro ou problema técnico do sensor de temperatura.

Um fato que chama atenção é o ano de 2004, em que há uma queda nas duas componentes simultaneamente. Neste ano, as médias da TSM sempre estiveram acima da média, e os primeiros 6 meses foi um período neutro, ou seja, as médias da TSM não atingiram 0,5 ^{0}C acima da média; e nos últimos 6 meses foi um período de *El Niño* fraco, em que a TSM permaneceu 0,7 ^{0}C acima de média. Como ocorreram quedas nas variáveis neste ano, e as duas variáveis são feitas com instrumentos independentes, é pouco provável que seja erro com o sensor de medida.

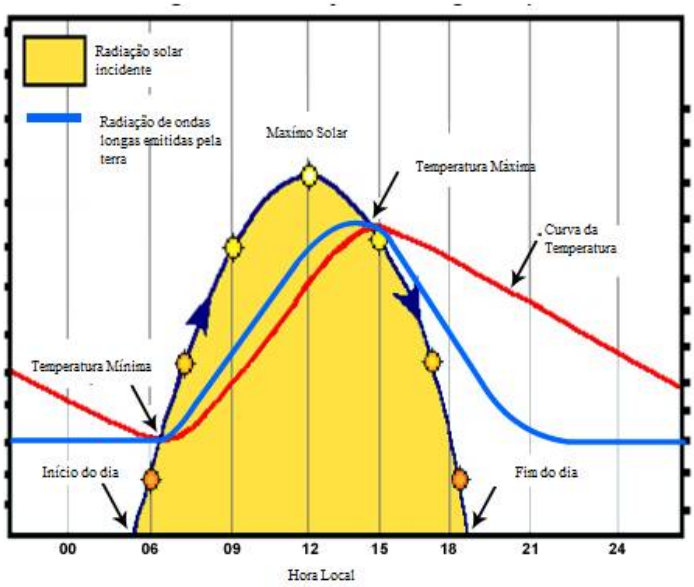
5.2 CICLO DIÁRIO DA TEMPERATURA DE RADIAÇÃO SOLAR INCIDENTE

No ambiente de floresta, a radiação solar se destaca, sendo fundamental nos processos de fotossíntese, aquecimentos do ar e da superfície, e tem uma grande influência na evapotranspiração. A interação existente entre a radiação solar e o sistema florestal reveste-se de grande importância para a compreensão dos processos de fisiologia vegetal, produtividade

de biomassa e trocas turbulentas de energia e massa entre a floresta e a atmosfera (MOURA *et al.*, 2001).

No balanço de radiação (Equação 5), a diferença entre a radiação solar incidente e a radiação de ondas longas emitida pela Terra é chamada de radiação líquida, e a variação da temperatura responde a esta variação da radiação líquida, aumentando quando ela é positiva e diminuindo quando é negativa. Na Figura 43 são mostrados o ciclo diário da radiação solar incidente, o ciclo diário da radiação de ondas longas emitida pela Terra e o ciclo diário padrão médio da temperatura. Assim, a temperatura começa a subir um pouco após às 6 horas, quando a radiação solar incidente passa ser maior que a radiação de ondas longas emitida pela Terra, e cresce até às 15 horas aproximadamente, quando as duas se igualam e a radiação solar passa a ser menor que a radiação terrestre. A temperatura continua caindo até após às 6 horas novamente.

Figura 43 – Ciclo diário da radiação solar incidente, ciclo diário da radiação de ondas longas emitida pela Terra e ciclo médio diário da temperatura

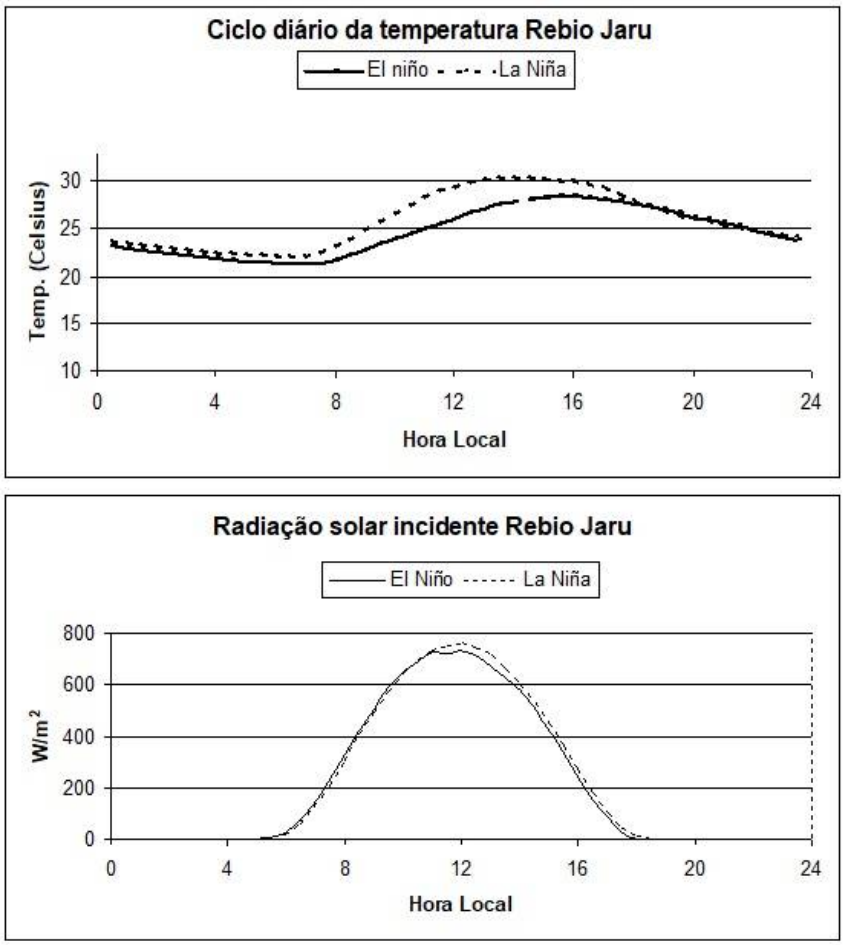


Fonte: http://kejian1.cmatc.cn/vod/comet/tropical/textbook_2nd_edition/navmenu.php_tab_2_page_6.3.0.htm. Acesso em: 06 mai. 2021

Para uma análise do ciclo diário da temperatura e radiação solar incidente, o período de 1999 a 2010 foi escolhido para comparação, uma vez que há disponibilidade de dados, correspondendo a períodos em que ocorreram fenômenos de *La Niña* e de *El Niño*. Neste período, entre os meses de julho e dezembro ocorreram *El Niño* nos anos 2002, 2004 e 2009, e *La Niña* nos anos 1999, 2000, 2007 e 2010. Assim, foram feitas as médias do ciclo diário da temperatura (superior) e radiação solar incidente (inferior), as quais constam na Figura 44. As

linhas pontilhadas em ambas as figuras representam o ciclo médio diário da temperatura e radiação solar relativos a eventos de *La Niña*, enquanto as linhas contínuas representam eventos de *El Niño*.

Figura 44 – Evolução diária da média da temperatura (superior) e radiação solar incidente (inferior)



Fonte: Organizada pelo autor com dados do Programa LBA (2019).

A temperatura aumenta entre o nascer do sol e até aproximadamente às 15 horas, quando começa a decrescer até o próximo nascer do sol. A diferença entre a temperatura máxima e a mínima é chamada de amplitude térmica. A radiação solar incidente é praticamente nula à noite, começando a aumentar ao nascer do sol e atingindo o máximo às 12 horas. Após às 12 horas começa a decrescer até aproximadamente às 18 horas, quando, então, permanece nula durante a noite.

Nota-se que a média da temperatura dos anos com evento de *El Niño* ficou menor do que a média dos anos com eventos de *La Niña*. A diferença de temperatura é mais acentuada no período diurno, em que a temperatura é mais alta. Por outro lado, a média de radiação

incidente em períodos de *La Niña* ficou maior do que em períodos de *El Niño*, o que pode justificar uma média de temperatura mais baixa nos eventos de *El Niño*.

5.3 FRIAGENS

Durante o inverno, a região de estudo sofre forte influência de frentes frias que atingem o Sul da Amazônia. Este fenômeno, conhecido localmente como “friagem”, ocasiona uma brusca alteração nas condições meteorológicas, causando uma diminuição da temperatura e da umidade do ar, modificando as características ambientais. Trabalhos anteriores descreveram a friagem como sendo uma forte entrada de ar frio vindo do Sul, o qual penetra dentro dos trópicos e afeta a Amazônia (OLIVEIRA *et al.*, 2004).

A entrada de ar frio na região Amazônica é um fenômeno que ocorre todos os anos na parte sudoeste da região. Porém, algumas vezes este ar frio pode ser tão intenso que ultrapassa a Linha do Equador e chega ao Hemisfério Norte. Em julho de 1975 ocorreu uma friagem muito intensa, quando foram registradas temperaturas de até 3 °C em plena Amazônia, causando, inclusive, geada na parte sudoeste da região (Rondônia) (RIBEIRO, 2012). Neste período, entre maio de 1973 e abril de 1976, pelos índices do NOAA, ocorreu um longo e forte *La Niña* com a duração de 3 anos e com a TSM atingindo valores de 2 °C abaixo da média.

Estes eventos podem produzir geadas severas nas áreas de cafeicultura do Sul do Brasil e substancial resfriamento na Bacia Amazônica. Estes impulsos de ar polar podem atingir o extremo Norte até o Equador. Os eventos são relativamente comuns na Amazônia durante o inverno (maio a setembro) e foram observados 6 destes eventos em 1992 e 9 em 1993, enquanto 14 eventos foram relatados durante o inverno de 1994 (MARENGO; NOBRE, 1997).

Assim, é natural questionar se os fenômenos *El Niño* e *La Niña* interferem nestes eventos de friagens, já que ele afeta a circulação da atmosfera em larga escala. Para se chegar a uma conclusão nestes casos, talvez seja necessário estudar uma série temporal de décadas ou até de séculos.

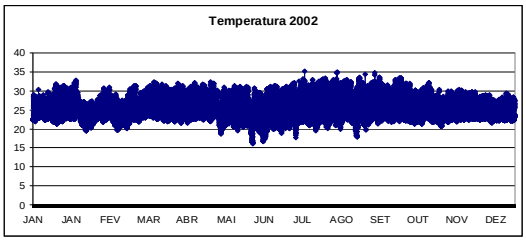
Com o intuito de analisar uma possível relação destas friagens com eventos de *El Niño* e *La Niña*, no interstício de dados usados nesta pesquisa, foi realizada uma análise de dois anos de *El Niño*, dois anos de *La Niña* e dois anos neutros.

A Figura 45 mostra a evolução anual da temperatura na Rebio Jaru para um par de anos de *El Niño* (2002 e 2009), um par de anos de *La Niña* (1999 e 2000) e um par de anos

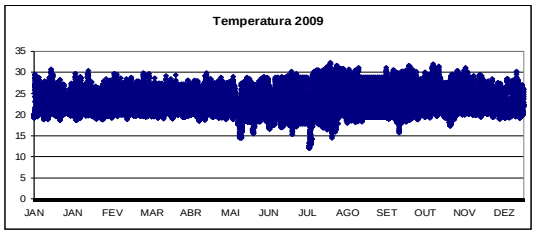
neutros (2001 e 2005). Ainda na Figura 45 nota-se, no período analisado, que o número de eventos de friagem não apresentou um padrão claro associado com os eventos de *El Niño*, *La Niña* e neutros. Ricarte (2013) analisou um período maior, de 30 anos, de 1979 a 2008, e também não encontrou vínculos entre eventos de *El Niño* e *La Niña* e a friagem.

Figura 45 – Evolução horária da temperatura na Rebio Jaru mostrando eventos de friagens em anos de El Niño, La Niña e em períodos neutros

Período de *El Niño*

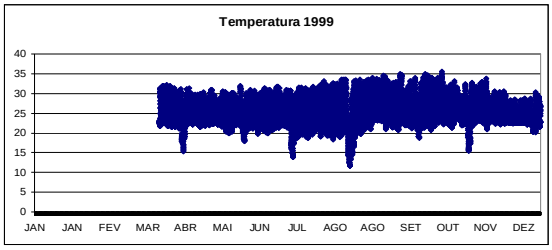


Número de friagens: 7

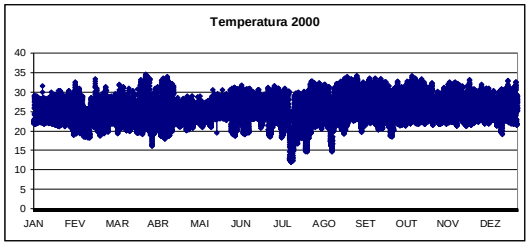


Número de friagens: 8

Período de *La Niña*

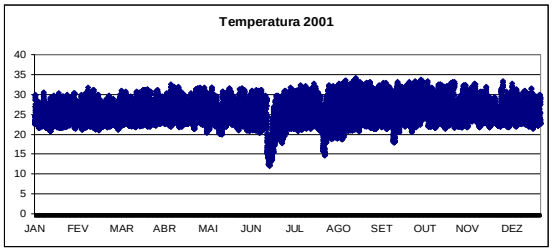


Número de friagens: 5

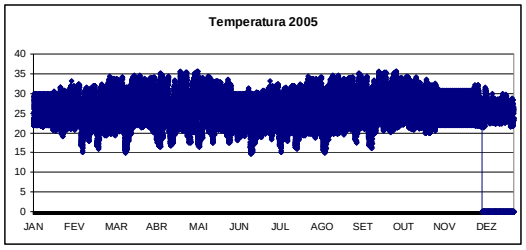


Número de friagens: 4

Período Neutro



Número de friagens: 3



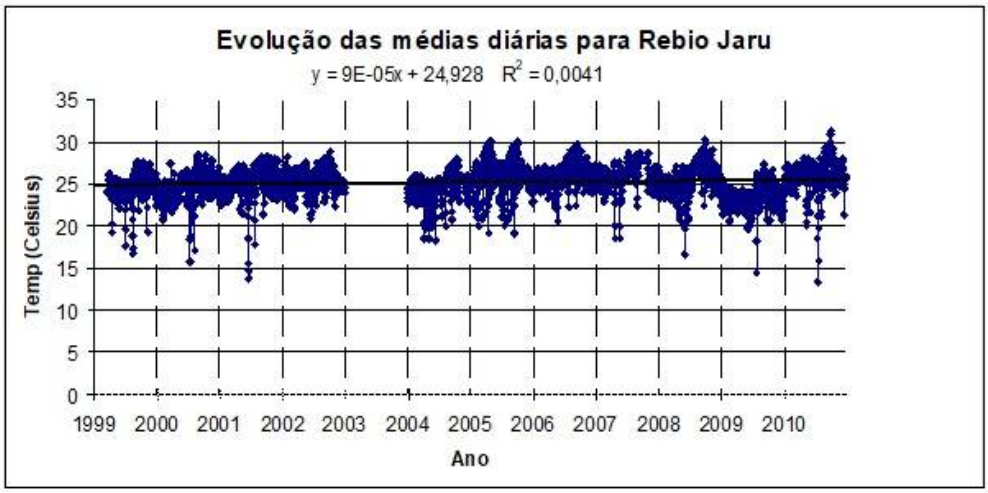
Número de friagens: 16

Fonte: Organizada pelo autor com dados do Programa LBA (2019).

Nota-se que o ano de 2006 foi um ano neutro e ocorreram 16 eventos de friagens, da mesma forma que o ano de 2001 que também foi um ano neutro e ocorreram só 3 eventos. Em 2006 ocorreram 5 vezes mais friagens que o ano de 2001. Os anos de 1999 e 2000 foram anos de *La Niña* e ocorreram 5 friagens em 1999 e 4 em 2000. Já em anos de *El Niño* ocorreram 7 friagens em 2002 e 8 em 2009.

Na Figura 46 é apresentada uma evolução das médias diárias entre os anos de 1999 até 2010, com exceção do ano de 2003, onde é possível visualizar todos os eventos de friagens neste período.

Figura 46 – Evolução horária contínua das médias mensais de temperatura entre os anos de 1999 e 2010, exceto 2003 em que não houve medidas



Fonte: Organizada pelo autor com dados do Programa LBA (2019).

Na figura nota-se que a média da temperatura da região ficou em 25 ^{0}C e, raramente, as médias diárias ultrapassam 30 ^{0}C, fato que só ocorreu em 2005, 2008 e 2010. Também se notam os eventos de friagem na região, em que a temperatura pode cair até 12 ^{0}C.

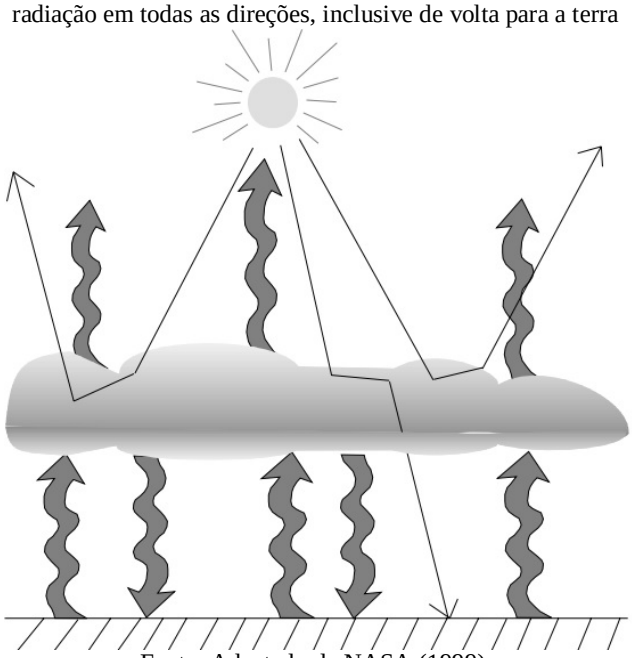
5.4 A RADIAÇÃO DE ONDAS LONGAS INCIDENTE

Para verificar o motivo da queda de radiação solar em eventos de *El Niño,* foi realizada uma análise da radiação de ondas longas incidente no local proveniente das nuvens. Assim, um aumento na radiação de ondas longas incidente no ponto de estudo indica uma maior cobertura de nuvens sobre a região. Ao contrário da radiação solar, que é principalmente nos comprimentos de ondas visíveis ao olho humano, a radiação de ondas longas da Terra é principalmente nos comprimentos de onda infravermelhos, que são invisíveis ao olho humano.

Quando uma nuvem aquece, seja por radiação de ondas longas emitida pela superfície da Terra ou pela radiação solar vinda direta do Sol, ela reemite esta energia para o espaço em todas as direções (Figura 47), inclusive de volta para a Terra. A intensidade da emissão de

uma nuvem varia diretamente conforme a temperatura, e depende de vários outros fatores, como a espessura da nuvem e a composição das partículas que formam a mesma.

Figura 47 – As nuvens se aquecem em função da energia que recebem do Sol e da Terra, e reemitem esta radiação em todas as direções, inclusive de volta para a terra



Fonte: Adaptado da NASA (1999).

Assim, todos os corpos com temperatura acima de zero absoluto (-273,15 °C) emitem radiações proporcionais à quarta potência da temperatura absoluta. As nuvens emitem radiação de ondas com comprimento de 4 a 100 μ, sendo a intensidade medida pela equação:

$$q = \varepsilon \, \sigma \, T^4 \qquad \text{(Equação 12)}$$

Onde:

T é a temperatura do corpo (K);

σ é a constante de Stefan-Boltzmann (5,67 x 10^{-8} W.m^{-2}. K^{-4}); e

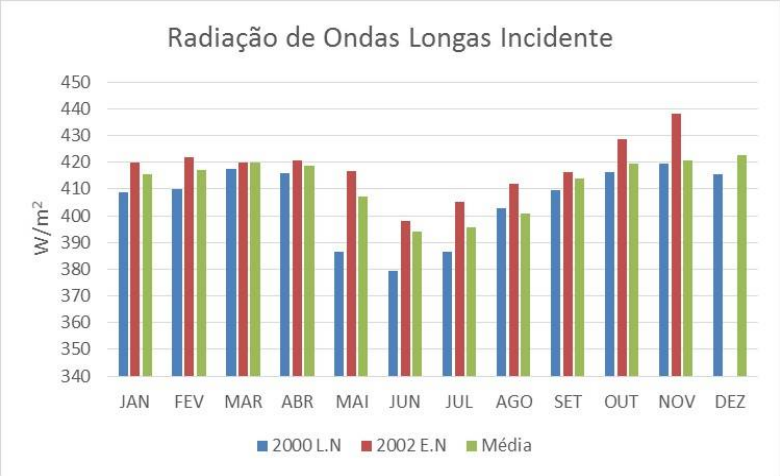
ε é um fator chamado de coeficiente de emissividade e compara um corpo negro à habilidade dos corpos reais de emitirem energia em um determinado comprimento de onda e assume valores diferentes para cada corpo.

Pelo fato de a radiação solar incidente ser mais baixa, possivelmente pela ocorrência de mais nuvens em períodos de *El Niño*, foram analisados os dados observados de radiação de

ondas longas incidente, isto é, aquelas que vêm do espaço para a Terra e que são emitidas por qualquer corpo com temperatura acima do zero absoluto, inclusive pelas nuvens.

A Figura 48 mostra uma comparação da radiação de ondas longas incidente (Equação 12) em período de *El Niño* e de *La Niña* comparada com um média de 4 anos. Na Figura 43 (superior) foi encontrado que a temperatura na região em eventos de *El Niño* moderado é menor que em eventos de *La Niña* — a princípio, o contrário do inicialmente esperado. Já na Figura 43 (inferior) foi encontrado que a radiação solar incidente é menor em eventos de *El Niño*, o que se justifica pelo fato de a temperatura ser mais baixa.

Figura 48 – Evolução da radiação de ondas longas incidente no ponto de observação na Rebio Jaru



Nota: São comparadas ondas curtas incidentes em um ano de El Niño, em um ano de La Niña e em uma média de 4 anos no período de 1999 a 2004. Não há dados observados da radiação de ondas longas para o mês de dezembro de 2002.
Fonte: Organizada pelo autor com dados do Programa LBA (2020).

Notam-se valores muito altos do início do ano até maio, havendo uma queda em junho e julho, e a partir de agosto começam a aumentar, até o fim do ano, os valores médios da radiação de ondas curtas incidente no local.

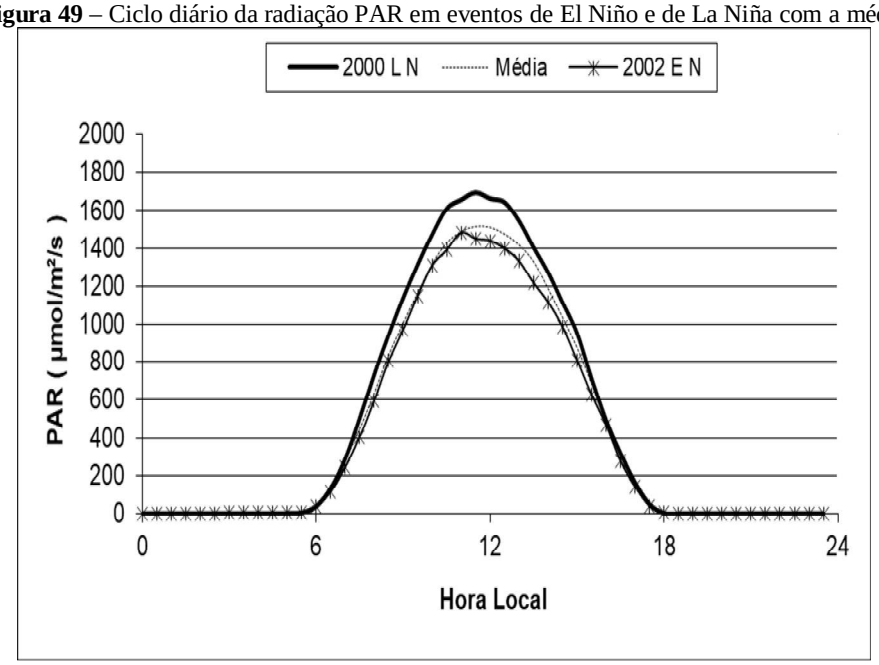
Nota-se que em períodos de *El Niño* a radiação de ondas longas incidente é sempre maior que a média, o que indica a presença de nuvens; nos períodos de *La Niña* os valores médios da radiação incidente são sempre menores. Entre os meses de junho e agosto, a radiação de ondas longas é muito baixa em relação aos outros meses, o que pode ser explicado pela diminuição da umidade na atmosfera, que também emite radiação de ondas longas. Isto explica o fato de no final das noites, nos períodos secos, a temperatura cair, onde uma umidade menor leva a uma maior perda de calor pela superfície emitida por ondas longas.

5.5 A RADIAÇÃO SOLAR FOTOSSINTETICAMENTE ATIVA

Uma componente muito importante para o ecossistema é a radiação fotossinteticamente ativa, abreviada por PAR (*Photosynthetically Active Radiation*), que é a radiação solar na faixa [400, 700] nm que pode ser usada pelos organismos para o processo de fotossíntese. A fotossíntese é um componente-chave para toda superfície, seja na produção de alimentos para os animais, seja em importantes variáveis climáticas, como evapotranspiração, temperatura, e no ciclo biogeoquímico. Portanto, é extremamente relevante saber a interferência de eventos de *El Niño* neste processo. A PAR é definida como a potência incidente por superfície unitária para este comprimento de onda, e pode ser expressa em W/m^2. A radiação PAR também pode ser medida pela densidade de fluxo de fótons fotossintéticos, que é o número de fótons incidentes de unidade de tempo por unidade de área, isto é, $\mu mol/m^2/s$; ambas as unidades podem ser convertidas uma na outra pela aproximação de $1\ W/m^2 \approx 4{,}57\ \mu mol/m^2/s$ (WANDJI *et al.*, 2015).

Na Figura 49 são comparados os fluxos da radiação PAR em períodos de *El Niño*, de *La Niña* e a média.

Figura 49 – Ciclo diário da radiação PAR em eventos de El Niño e de La Niña com a média



Fonte: Organizada pelo autor com dados do Programa LBA (2019).

A radiação PAR é nula à noite por ser uma componente da radiação solar, aumentando a partir das 6 horas até o máximo no meio do dia, e começa a decrescer até atingir um mínimo

às 18 horas. Nota-se que em eventos de *El Niño*, o fluxo de radiação PAR é menor que em eventos de *La Niña*. Como a radiação PAR é proporcional à radiação total, esta diminuição na radiação PAR é coerente com os valores do Quadro 04, assim como com a Figura 44, os quais indicam menos radiação total em períodos de *El Niño*, fazendo com que a radiação PAR também seja menor.

5.6 PRECIPITAÇÃO E EVAPOTRANSPIRAÇÃO

O termo evapotranspiração é empregado para exprimir a transferência de vapor de água para a atmosfera, proveniente de superfícies vegetadas. A evapotranspiração engloba duas contribuições: a evaporação da umidade existente no substrato (solo ou água) e a transpiração resultante da atividade biológica dos seres vivos que o habitam (VAREJÃO, 2006). A evapotranspiração é responsável por 75% da transferência de energia turbulenta da Terra para a atmosfera e, então, é um processo fundamental no balanço de energia, afetando, também, o ciclo hidrológico que controla (ainda) os ciclos biogeoquímicos, influenciando em todos os processos bióticos (KULHAVY; SUCHOMEL; MENSIK, 2014).

A Tabela 4 mostra a evapotranspiração, a precipitação total e a média diária para eventos de *El Niño*, *La Niña* e a média. É importante destacar, inicialmente, que numa média anual a precipitação é maior que a evapotranspiração, sendo a diferença escoada pelos rios. No período analisado tem-se, predominantemente, períodos secos, sendo assim é normal que a evapotranspiração seja maior que a precipitação. As taxas de evapotranspiração mudam pouco ao longo do ano, enquanto a precipitação não. A evapotranspiração é mantida nos períodos secos pelo alto estoque de água armazenado no solo (VON RANDOW *et al.*, 2004).

Tabela 4 – A soma da precipitação e da evapotranspiração e suas médias diárias (em mm), comparando um período de *El Niño* (2002), de *La Niña* (2000) e as médias, no período de 01 de junho ao dia 14 de novembro

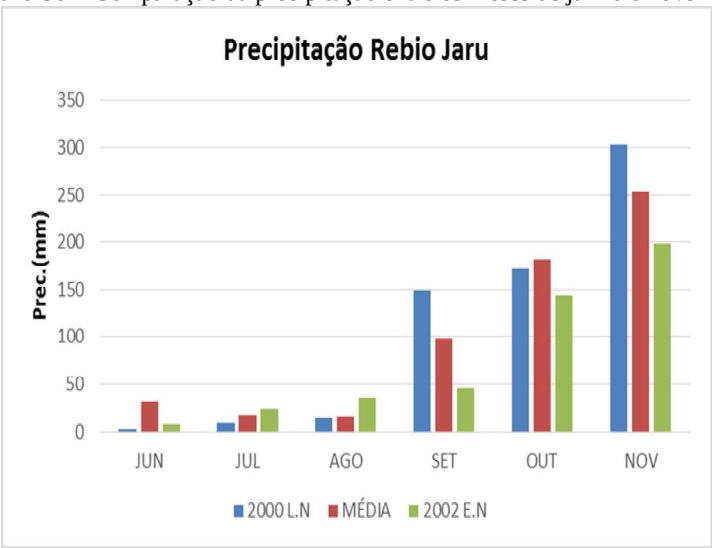
Fenômeno	***La Niña***	**Média**	***El Niño***
Soma da evapotranspiração	503,94 mm	537,57 mm	539,01 mm
Média diária	3,01 mm	3,21 mm	3,22 mm
Soma da precipitação	462,68 mm	445,40 mm	354,80 mm
Média diária	2,77 mm	3,26 mm	2,12 mm

Fonte: Organizada pelo autor com dados do Programa LBA (2019).

No período analisado, de junho a novembro, a evapotranspiração foi menor no período de *La Niña* em relação ao período de *El Niño*. Nota-se também que no período de *El Niño* os valores ficaram próximos da média. Embora tenha sido constatada uma maior presença de nuvens em eventos de *El Niño*, pelos valores encontrados acima, próximos da média, pode-se deduzir que a umidade para a formação de nuvens na região não tem origem só na evapotranspiração local, mas provavelmente no transporte de umidade horizontal, como acontece com o transporte de umidade feito pelos ventos de baixa altitude sul-americanos que transportam umidade da Amazônia para outros estados, também chamados de rios voadores. Quanto a precipitação em evento de *La Niña*, ela é ligeiramente maior do que a média, e menor em eventos de *El Niño*.

As principais componentes do balanço hidrológico (Equação 7) são a precipitação, a evapotranspiração e a parte da água precipitada que escoa pelos rios. A Figura 50 mostra o comportamento da precipitação observado na região, e nota-se que nos meses mais chuvosos (setembro, outubro e novembro) a precipitação é menor em eventos de *El Niño* em relação aos de *La Niña*.

Figura 50 – Comparação da precipitação entre os meses de junho e novembro



Nota: Para cada mês, a barra da esquerda é *La Niña*, a do centro é a média e a da direta é *El Niño*.

Fonte: Organizada pelo autor com dados do Programa LBA (2020).

A precipitação na região tem um ciclo anual bem definido, sendo muito intensa nos meses de janeiro e fevereiro, começando a decrescer a partir do mês de março. Os meses de julho e agosto são muito secos, chegando a não ocorrer nenhum evento de precipitação em um mês. A partir de agosto, a precipitação começa a aumentar até atingir o máximo nos meses

iniciais do ano seguinte. Nos meses mais chuvosos, nota-se um decréscimo na precipitação nos períodos de *El Niño* em relação aos de *La Niña*: no mês de novembro, por exemplo, a diferença na precipitação foi de 100 mm, ou seja, 50% de aumento.

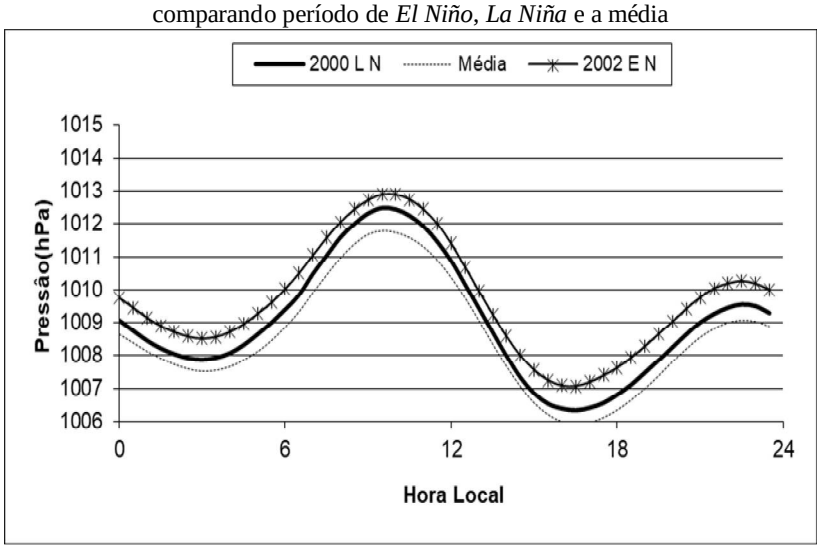
5.7 A PRESSÃO ATMOSFÉRICA

A Pressão Atmosférica é uma variável extremamente importante, visto que tem um vínculo muito grande com a precipitação. Uma pressão alta está associada com correntes ascendentes que contribuem com a formação de chuvas, enquanto pressões baixas estão associadas com correntes de ar descendentes e, portanto, com a ausência de chuvas.

Na atmosfera, variáveis climáticas, como temperatura e umidade, apresentam variações diurnas; e de forma semelhante à maré do oceano, existe uma maré atmosférica com a pressão do ar mostrando uma variação subjacente. Os componentes que se combinam para causar esta maré também são complexos e não totalmente compreendidos, mas a componente solar é a dominante (BLANCQ, 2011). Esta propriedade da pressão faz com que tenha um ciclo diário em formato de onda, com dois máximos e dois mínimos.

Na Figura 51 foi feita uma comparação da pressão atmosférica, notando-se que, na média, a pressão em eventos de *El Niño* fica maior que em eventos de *La Niña*, o que pode ser explicado pelo seguinte motivo: quando o ar é aquecido na superfície, ele sobe, diminuindo a pressão atmosférica, e se o ar estiver úmido ocorre a precipitação. Assim, para que ocorra a precipitação é necessário que o ar esteja úmido e entre em movimento ascendente.

Figura 51 – Ciclo diário da pressão atmosférica no período entre o dia 01 de julho a 14 de novembro, comparando período de *El Niño*, *La Niña* e a média



Fonte: Organizada pelo autor com dados do Programa LBA (2020).

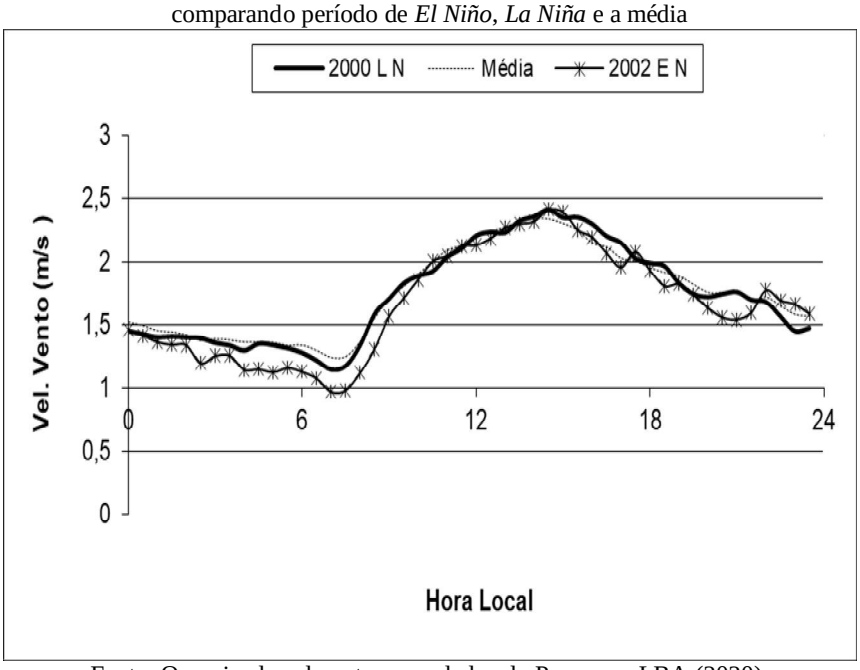
Se, ao contrário, o ar desce, aumenta a pressão atmosférica, também não ocorrendo a precipitação como acontece geralmente nas latitudes 30 ^{0}N e 30 ^{0}S, onde formam, de modo geral, os desertos. Assim, a pressão alta está relacionada com menos chuvas, enquanto a pressão baixa está relacionada com mais chuvas. Logo, como, pelos dados analisados para este trabalho, choveu menos em eventos de *El Niño* quando comparado com os de *La Niña*, é também esperado que a pressão seja maior em eventos de *El Niño* quando comparada com os de *La Niña*.

5.8 VELOCIDADE E DIREÇÃO DO VENTO

Os eventos de *El Niño*, além de mudarem a temperatura das águas do Oceano Pacífico, têm também uma forte interferência na circulação geral da atmosfera, alterando os ramos da Circulação de Walker, o que pode interferir tanto na direção quanto na intensidade dos ventos na superfície. Desta forma, para verificar esta condição, realizou-se uma análise da velocidade dos ventos e a rosa dos ventos para analisar possíveis alterações em eventos de *El Niño* e de *La Niña*.

Na Figura 52 são apresentados os valores médios da velocidade do vento em eventos de *El Niño* comparados com os de *La Niña*. Durante o período da manhã, nota-se que, em eventos de *El Niño*, a velocidade do vento é ligeiramente menor quando comparado com os de *La Niña*, enquanto no período da tarde não há uma distinção na componente velocidade do vento.

Figura 52 – Ciclo médio diário da velocidade do vento no período entre o dia 01 de julho a 14 de novembro, comparando período de *El Niño*, *La Niña* e a média

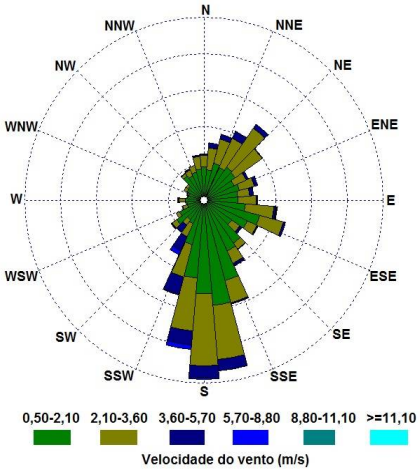


Fonte: Organizada pelo autor com dados do Programa LBA (2020).

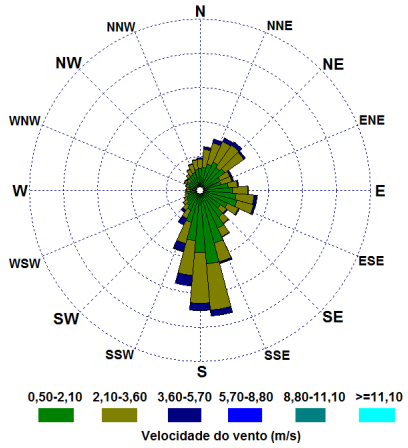
A velocidade dos ventos no ponto de estudo é descrente depois da meia-noite até atingir o mínimo por volta das 7 horas. Em seguida, começa a aumentar até atingir o máximo às 14 horas, e volta a decrescer até a meia-noite.

Na Figura 53 são apresentadas as rosas dos ventos para eventos de *El Niño*, de *La Niña* e neutro. Os ventos na região assumem valores máximos de velocidade de até 5,7 metros por segundo. O vento predomina, de modo geral, no sentido sul, ocorrendo eventos também de menor predominância no nordeste e leste-sudeste, não tendo vento na direção oeste.

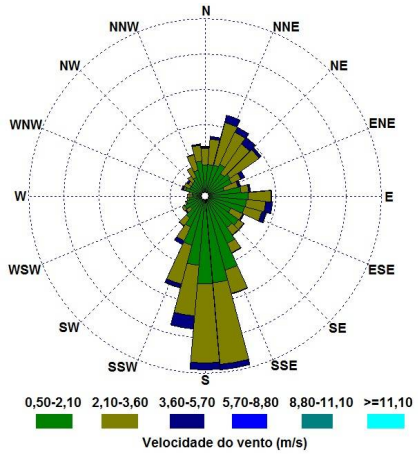
Figura 53 – Rosa dos ventos com a velocidade e a direção do vento no período entre o dia 01 de julho a 14 de novembro, comparando período de *El Niño*, de *La Niña* e a média



2000 *La Niña*



Média

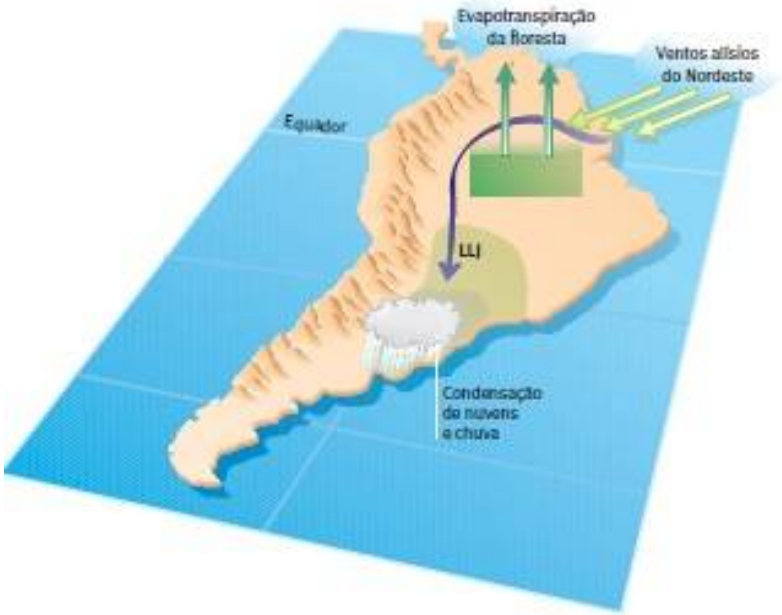


2002 *El Niño*

Fonte: Organizada pelo autor com dados do Programa LBA (2020).

Esta predominância do vento no sentido sul, de modo geral, é coerente com os ventos Jato de Baixa Altitude Sul-americano (Figura 54), com a sigla em inglês SALLJ – *South American Low Level Jet* (FEARNSIDE, 2004; JONES, 2019).

Figura 54 – O vento Jato de Baixa Altitude Sul-americano (LLJ) atravessa a Amazônia de leste para oeste, desviando pelos Andes



Fonte: Adaptado de Fearnside (2004).

Estes ventos são os responsáveis pelo transporte de umidade da Amazônia para as regiões Sul e Sudeste do Brasil, mostrando ter extrema importância nas chuvas destas regiões, além de contribuir para que a região Sul do Brasil não seja um deserto, como é comum em regiões próximas a latitudes 30 ^{0}S. Quanto ao sentido destes ventos no ponto de estudo, há uma variação muito pequena entre os períodos de *El Niño*, de *La Niña* e neutro.

5.9 COMPARAÇÃO ENTRE EXTREMOS DE *LA NIÑA* E *EL NIÑO*

Embora com uma TSM de 0,5 ^{0}C acima da média na região (5 ^{0}N- 5 ^{0}S, 170 ^{0}W- 90 ^{0}W) já seja considerada um *El Niño*, estes eventos podem ocorrer com diversas intensidades e intervalos de duração variados. Neste trabalho, no período de dados disponíveis com séries maiores e mais completas, só ocorreram *El Niño* fracos e moderados. Neste sentido, mesmo com uma série menor de dados, pela indisponibilidade destes, foi possível comparar um evento de *El Niño* muito forte com um evento de *La Niña* também muito forte.

Nas últimas duas décadas, o evento mais intenso de *El Niño* ocorreu no final do ano de 2015, enquanto o evento mais intenso de *La Niña* foi no final de 2010. Para o ano de 2010, a temperatura média no Oceano Pacífico ficou em -1,7 ^{0}C abaixo da média em novembro, enquanto em dezembro atingiu -1,6 ^{0}C. No ano de 2015, a temperatura, no mês de novembro, ficou 2,5 ^{0}C acima da média, enquanto no mês de dezembro atingiu 2,6 ^{0}C, havendo uma

oscilação na média entre estes dois períodos de 4,2 ^{0}C entre as temperaturas máxima e mínima (Quadro 5). Por problemas técnicos e operacionais, só há 28 dias de dados medidos no Sítio Experimental da Rebio Jaru onde há disponibilidade de dados, simultaneamente abrangendo os dois extremos, a saber: de 22 de novembro ao dia 20 de dezembro. Foram feitas, então, comparações da evolução do ciclo diário da temperatura, radiação solar incidente e precipitação, comparando estes dois eventos de maior intensidade

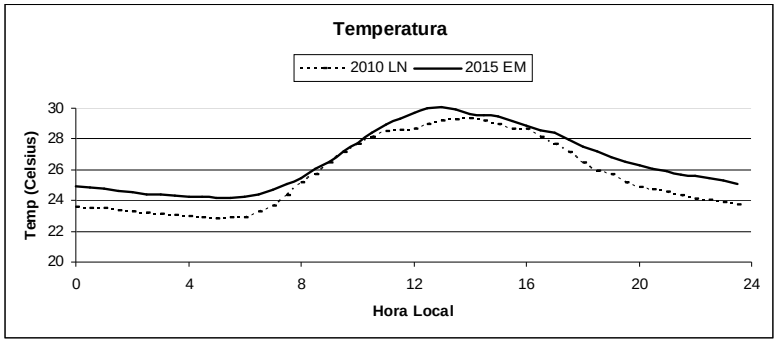
Quadro 5 – Destaque dos extremos de La Niña e El Niño nos últimos anos

Ano	DJF	JFM	FMA	MAM	AMJ	MJJ	JJA	JAS	ASO	SON	OND	NDJ
2010	**1.5**	**1.3**	**0.9**	0.4	-0.1	**-0.6**	**-1.0**	**-1.4**	**-1.6**	**-1.7**	**-1.7**	**-1.6**
2011	**-1.4**	**-1.1**	**-0.8**	**-0.6**	**-0.5**	-0.4	**-0.5**	**-0.7**	**-0.9**	**-1.1**	**-1.1**	**-1.0**
2012	**-0.8**	**-0.6**	**-0.5**	-0.4	-0.2	0.1	0.3	0.3	0.3	0.2	0.0	-0.2
2013	-0.4	-0.3	-0.2	-0.2	-0.3	-0.3	-0.4	-0.4	-0.3	-0.2	-0.2	-0.3
2014	-0.4	-0.4	-0.2	0.1	0.3	0.2	0.1	0.0	0.2	0.4	**0.6**	**0.7**
2015	**0.6**	**0.6**	**0.6**	**0.8**	**1.0**	**1.2**	**1.5**	**1.8**	**2.1**	**2.4**	**2.5**	**2.6**

Fonte: Organizado pelo autor com dados do Programa LBA (2019).

Nota-se na Figura 55 que neste período o ciclo diário da temperatura no período de *El Niño* ficou acima do ciclo diário para *La Niña*, assim como a radiação solar incidente (Figura 54), tendo um ciclo diário com valores maiores no período de *El Niño* em relação ao ciclo diário para *La Niña*.

Figura 55 – Ciclo médio diário da temperatura comparando um período de *El Niño* extremo com um evento de *La Niña* extremo

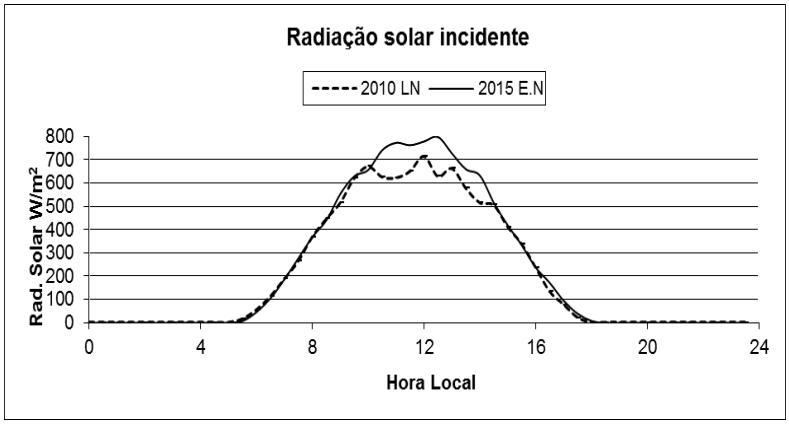


Fonte: Organizada pelo autor com dados do Programa LBA (2019).

Embora o ciclo diário da temperatura em períodos de *El Niño* tenha ficado sempre maior que em períodos de *La Niña*, nota-se uma diferença mais acentuada durante a noite e próximo do meio-dia, tendo uma menor diferença próximo das 10 horas.

Coerentemente, o ciclo da radiação solar incidente também foi maior no evento de *El Niño* em relação ao evento de *La Niña*, isto é, mais acentuado no meio do dia, onde a radiação solar é muito mais intensa (Figura 56).

Figura 56 – Ciclo médio diário da radiação solar incidente comparando um período de *El Niño* extremo com um evento de *La Niña* extremo

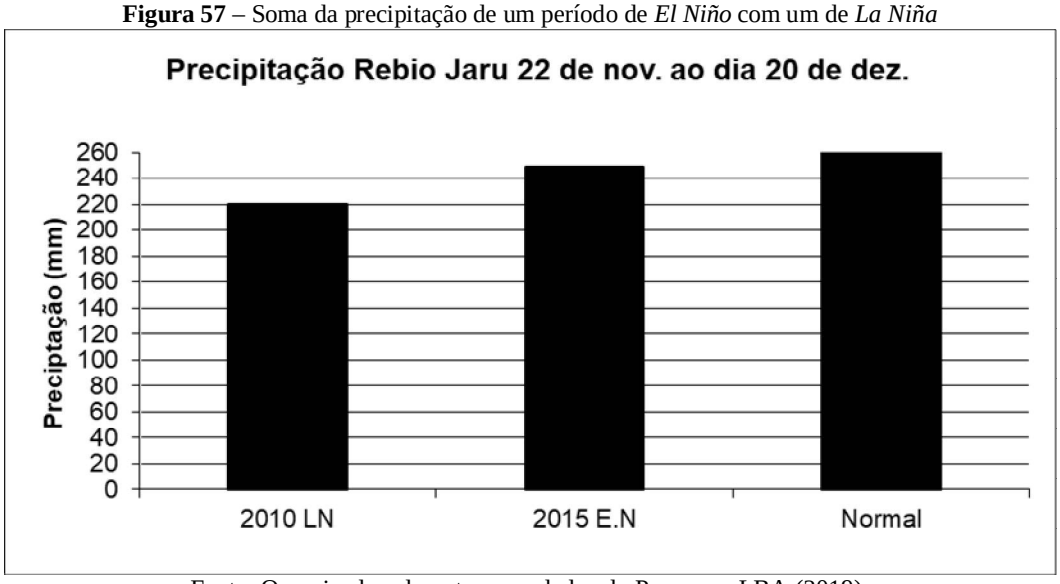


Fonte: Organizada pelo autor com dados do Programa LBA (2019).

O gráfico perto do meio-dia apresenta oscilações, o que ocorre pela presença de nuvem, sendo mais comum acontecerem estas oscilações quando se trata de médias de poucos dias, como é o caso em questão. Sendo assim, é preciso destacar que, em uma série de dados menor, um comportamento diferente do que foi encontrado possa acontecer, com eventos de *El Niño* fracos e moderados onde a temperatura e a radiação solar incidente sejam menores em eventos de *El Niño*.

A Figura 57 mostra uma comparação da precipitação entre um evento de *El Niño* forte com um de *La Niña* também forte, compreendido entre 22 de novembro a 20 de dezembro, um dos períodos mais chuvosos na região de estudo.

Figura 57 – Soma da precipitação de um período de *El Niño* com um de *La Niña*



Fonte: Organizada pelo autor com dados do Programa LBA (2019).

Comparando 28 dias de 2010 com o mesmo período de 2015, observa-se que tanto nos eventos de *El Niño* como nos de *La Niña* choveu menos que a média. É bom salientar que a precipitação é uma variável que tem um comportamento irregular em termos espaciais, uma vez que em um determinado ponto pode ocorrer valores altos ou então baixos, e não ocorrer os mesmos valores em uma região próxima.

5.10 FLUXOS DE MASSA E ENERGIA

Nesta seção serão tratadas três variáveis extremamente importantes que interconectam o solo, o ecossistema e a atmosfera, que são o fluxo de carbono entre o ecossistema e a atmosfera, o fluxo de calor latente que na prática é a quantificação da evapotranspiração, e o fluxo de calor sensível que é o transporte de energia (calor) pelo ar entre a superfície e a atmosfera.

Praticamente toda energia que acumula na superfície é dissipada ou consumida nos fluxos de calor sensível e latente, e o calor latente consome energia da superfície evaporando água, enquanto o calor latente aquece a atmosfera próxima à superfície, ou seja, aquece o ambiente. Desta forma, se um aumenta, o outro diminui, e se há pouca água para evaporar, o calor sensível aumenta, isto é, o que provoca o aquecimento excessivo nos desertos durante o dia. Este fato também tem uma grande importância em áreas urbanas, uma vez que se houver menos água para evaporar, consequentemente o ambiente ficará com uma temperatura maior durante o dia, quando o fluxo de radiação é maior.

O fluxo de carbono é considerado o mais importante de todos, porque está relacionado com a fotossíntese do ecossistema e, por outro lado, o ecossistema armazena um grande estoque de carbono. Sendo nos dias atuais, devido ao aquecimento global, extremamente preocupante se este carbono passar para a atmosfera. A fotossíntese também regula o processo de evapotranspiração, uma vez que um aumento na fotossíntese aumenta também a passagem de água pelos estômatos das folhas, indo para a atmosfera e interferindo, ainda, no ciclo hidrológico da região.

5.10.1 Fluxo de calor latente

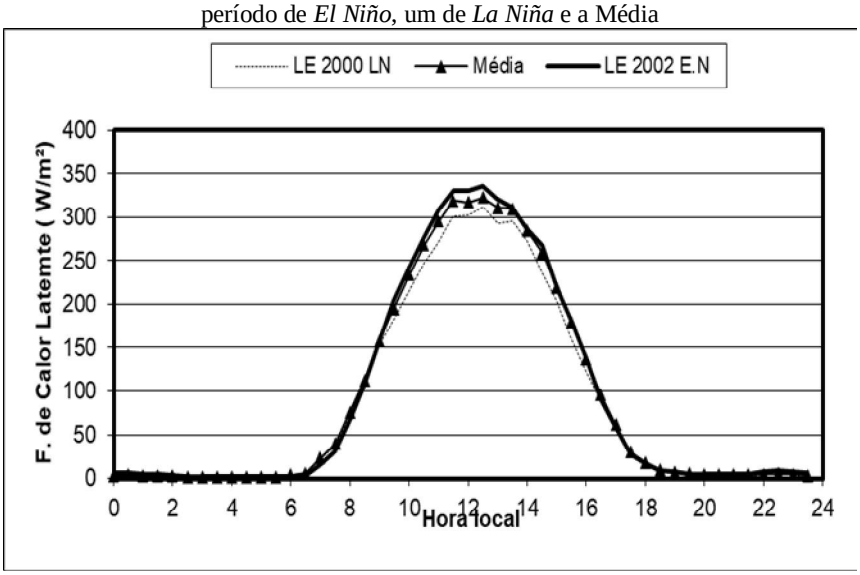
A energia que chega à Terra pode ser transformada em outras. Se a superfície estiver úmida, haverá passagem de água do estado líquido ao vapor, e a energia consumida será

proporcional à taxa de evaporação (E), ou se colocando em termos de energia, *l*E, onde *l* é o calor de vaporização: *l*E é denominado calor latente de vaporização. O termo latente é usado porque o calor não transferido, mas consumido na evaporação da água, que é de fato transportado, não aquece o ambiente. Por este motivo, se houver pouca umidade em uma superfície haverá pouco consumo de energia com o fluxo de calor latente e, portanto, o calor será maior para aquecer a superfície. Em regiões de pouca chuva, a tendência é ocorrer um maior aumento da temperatura durante o dia. Esta componente é importante, uma vez que para evaporar um grama de água a 25 ^{0}C são necessárias 583 calorias.

Na Amazônia, a água evaporada na superfície forma as nuvens, e no processo de precipitação esta energia é liberada nas camadas mais altas da atmosfera, fazendo com que a Amazônia seja uma importante fonte de calor para a atmosfera.

A Figura 58 mostra o ciclo diário do fluxo de calor latente (Equação 10) para períodos de *El Niño*, *La Niña* e a média. Os fluxos para períodos de *El Niño* são maiores que para períodos de *La Niña*, o que significa que ocorre uma maior evapotranspiração nos períodos de *El Niño*.

Figura 58 – Ciclo diário de calor latente no período entre o dia 01 de julho a 14 de novembro, comparando um período de *El Niño*, um de *La Niña* e a Média



Fonte: Organizada pelo autor com dados do Programa LBA (2019).

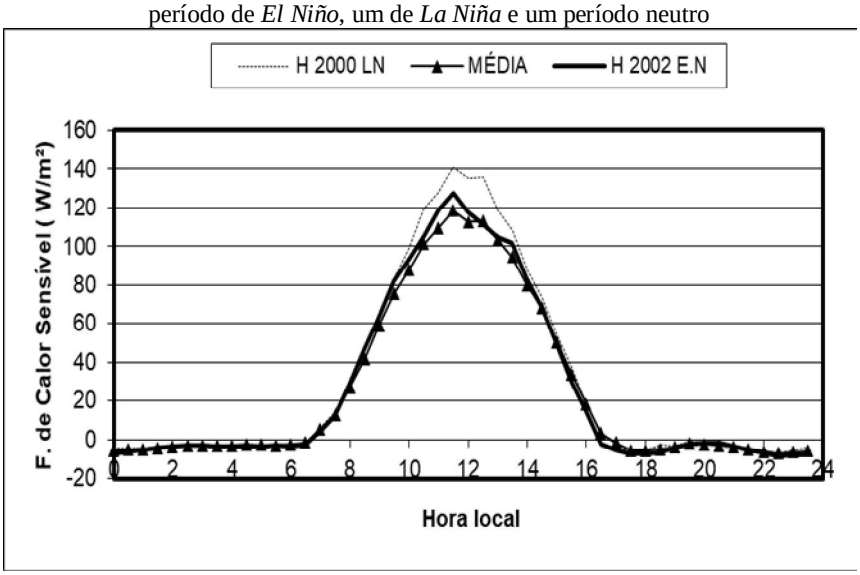
É sabido que para ocorrer a evapotranspiração é preciso, primeiro, ter água disponível na superfície, mas há vários fatores que afetam a evapotranspiração, como vento, temperatura, velocidade do vento e déficit de pressão de vapor, além de outros.

5.10.2 Fluxo de calor sensível

Se a superfície estiver mais quente do que o ar atmosférico acima, haverá aquecimento da camada de ar em contato com a superfície. Este ar mais quente e menos denso sobe e, desta forma, uma parcela fria precisa descer para ocupar o lugar da parcela que subiu. Um novo ciclo acontece, então, com a parcela fria que desceu. Assim, este movimento faz um transporte de calor na vertical, e este fluxo de calor na vertical, transportado pelo ar, é chamado fluxo de calor sensível. Tal fluxo de calor é o calor que aquece o ambiente, e quanto menos água no ambiente, maior será o fluxo de calor sensível, bem como maior será o aquecimento do ambiente.

A Figura 59 mostra o ciclo diário do fluxo de calor sensível (Equação 9) para períodos de *El Niño*, *La Niña* e a média. Para períodos de *El Niño*, os fluxos são menores do que em períodos de *La Niña*, em que eles são maiores, isto é, devido à oferta menor de umidade na superfície.

Figura 59 – Ciclo diário do calor sensível no período entre o dia 01 de julho a 14 de novembro, comparando um período de *El Niño*, um de *La Niña* e um período neutro



Fonte: Organizada pelo autor com dados do Programa LBA (2019).

Os dois fluxos apresentados nas Figuras 56 e 57 têm um comportamento coerente, uma vez que o fluxo de calor latente é maior em eventos de *El Niño* em relação aos de *La Niña*, já que o fluxo de calor sensível é maior em eventos de *La Niña* em relação aos de *El Niño*, ou seja, se um aumenta o outro tem que diminuir. Isto ocorre devido ao fato de a

radiação líquida ser quase toda consumida nos dois fluxos. E, desta maneira, se um aumenta, por conservação de energia, o outro precisa diminuir.

5.10.3 Fluxo de carbono

O carbono é uma parte fundamental do sistema terrestre, pois, se move entre a atmosfera, a terra, os oceanos e a vida através de processos biológicos, químicos, geológicos e físicos em um ciclo chamado de ciclo do carbono. Em um curto espaço de tempo, o ciclo do carbono é mais visível na vida: as plantas terrestres e oceânicas convertem dióxido de carbono em biomassa (como folhas e caules) através da fotossíntese; o carbono retorna à atmosfera quando as plantas se decompõem, são comidas e digeridas por animais ou queimadas. Como plantas e animais são partes integrantes do ciclo do carbono, ele está intimamente conectado aos ecossistemas. Contudo, à medida que os ecossistemas mudam sob um clima em mudança, o ciclo do carbono também muda. No caso da floresta em estudo, as trocas de carbono são influenciadas por vários fatores, como temperatura, disponibilidade de água, solo, ventos, déficit de pressão de vapor e etc.

A radiação solar é a única fonte de energia que pode ser usada pelas plantas verdes em atividades metabólicas; ela chega até a planta como um fluxo de radiação do sol, seja diretamente, difundida por uma trajetória maior ou menor na atmosfera, ou após ser refletida ou transmitida por outros objetos. A radiação solar tem um espectro amplo, mas o aparelho fotossintético tem apenas uma faixa restrita deste espectro. Todas as plantas verdes dependem da clorofila e de outros pigmentos para a fixação fotossintética de carbono; estes pigmentos fixam a radiação na faixa de ondas entre 400 e 700 nm, aproximadamente. Esta é a faixa da "radiação fotossinteticamente ativa" (PAR, do inglês – *Photosynthetically Active Radiation*). Ela corresponde, de modo geral, à região do espectro visível do olho humano que denominamos luz visível, e cerca de 56% da radiação incidente sobre a superfície terrestre situam-se fora do intervalo da PAR e, portanto, não estão disponíveis para as plantas verdes fazerem fotossíntese (BERGON; TOWNSEND; HARPER, 2007).

A fotossíntese pode ser resumida pela seguinte fórmula, mostrando a redução de seis mols de CO_2 para formar um mol de açúcar:

$$6CO_2 + 6H_2O + \text{ENERGIA} \rightarrow CH2O_6 + 6O_2 \qquad \text{(Equação 13)}$$

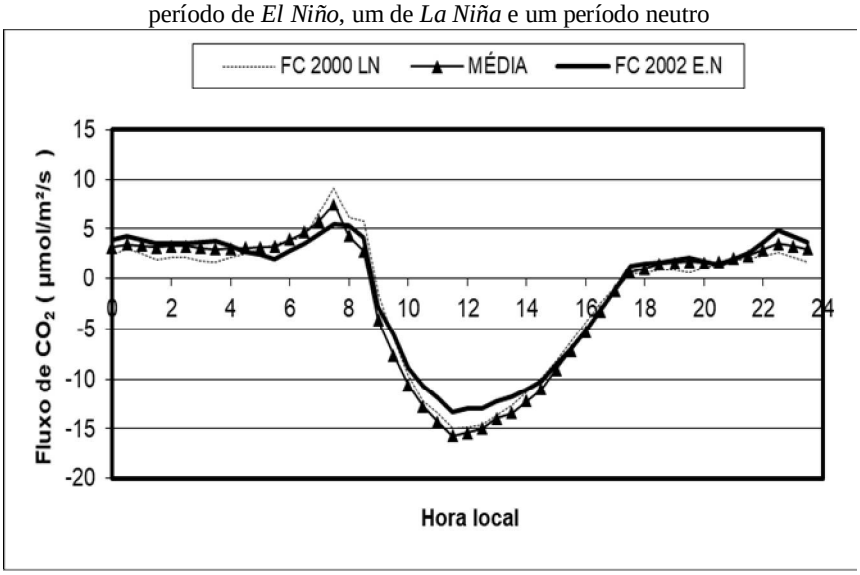
Para liberar este estoque de energia para outros propósitos, as plantas podem fazer o processo inverso, que é chamado de respiração e pode ser resumido na equação (RICHY; MILLER, 1999):

$$(CH_2O)_6 + 6O_2 \rightarrow 6CO_2 + 6(H_2O) + \text{ENERGIA} \qquad \text{(Equação 14)}$$

A fotossíntese é um processo pelo qual as plantas verdes transformam energia eletromagnética em energia química, e tem como objetivo a redução do carbono existente no CO_2. A Figura 60 mostra o ciclo diário médio do fluxo de CO_2 entre o ecossistema e a atmosfera (Equação 11), em que os valores negativos representam a absorção de CO_2, como ocorre entre às 9 e às 18 horas, e o fluxo é positivo, havendo emissão de CO_2. Nota-se que entre 00h 00mim até aproximadamente 05h 30min, o fluxo é positivo e estável, ficando em torno de 2,5 µmol/m^2/s; neste caso, está havendo o processo de respiração das plantas e ocorrendo a produção de CO_2, que é liberado para a atmosfera.

Em seguida, há um aumento nos fluxos pelo aquecimento e subida da camada de ar que estava em repouso no interior do dossel da floresta e, neste período, já há fotossíntese, ou seja, absorção, mas a quantidade de CO_2 acumulado no interior do dossel é maior do que o fluxo consumido pela fotossíntese e, por isso, os fluxos são positivos. Um pouco antes das 9 horas, o fluxo fica zero e neste momento não está havendo troca líquida de carbono entre o ecossistema e a atmosfera. A partir deste momento, o fluxo fica negativo e continua a decrescer com o aumento dos raios solares até atingir o mínimo às 12 horas, momento em que a fotossíntese chega no máximo, atingindo valores próximos de 15 µmol/m^2/s. Em seguida, a fotossíntese começa a decrescer e atingir valores mínimos um pouco antes das 18 horas, onde os fluxos são nulos. A partir deste horário os fluxos, em média, voltam a ficar positivos, isto é, está ocorrendo a respiração, permanecendo praticamente constante em valores próximos de 2,5 µmol/m^2/s pelo resto da noite.

Figura 60 – Ciclo do fluxo de CO2 no período entre o dia 01 de julho a 14 de novembro comparando um período de *El Niño*, um de *La Niña* e um período neutro



Fonte: Organizada pelo autor com dados do Programa LBA (2019).

Nota-se que no período de *El Niño* o fluxo diário de absorção é menor devido a uma menor incidência de radiação solar fotossinteticamente ativa. Isto é coerente com os valores encontrados para a incidência de radiação solar incidente no local em eventos de *El Niño*, pois, havendo menos radiação solar incidente há menos radiação fotossinteticamente ativa. O pequeno aumento nos fluxos no período entre 6 e aproximadamente 8 horas é devido à expansão pelo aumento de temperatura do CO_2 acumulado no período noturno, regido pela Equação de Claypeyron, a saber:

$$PV = nRT \qquad \text{(Equação 15)}$$

Onde:

P, *V* e *T* indicam, respectivamente, a pressão, o volume e a temperatura absoluta de certa massa de gás ideal;

R representa a constante dos gases perfeitos (*R* = 8,314 kJ/kmol K);

n é o número de moles.

Este acúmulo de CO_2 próximo ao solo no período noturno ocorre pelo seguinte fato: os ventos são fracos no período da noite (FIGURA 50) e praticamente não há turbulência no ar, assim como a massa molar do ar atmosférico é 28,96 g/mol e a do CO_2 é 44 g/mol (USBERCO; SALVADOR, 2002). O CO_2 tende a descer e ficar próximo ao solo até o início de turbulência na atmosfera, que ocorre nas primeiras horas da manhã.

Quanto às medidas noturnas, geralmente elas não são muito precisas, uma vez que são feitas pela turbulência vertical e em noites calmas pode haver escoamento lateral de gases, o que pode provocar incertezas nas medidas.

A fotossíntese por si só já tem uma grande importância e, além disso, ela tem implicações em várias outras variáveis climáticas. Durante a fotossíntese há absorção de CO_2 do meio ambiente e a saída de água das folhas, a qual é transportada do solo para a atmosfera. As plantas regulam este processo pela abertura e fechamento dos estômatos através de mecanismo chamado de condutância estomática, que procura otimizar a necessidade da conservação de água com a necessidade de absorção de CO_2.

Assim, uma maior taxa de fotossíntese implica em maior condutância estomática, a qual, por sua vez, implica em um maior transporte de água para a atmosfera. Esta água não só interfere no ciclo hidrológico, mas tem uma grande influência na temperatura da superfície, uma vez que o saldo de radiação é quase todo utilizado para o fluxo de calor latente (evaporação de água) e para o fluxo de calor sensível (aquecimento do ar). Desta forma, se houver menos água disponível na superfície ocorrerá um aumento na temperatura. Portanto, a fotossíntese tem uma grande influência na temperatura da superfície que tem influência em várias outras variáveis climáticas.

CONSIDERAÇÕES FINAIS

Este trabalho teve como objetivo geral estudar os impactos dos eventos de *El Niño* e *La Niña* nos processos físicos, químicos e biológicos na Reserva Biológica do Jaru, a partir de dados de uma torre de medições das principais variáveis climáticas do Programa LBA. Região de ampla área contínua de floresta tropical primária, como a Rebio Jaru, que de modo geral tem uma boa representatividade da Floresta Amazônica, é um sistema bastante complexo, em que muitas variáveis externas e internas interagem para produzir este complexo ecossistema, sendo difícil, às vezes, isolar e saber, exatamente, a influência de cada uma destas variáveis no todo.

Assim, neste trabalho foi feito um estudo dos impactos dos fenômenos climáticos *El Niño* e *La Niña* nas principais variáveis climáticas na região da Rebio Jaru, bem como as alterações dos fluxos de massa e energia (fluxo de calor sensível, fluxo de calor latente e fluxo de gás carbônico).

Em relação à hipótese deste trabalho, que pressupunha que o ecossistema da Rebio Jaru sofre influências nas principais variáveis climáticas dos fenômenos *El Niño* e *La Niña*, diante dos principais resultados, nota-se que a hipótese inicial foi confirmada, e em algumas variáveis ocorreram mais alterações e em outras menos, mas a influência ocorreu.

Quanto a análise das variáveis climáticas, inicialmente, esperava-se que em eventos de *El Niño* houvesse um aumento na temperatura da região, bem como uma queda na temperatura em eventos de *La Niña*. Isto não ocorreu no período analisado, que foi de *El Niño* e *La Niña* fracos e moderados, no qual, em média, as temperaturas em eventos de *El Niño* ficaram ligeiramente mais baixas do que em fenômenos de *La Niña*.

Após análise do fluxo de radiação solar incidente, notou-se que havia um menor fluxo de radiação solar incidente em eventos de *El Niño*, e como a radiação solar é uma das principais variáveis que afetam a temperatura de uma região, isto pode justificar a queda na temperatura. Posteriormente a uma análise do fluxo da radiação de ondas longas incidente, pôde-se verificar que esta queda na radiação solar incidente foi devida ao aumento de nuvens em eventos de *El Niño*. Sendo assim, em períodos de *El Niño* ocorreu um aumento desta radiação de ondas longas descendente, o que indica uma maior presença de nuvens no céu. Esta radiação é emitida por todos os corpos com temperatura acima do zero absoluto e, portanto, são emitidas também pelas nuvens.

Quanto a precipitação, houve uma queda em eventos de *El Niño* juntamente com um aumento na pressão atmosférica, o que é coerente, pois, geralmente a pressão alta é resultante

de correntes de ar descendentes que dificultam o processo físico de formação de chuvas. Quanto as componentes de velocidade e direção dos ventos, não ocorreram grandes variações, mas apenas uma ligeira queda na velocidade em períodos de *El Niño* no período da manhã.

Por outro lado, se comparado um período de *El Niño* extremo com um de *La Niña* também extremo, que foi o caso do *El Niño* de 2015 e o de *La Niña* de 2010, a temperatura observada foi maior no período de *El Niño*. Devido à indisponibilidade de uma série maior de dados, só foi possível analisar um período de 28 dias de um forte *El Niño*, compreendido de 22 de novembro ao dia 20 de dezembro de 2015, com um evento de *La Niña* (forte) ocorrido no mesmo período, mas do ano de 2010, onde a variação entre a maior e a menor temperatura no oceano na região do *El Niño* e da *La Niña* foi de 4,2 ^{0}C. Neste período, a temperatura foi maior na região de estudo, assim como foi maior a incidência de radiação solar e, também, da precipitação.

Quanto as componentes de radiação, verificou-se uma queda na radiação solar incidente e um aumento na radiação de ondas longas incidente – como foi mencionado acima – e observou-se que a evolução temporal da temperatura acompanha a evolução da radiação solar. A radiação fotossinteticamente ativa foi menor em períodos de *El Niño*, o que é coerente, porque esta radiação é proporcional à radiação solar incidente. Esta radiação é responsável pela fotossíntese e quando ela é menor, há também uma menor taxa de fotossíntese que, por sua vez, interfere em várias componentes do ciclo biogeoquímico.

Quanto aos fluxos de massa e energia, foi observado um maior fluxo de calor latente no período de *El Niño* em relação aos períodos de *La Niña*. Os fluxos de calor sensível foram maiores em período de *La Niña* em relação aos eventos de *El Niño*. Como o saldo de radiação tem suas maiores componentes como sendo o fluxo de calor sensível e o fluxo de calor latente, já é esperado que o aumento de um cause uma diminuição do outro.

Com relação à taxa de fotossíntese, isto é, os fluxos de CO_2 trocados entre a superfície e a atmosfera, a mesma foi menor no período de *El Niño*, o que é coerente com os resultados obtidos com a radiação fotossinteticamente ativa, que também apresentou valores menores em períodos de *El Niño*. Portanto, menos radiação fotossinteticamente ativa implica em uma menor taxa de fotossíntese. A radiação fotossinteticamente ativa é uma das componentes da radiação solar, e como a radiação solar foi menor em eventos de *El Niño*, é esperado que a radiação fotossinteticamente ativa também seja.

Pela disponibilidade de dados e pelo fato de a maior parte dos fenômenos *El Niño* e *La Niña* ter ocorrido na maioria das vezes no segundo semestre no período analisado (1999 a 2010), neste estudo muitas variáveis só foram analisadas para o segundo semestre, sendo

interessante uma análise também do primeiro semestre (se houver disponibilidade de dados), assim como para um período integral de um ano, o que não foi feito neste trabalho pela indisponibilidade de dados. Os problemas para um estudo mais completo são a falta de séries históricas de dados mais longas e com confiabilidade.

REFERÊNCIAS

AB'SABER, A. Bases para o estudo dos ecossistemas da Amazônia brasileira. **Estudos Avançados,** São Paulo, 2002.

ACEITUNO, P. *et al.* The 1877–1878 El Niño episode: associated impacts in South America. **Climatic Change**, v. 92, n. 3, p. 389-416, 2009.

ARANTES, E. **Alguns Fundamentos de Hidrologia**: Medição de Vazão. Curitiba: UTFPR, 2019. Disponível em: http://paginapessoal.utfpr.edu.br/eudesarantes/disciplinas/hidrologia. Acesso em: 20 jun. 2019.

ARANTES, E. **Precipitação**. Curitiba: UTFPR, 2019. Disponível em: http://paginapessoal.utfpr.edu.br/eudesarantes/disciplinas/hidrologia/aula_3_prec.pdf/view. Acesso em: 15 jun. 2019.

ASHOK, K. *et al*. El Niño Modoki and its possible teleconnection. **Journal of Geophysical Research**, v. 112, n. 11, 27 p., nov. 2007.

BARRY, R.; CHORLEY, R. **Atmosphere weather and Climate**. 8. ed. London, 2003.

BERGON, M.; TOWNSEND, C.; HARPER, J. **Ecologia de indivíduos e ecossistema**. Porto Alegre: Artmed, 2007.

BJERKNES, J. Atmospheric teleconnections from the equatorial Pacific. **Monthly Weather Reyiew**, v. 97, n. 3, p. 163-172, 1969.

BLANCQ, F. Diurnal pressure variation: the atmospheric tide. **Weather**, v. 66, n. 11, 2011.

BORMA, L. **Impactos dos eventos extremos de seca e cheia sobre os recursos hídricos amazônicos e ações da defesa civil**. São Paulo: Oficina de Textos, 2010.

BRASIL. Ministério Do Meio Ambiente. **Plano de Manejo da Reserva Biológica do Jaru. Encarte 3 Análise da Unidade de Conservação**. Brasília: Ministério do Meio Ambiente, 2010.

BRASIL. Ministério do Meio Ambiente. **Plano de Manejo da Reserva Biológica do Jaru**. Brasília: Ministério do Meio Ambiente, 2010.

BUENO, R. *et al.* Estudo de rajadas de ventos e direções predominantes em Lavras, Minas Gerais, por meio da distribuição gama. **Ciênc. Agrotec.**, Lavras, v. 35, n. 4, p. 789-796, 2011.

BURBA, G. **Eddy Covariance Method for Scientific, Industrial, Agricultural and Regulatory Applications**: A Field Book on Measuring Ecosystem Gas Exchange and Areal Emission Rates. Lincoln: LI-COR Biosciences, 2013.

CAVIEDES, C. **El Niño in history**: **storming through the ages**. Florida: University Press of Florida, 2001.

CHRISTOPHER, J. *et al.* Global distribution of C_3 and C_4 vegetation: carbon cycle implications. **Global Biogeochemical Cycles**, v. 17, n. 1, p. 6.1-6.14, mar. 2003.

COCHRANE, M. *et al*. Positive Feedbacks in the Fire Dynamic of Closed Canopy Tropical Forests. **Science**, 1999.

COE, M. *et al*. Deforestation and climate feedbacks threaten the ecological integrity of south –southeastern Amazonia. **Phil Trans R Soc B**., 2013.

COELHO, R. **Fundamentos de Ecologia**. Porto Alegre: Artmed, 2000.

CURTIS, H. **Biologia**. 2. ed. Rio de Janeiro: Guanabara Koogan, 2009.

DAVIE, T. **Fundamentals of Hydrology**. 2. ed. Londres: Routledge, 2002.

DIAS, M. *et al.* Cloud and rain processes in a biosphere-atmosphere interaction context in the Amazon Region. **Journal of Geophysical Research**, 2002.

DINGMAN, S. **Physical Hydrology**. 3. ed. Illinois: Waveland, 2015.

EXLINE, J.; LEVINE, S.; LEVINE, J. **Meteorology**: An Educator's Resource for Inquiry-Based Learning for Grades 5-9. NASA. 2019. Disponível em: www.nasa.gov/pdf/288978main_Meteorology_Guide.pdf. Acesso em: 29 mar. 2019.

FEARNSIDE, P. Deforestation in Brazilian Amazonia: The Rates and Causes of Forest Destruction. **The Ecologist**, 1989.

FEARNSIDE, F. A água de São Paulo e a Floresta Amazônica. **Ciência Hoje**, v. 34, n. 203, p. 63-65, 2004.

FEARNSIDE, P. Desmatamento na Amazônia brasileira: História, índices e consequências. **Megadiversidade**, 2005.

FISCH, G; MARENGO, J; NOBRE, C. Uma revisão geral sobre o clima da Amazônia. **Acta Amazônica**, Manaus, 1998.

FISCH, G; VENDRAME, I; HANAOKA, P. Variabilidade espacial da chuva durante o experimento LBA/TRMM 1999 na Amazônia. **Acta Amazonica**, Manaus, 2007.

GABLER, R.; PETERSEN, J.; TRAPASSO, M. **Essentials of Physical Geography**. 8. ed. Belmont: Thomson Higher Education, 2009.

GAYLON, S. **An Introduction to Environmental Biophysics**. 2. ed. New York: Springer-Verlag, 1998.

GERTEN, D. *et al.* Terrestrial vegetation and water balance-hydrological evaluation of a dynamic global vegetation model. **Journal of Hydrology**, v. 286, n. 1-4, p. 249-270, 2004.

GROVE, R.; ADAMSON, G. **El Niño in World History**. London: Macmillan Publishers Ltda., 2018.

HAFFER, J. Speciation in Amazonian Forest Birds. **Science**, v. 165, n. 3889, p. 131-137, 1969.

HAFFER, J.; PRANCE, G. T. Impulsos climáticos da evolução na Amazônia durante o Cenozóico: sobre a teoria dos Refúgios da diferenciação biótica. **Estudos Avançados**, São Paulo, v. 16, n. 46, p. 175-206, set./dez. 2002.

HALILIDAY, D.; RENICK, R. **Fundamentos de Física**: gravitação, ondas e termodinâmica. 2. v. Rio de Janeiro: LTC, 2009.

HETHERINGTON, A.; WOODWARD, F. The role of stomata in sensing and driving environmental. **Nature**, v. 424, p. 901-908, 2009.

HOLDEN, J. **Physical Geography the Basics**. New York: Routledge, 2011.

INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS - INPE. **Eventos Extremos**. Disponível em: www.cptec.inpe.br/enos. Acesso em: 22 jan. 2018.

JENKINS, H.; BAKER, P.; GUILDERSON, T. **Extreme Drought Events Revealed in Amazon Tree Ring Records**. Washington, D.C.: American Geophysical Union, 2010.

JÉZÉQUEL, C. *et al.* A database of freshwater fish species of the Amazon Basin. **Scientific Data**, 2020.

JONES, C. Recent changes in the South America low-level jet. **Atmos. Sci.**, v. 20, 2019.

KATZ, R. Sir Gilbert Walker and a Connection between El Niño and Statistics. **Statistical Science**, Colorado, v. 17, n. 1, p. 97-112, 2002.

KLAR, A. **A Água no Sistema Solo-Planta-Atmosfera**. São Paulo: Livraria Nobel, 1984.

KIRKHAM, M. **Principles of soil and plant water relations**. Kansas: Elsevier, 2005.

KULHAVY, J.; SUCHOMEL, J.; MENSIK, L. **Forest Ecology**. Brno: Mendel University in Brno, 2014.

LARCHER, W. **Ecofisiologia Vegetal**. São Carlos: Rima, 2000.

LAU, K. *et al.* Walker Circulation. **Encyclopedia of Atmospheric Sciences**, p. 2505-2509, 2002.

LI, R.; WANG, C.; WU, D. Changes in precipitation recycling over arid regions in the Northern Hemisphere. **Theoretical and Applied Climatology**, n. 131, p. 489-502, 2018.

LI, W. *at al.* Impact of two different types of El Niño events on the Amazon climate and ecosystem productivity. **Journal of Plant Ecology**, 2011.

LIBERTO, T. **The Walker Circulation**: ENSO's atmospheric buddy. 2014. Disponível em: www.climate.gov/news-features/blogs/enso/walker-circulation-ensos-atmospheric-buddy. Acesso em: 11 set. 2017.

LIOU, K. **An introduction to atmospheric radiation**. 2. ed. Academic Press/Elsevier Science, 2002.

LONGOBARDI, P. *et al*. Deforestation Induced Climate Change: Effects of Spatial Scale. **PLoS ONE**, v. 11, n. 4, 2016.

MACHADO, A. A Água e a Biosfera: O Ciclo Biogeoquímico da água. **Revista Indústria da Água**, Porto, n. 20, 1996.

MAHARANA, P.; DIMRI, A. The Indian Monsoon: Past, Present and Future. **Proc. Indian. Natn. Sci. Acad.**, New Delhi, v. 85, n. 2, jun. 2019.

MARENGO, J. **Mudanças climáticas globais e seus efeitos sobre a biodiversidade**: caracterização do clima atual e definição das alterações climáticas para o território brasileiro ao longo do século XXI. Brasília: MMA, 2007.

MARENGO, J. *et al.* Changes in Climate and Land Use Over the Amazon Region: Current and Future Variability and Trends. **Frontiers in Earth Science**, 2018.

MARENGO, J.; NOBRE, C. Climatic Impacts of ‘‘Friagens’’ in Forested and Deforested Areas of the Amazon Basin. **American Meteorological Society**, v. 36, n. 11, 1997.

MARENCO, R. *et al.* Fisiologia de espécies florestais da Amazônia: fotossíntese, respiração e relações hídricas. **Rev. Ceres**, Viçosa, v. 61, suppl., p. 786-799, 2014.

MARTINS, J. *et al*. Cloud condensation nuclei from biomass burning during the Amazonian dry-to-wet transition season. **Meteorol Atmos Phys**, Springer. 2009.

MCGREGOR, G.; EBI, K. El Niño Southern Oscillation (ENSO) and Health: An Overview for Climate and Health Researchers. **Atmosphere**, v. 9, n. 7, 2018.

MENCUCCINI, M. *et al.* **Forests at the Land–Atmosphere Interface**. UK: University of Edinburgh, 2004.

MENDONÇA, F.; OLIVEIRA, I. **Climatologia**: noções básicas e clima do Brasil. São Paulo: Oficina de Textos, 2007.

MONCRIEFF, J. *et al*. A system to measure surface fluxes of momentum, sensible heat, water vapour and carbon dioxide. **Journal of Hydrology**, v. 188-189, p. 589-611, fev. 1997.

MONTEIRO, C. **Teoria e Clima Urbano**. Série Teses e Monografias, n. 25. São Paulo: Universidade de São Paulo, 1975.

MOURA, M. *et al.* Comparação da radiação solar global em áreas de floresta e pastagem na Amazônia. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 16, p. 91, 2001.

MYHRE, G. *et al.* Aerosols and their Relation to Global Climate and Climate Sensitivity. **Nature Education Knowledge**, 2013.

NAGY, L *et al.* **Interactions Between Biosphere, Atmosphere and Human Land Use in the Amazon Basin, Ecological Studies**. Berlin: Springer-Verlag, 2016.

NASA. National Aeronautics and Space Administration. **Clouds and the Energy Cycle –** The Earth Science Enterprise Series. 1999. Disponível em: http://nenes.eas.gatech.edu/Cloud/NASAClouds.pdf. Acesso em: 18 nov. 2019.

NASA. National Aeronautics and Space Administration. **The Sunspot Cycle**. 2020. Disponível em: https://solarscience.msfc.nasa.gov/SunspotCycle.shtml. Acesso em: 18 jan. 2020.

NASA. National Aeronautics and Space Administration. **Fires and Deforestation on the Amazon Frontier, Rondonia, Brazil**. 2020. Disponível em: https://earthobservatory.nasa.gov/images/38782/fires-and-deforestation-on-the-amazon-frontier-rondonia-brazil. Acesso em: 4 jan. 2021.

NASA. National Aeronautics and Space Administration. **The Study of Earth as an Integrated System**. Disponível em: https://climate.nasa.gov/nasa_science/science. Acesso em: 26 abr. 2021.

NOAA. National Oceanic and Atmospheric Administration. **Equatorial Pacific Sea Surface Temperatures**. Disponível em: www.ncdc.noaa.gov/teleconnections/enso/inPanagiotarasdicators/sst. Acesso em: 21 dez. 2019.

NOAA. National Oceanic and Atmospheric Administration. **North American countries reach consensus on el niño definition**. News Online, 2005. Disponível em: www.nws.noaa.gov/ost/climate/STIP/ElNinoDef.htm. Acesso em: 05 jan. 2020.

NOAA. National Oceanic and Atmospheric Administration. **The GCOS Essential Climate Variable (ECV) Data Access Matrix**. Disponível em: www.ncdc.noaa.gov/gosic/gcos-essential-climate-variable-ecv-data-access-matrix. Acesso em: 18 dez. 2019.

NOAA. National Oceanic and Atmospheric Administration. **What are the trade winds?** Disponível em: https://oceanservice.noaa.gov/facts/tradewinds.html. Acesso em: 22 abr. 2021.

NOAA. National Oceanic and Atmospheric Administration. **El Nino Related global Temperature & Precipitation Patterns**. Disponível em: www.cpc.ncep.noaa.gov/products/analysis_monitoring/ensocycle/elninosfc.shtml. Acesso em: 22 dez. 2020.

NOBRE, C. *et al*. Land-use and climate change risks in the Amazon and the need of a novel sustainable development paradigma. **PNAS**, 2016.

OBREGÓN, G. **O Clima da Amazônia**: Principais Características. São Paulo: Oficina de Textos, 2009.

OLIVEIRA, G. **El Niño e Você**: o Fenômeno Climático. São José dos Campos: Transect Editorial, 1999.

OLIVEIRA, P. *et al.* Efeitos de um evento de friagem nas condições meteorológicas na Amazônia: um estudo de caso. **Acta Amazonica**, v. 34, n. 4, p. 613-619, 2004.

OLIVEIRA, U; VASCONCELOS, M; SANTOS, A. Biogeography of Amazon birds: rivers limit species composition, but not areas of endemism. **Nature**, 2017.

OMETTO, J. *et al*. Amazonia and the modern carbon cycle: lessons learned. **Oecologia**. Springer, 2005.

PANAGIOTARAS, D. *et al.* Biogeochemical Cycling of Nutrients and Thermodynamic Aspects. **Journal of Thermodynamics & Catalysis**, v. 6, n. 2, p. 1-7, 2015.

PARKES, M; HORWITZ, P. Water, ecology and health: ecosystems as settings for promoting health and sustainability. **Health Promotion International**, 2009.

POVEDA, G. *et al.* Coupling between Annual and ENSO Timescales in the Malaria–Climate Association in Colombia. **Environmental Health Perspectives**, v. 109, n. 5, 2001.

RIBEIRO, I. **As incursões de ar frio no estado do Amazonas**. 2012. Dissertação (Mestrado em Geografia) – Universidade Federal do Amazonas, Manaus, 2012.

RICARTE, R. **Climatologia de eventos de friagem no sul da região Amazônica**. 2013. Tese (Doutorado em Meteorologia) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2013.

RICHY, R.; MILLER, G. **Ecology**. 4. ed. W. H Freeman and Company, 1999.

ROCHA, V. *et al.* Reciclagem de Precipitação na Bacia Amazônica: O Papel do Transporte de Umidade e da Evapotranspiração da Superfície. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 32, n. 3, p. 387-398, 2017.

RUIZ. A. **O legado do El Niño 2015**. Climatempo, 2016 Disponivel em: www.climatempo.com.br/noticia/2016/09/22/o-legado-do-el-nino-2015-0199. Acesso em: 10 fev. 2018.

RUNYAN, C; D'ODORICO, P; LAWRENCE, D. Physical and biological feedbacks of deforestation. **American Geophysical Union**, 2012.

SAHA, K. **The Earth's Atmosphere Its Physics and Dynamics**. Springer, 2008.

SALGADO, A; SANTOS, L; PAISANI, J. **The Physical Geography of Brazil Environment, Vegetation and Landscape**. Springer, 2019.

SANTOS, L; FISCH, G. Intercomparação entre quatro métodos de estimativa da altura da camada limite convectiva durante o experimento RACCI – LBA (2002) em Rondônia – Amazônia. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.22, n.3, 322-328, 2007.

SARACHIK, E.; CANE, M. **The El Niño–Southern Oscillation Phenomenon**. Cambridge: Cambridge University Press, 2010.

SILVA DIAS, M. *et al.* Cloud and rain processes in a biosphere-atmosphere interaction context in the Amazon Region. **Journal of Geophysical Research**, v. 107, 2002.

SILVA DIAS, M.; COHEN, J; GANDÚ, A. Interações entre nuvens, chuvas e a biosfera na Amazônia. **Acta Amazonica**, 2005.

SILVA, K. *et al*. Structure of 15 hectares permanent plots of terra firme dense forest in central amazona. **Revista Árvore**, Viçosa, 2016.

SINGH, D. *et al*. Climate and the Global Famine of 1876–78. **Journal of Climate American Meteorological Society**, v. 31, n. 23, p. 9445–9467, 2018.

STAAL, A. *et al*. Feedback between drought and deforestation in the Amazon **Environ. Res. Let**, 2020.

STAN, W. A review of whole-plant water use studies in trees. **Tree Physiology**. Victoria, Canada, 1988.

TAIZ, L.; ZEIGER, E. **Plant Physiology**. Massachusetts: Ed Sinauer Associates, 2014.

TRENBERTH, K. Atmospheric Moisture Recycling: Role of Advection and Local Evaporation. **Journal of Climate**, Colorado, v. 12, n. 5, p. 1368–1381, 1998.

TRENBERTH, K. **The Definition of El Nino**. National Center for Atmospheric Research, 1999.

TRENBERTH, K. **National Center for Atmospheric Research**. Disponível em: https://ncar.ucar.edu/. Acesso em: 15 mar. 2017.

VAREJÃO, M. **Meteorologia e Climatologia**. Recife: Versão Digital, 2006.

VEBLEN, T. *et al.* **The Physical Geography of South America**. Oxford: Oxford University Press, 2007.

VIEGAS, J. *et al.* Caracterização dos Diferentes Tipos de El Niño e seus Impactos na América do Sul. **Revista Brasileira de Meteorologia**, São Paulo, v. 34, n. 1, p. 43-67, jan./mar. 2019.

VON RANDOW, C. *et al*. Comparative measurements and seasonal variations in energy and carbon exchange over forest and pasture in South West Amazonia. **Theor. Appl. Climatology**, Austria, v. 78, n. 1, p. 5-26, jun. 2004.

WALLACE, J.; HOBBS, P. **Atmospheric Science Introductory Survey**. 2. ed. Academic Press, 2006.

WANDJI, W. *et al.* Estimating the photosynthetically active radiation under clear skies by means of a new approach. **Advance in Science & Research**, v. 12, p. 5-10, 2015.

WARD, A.; TRIMBLE, S. **Environmental Hydrology**. 2. ed. Lewis Publishers, 2003.

WRIGHT, I. *et al.* **Amazon Deforestation and Climate**. Chichester: John Wiley and Sons, 1996.

YEH, S. *et al*. Niño in a changing climate. **Nature**, n. 461, p. 511-514, 2009.

YU, J.; KIM, S. Identification of central-Pacific and eastern Pacific types of ENSO in CMIP3 models. **Geophysical Research Letters**, v. 37, n. 15, 2010.

ZEMP, D. *et al*. On the importance of cascading moisture recycling in South America. **Atmos. Chem. Phys**., v. 14, n. 23, p. 13337–13359, 2014.