

METEOROLOGIA EM TÓPICOS

VOLUME 7

ORGANIZADORES:
ANDRÉ BECKER NUNES
GLAUBER LOPES MARIANO

Meteorologia em tópicos:

Volume 7

1ª Edição

Organizadores:

André Becker Nunes e

Glauber Lopes Mariano

Maceió-AL - Agosto de 2020

DR LTDA

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação:

M589 Meteorologia em Tópicos: volume 7 /
Organizado por André Becker Nunes e. –
Glauber Lopes Mariano. Maceió: Clube dos Autores,
2020.

336p.: il. color.
Vários autores/colaboradores

ISBN 978-65-991641-1-8

1. teleconexões. 2. Circulaçãoa atmosférica
3.hidrometeorologia. 4.geotecnologia. 5. SEALBA.
6. DOL. 7. Classificação climática. Nunes, André
Becker e Mariano, Glauber Lopes; organizadores.

CDD 551.5

Meteorologia em tópicos:

Volume 7

1ª Edição

Organizadores:

André Becker Nunes e
Glauber Lopes Mariano

Autores /colaboradores:

André Becker Nunes
Débora de Souza Simões
Djane Fonseca da Silva
Douglas da Silva Lindemann
Fabrício Daniel dos Santos Silva
Felipe Souza dos Santos
Glauber Vinícius Pinto de Barros
Hakki Baltaci
Helber Barros Gomes
Helder José Farias da Silva
Heliofábio Barros Gomes
Jório Bezerra Cabral Júnior
Laurizio Emanuel Ribeiro Rocha
Luciana Barros Pinto
Marcos Paulo Santos Pereira

Maria Cristina Lemos da Silva
Morgana Vaz da Silva
Rafael Araújo da Silva
Rafaela Lisboa Costa
Rodrigo Lins da Rocha Júnior
Rose Ane Pereira de Freitas

SUMÁRIO

APRESENTAÇÃO 7

CAPÍTULO 1 - Processos de interação oceano-atmosfera e as influências das teleconexões atmosféricas no clima do Brasil 9

Douglas da Silva Lindemann
Rose Ane Pereira de Freitas

CAPÍTULO 2 – Conceitos básicos de circulação média meridional 75

André Becker Nunes

CAPÍTULO 3 – Hidrometeorologia básica 108

Débora de Souza Simões
Luciana Barros Pinto
Morgana Vaz da Silva

CAPÍTULO 4 - Geotecnologias: Princípios e aplicações meteorológicas 166

Heliofábio Barros Gomes
Laurizio Emanuel Ribeiro Alves
Felipe Souza dos Santos

Glauber Vinícius Pinto de Barros
Rafael Araújo da Silva

CAPÍTULO 5 – SEALBA – Características climáticas da nova
fronteira agrícola brasileira200

Fabício Daniel dos Santos Silva
Rodrigo Lins da Rocha Júnior
Rafaela Lisboa Costa
Djane Fonseca da Silva
Marcos Paulo Santos Pereira

CAPÍTULO 6 – Distúrbios Ondulatórios de Leste no Oceano
Atlântico Tropical Sul247

Maria Cristina Lemos da Silva
Helber Barros Gomes
Hakki Baltaci

CAPÍTULO 7 – Classificação climática e repercussões
ambientais no estado de Alagoas, Brasil288

Jório Bezerra Cabral Júnior
Helder José Farias da Silva

Sobre os autores325

Créditos / Expediente.....336

APRESENTAÇÃO

A série *Meteorologia em Tópicos* tem como objetivo fornecer ao graduando em Meteorologia, e demais interessados, material didático de assuntos diversos das ciências atmosféricas. A literatura referente à meteorologia é majoritariamente em língua inglesa, fato que acaba prejudicando os alunos dos semestres iniciais. Da necessidade de se oferecer material em português surgiu a ideia de trabalho em conjunto entre professores da UFAL e UFPEL – trabalho este que chega ao seu sétimo volume.

O volume 1 da série, lançado em 2014, foi o único com tema específico: micrometeorologia. Os volumes seguintes abordaram temas mais abrangentes visando um maior interesse tanto de leitores quanto de autores. Completam-se, aqui, 38 capítulos de autorias de professores das duas universidades que, com a colaboração de coautores das mais diferentes instituições, somam-se 76 profissionais que se dedicaram a apresentar de forma introdutória temas importantes para a formação dos estudantes de geociências.

Os temas do Volume VII transitam entre circulações de grande escala (circulação geral da atmosfera, distúrbios ondulatórios de leste) e clima do nordeste, com o tema de teleconexões linkando estes eixos. Completam este volume os capítulos sobre hidrometeorologia e geotecnologias.

André Becker Nunes
Professor da Faculdade de Meteorologia
Universidade Federal de Pelotas

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

CAPÍTULO 1

PROCESSOS DE INTERAÇÃO OCEANO- ATMOSFERA E AS INFLUÊNCIAS DAS TELECONEXÕES ATMOSFÉRICAS NO CLIMA DO BRASIL

Douglas da Silva Lindemann

Rose Ane Pereira de Freitas

1.1 Introdução

Dentre os planetas que compõe o Sistema Solar, pode-se dizer que o Planeta Terra é o único que possui um ciclo hidrológico completo, onde as transições entre as fases da água envolvem todo o sistema e provavelmente são responsáveis pela criação de um estado climático único dentre os planetas. O sistema climático do Planeta Terra é enriquecido e particularmente sensível às interações entre os componentes dos processos hidrológicos, especialmente nos trópicos (WEBSTER, 1994).

O Planeta Terra tem 2/3 de sua superfície coberta por água. Porém, da massa total de água disponível do planeta, 97,5% estão contidas nos mares e oceanos, enquanto as calotas polares da Antártica e da Groenlândia contém 2,4% e os reservatórios de água continental contribuem com a

percentagem restante (Figura 1). A atmosfera contribui com apenas 0,001% da massa total presente, sendo um dos menores reservatórios de água, porém, de fundamental importância nos processos físicos que ocorrem na atmosfera (WELLS, 1997).

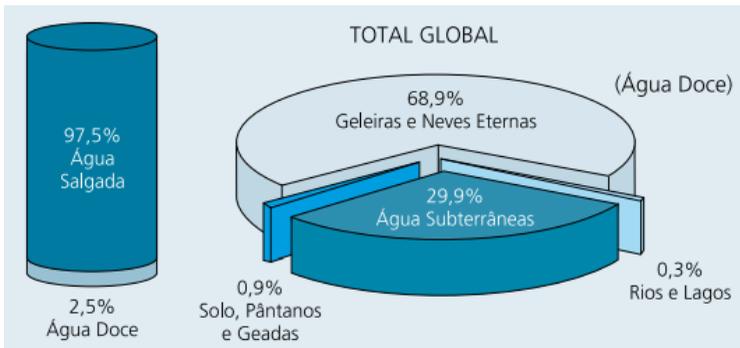


Figura 1. Distribuição da água no planeta Terra.

Fonte: Adaptado de BRITO et al.; 2007.

Dentre os fatores climáticos, os oceanos são os maiores absorvedores de energia solar, exercendo influência direta na atmosfera, nas mais diversas escalas de tempo, atuando na distribuição do calor através das correntes marinhas e na circulação atmosférica, que ocorre principalmente com a umidade gerada pela evaporação da água do mar (NYGARD et al., 2013).

Ligações entre a superfície da Terra e a atmosfera existem e são estabelecidas principalmente a partir de interações entre os oceanos e a atmosfera. Essas interações

se dão, especialmente a partir de trocas de calor, massa (água) e componentes químicos. Sendo o vapor d'água o principal componente entre os dois meios. Nestas interações, estão envolvidos processos de pequena escala, mas com variações espaciais e temporais em todas as escalas (EYMARD; REVERDIN, 2014).

Um dos aspectos mais importantes que o oceano pode interferir nas condições de tempo e clima, é na sua variabilidade. Essa variabilidade ocorre em muitas escalas de tempo e espaço: de fenômenos de pequena escala: rajadas de vento, tempestades e tornados localizados até às características de maior escala: frentes frias e tempestades, além dos fenômenos com características ainda mais prolongadas: secas e inundações (AHRENS; HENSON, 2012).

Primariamente a energia armazenada nos oceanos é transferida para a atmosfera na forma de fluxos de calor, que são influenciados pela diferença de temperatura entre a superfície do mar e a atmosfera, pelo processo de evaporação e pela velocidade do vento. Considerando-se que o oceano é fonte de transferência de umidade para a atmosfera pelo processo de evaporação com influência direta do vento, a superfície do mar controla o fluxo de calor latente entre ele e a atmosfera. Acompanhando o ciclo diurno da variação da temperatura da superfície do mar (TSM), os fluxos de calor latente sobre o oceano têm seus menores valores por volta da 1h e os máximos valores por volta das 16h local (LARGE; POND, 1982).

O balanço de energia da superfície terrestre por meio do vapor d'água, através da formação de nuvens e dos fluxos radiativos, também está ligado diretamente a processos de interação entre oceano-atmosfera. Além disso, também está envolvido no importante processo de realimentação deste ciclo, pois, à medida que aumenta a temperatura da atmosfera, mais vapor d'água pode ser armazenado (NYGARD et al., 2013).

Em geral, os fenômenos de escala de tempo mais longos são frequentemente associados a mudanças nas circulações atmosférica e oceânica que abrangem áreas muito maiores que uma região afetada em particular. Às vezes, essas condições de circulação persistente ocorrem simultaneamente em vastas e aparentemente não relacionadas partes da Terra, e resultam em padrões anormais de clima, principalmente afetando a temperatura e precipitação em todo o mundo (LAU; WALISER, 2005).

Grande parte da variabilidade em grande escala é uma consequência das anomalias de TSM, que por sua vez resulta da organização em grande escala das anomalias de circulação atmosférica; das mudanças decorrentes nos fluxos de energia turbulenta e radiativa na interface oceano-atmosfera; e nas correntes locais movidas pelo vento. Por outro lado, a atmosfera também exerce uma influência significativa na TSM, em geral, a variabilidade atmosférica com escalas de tempo superiores a 10 dias é mais eficaz na condução de anomalias de TSM do que a variabilidade

atmosférica na escala sinótica, devido à inércia térmica do oceano (DIAZ; MARKGRAF, 2000; LAU; WALISER, 2005).

Associações remotas entre os oceanos Atlântico, Pacífico, Índico e Austral podem influenciar na variabilidade climática e interagir por meio de teleconexões oceânicas e atmosféricas, que são associadas a causas naturais. Como exemplos temos o El Niño-Oscilação Sul (ENOS), a Oscilação Decadal do Pacífico (PDO) e a Oscilação Madden-Julian (MJO). As teleconexões podem exercer influência na circulação atmosférica e, a partir de diferentes padrões, explicar efeitos sobre o clima de uma determinada região e/ou a ocorrência de eventos anômalos em várias partes do mundo.

Nos oceanos também se encontram importantes regiões, com fortes interações e intensas circulações, denominadas frentes oceanográficas. São regiões que atuam numa escala de tempo menor, como a Confluência Brasil Malvinas (CBM), a Corrente do Golfo, a Corrente de Kuroshio e a Corrente das Agulhas, conforme mostradas na Figura 2. Essas regiões apresentam intensos gradientes horizontais de salinidade, temperatura, densidade, nutrientes e separam-se massas d'água com diferentes densidades. Caracterizam-se principalmente pela presença de importantes jatos, meandramentos e vórtices que são estruturas oceânicas de mesoescala (KLEMAS, 2012).

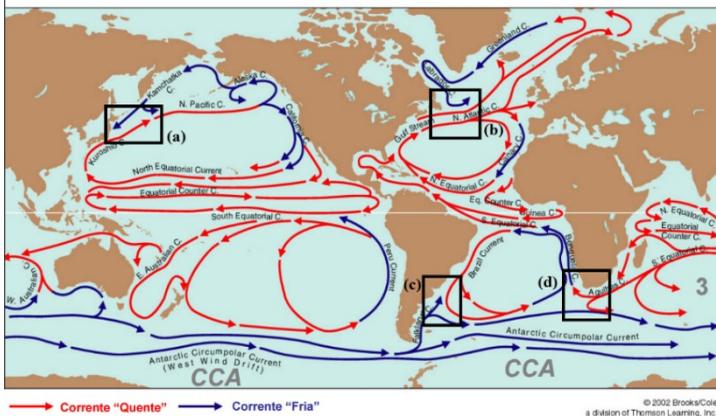


Figura 2. Principais correntes superficiais oceânicas. Regiões marcadas com retângulo preto representam: (a) Corrente de Kuroshio (b) Corrente do Golfo, (c) Confluência Brasil-Malvinas (d) Corrente das Agulhas.

Fonte: Adaptada de GARRISON; 2015.

No Oceano Atlântico Sul, onde o acoplamento oceano-atmosfera se dá principalmente devido às trocas de calor, *momentum* e vapor de água na interface destes sistemas, foca-se especialmente na região da CBM, localizada à Sudoeste deste oceano, onde ocorrem intensos contrastes horizontais de TSM, impactando nas condições de tempo e clima do Brasil principalmente sobre as regiões Sul e Sudeste. Evidências mostram que os intensos gradientes termais da CBM são influenciados pela corrente do Brasil (CB) / Corrente Costeira do Brasil (CCB). Os sistemas transientes que passam pela região e a advecção térmica têm grande importância na modulação da estrutura da Camada

Limite Atmosférica Marinha (CLAM) e dos fluxos de calor e CO₂ nesse local e época do ano (outubro conforme maior número de análises a partir de dados coletados *in situ*) tendo prováveis impactos até mesmo na previsão do tempo local (PEZZI et al., 2016).

Autores como Chow et al., (2015) mostraram que no inverno e primavera, na ilha de Taiwan no Oceano Pacífico, exceto no nordeste da região, as intrusões de água quente da Corrente de Kuroshio na plataforma continental causam um grande aumento na TSM local, intensificando os ventos de monção e levando a aumentos no vapor d'água e na precipitação. Muitos fenômenos atmosféricos estão relacionados à advecção anômala de calor pelas intrusões da Corrente de Kuroshio causadas, em grande parte, pela propagação para oeste de vórtices oceânicos.

Os oceanos impactam diretamente na atmosfera e a longo prazo podem influenciar no clima do planeta, principalmente através da circulação do oceano, que está diretamente ligada a distribuição da temperatura do ar, principalmente através das correntes oceânicas que trocam calor entre latitudes baixas e altas.

1.2 Interações oceano-atmosfera no Oceano Atlântico Sul

O Oceano Atlântico Sul (OAS) é de fundamental importância para os processos de interação oceano-atmosfera, na modulação do clima nas escalas global e

regional, bem como para a análise e previsão do tempo e clima, podendo ser considerado até mesmo um preditor em potencial de eventos extremos de temperatura e precipitação em todo o mundo (PEZZI et al., 2016; FREITAS et al., 2019).

A principal característica da circulação atmosférica sobre o Oceano Atlântico Sul é a Alta Subtropical do Atlântico Sul (ASAS). Podendo sofrer importantes variações temporais, de posição e de intensidade, tem grande importância ao explicar muitas características do clima brasileiro. Entre outras influências diretas, a ASAS é responsável por inibir a convecção e a passagem dos sistemas frontais, afetando a precipitação na região Sudeste do Brasil, podendo contribuir também para episódios de inversão térmica aumentando concentração de poluentes na troposfera inferior (REBOITA et al., 2019).

Como mencionado anteriormente, o OAS pode influenciar diretamente no tempo e no clima do Brasil, especialmente nas regiões Sul e Sudeste, onde as passagens de distúrbios transientes como sistemas frontais, ciclones, sistemas convectivos de mesoescala, sistemas ciclônicos de níveis médios e os vórtices ciclônicos de altos níveis (VCAN), alteram a circulação atmosférica e determinam as condições de tempo.

Dentre os fenômenos típicos da interação oceano-atmosfera sobre o OAS, tendo em vista os impactos dos gradientes de TSM da região sobre os sistemas atmosféricos transientes que atravessam frequentemente a costa sul do

Brasil, destaca-se o caso do Furacão Catarina. Tendo sido gerado no interior do OAS em março de 2004, em latitude próxima a 30° S, o Catarina causou efeitos violentos e destruidores sobre o litoral Norte do Rio Grande do Sul e Sul de Santa Catarina, a partir de uma intensificação de seus ventos, associada à sua passagem em oceano aberto acima de vórtices de meso-escala de núcleo quente, presentes nas águas do OAS (PEZZI et al., 2016).

Atualmente, ainda que merecendo maior atenção da comunidade científica devido a sua importância, há um crescente número de estudos sobre os processos de interação oceano-atmosfera no OAS e, especialmente, na região Ocidental, onde situa-se a CBM (PEZZI et al., 2005; ACEVEDO et al., 2010; CAMARGO et al., 2013; ROSSATO, 2019).

A presença da CBM é outra característica fundamental do OAS, por ser uma das mais energéticas frentes oceanográficas no oceano global. Dentre tantas características fundamentais, a região apresenta conexão entre a sua posição e o clima regional especialmente do Sul do Brasil, Uruguai e parte da Argentina (marcada pela bacia de drenagem Rio da Prata). Sendo assim, a região da CBM é um importante regulador do clima regional, principalmente na escala interanual (PEZZI et al., 2016).

Dentre outras relevantes características da CBM, o encontro de massas d'água de diferentes origens geram na região intensos gradientes horizontais e verticais de TSM,

anomalias de altura do nível do mar e da concentração de clorofila superficial (LENTINI et al., 2002).

Na Figura 3 é apresentada a circulação superficial média do OAS, onde enfatiza-se a região da CBM. Segundo Reid et al., (1977) essas águas, carregadas respectivamente pelas Corrente das Malvinas (CM) e pela Corrente do Brasil (CB) encontram-se na região da CBM, que localiza-se em média, entre 36 °S e 39 °S, e o limite sul das águas quentes, associadas com a corrente do Brasil, flutua entre 38 °S e 46 °S.

A compreensão das variações dos fluxos de calor, umidade e *momentum* dentro da CLAM no OAS é de fundamental importância no tempo e clima do Brasil. A CBM tem importância significativa, especialmente para a região costeira do Sul e Sudeste do Brasil devido as suas características e principalmente por sua proximidade com região. Os autores mostraram que a escala sinótica tem papel fundamental nos processos de interação oceano-atmosfera e na modulação da CLAM (PEZZI et al., 2005, 2016).

Estudos como ACEVEDO et al. (2010), analisaram o ciclo sinótico e perfis verticais na CLAM nos lados quente e frio da CBM obtidos por radiossondas em experimentos realizados pelo programa Interação Oceano-Atmosfera na região da Confluência Brasil-Malvinas (INTERCONF), com coleta de dados nos meses outubro ou novembro entre os anos de 2003 e 2008. Os autores observaram que diferentes padrões de advecção termal são observados nas diferentes

fases do ciclo sinótico resultando em diferentes padrões da CLAM, onde uma CLAM muito estável ocorre em muitas fases do ciclo sinótico, causando um grande acúmulo de umidade próxima à superfície do mar.

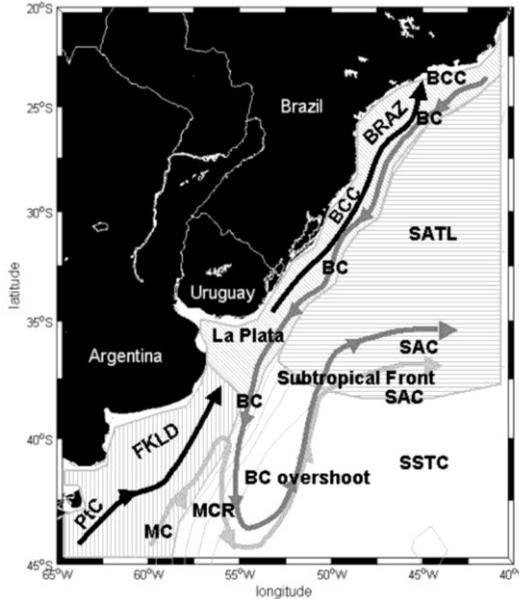


Figura 3. Região da Confluência Brasil-Malvinas (CBM). Correntes costeiras e oceânicas, em preto e cinza respectivamente, e as províncias biofísicas e regiões oceanográficas definidas por Saraceno et al., (2005). BBC: Corrente Costeira do Brasil; BC: Corrente do Brasil; MC: Corrente das Malvinas; PtC: Corrente da Patagônia; SAC: Corrente Sul Atlântica. A Frente Subtropical é formada depois da retroflexão da CB (“BC overshoot”) próxima a 45°

S, 55° W. A retroflexão da CM é representada na figura como MCR. As províncias biofísicas são denominadas como BRAZ (Província Costeira da Corrente do Brasil), FKLD (Província das Plataformas Atlânticas Sudoestes), SATL (Província do Giro do Atlântico Sul) e SSTC (Província da Convergência Subtropical Sul). As linhas cinza claras representam a batimetria de 1000 a 5000 m.

Fonte: Adaptado de LONGHURST; 2010 e SARACENO et al.; 2005.

Os mesmos autores observaram também que a advecção de ar quente e frio, típico de condições pré-frontais, frontais e pós-frontais, induzem grandes diferenças na estrutura dinâmica e termodinâmica da atmosfera em ambos os lados da confluência, além disso, mostraram que os fluxos turbulentos de calor sobre a região também são modulados pelo ciclo sinótico da região e pelos gradientes de TSM.

Pezzi et al. (2005) mostraram que na ausência dos sistemas de grande escala atuantes na região da CBM, a CLAM será modulada pela frente oceânica que caracteriza a região. No lado norte da CBM, as águas mais quentes induzem mudanças na estabilidade estática da CLAM, que afetam a variabilidade na magnitude e intensidade dos ventos, enquanto que o cisalhamento vertical do vento na CLAM é reduzido, conseqüentemente ventos mais intensos ocorrem à superfície do mar e a CLAM torna-se turbulenta e

instável sobre águas mais quentes, aumentando a transferência de *momentum* para baixo (Figura 4).

A influência dos gradientes termais da região da CBM no Sul do Brasil foi analisada por Kaufmann e Anabor (2011), através de análise de quatro eventos de advecção de nebulosidade rasa sobre o Sul do Brasil por atuação de anticiclones transientes na região CBM. Os autores mostraram que a borda da alta pressão quando localizada sobre o Sul do Brasil, conduz ventos da região do gradiente da CBM para o continente, evidenciando a dependência da advecção de nebulosidade rasa no Sul do Brasil em relação à direção do escoamento em baixos níveis e ao gradiente de TSM, amplificando os processos de umidificação e instabilização em baixos níveis.

Vários estudos já compararam regiões de fortes gradientes termais nos Oceanos Pacífico, Índico e Atlântico. Nestes estudos, em geral, os autores mostraram que a CLAM se apresenta mais úmida sobre regiões mais quentes desses oceanos, pois, os gradientes termais entre as águas quentes e as águas mais frias são capazes de produzir diferenças significativas entre o conteúdo de vapor d'água atmosférico nos dois lados da frente oceanográfica na extensão da CLAM (FREITAS et al., 2017).

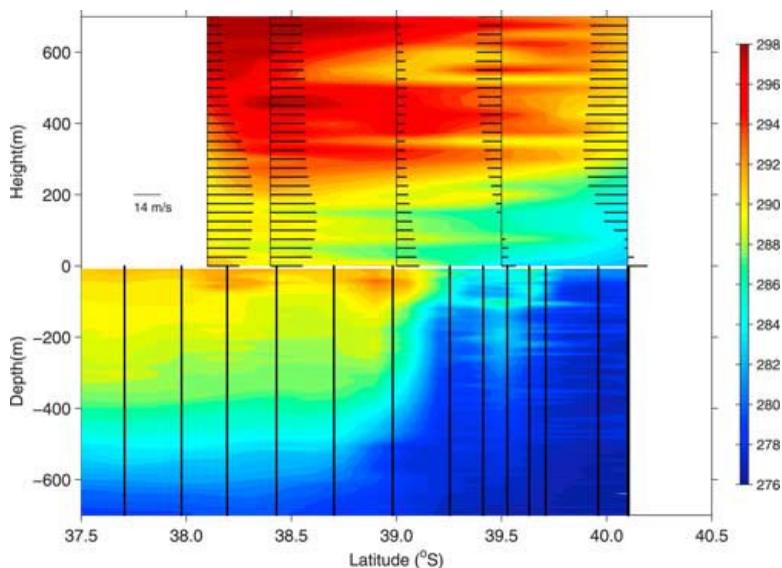


Figura 4. Perfis de temperatura (K) da atmosfera e do oceano medidos simultaneamente por radiossondas e XBTs a partir do navio Ary Rongel durante os dias 1-3 de novembro de 2004. Vetores de vento meridional (m/s).

Fonte: PEZZI et al.; 2005.

Porém, Freitas (2017) a partir de dez anos de dados de radiossondas coletados *in situ*, mostrou que, sobre a CBM, em média, sobre as águas mais quentes da CB, a CLAM apresenta-se mais úmida com valor médio próximo a 2 g/kg mais alto que na região mais fria, dominada por águas da CM. No entanto, os sistemas atmosféricos transientes, comuns nessa região do planeta, podem atenuar ou intensificar a concentração de vapor d'água na CLAM. Essa

afirmação fica evidente a partir da Figura 5 através de um diagrama de caixas no qual mostra os valores médios do vapor d'água integrado (IWV) dentro da CLAM, calculados a partir dos dados coletados *in situ* para os lados quente (em vermelho) e frio (em azul) da CBM e para cada um dos cruzeiros oceanográficos analisados.

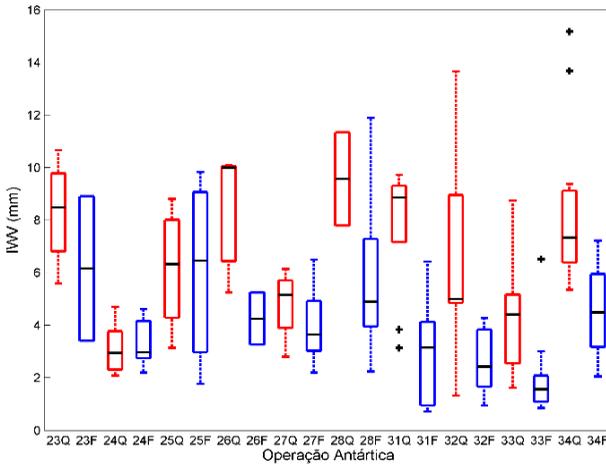


Figura 5. Diagrama de caixas Boxplot para a variação da coluna de vapor d'água integrado (IWV) na CLAM estimados através de dados de radiossondas para dez Operações Antárticas. São apresentadas a mediana (linha preta dentro do box) mínimos e máximos valores por Operação. Os traços que abrem e fecham a caixa representam de baixo para cima o primeiro quartil e acima da mediana, o terceiro quartil. Outlier (+). Em vermelho dados sobre a CB e em azul dados sobre a CM.

Fonte: FREITAS; 2017.

A passagem de frentes frias sobre a superfície do mar também foi objeto de estudos sobre a corrente do Golfo e sobre a Região de Cabo Frio, e concordaram com resultados obtidos sobre a região da CBM. Yue et al., (2011) concluíram que o aumento da velocidade do vento com a passagem de uma frente fria tem impacto considerável sobre o oceano influenciando diretamente nos fluxos para a atmosfera, influenciando também num aumento vertical na extensão da camada limite oceânica e camada limite atmosférica.

Ao longo dos anos, diversos estudos a partir de diferentes dados, métodos e períodos de tempo reconheceram que na América do Sul (Paraguai, centro norte da Argentina e o Sul do Brasil) e OAS, tem-se regiões ciclogênicas ao sul de 15°, conforme mostradas na Figura 6.

Gan e Rao (1991) apontaram duas áreas principais na América do Sul com melhores condições para que as ciclogêneses ocorram, sendo uma situada na foz do Rio da Prata e outra na região Leste da Patagônia argentina, nas proximidades do Oceano Atlântico (Figura 6a).

Em um estudo realizado por Reboita (2008) mostrado na Figura 6b, foram identificadas três regiões ciclogênicas principais na América do Sul e Oceano Atlântico sendo, uma no Sul da Argentina – ao Leste da Patagônia – outra região próxima do Rio da Prata e costa do Rio Grande do Sul, e a terceira região na costa da região Sudeste do Brasil (GAN; RAO, 1991; REBOITA, 2008). Na Figura 6c mostra-se um estudo mais recente realizado por Jantsch (2019) onde o

autor identificou a foz do Rio da Prata e a costa da Região Sudeste do Brasil como as áreas com mais ocorrências de ciclones extratropicais.

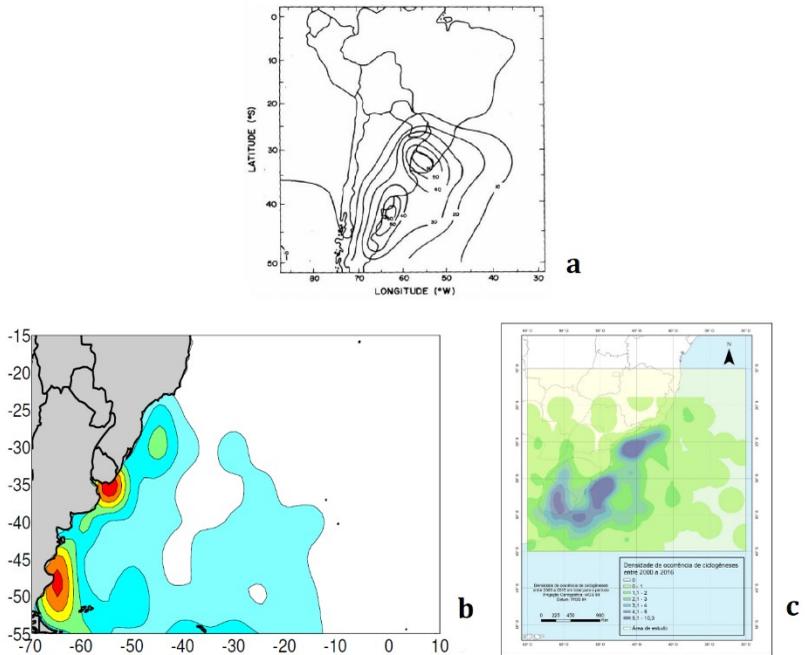


Figura 6. a) Distribuição anual da frequência de ciclôgeneses na AS e OAS entre os anos de 1979-1988 b) Densidade de ciclôgeneses na AS e OA de 1990 a 1999 c) Densidade de e ocorrência de ciclôgeneses entre 2000 e 2016 na AS.

Fonte: GAN; RAO; 1991; REBOITA; 2008; JANTSCH; 2019.

Segundo os autores, a formação e intensificação de ciclones nessas regiões apresentam variações sazonais e espaciais bem marcantes. Todos concordam na hipótese de que o contraste de temperatura entre continente e oceano, juntamente com o gradientes de TSM da região da CBM, conduzem a situações favoráveis para a intensificação dos fluxos de calor sensível e latente, um dos mais importantes controles para o desenvolvimento de ciclones extratropicais.

A região da CBM também se localiza na região preferencial de atividade da trajetória sazonal dos ciclones extratropicais – região dos *Storm Tracks* (STs), em latitudes médias no Hemisfério Sul, situados aproximadamente entre os paralelos de 35° S e 65°S. Os STs desempenham um papel fundamental no clima do planeta, atuando na redistribuição de calor e podendo alterar a condições de tempo e clima (TRENBERTH, 1991).

Freitas et al. (2018) mostraram para cenários futuros sob influência de aquecimento global, através de simulações numéricas a partir de um modelo acoplado oceano-atmosfera, que pode haver mudanças na posição dos STs em termos de intensificação de mecanismos físicos (Figura 7). Os autores mostraram que um aumento da TSM induz a intensificação do STs e, conseqüentemente, um aumento na ocorrência de ciclones extratropicais. No geral, na região CBM, encontra-se mudança no padrão de ocorrência de atividade ciclogênética, com eventos menos frequentes, mas mais intensos.

Na região sul do Brasil os resultados indicam aumento das chuvas nos meses de verão, enquanto no inverno são encontradas uma diminuição na frequência e um aumento na intensidade, sugerindo que essas mudanças possam impactar a dinâmica climática do litoral sul brasileiro com magnitude ainda desconhecida (FREITAS, 2018).

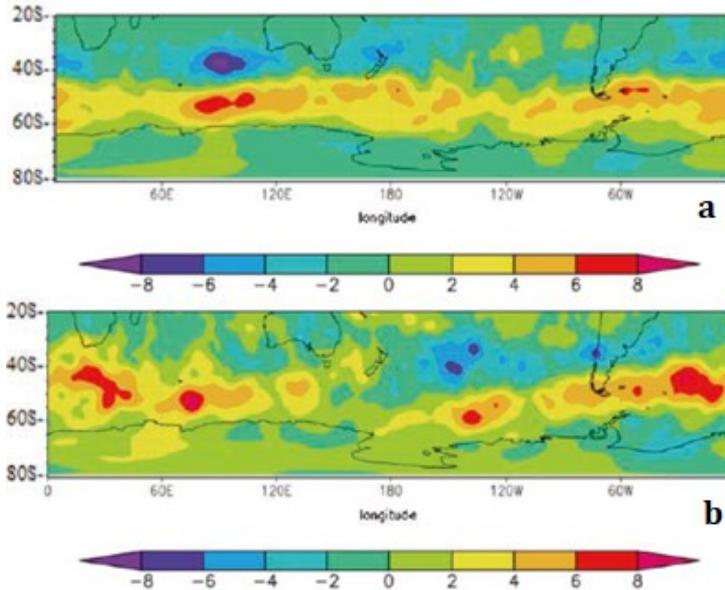


Figura 7. Diferença entre o cenário futuro e o clima presente do transporte meridional de calor sensível ($^{\circ}\text{C}\cdot\text{m}/\text{s}$) em 500 hPa: Dados do ECHAM5-MPI-ON em (A) DJF e (B) JJA

Fonte: FREITAS et al.; 2018

A escala atmosférica sinótica tem papel fundamental

nos processos de interação oceano-atmosfera e na modulação da CLAM no OAS. Nessas regiões, as passagens de distúrbios transientes como sistemas frontais, ciclones, sistemas convectivos de mesoescala, sistemas ciclônicos de níveis médios e VCAN, alteram a circulação atmosférica e determinam as condições de tempo. Muitos desses processos podem estar diretamente relacionados às condições oceânicas (PEZZI et al., 2016).

Enfim, o entendimento do tempo, clima e das mudanças climáticas, precisa avançar continuamente, abrangendo as contribuições individuais dos diferentes componentes do sistema climático e de suas interações, pois, ainda é muito limitado. Por exemplo, o oceano mesmo sendo de fundamental importância é um dos elementos menos entendidos nesse complexo sistema e ainda merece especial atenção.

1.3 O El Niño-Oscilação Sul (ENOS)

A variabilidade climática é frequentemente medida comparando as condições observadas com as condições médias de longo prazo. O estado médio do Oceano Pacífico Tropical é identificado por suas características de superfície e subsuperfície, cada qual exibindo uma evolução considerável na metade oriental do Pacífico Tropical durante o curso do ano quando a superfície do oceano é mais quente no oeste e mais fria no leste (VECCHI; WITTENBERG, 2010).

Durante as últimas décadas, os cientistas descobriram que aspectos importantes dessa variabilidade interanual nos padrões climáticos globais estão ligados a um fenômeno natural de escala global conhecido como ciclo El Niño Oscilação do Sul (ENOS). E os termos El Niño e La Niña representam extremos opostos do ENOS (TRENBERTH, 1997; McPHADEN et al., 2006; CAI et al., 2020).

Para entender o El Niño é necessário entender as condições normais do sistema de vento no Pacífico Tropical. O Sol aquece mais fortemente as regiões equatoriais, quando comparado com as demais regiões do globo, de modo que o ar tende a subir da superfície, substituído por uma nova parcela de ar oriunda dos subtropicais. O efeito de Coriolis contribui para que esses fluxos girem para a direita no Hemisfério Norte e para a esquerda no Sul, resultando nos grandes cinturões de vento que sopram equatorialmente para oeste ao longo do Pacífico Tropical, que são conhecidos como ventos Alísios (setas brancas na Figura 8) (AHRENS; HENSON, 2012).

Isso configura o acoplamento da interação oceano-atmosfera no Pacífico Tropical, em que os ventos determinam a temperatura da água, mas a temperatura da água também determina os ventos (TIMMERMANN et al., 2018). Observamos que há água fria a leste do Pacífico e águas mais aquecidas no setor oeste. Os ventos sopram em direção às águas mais quentes (setas brancas em superfície) – é esta condição que proporciona o surgimento dos ventos alísios – pois isso ajuda a aquecer também a atmosfera e faz

o ar subir, então outro ar flui para preencher esta lacuna próxima à superfície (McPHADEN et al., 2006).

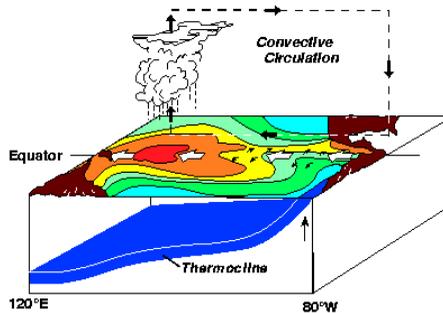


Figura 8. Representação esquemática das condições climáticas normais na região do Oceano Pacífico Tropical.
Fonte: NOAAa. LATIF; KEENLYSIDE, 2019.

A maior diferença entre as duas regiões é observada durante Setembro e Outubro, quando as temperaturas no leste do Pacífico atingem seu mínimo anual. As temperaturas no Pacífico Tropical central e leste-central normalmente começam a aumentar durante Dezembro e atingem o pico em Abril, enquanto as temperaturas no extremo leste do Pacífico normalmente começam a aumentar durante Novembro e atingem o pico em Março. Em contraste, a TSM no Pacífico Tropical ocidental e na Indonésia permanece quente e quase constante ao longo do ano (DIAZ; MARKGRAF, 2000).

Em todo o Pacífico Tropical a TSM contribui significativamente para os padrões observados de precipitação tropical. As chuvas mais intensas são normalmente observadas na Indonésia e no Pacífico Tropical ocidental, e menos chuvas são normalmente encontradas no Pacífico Equatorial oriental (Figura 8). Desta forma, em condições normais sem presença do El Niño, os ventos alísios sopram para o oeste ao longo do equador, da América do Sul em direção à Ásia no Oceano Pacífico Tropical, formando uma circulação convectiva (*Convective Circulation* na Figura 8) (KUMAR; HOERLING, 2003).

A TSM é mais quente na costa da Ásia do que no leste do Pacífico devido a entrada de água fria de níveis mais profundos no leste do Pacífico. A água mais fria na costa da América do Sul é rica em nutrientes, disponibilizando altos níveis de produtividade primária, diversos ecossistemas marinhos e grandes pescarias. Nuvens e chuvas são observadas no ar ascendente sobre a água mais quente perto da Ásia (seta preta subindo na Figura 8), enquanto o leste do Pacífico é relativamente seco (seta preta descendo na Figura 8) (TIMMERMANN et al., 2018).

Os padrões médios de TSM e chuvas equatoriais são acompanhados por ventos de leste em baixos níveis da atmosfera (fluxo leste-oeste) e ventos de oeste em nível superior em todo o Pacífico Tropical. No Pacífico Tropical ocidental e na Indonésia, esse padrão de vento está associado a baixa pressão do ar e movimento ascendente, enquanto no Pacífico oriental é acompanhado por alta

pressão e movimento descendente. Essas condições refletem a Circulação Equatorial de Walker, que é uma circulação atmosférica em grande escala no Pacífico (COLLINS et al., 2010; BAYR et al., 2020).

A estrutura oceânica é caracterizada por uma camada profunda de água quente no Pacífico Tropical ocidental e por uma camada comparativamente rasa de água quente no Pacífico oriental. Os ventos de oeste ao longo do equador empurram a água quente da superfície (aquecida pelo Sol) para o oeste, essa água quente é separada das águas frias e profundas do oceano pela Termoclina oceânica (*Thermocline* na Figura 8), que normalmente é mais profunda no oeste e mais próxima à superfície a leste, puxando a Termoclina e expondo até a superfície no leste as águas mais frias de regiões profundas do oceano. As variações leste-oeste resultantes nas temperaturas médias do oceano superior resultam em variações leste-oeste na altura do nível do mar, associada com a força dos ventos alísios, o nível do mar na Indonésia é cerca de 1/2 metro mais alto que no Peru (TIMMERMANN et al., 2018).

A TSM do Oceano Pacífico, as chuvas tropicais e os padrões de movimento vertical afetam bastante a distribuição do aquecimento atmosférico no Pacífico Tropical e Subtropical. Normalmente, o aquecimento mais forte e as temperaturas mais quentes do ar coincidem com as águas mais quentes do oceano e as chuvas mais fortes (FANG; XIE, 2020).

Como a piscina quente bombeia grandes quantidades de calor e umidade para a atmosfera superior, esse sistema é uma das principais forças motrizes do clima mundial. A enorme fonte de calor ajuda a definir o caminho dos jatos que controlam o clima da zona temperada. Portanto, quando a piscina quente muda de forma ou posição, os efeitos se propagam para fora, afetando grande parte do clima do mundo (YUAN, 2004; COLLINS et al., 2010).

Esse aquecimento atmosférico ajuda a determinar as diferenças gerais de temperatura na região tropical e nos dois hemisférios, o que afeta significativamente a força e a localização das correntes de jato no Pacífico Norte e Sul. Essa influência nas correntes de jato tende a ser mais pronunciada durante o inverno no respectivo hemisfério, quando a localização e a extensão em direção a leste dos jatos exibem uma forte relação com o padrão de aquecimento tropical. Essas correntes de jato são, então, um fator importante para controlar os padrões climáticos de inverno e as passagens de tempestades nas latitudes médias da América do Sul (YUAN, 2004; CAI et al., 2020).

1.3.1 O El Niño

Os episódios de El Niño refletem períodos de TSM excepcionalmente quentes em todo o Pacífico Tropical oriental. Enquanto os episódios de La Niña representam períodos de TSM abaixo da média no Pacífico Tropical oriental. Esses episódios geralmente duram

aproximadamente de 9 a 12 meses (COLLINS et al., 2010; CAI et al., 2020).

Durante eventos de El Niño (Figura 9), os ventos alísios enfraquecem no Pacífico Central e ocidental (setas brancas), levando a um achatamento da termoclina (faixa azul), devido a um afundamento da termoclina no Pacífico oriental e a uma elevação da termoclina na região central do Pacífico oeste. Isso reduz a eficiência da ressurgência em resfriar a superfície e interrompe o fornecimento de água rica em nutrientes em direção à superfície oceânica no Pacífico leste. O resultado é um aumento da TSM e um declínio drástico na produtividade primária, e que afeta adversamente a cadeia alimentar, incluindo a pesca comercial nessa região (COLLINS et al., 2010).

O enfraquecimento dos ventos de leste durante o El Niño é evidente na Figura 9, em casos mais extremos podem inverter o sentido e começar a soprar de oeste. As chuvas seguem as águas mais aquecidas para leste, com chuvas torrenciais no Peru e secas na Indonésia e na Austrália. O deslocamento para leste da fonte de calor atmosférica, cobrindo a água mais quente, resulta em grandes mudanças na circulação atmosférica global, que, por sua vez, força mudanças no clima em regiões distantes do Pacífico Tropical (McPHADEN et al., 2006).

Durante um forte El Niño, as temperaturas do oceano podem atingir uma média de 2 °C a 3,5 °C acima da média entre a região central e a costa oeste da América do Sul. Essas áreas de águas excepcionalmente quentes coincidem

com as regiões de precipitação tropical acima da média. Durante a La Niña, as temperaturas ficam em média 1 °C a 3 °C abaixo da normal entre a região central e a costa oeste da América do Sul. Essa grande região de temperaturas abaixo da média coincide com a área de chuvas tropicais bem abaixo da média (VECCHI; WITTENBERG, 2010).

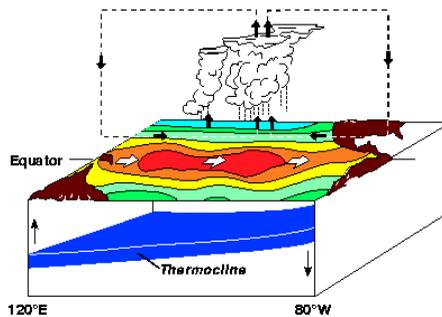


Figura 9. Representação esquemática das condições climáticas no Oceano Pacífico Tropical, para as condições de El Niño.

Fonte: NOAAa. LATIF; KEENLYSIDE, 2019 .

O nome El Niño (referindo-se ao menino Jesus) foi originalmente dado pelos pescadores peruanos a uma corrente oceânica quente que aparecia próximo ao período do Natal. O que chamamos agora de El Niño parecia-lhes um evento mais forte do mesmo tipo, e o uso do termo mudou para se referir apenas aos eventos fortes e irregulares. Na década de 1960 se percebeu amplamente que essa não era apenas uma ocorrência local peruana, mas estava associada

a mudanças em todo o Pacífico Tropical e além (McPHADEN et al., 2006).

Os episódios de El Niño e La Niña geralmente começam a se formar entre Junho e Agosto, atingem o pico da força entre Dezembro e Abril e depois enfraquecem entre Maio e Julho do próximo ano. No entanto, alguns episódios prolongados duraram 2 anos e até 3 a 4 anos. Embora sua periodicidade possa ser bastante irregular. El Niño e La Niña ocorrem a cada 3-7 anos em média (McPHADEN et al., 2006).

As flutuações nas temperaturas dos oceanos durante El Niño e La Niña são acompanhadas por flutuações em escalas ainda maiores da pressão atmosférica, conhecidas como Oscilação Sul, que serão apresentadas mais adiante neste capítulo.

Na Figura 10 superior é observado que o El Niño causa uma interferência mais expressiva no clima global quando o fenômeno está na sua fase mais ativa durante Dezembro a Fevereiro. Os episódios de El Niño também contribuem para o aumento da temperatura média global, com a maioria das regiões afetadas experimentando condições anormalmente quentes. Causando aumentos de temperatura do ar na América do Norte, Ásia, Austrália e na América do Sul como as regiões Sudeste e Nordeste do Brasil (CAI et al., 2020).

Condições de chuvas acima da média são esperadas sobre a região Sul do Brasil, Uruguai e Argentina, que compreendem a região da Bacia do Prata (HURTADO; AGOSTA, 2020). Também são esperadas chuvas excessivas na América do Norte, Ásia e alguns países africanos.

Também há expectativas de regiões com chuvas e temperaturas acima da média ao longo do Pacífico Equatorial central e leste.

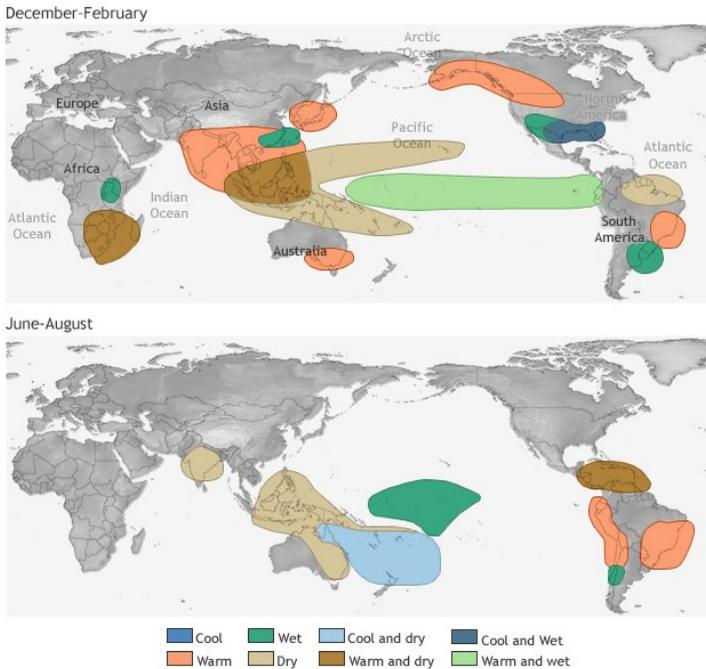


Figura 10. Impactos causados pelo El Niño no clima global, no painel superior durante o período de Dezembro a Fevereiro, no painel inferior durante o período de Junho a Agosto.

Fonte: NOAAb.

Por outro lado, condições de chuvas abaixo da média são esperadas sobre o Norte e Nordeste brasileiro, além das regiões tropicais do Pacífico Oeste, Ásia e Oceania. Sobre a região Sudeste da África a expectativa durante anos de El Niño é de temperatura acima da média e chuvas abaixo da média.

Durante os meses de Junho a Agosto (Figura 10 inferior), os impactos do El Niño no clima global são menos expressivos, ficando restritos ao Hemisfério Sul, com temperaturas acima da média sobre as regiões Nordeste, Centro-Oeste, Sudeste e Sul do Brasil. Também é observada temperatura acima da média na costa oeste da América do Sul. Chuvas acima da média podem ocorrer sobre a região Central do Chile e Oeste da Argentina (HURTADO; AGOSTA, 2020).

Condições de anomalias negativas de precipitação e temperaturas elevadas são observadas no extremo norte da América do Sul e parte da América Central. Redução de precipitação também é verificada sobre o Oceano Pacífico Sudoeste, com temperaturas abaixo da média também. Condições mais secas também são observadas sobre a Oceania e Índia. Apenas a região Centro-Oeste do Pacífico Equatorial é esperado ter chuvas acima da média durante este período.

Como visto anteriormente, os episódios de El Niño também apresentam mudanças em grande escala nos ventos sobre o Pacífico Tropical, como a redução nos ventos de leste em superfície e ventos de oeste na atmosfera superior,

próximo à tropopausa (*Shifted Zonal Circulation*, na Figura 11). Essas condições refletem uma redução da circulação equatorial de Walker, que em episódios fortes de El Niño pode estar completamente ausente (YUAN, 2004).

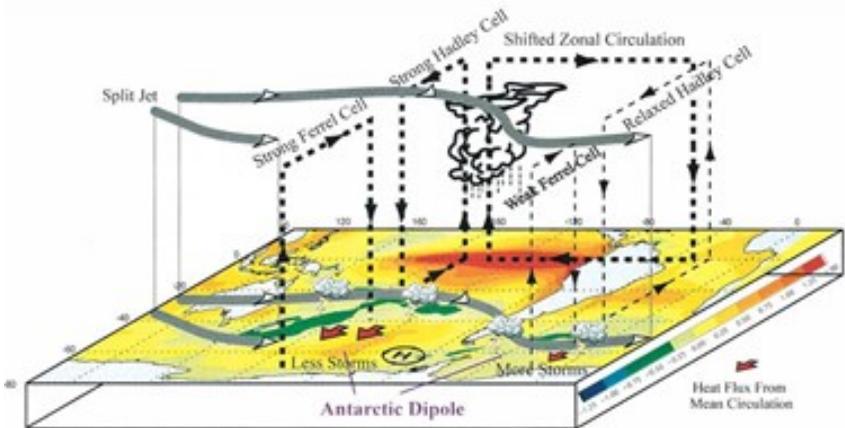


Figura 11. Esquema com as alterações atmosféricas causadas pelo El Niño nos oceanos Pacífico Sul e Atlântico Sul.

Fonte: YUAN; 2004.

Além das modificações na circulação atmosférica zonal sobre a região equatorial, também ocorre um fortalecimento e uma contração (*Strong*) das células (*cell*) de Hadley e Ferrel sobre o Oceano Pacífico Sul. Esta condição ocorre principalmente por causa do Oceano Pacífico apresentar TSM mais elevada durante os episódios de El Niño e desta forma contribui para o aumento da convecção na região

tropical e do gradiente térmico meridional equador-polo no Pacífico.

Como consequência, o jato subtropical é fortalecido e a trilha da tempestade (*Storm Track*) é deslocada para o equador no Pacífico Sul. O mesmo aquecimento tropical desloca a circulação zonal para leste, de modo que seu ramo descendente ocorra no Atlântico Tropical, que enfraquece e expande a célula de Hadley por lá (*Relaxed Hadley Cell*). Consequentemente, a trilha de tempestade muda em direção ao polo no Atlântico Sul.

As mudanças na corrente de jato e nas células regionais de Hadley aparentemente resultam em uma célula Ferrel mais forte (*Strong Ferrel Cell*) no Pacífico Sul e na célula Ferrel enfraquecida (*Weak Ferrel Cell*) no Atlântico Sul. Consequentemente, mais calor (setas vermelhas) é transportado para a região polar no Pacífico Sul e menos calor é transportado no Atlântico Sul nos níveis inferiores da atmosfera (YUAN, 2004).

Enquanto isso, o mesmo aquecimento tropical pode estimular trem de Ondas de Rossby. Com comprimentos variando de 4000 a 6000 km, as Ondas de Rossby se caracterizam por ventos de oeste acima do nível de 500 mb. Embora o ar flua para leste ao longo deste percurso ondulado, estas ondas longas tendem a permanecer na mesma posição ou mover-se lentamente. Estas ondas planetárias são notadas na forma de oscilações, por exemplo, na estratificação de temperatura, nas anomalias de altura, do

calor armazenado e da temperatura superficial (POLITO; SATO, 2003).

Em resposta ao evento de El Niño, um centro anormal de alta pressão (letra H na Figura 11) fica estabelecido no Mar de Bellingshausen e cria uma circulação regional que leva o ar quente das latitudes mais baixas para a região polar no Pacífico Sul e o ar frio da Antártica para o oceano aberto no Mar de Weddell (YUAN, 2004).

Com o jato polar enfraquecido significa que menos atividade ciclônica ocorre na região Sudeste do Pacífico, o que incentiva anomalias persistentes de alta pressão nessa região polar. Além disso, ocorre um aumento na frequência de ciclones na bacia do Atlântico, favorecendo o aumento da precipitação sobre a região Sul do Brasil e nos demais países que compõem a Bacia do Prata (CAI et al., 2020).

1.3.2 A La Niña

Os episódios de La Niña também apresentam mudanças de grande escala nos ventos atmosféricos no Pacífico Tropical, incluindo o aumento dos ventos de leste (leste-oeste) no setor oriental do Pacífico na parte inferior da atmosfera (os ventos alísios), e o aumento do vento de oeste no Pacífico Tropical oriental na atmosfera superior. Essas condições refletem uma intensificação da circulação equatorial de Walker (Figura 12) (BAYR et al., 2020).

Durante a fase de desenvolvimento da La Niña, a estrutura oceânica é caracterizada por uma camada

anormalmente rasa de água quente no Pacífico Tropical oriental, associada a uma redução na profundidade da termoclina. Assim, a inclinação da termoclina aumenta em toda a bacia. Em episódios muito fortes de La Niña, a termoclina pode realmente chegar muito perto da superfície do oceano por longos períodos.

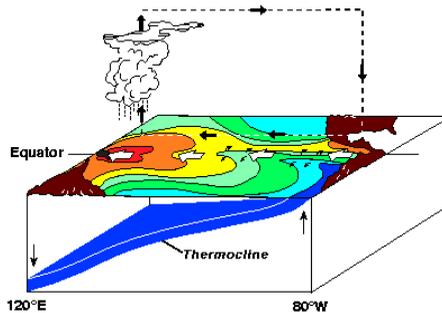


Figura 12. Representação esquemática das condições climáticas no Oceano Pacífico Tropical, para as condições de La Niña.

Fonte: NOAAa. LATIF; KEENLYSIDE, 2019 .

Esse resfriamento representa uma redução na profundidade da camada mista oceânica e acompanha o aparecimento de águas ricas em nutrientes muito próximas à superfície do oceano. Assim, sua existência é bastante benéfica para a vida marinha em toda a região. Acompanhando essas condições, a altura do nível do mar é mais baixa que o normal no Pacífico oriental, resultando em um aumento da inclinação da superfície do oceano através da bacia (TIMMERMANN et al., 2018).

Durante a La Niña, a ocorrência de chuvas e tempestades diminui no Pacífico Equatorial central e fica restrita à Indonésia e ao Pacífico ocidental. A área que experimenta tal redução nas chuvas geralmente coincide com a área de temperaturas da superfície do oceano anormalmente frias. Esse padrão geral de chuvas se estende por quase metade do mundo e é responsável por muitos dos impactos climáticos globais causados pela La Nina (FANG; XIE, 2020).

Na Figura 13 superior, se observa as influências da La Niña durante o período de Dezembro a Fevereiro, quando proporciona temperaturas abaixo da média na América do Norte, Japão, oeste da África e região Sudeste do Brasil. Condições mais frias e secas também são encontradas sobre o oceano Pacífico Centro-Leste, justamente pela presença de TSM mais fria em períodos da La Niña.

Precipitações acima da média são esperadas sobre a região Norte-Nordeste do Brasil, além da Oceania e sobre a região Oeste do Pacífico, que são regiões coincidentes com o ar subsidente das células de Walker. Na costa Sudeste da África também são verificadas precipitações acima da média, porém, a temperatura esperada é abaixo da média (BAYR et al., 2020).

Durante o período de inverno austral (Junho a Agosto), assim como ocorreu com o El Niño (Figura 10), as interferências no clima causadas pela La Niña ficam restritas ao Hemisfério Sul (Figura 13 inferior). Com temperaturas abaixo da média na costa Oeste da América do Sul e África,

além de parte da Oceania e Sul da Ásia. Aliás, as duas últimas regiões citadas oscilam muito climaticamente, dependendo da intensidade da La Niña.

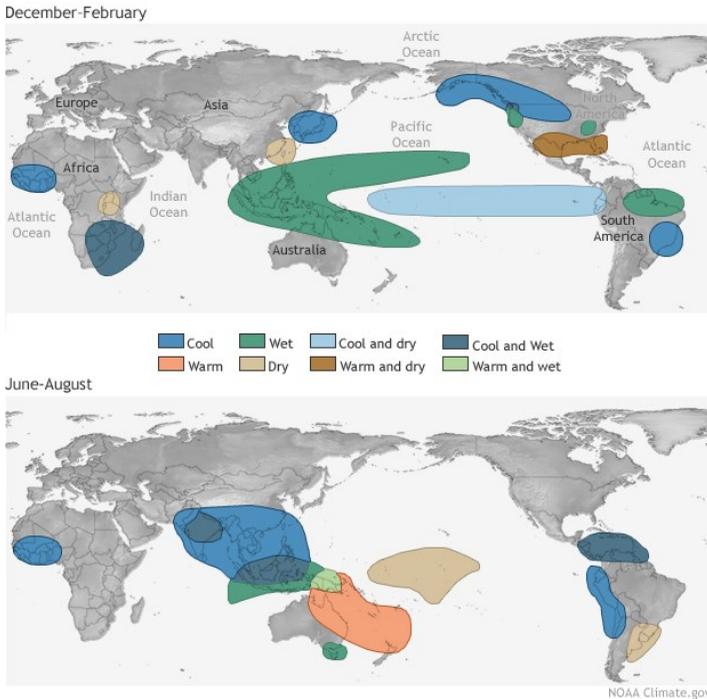


Figura 13. Impactos causados pela La Niña no clima global, no painel superior durante o período de Dezembro a Fevereiro, no painel inferior durante o período de Junho a Agosto.

Fonte: NOAAb.

Períodos mais secos são esperados sobre a região central do oceano Pacífico, além do Sul do Brasil, Uruguai e Leste da Argentina (CAI et al., 2020; HURTADO; AGOSTA, 2020). Uma condição oposta é projetada sobre o extremo Norte da América do Sul e parte da América Central, com chuvas acima da média e temperaturas amenas. A Oceania é a única região que uma condição de temperatura elevada é esperada. Os episódios de La Niña também contribuem para alterar a temperatura em grande escala em todo o mundo, com a maioria das regiões afetadas experimentando condições anormalmente frias.

A circulação atmosférica na condição de La Niña é o oposto do El Niño (Figura 11). A Figura 14 mostra que o resfriamento tropical relaxa (*relaxed*) a célula de Hadley e enfraquece (*weak*) a célula de Ferrel no Pacífico. A circulação zonal (*zonal circulation*) se desloca para oeste nos trópicos devido ao encolhimento da piscina quente, de modo que o ramo descendente está localizado no leste do Pacífico Tropical. Portanto, a célula de Hadley é relativamente forte (*strong*) no Atlântico Sul devido ao calor da TSM nos trópicos e à falta de concorrência do ramo descendente da circulação zonal. Uma célula de Ferrel mais fortalecida também é observada no Atlântico Sul (KUMAR; HOERLING, 2003; YUAN, 2004).

Como consequência, o jato polar é fortalecido no Pacífico Sul e a corrente de jato se desloca equatorialmente no Atlântico Sul, criando uma distribuição de tempestade alternada e invertida nessas duas bacias. As mudanças

regionais na célula Ferrel geram mais fluxo de calor em direção ao polo no Atlântico e menos fluxo de calor em direção ao polo no Pacífico. O trem de ondas de Rossby cria um padrão com um centro de baixa pressão no Mar de Bellingshausen. Este centro de baixa pressão é reforçado pelo aumento da atividade de ciclones associada ao forte jato polar, desta forma as trilhas de tempestades ficam mais afastadas da região Sul e Sudeste do Brasil, condição contrária a observada durante os episódios de El Niño (Figura 11) (CAI et al., 2020).

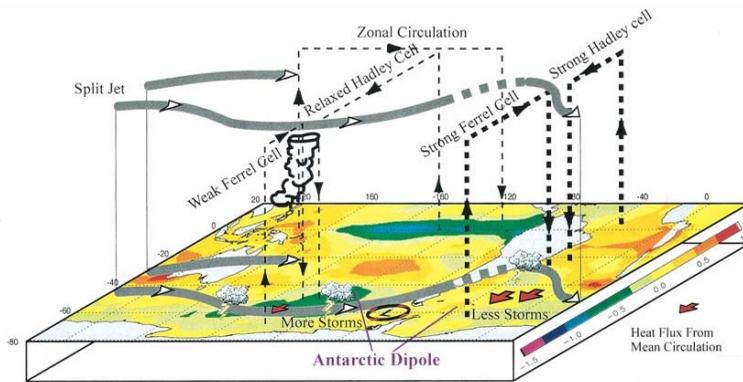


Figura 14. Esquema com as alterações atmosféricas causadas pela La Niña nos oceanos Pacífico Sul e Atlântico Sul.

Fonte: YUAN (2004).

1.3.3 Índices do ENOS

O fenômeno ENOS, como modo dominante de variabilidade acoplada oceano-atmosfera em escalas de tempo interanuais no Oceano Pacífico Equatorial, apresenta um caráter um pouco diferente e distinto entre uma fase quente (ou fria) e outra. Como forma de auxiliar no entendimento do fenômeno El Niño e a intensidade dos seus impactos em diferentes regiões do globo, ele foi quantificado em termos de índices, correspondendo aos momentos em que as anomalias da TSM podem exceder a média durante algum período de tempo.

Existem vários índices usados para monitorar o Pacífico Tropical, em sua maioria baseados em anomalias de TSM de uma determinada região. Geralmente as anomalias são calculadas em relação a um período base de 30 anos. O índice Niño 3.4 e o ONI são os índices mais usados para definir os eventos El Niño e La Niña. Outros índices são usados para ajudar a caracterizar a natureza exclusiva de cada evento. Os números das regiões Niño 1, 2, 3 e 4 correspondem a diferentes regiões do Pacífico (Figura 15).

* Niño 1+2 (0-10° S, 90° W – 80° W): a região do Niño 1+2 é a menor e a mais oriental das regiões de variações de TSM do Niño, e corresponde à região da costa da América do Sul onde o El Niño foi reconhecido pela primeira vez pela população da região. Esse índice tende a ter a maior variação de TSM dos índices Niño.

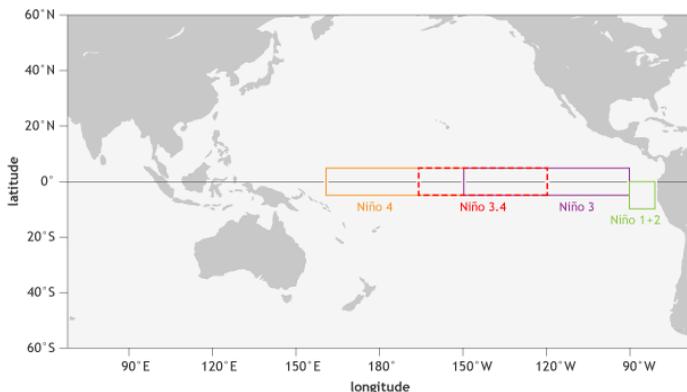


Figura 15. Localização das regiões de TSM para o cálculo do índice Niño no Oceano Pacífico Tropical oriental e central.

Fonte: NOAAc.

* Niño 3 (5° N – 5° S, 150° W – 90° W): essa região já foi o foco principal para monitorar e prever o El Niño, mas os pesquisadores descobriram mais tarde que a região principal para interações acopladas oceano-atmosfera para o ENOS fica mais a oeste (TRENBERTH, 1997). Assim, o Niño 3.4 e o ONI tornaram-se preferenciais na definição dos eventos El Niño e La Niña.

* Niño 3.4 (5° N – 5° S, 170° W – 120° W): as anomalias do Niño 3.4 podem ser consideradas como as representações da TSM equatorial média no Pacífico, desde a região central até a costa sul-americana. O índice Niño 3.4 normalmente usa uma média de 5 meses, e os eventos El Niño ou La Niña são

definidos quando a TSM do Niño 3.4 excede +/- 0,4 °C por um período de seis meses ou mais.

* Niño 4 (5° N – 5° S, 160° E – 150° W): o índice Niño 4 captura anomalias de TSM no Pacífico Equatorial central. Essa região tende a ter menos variação do que as outras regiões do Niño.

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

* SOI: o Índice Oscilação Sul (SOI – *Southern Oscillation Index*): é uma medida das flutuações em grande escala na pressão atmosférica que ocorrem entre o Pacífico Tropical ocidental e oriental durante os episódios de El Niño e La Niña. Tradicionalmente, esse índice foi calculado com base nas diferenças na anomalia da pressão atmosférica entre Taiti e Darwin, na Austrália.

A fase negativa do SOI representa pressão atmosférica abaixo do normal no Taiti e pressão atmosférica acima do normal em Darwin. Períodos prolongados de valores negativos de SOI coincidem com águas oceânicas anormalmente quentes em todo o Pacífico Tropical oriental, típico dos episódios de El Niño. Períodos prolongados de valores positivos de SOI coincidem com águas oceânicas

anormalmente frias no Pacífico Tropical oriental, típico dos episódios de La Niña.

* Índice TNI: para definir o caráter único de cada evento El Niño ou La Niña, Trenberth e Stepaniak (2001) argumentaram que o índice Niño 3.4 deve ser usado em combinação com um índice que eles chamam de Índice Trans-Niño (TNI). O TNI é definido como a diferença nas anomalias de TSM normalizadas entre as regiões Niño 1+2 e Niño 4. Assim, o TNI mede o gradiente nas anomalias de TSM entre o Pacífico Equatorial central e oriental. Quando o gradiente de TSM é particularmente grande, alguns pesquisadores classificam o evento como um El Niño Modoki, embora a distinção desse tipo de evento como um fenômeno separado não seja um consenso.

* Índice MEI: diz-se que o Índice Multivariado ENOS (MEI) captura uma representação mais fiel das anomalias atmosféricas e oceânicas que ocorrem durante eventos ENOS do que séries temporais de variáveis únicas, como os índices Ninões vistos anteriormente.

O MEI é baseado em cinco variáveis do Pacífico Tropical. Essas cinco variáveis são: componentes de pressão ao nível do mar, vento zonal e meridional próximos a superfície, TSM e radiação de ondas longas. O MEI é calculado separadamente para cada uma das doze temporadas bimensais consecutivas (dez/jan, jan/fev, ..., nov/dez).

1.4 Oscilação Decadal do Pacífico

A Oscilação Decadal do Pacífico (PDO – *Pacific Decadal Oscillation*) é um padrão de variabilidade climática do Pacífico Norte, com um comportamento semelhante ao ENOS, mas que varia em uma escala de tempo muito mais longa. A PDO pode permanecer na mesma fase por 20 a 30 anos, enquanto os ciclos do ENOS normalmente duram apenas 6 a 18 meses. Paralelamente ao fenômeno ENOS, as fases extremas da PDO foram classificadas como quentes ou frias, conforme definido pelas anomalias da TSM nas regiões nordeste e tropical do Oceano Pacífico (DESER et al., 2010).

A PDO pode ser definida pelo padrão principal da Função Ortogonal Empírica (EOF – *Empirical Orthogonal Functions*) das anomalias da TSM na bacia do Pacífico Norte. As anomalias da TSM são obtidas removendo o ciclo anual climatológico e a anomalia de TSM da média global dos dados em cada ponto da grade (MANTUA et al., 1997).

Os valores positivos do índice PDO correspondem a anomalias negativas de TSM no Pacífico Norte central e ocidental (estendendo-se até o leste do Japão) e anomalias positivas de TSM no leste do Pacífico Norte (ao longo da costa oeste da América do Norte). A fase positiva (ou fase quente) da PDO também está associada a anomalias positivas da TSM no Pacífico Tropical central e oriental (Figura 16 a esquerda). Uma imagem espelhada mais fraca dessas anomalias ocorre no Pacífico Sul. No geral, o padrão espacial da PDO se assemelha ao do ENOS. A maior distinção

entre a PDO e o ENOS é a sua escala de tempo. Assim, são necessários registros de dados relativamente longos para definir e entender a PDO (MANTUA et al., 1997).

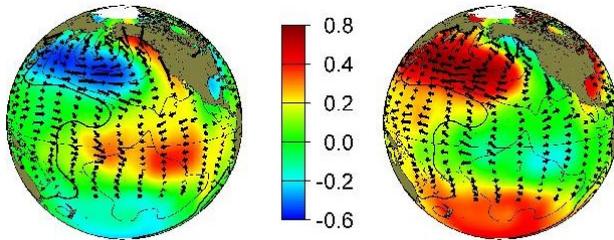


Figura 16. As fases da PDO. Figura da esquerda representa a fase positiva (ou fase quente), a figura da direita representa a fase negativa (ou fase fria). Anomalias de TSM (campo preenchido), pressão ao nível médio do mar (contorno) e vento em superfície (vetores).

Fonte: JISAO.

Quando os padrões das anomalias climáticas são revertidos, com anomalias quentes de TSM no interior e anomalias frias de TSM ao longo da costa dos Estados Unidos, ou pressão média do nível do mar acima da média no Pacífico Norte (Figura 16 a direita), a PDO tem um valor negativo.

Mudanças de fase da PDO podem ter implicações significativas no clima global, afetando a atividade de furacões nos oceanos Pacífico e Atlântico, secas e inundações em torno do Pacífico, a produtividade dos ecossistemas

marinhos e os padrões globais de temperatura. Os especialistas também acreditam que a PDO pode intensificar ou diminuir os impactos do ENOS de acordo com sua fase. Se o ENOS e a PDO estiverem na mesma fase, acredita-se que os impactos do El Niño/La Niña possam ser ampliados. Por outro lado, se o ENOS e a PDO estiverem fora de fase, é pensado que eles possam se compensar, impedindo a ocorrência de impactos mais intensos do ENOS (WANG et al., 2015).

Kayano e Andreoli (2007) identificaram padrões de anomalia de precipitação na América do Sul para condições extremas de ENOS, de acordo com as diferentes fases da PDO, durante o período de Novembro a Abril, que corresponde ao período chuvoso em boa parte do Brasil. As análises apresentaram que para as diferentes fases do ENOS (El Niño, La Niña e Neutra) possuem diferenças ainda maiores entre elas nas anomalias de precipitação, quando estão associadas às diferentes fase da PDO.

A intensidade do ENOS nas chuvas da América do Sul pode estar relacionada à PDO, o que pode criar um pano de fundo para que essas teleconexões atuem de forma construtiva quando o ENOS e a PDO estão na mesma fase e de forma destrutiva quando estão em fases opostas. Os principais impactos durante a fase quente da PDO são particularmente visíveis no Sudeste do Brasil, na região de atuação da Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) durante novembro a fevereiro (KAYANO; ANDREOLI, 2007).

Ainda durante a fase quente da PDO ocorrem variações no regime pluviométrico na região Norte e Nordeste da América do Sul durante Março e Abril. Já durante a fase fria da PDO ocorrem alterações no regime pluviométrico no Nordeste do Brasil durante Março e Abril (WANG et al., 2015).

1.5 Oscilação de Madden-Julian (Madden-Julian Oscillation - MJO)

A atmosfera em latitudes médias é frequentemente instável devido a massas de ar com temperatura e densidade contrastantes. Nas áreas onde as massas de ar interagem, a energia é concentrada em ciclones extratropicais. Em comparação, a atmosfera tropical é relativamente homogênea, de modo que, com exceção dos ciclones tropicais, os efeitos locais e da mesoescala são mais dominantes do que as influências sinóticas. Muitas escalas de movimento interagem para transportar energia, umidade e momento dentro dos trópicos e entre os trópicos e as latitudes médias (LYBARGER; STAN, 2019).

Desta forma, nos trópicos o clima não é tão previsível quanto nas latitudes médias. Isso ocorre porque, em latitudes médias, as variáveis meteorológicas (nuvens, precipitação, vento, temperatura e pressão) são governadas em grande parte pelas Ondas de Rossby na troposfera superior, que interage com o clima em superfície pelo processo chamado de instabilidade baroclínica. De acordo

com Lesieur et al., (2000), quando o gradiente de temperatura ao longo dos meridianos é muito intenso, células atmosféricas se transformam em perturbações ciclônicas e anti-ciclônicas, e a esta transformação pode-se denominar instabilidade baroclínica, que é caracterizada pela ascensão de ar mais quente, e descida de ar mais frio.

Nos trópicos, não existe instabilidade dominante ou movimento de ondas e, portanto, o tempo é menos previsível para o período de 1 a 10 dias. Até recentemente, acreditava-se que as variações climáticas nas regiões tropicais em escalas de tempo inferiores a um ano eram essencialmente aleatórias (LYBARGER; STAN, 2019).

Ao contrário do ENOS, que é estacionário, a MJO é um distúrbio de nuvens, chuvas, ventos e pressão que se move para leste e que atravessa o planeta nos trópicos, retornando ao seu ponto de partida inicial em 30 a 60 dias, em média. Essa perturbação atmosférica é distinta do ENOS, que uma vez estabelecida, está associada a características persistentes que duram várias temporadas ou mais na bacia do Oceano Pacífico. Pode haver vários eventos MJO dentro de uma estação e, portanto, a MJO é melhor descrita como variabilidade climática tropical intra-sazonal (MADDEN; JULIAN, 1994).

Em 1971, Roland Madden e Paul Julian (MADDEN; JULIAN, 1971) perceberam uma oscilação de 40 a 50 dias ao analisar anomalias de vento zonal no Pacífico Tropical. Até o início da década de 80, pouca atenção foi dada a essa oscilação, que ficou conhecida como Oscilação Madden e

Julian, e alguns cientistas questionaram seu significado global. Porém, desde o evento El Niño de 1982-83, as variações de baixa frequência nos trópicos, tanto na escala intra-anual (menos de um ano) quanto interanual (mais de um ano), receberam muito mais atenção e o número de publicações relacionadas à MJO cresceram rapidamente.

A MJO, também conhecida como oscilação de 30 a 60 dias ou 40 a 50 dias, é a principal flutuação intra-anual que explica as variações climáticas nos trópicos. A MJO afeta a alternância de chuvas tropicais ativas e inativas nos hemisférios Norte e Sul e toda a troposfera tropical é afetada, mas é mais evidente nos oceanos Índico e Pacífico Oeste. A MJO envolve variações no vento, TSM, nebulosidade e precipitação. Como a maioria das chuvas tropicais é convectiva e o topo das nuvens convectivas é muito frio (emitindo pouca radiação de ondas longas), a identificação da MJO é mais óbvia pela variação na saída da radiação de ondas longas (ROL), medida por sensores infravermelhos em satélites (MADDEN; JULIAN, 1994).

A MJO exibe grandes variações de intensidade ano a ano. Sendo assim, o impacto da MJO na circulação tropical significa que é importante entender sua variabilidade interanual para entender a variabilidade dos trópicos globais. O sinal da MJO não é constante ao longo das estações ou anos, sendo mais forte no verão austral (Dezembro, Janeiro e Fevereiro – DJF) e nos períodos com ENOS neutro. A MJO tende a ser suprimida durante eventos fortes de El Niño ou La Niña.

Um ciclo de vida idealizada para a MJO é visto na Figura 17, uma seção equatorial da altura da tropopausa (*Tropopause*), nebulosidade associada com a precipitação convectiva, linhas de fluxo de vento zonal, velocidade vertical e pressão ao nível médio do mar (*sea level pressure*).

A precipitação na parte oeste influencia o máximo das anomalias de vento na superfície e corresponde a uma convergência reforçada sob a convecção. Essa estrutura baroclínica da MJO na Figura 17 é representada pelos quatro painéis superiores que seguem a passagem da “fase úmida” a oeste e os últimos cinco painéis acompanham a “fase seca” da MJO no oeste do Pacífico.

A fase úmida a oeste da MJO é caracterizada por propagação para leste da convecção, baixa pressão atmosférica na superfície, anomalias de vento zonal troposféricas no lado oeste e leste. A fase seca a leste da MJO é caracterizada por ausência de convecção, pressão alta em superfície, anomalias de vento zonal na baixa troposfera de leste e de oeste.

Claramente, essa estrutura baroclínica corresponde a modulações das células de Walker em torno dos trópicos. A MJO se propaga de oeste para leste, abrangendo o equador e é rastreável nos trópicos através do campo de vento.

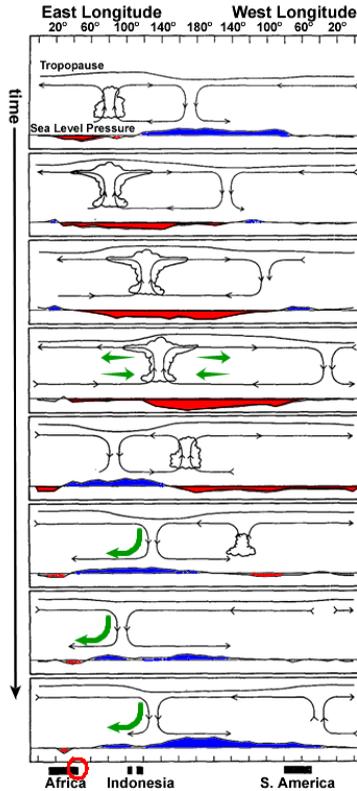


Figura 17. Diagrama esquemático da progressão longitudinal da MJO nos oceanos Índico e Pacífico. O tempo é reduzido em intervalos de aproximadamente 5 dias. Convecção em grande escala é simbolizada por nuvens cúmulos e cumulonimbos. As anomalias de pressão ao nível médio do mar são plotadas na parte inferior de cada imagem, com anomalias negativas (baixa pressão,

convecção) sombreadas em vermelho. As células de circulação representadas são circulações anômalas associadas à MJO.

Fonte: MADDEN; JULIAN, 1972.

Onde a convecção está ativa, o aquecimento latente associado resulta em baixas pressões ao nível do mar e movimento ascendente na metade da troposfera. Isso também resulta em convergência de umidade em larga escala na troposfera inferior, o que incentiva mais convecção.

No centro da convecção suprimida, o céu claro associado a uma inversão dos ventos mais forte do que o normal permite que mais radiação de ondas curtas atinja a superfície do oceano, causando um ligeiro aumento da TSM à medida que a onda viaja para leste. Os ventos alísios também são mais fortes que o normal, explicando o aumento da evaporação na superfície do mar (JONES et al., 1998).

Os ventos de leste (e a taxa de evaporação) enfraquecem perto da borda oeste da região com ausência de convecção e isso leva a uma convergência de umidade de baixo nível. Isso dispara a convecção profunda, ou seja, a região com aumento da convecção. Essa região é composta por um ou mais sistemas convectivos de mesoescala (SCM) que se movem para leste junto com a onda Madden-Julian. Dentro dos SCM, os aglomerados de nuvens que se movem

para o oeste se formam na borda leste do SCM e morrem na borda oeste.

A oscilação atmosférica associada a MJO possui uma estrutura baroclínica, com aquecimento troposférico superior e resfriamento na camada próxima à superfície durante a sua posição mais a oeste, com anomalias que se estendem até 300 hPa. Isso é consistente com o aquecimento latente na metade da troposfera (típico de convecção profunda) e com o menor resfriamento troposférico devido à evaporação da chuva.

A explicação acima é simplista, pois idealiza a oscilação e a isola de outras variações. Como mencionado anteriormente, a velocidade e o tamanho são variáveis, e a MJO afeta principalmente os padrões de precipitação na Ásia, além de outras regiões remotas como o Brasil. Nem todos os elementos da MJO - convecção, vento zonal, convergência de umidade e anomalias de TSM - são sempre visíveis (JONES et al., 1998). Somente quando as oscilações de 30 a 60 dias são extraídas de uma série de eventos é que surge a imagem idealizada da MJO.

A oscilação da MJO é mais forte no verão do Hemisfério Sul, é também nesta temporada que as anomalias negativas de ROL são mais propensas a se propagar ao longo do equador, do Oceano Índico ao Oceano Pacífico central. No inverno do Hemisfério Sul, muitas das anomalias se afastam dos trópicos antes de chegarem ao Pacífico central, e desta forma interferindo nas condições climáticas do Hemisfério Norte.

Durante o período do verão austral, o período chuvoso do Brasil é influenciado por diferentes sistemas meteorológicos, entre estes sistemas estão as zonas de convergência, as frentes frias e os fenômenos de grande escala, como o ENOS. Além desses sistemas mais conhecidos, a MJO também influencia o regime de chuvas no Brasil, além de outras regiões no Hemisfério Sul.

Como visto anteriormente, a MJO altera o posicionamento das áreas de movimentos ascendentes e subsidentes, e por causa destas alterações a MJO pode favorecer ou inibir a ocorrência de chuvas nas regiões Norte e Nordeste do Brasil, mas podendo também afetar outras regiões (Figura 18). Como observado na Figura 17, quando a área de convecção mais significativa está localizada na região da Indonésia, movimentos subsidentes anômalos ocorrem sobre o Norte e Nordeste do Brasil, inibindo a formação de chuvas (quarto painel da Figura 17). Por outro lado, quando os movimentos atmosféricos estão inibindo a formação de chuvas sobre a Indonésia, uma área de movimentos ascendentes favorece a formação de chuvas no Brasil (último painel da Figura 17).

É importante observar que a MJO não é responsável sozinha por proporcionar chuva no Brasil. Ela intensifica ou inibe as chuvas ocasionadas por outros sistemas meteorológicos, como por exemplo durante o período de atuação da ZCAS. Essa configuração é melhor entendida ao observar a Figura 18, onde as regiões 1 e 3 sobre o Brasil

indicam as alterações nos períodos úmidos e secos, além da modulação do sistema de monções.

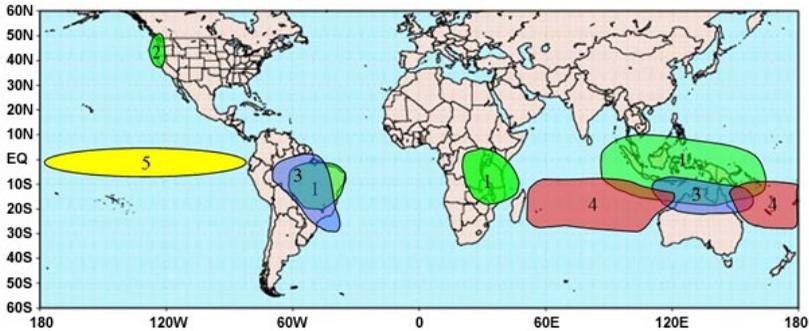


Figura 18. Padrão global dos impactos da MJO durante o verão austral (DJF). 1. Alterações de períodos úmidos e secos; 2. Umidade tropical para altas latitudes; 3. Modulação dos sistemas de monções; 4. Modulação da atividade de ciclones tropicais; e 5. Modulação do ENOS através das ondas oceânicas de Kelvin.

Fonte: Monitoring the Climate System with Satellites (2011)

Além do Brasil, a MJO também pode influenciar no regime de chuvas sobre a África, Ásia e Norte da Austrália. Alterações nas atividades dos ciclones sobre os oceanos Índico e Pacífico Oeste também ocorrem por interferência da MJO, assim como na intensidade do ENOS (Figura 18).

1.6 Conclusões

Como visto, o estudo da influência de diferentes regiões oceânicas no sistema climático ocorre em diversas escalas temporais. A dinâmica atmosférica e oceânica envolvida nesta influência é fonte de debate entre pesquisadores diariamente.

Acompanhar e estudar o comportamento do Oceano Atlântico Sul e das regiões tropical e norte do Oceano Pacífico pode ser um indicativo importante de determinadas condições climáticas, como o estabelecimento de um período chuvoso, secas severas, um inverno rigoroso ou ainda, um verão com temperaturas extremamente altas em determinadas regiões do Brasil e do mundo.

Por isso, o entendimento da circulação e dinâmica da atmosfera e do oceano é fundamental para compreender como regiões oceânicas remotas podem interferir no sistema climático.

1.7 Referências

ACEVEDO, O.; PEZZI, L.; SOUZA, R.; ANABOR, V.; DEGRAZIA, G. Atmospheric boundary layer adjustment to the synoptic cycle at the Brazil-Malvinas Confluence. South Atlantic Ocean. **Journal of Geophysical Research**, v. 115, p. 1-12. 2010.

AHRENS, C.; HENSON, R. **Meteorology Today: An Introduction to Weather, Climate, and the Environment**. 11^aed, Boston:Cengage Learning, 2012. 640 p.

BAYR, T.; DOMMENGET, D.; LATIF, M. Walker circulation controls ENSO atmospheric feedbacks in uncoupled and coupled climate model simulations. **Climate Dynamics**, v. 54, p. 2831-2846, 2020.

BRITO, L.; SILVA, A.; PORTO, E. Disponibilidade de água e a gestão dos recursos hídricos. **Embrapa Semiárido**, 2007.

CAI, W.; McPHADEN, M.; GRIMM, A.; RODRIGUES, R.; TASCHETTO, A.; GARREAUD, R.; DEWITTE, B.; POVEDA, G.; HAM, Y.; SANTOSO, A.; NG, B.; ANDERSON, W.; WANG, G.; GENG, T.; JO, H.; MARENGO, J.; ALVES, L.; OSMAN, M.; LI, S.; WU, L. KARAMPERIDOU, C.; TAKAHASHI, K.; VERA, C. Climate impacts of the El Niño-Southern Oscillation on South America. **Nature Reviews**, v. 1, p. 215-231, 2020.

CAMARGO, R.; TODESCO, E.; PEZZI, L.; SOUZA, R. Modulation mechanisms of marine atmospheric boundary layer at the Brazil-Malvinas Confluence region. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 118, p. 6266–6280, 2013.

CHOW, C.; LIU, Q.; XIE, S. Effects of Kuroshio Intrusions on the atmosphere northeast of Taiwan Island. **Geophysical Research Letters**, v. 42, p. 1465-1470, 2015.

COLLINS, M.; AN, S.; CAI, W.; GANACHAUD, A.; GUILYARDI, E.; JIN, F.; JOCHUM, M.; LENGAINNE, M.; POWER, S.; TIMMERMANN, A.; VECCHI, G.; WITTENBERG, A. The impact of global warming on the tropical Pacific Ocean and El Niño. **Nature Geoscience**, v. 3, p. 391-397, 2010.

DESER, C.; ALEXANDER, M.; XIE, S.; PHILLIPS, A. Sea surface temperature variability: patterns and mechanisms. **Annual Review of Marine Science**, v. 2, p. 115-143, 2010.

DIAZ, H.; MARKGRAF, V. El Niño and the Southern Oscillation: Multiscale Variability and global and regional impacts. Cambridge: **Cambridge University Press**, 511 pp. 2000.

EYMARD, L.; REVERDIN, G. Ocean–Atmosphere Interactions. Ocean in the Earth System, p. 105-144. In: PROUZET, P.; MONACO, A. Ocean in the Earth System, **Wiley**, 272 pp., 2014.

FANG, X.; XIE, R. A brief review of ENSO theories and prediction. **Science China: Earth Sciences**, v. 63, p. 476-491, 2020.

FREITAS, R.; CASAGRANDE, F.; LINDEMANN, D.; CARDOSO, M.; MACHADO, J. The storm tracks response to changes in atmospheric greenhouse gas concentration at the South of Brazil and Southwest Atlantic Ocean. **Atmospheric and Climate Sciences**, v. 9, p. 545-557, 2019.

FREITAS, R.; LINDEMANN, D.; JUSTINO, F.; MACHADO, J. Influência do Aquecimento Global nas Trajetórias e Intensidades dos Ciclones Extratropicais no Hemisfério Sul. **Anuário do Instituto de Geociências**, v. 41, p. 297-304, 2018.

FREITAS, R.; SOUZA, R.; REIS, R.; PINAYA, W. Análise do conteúdo de vapor d'água na camada limite atmosférica marinha sobre a região da Confluência Brasil-Malvinas entre os anos de 2004 e 2015. **Anuário do Instituto de Geociências**, v. 40, p. 94-101, 2017.

GAN, M.; RAO, B. Surface cyclogenesis over South America. **Monthly Weather Review**, v. 119, p. 293-302, 1991.

GARRISON, T. **Oceanography: an invitation to marine science**. Belmont, CA: Brooks Cole, 9^a ed., 646 pp., 2015.

HURTADO, S.; AGOSTA, E. El Niño Oscillation-related precipitation anomaly variability over eastern subtropical South America: Atypical precipitation seasons. **International Journal of Climatology**, doi: <https://doi.org/10.1002/joc.6559>, 2020.

JANTSCH, M. Climatologia de ciclones extratropicais na Região Sul do Brasil de 2000 a 2016. **Dissertação de Mestrado**. Programa de Pós Graduação em Geografia. Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 68pp., 2019.

JISAO - Joint Institute for the Study of the Atmosphere and Ocean (<http://research.jisao.washington.edu/pdo/>), acessado em 08/06/2020.

JONES, C.; WALISER, E.; GAUTIER, C. The influence of the Madden-Julian Oscillation on ocean surface heat fluxes and sea-surface temperatures. **Journal of Climate**, v. 11, p. 1057-72, 1998.

KAUFMANN, T.; ANABOR, V. Padrões sinóticos associados a um evento de advecção de nebulosidade rasa ocorrido em 11 de dezembro de 2005 sobre o Rio Grande do Sul. **Ciência e Natura**, v. 33, p. 181-196, 2011.

KAYANO, M.; ANDREOLI, R. Relations of South American summer rainfall interannual variations with the Pacific Decadal Oscillation, International **Journal of Climatology**, v. 27, p. 531-540, 2007.

KLEMAS, V. Remote sensing of coastal plumes and ocean fronts: overview and case study. **Journal of Coastal Research**, v. 28, p. 1-7, 2012.

KUMAR, A.; HOERLING, M. The nature and causes for the delayed atmospheric response to El Niño. **Journal of Climate**, v. 16, p. 1391-1403, 2003.

LARGE, W.; POND, S. Sensible and latent heat flux measurements over the ocean. **Journal of Physical Oceanography**, v. 12, p. 464-482, 1982.

LATIF, M.; KEENLYSIDE, N. El Niño/Southern Oscillation response to global warming. **Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America**, v. 106, p. 20578-20583, 2009.

LAU, W.; WALISER, D. Intraseasonal Variability in the Atmosphere-Ocean Climate System. 2^a ed, **Springer**, 648 pp., 2005.

LENTINI, C.; OLSON, D.; PODESTÁ, G. Statistics of Brazil Current rings observed from AVHRR: 1993 to 1998. **Geophysical Research Letters**, v. 29, 2002.

LESIEUR, M.; M'ETAIS, O.; GARNIER, E. Baroclinic Instability and Severe Storms. **Journal of Turbulence**, v.2, 2000.

LONGHURST, A. Ecological geography of the sea. **Elsevier**, 2^a ed., 560 pp., 2010.

LYBARGER, N.; STAN, C. Revisiting MJO, Kelvin waves, and El Niño relationships using a simple ocean model. **Climate Dynamics**, v. 53, p. 6363-6377, 2019.

MADDEN, A.; JULIAN, R. Description of Global-Scale Circulation Cells in the Tropics with a 40–50 Day Period.

Journal of the Atmospheric Sciences, v. 29, p. 1109-1123, 1972.

MADDEN, A.; JULIAN, R. Detection of a 40-50 day oscillation in the zonal wind in the tropical Pacific. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 28, p. 702-708, 1971.

MADDEN, A.; JULIAN, R. Observations of the 40-50 day tropical oscillation: a review. **Monthly Weather Review**, v. 122, p. 814-837, 1994.

MANTUA, N.; HARE, S.; ZHANG, Y.; WALLACE, J.; FRANCIS, R. A Pacific interdecadal climate oscillation with impacts on salmon production. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 78, p. 1069-1079, 1997.

McPHADEN, M.; ZEBIAK, S.; GLANTZ, M. ENSO as an integrating concept in Earth Science. **Science**, v. 314, p. 1740-1745, 2006.

Monitoring the Climate System with Satellites (http://kejian1.cmatc.cn/vod/comet/climate/climate_monitoring/print.htm), acessado em 08/06/2020.

NOAAa - National Oceanic and Atmospheric Administration (<https://www.pmel.noaa.gov/elnino/schematic-diagrams>), acessado em 08/06/2020.

NOAAb - National Oceanic and Atmospheric Administration (<https://www.climate.gov/news-features/featured-images/global-impacts-el-ni%C3%B1o-and-la-ni%C3%B1a>), acessado em 08/06/2020.

NOAAc - National Oceanic and Atmospheric Administration (<https://www.climate.gov/news-features/blogs/enso/why-are-there-so-many-enso-indexes-instead-just-one>), acessado em 08/06/2020.

NYGARD, T.; VALKONEN, T.; VIHMA, T. Antarctic low-tropospheric humidity inversions: 10-yr climatology, **Journal of Climate**, v. 26, p. 5205–5219, 2013.

PEZZI, L. P.; SOUZA, R. B.; DOURADO, M.; GARCIA, C.; SILVA-DIAS, M. Ocean-atmosphere *in situ* observations at the Brazil-Malvinas Confluence region. **Geophysical Research Letters**, v. 32, L22603, 2005.

PEZZI, L.; SOUZA, R.; FARIAS, P.; ACEVEDO, O.; MILLER, A. Air-sea interaction at the Southern Brazilian Continental Shelf – Part 1: In situ observations, **Journal of Geophysical Research**, v. 121, p. 6555-6556, 2016.

POLITO, P.; SATO, O. Patterns of sea surface height and heat storage associated to intraseasonal rossby waves in the tropics. **Journal of Geophysical Research**, v. 108, doi: 10.1029/2002JC0016842003.

REBOITA, M. Ciclones extratropicais sobre o Atlântico Sul: Simulação climática e experimentos de sensibilidade. **Tese de Doutorado**. Programa de Pós Graduação em Ciências Atmosféricas. Universidade de São Paulo, São Paulo, SP, 316 pp.,2008.

REBOITA, M.; AMBRIZZI, T.; SILVA, B.; PINHEIRO, R.; ROCHA, R. The South Atlantic subtropical anticyclone: present and future climate. **Frontiers in Earth Science**, v. 7, p. 1-8, 2019.

REID J.; NOWLIN, W.; PATZERT, W. On the Characteristics and Circulation of the Southwestern Atlantic Ocean. **Journal Physical Oceanography**, v. 7, p. 62-91, 1977.

ROSSATO, F. Características da camada limite atmosférica marinha em cruzeiros oceanográficos realizados no Atlântico Sul e Equatorial. **Tese de Doutorado**. Programa de Pós Graduação em Meteorologia. Universidade Federal de Santa Maria, Santa Maria, RS, 125 pp., 2019.

SARACENO, M.; PROVOST, C.; PIOLA, A. On the relationship between satellite-retrieved surface temperature fronts and chlorophyll a in the western South Atlantic. **Journal of Geophysical Research: Oceans**, v. 110, C11016, 2005.

TIMMERMANN, A.; AN, S.; KUG, J.; JIN, F.; CAI, W.; CAPOTONDI, A.; COBB, K.; LENGAIGNE, M.; McPHADEN, M.; STUECKER, M.; STEIN, K.; WITTENBERG, A.; YUN, K.; BAYR, T.; CHEN, H.; CHIKAMOTO, Y.; DEWITTE, B.; DOMMENGENT,

D.; GROTHE, P.; GUILYARDI, E.; HAM, Y.; HAYASHI, M.; INESON, S.; KANG, D.; KIM, S.; LEE, J.; LI, T.; LUO, J.; MCGREGOR, S.; PLANTON, Y.; POWER, S.; RASHID, H.; REN, H.; SANTOSO, A.; TAKAHASHI, K.; TODD, A.; WANG, G.; WANG, G.; XIE, R.; YANG, W.; YEH, S.; YOON, J.; ZELLER, E.; ZHAN, X. El Niño-Southern Oscillation complexity. **Nature**, v. 559, p. 535-545, 2018.

TRENBERTH, K. Storm tracks in the Southern Hemisphere. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 48, p. 2159-2178, 1991.

TRENBERTH, K. The Definition of El Niño. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 78, n. 12, p. 2771-2777, 1997.

TRENBERTH, K.; STEPANIAK, D. Indices of El Niño Evolution. **Journal of Climate**, v. 14, p. 1697-701, 2001.

VECCHI, G.; WITTENBERG, A. El Niño and our future climate: where do we stand? **Wiley Interdisciplinary Reviews: Climate Change**, v. 1, p. 260-270, 2010.

WANG, S.; HUANG, J.; HE, Y.; GUAN, Y. Combined effects of the Pacific Decadal Oscillation and El Niño-Southern Oscillation on global land dry-wet changes. **Scientific Reports**, v. 4, doi: 10.1038/srep06651, 2015.

WEBSTER, P. The role of hydrological processes in ocean-atmosphere interactions. **Reviews of Geophysics**, v. 32, p. 427-476, 1994.

WELLS, N. The atmosphere and the Ocean: a physical introduction. 2^a ed., **Wiley**, 394 pp., 1997.

YUAN, X. ENSO-related impacts on Antarctic sea ice: a synthesis of phenomenon and mechanisms. **Antarctic Science**, v. 16, n.4, p. 415-425, 2004.

YUE, Q.; KAHN, B.; FETZER, E.; TEIXEIRA, J. Relationship between marine boundary layer clouds and lower tropospheric stability observed by AIRS, CloudSat, and CALIOP. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 116, D18212, 2011.

CAPÍTULO 2

CONCEITOS BÁSICOS DE CIRCULAÇÃO MÉDIA MERIDIONAL

André Becker Nunes

2.1 Introdução

A variação espacial da radiação solar incidente na superfície devido à inclinação dos raios solares e ao formato do planeta (Figura 1a) acarreta em um aquecimento diferencial no sentido norte-sul, com os trópicos mais quentes e os polos mais frios, definindo as zonas climáticas. O aquecimento da superfície pode ser representado pelos valores de radiação de onda longa emitidos pela superfície (Figura 1b).

A média latitudinal do balanço de radiação mostra que nos trópicos existe um excesso de energia radiante, enquanto que nos polos existe um déficit (Figura 2). Tal efeito não é acumulativo, do contrário os trópicos teriam um acréscimo (no caso dos polos, um decréscimo) constante e eterno de temperatura. Portanto, existe um mecanismo que transporta o excesso de energia dos trópicos para os polos, mantendo o gradiente meridional (variação espacial no sentido norte-sul) de energia praticamente invariável: a circulação média meridional (HARTMANN, 1994; PETTY, 2006).

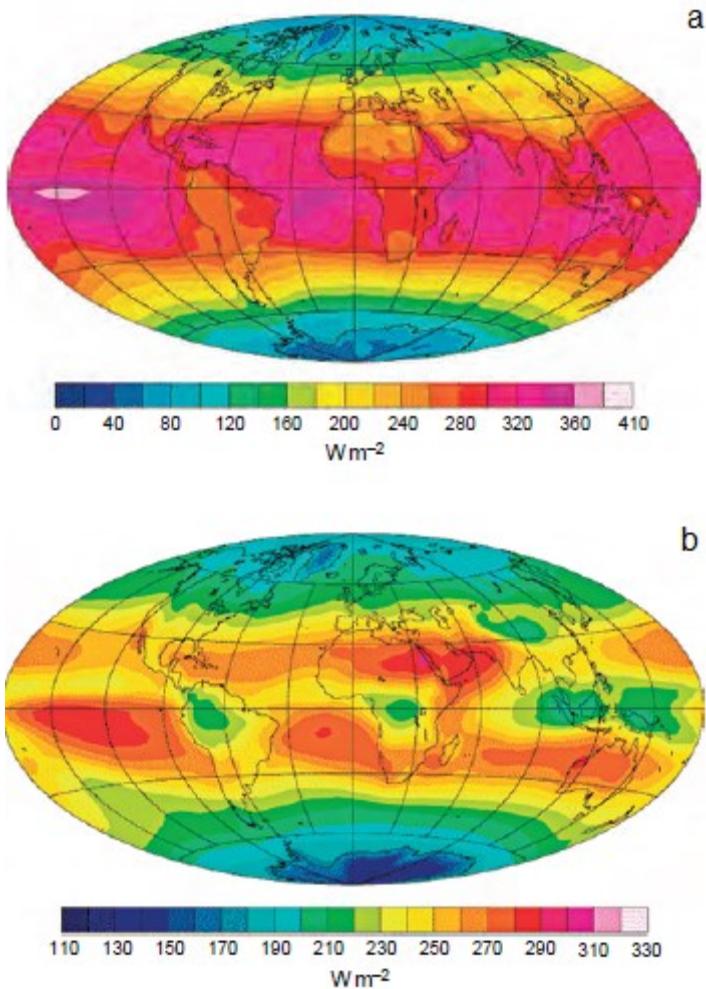


Figura 1. Médias anuais de radiação solar incidente no planeta (a) e radiação de onda longa emitida pelo planeta (b).

Fonte: WALLACE; HOBBS, 2006.

A circulação meridional – ou seja, circulação sobre um meridiano médio, variando a latitude – é o principal constituinte da circulação geral da atmosfera, dada sua influência em escala global no papel de distribuição de calor no planeta. E nesse aspecto, também deve-se considerar o importante papel das correntes oceânicas (WELLS, 2003).

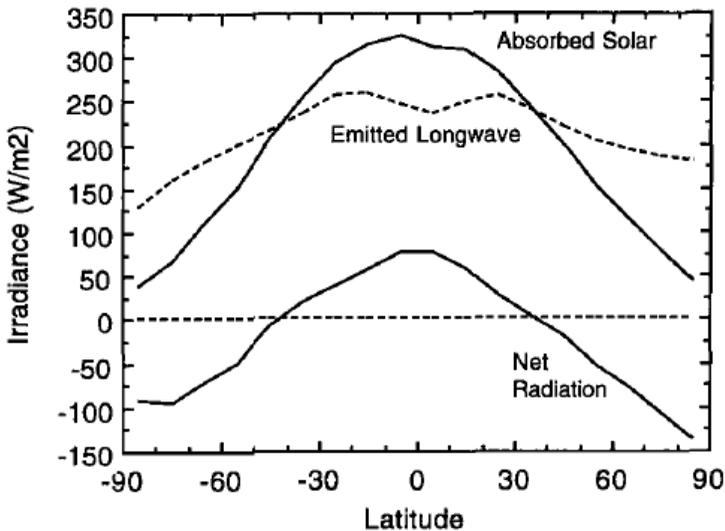


Figura 2. Variação média meridional da energia radiante absorvida pela superfície (linha cheia superior), radiação emitida pela superfície (linha tracejada) e a radiação líquida (linha cheia inferior).

Fonte: HARTMANN; 1994.

Entende-se, basicamente, por circulação o movimento do ar em uma célula fechada, com um único escoamento

possuindo um ramo ascendente em um ponto e um subsidente em outro. O ramo ascendente pode ser fruto de um fator mecânico, a convergência em superfície, e/ou um térmico, o aquecimento diferencial na superfície. Próximo a linha do equador existe grande aquecimento da superfície devido à maior densidade de fluxo de radiação solar, sendo este fator térmico fundamental (outros fatores térmicos, como a liberação de calor latente da intensa nebulosidade convectiva, também têm importância) para a ascensão da parcela de ar e formação de intenso e constante ramo ascendente. Associado ao fator térmico existe o fator mecânico, caracterizado pela convergência do vento em superfície que ocorre para substituir a parcela que ascendeu.

Este ramo ascendente segue sua trajetória vertical até a altura aproximada da tropopausa, cerca de 15 km de altura nessa faixa latitudinal. Para a análise da circulação geral, pode-se dizer que a tropopausa atua como um limite físico para o movimento ascendente (para outros fins, é importante considerar a troca entre troposfera e estratosfera (SPRENGER et al., 2007)), acarretando na divergência do mesmo. Como consequência desta divergência, observa-se o escoamento em direção aos polos em ambos hemisférios. Estabelece-se, até aqui, que a circulação média meridional é praticamente simétrica com relação aos hemisférios e se concentra dentro da troposfera. O movimento ascendente na zona de maior aquecimento do planeta e o consequente escoamento em direção aos polos

em altos níveis é o mecanismo mais efetivo na troca de calor entre as zonas climáticas.

2.2 Modelo de Três Células

Uma análise primária, considerando o planeta sem rotação, sem inclinação do seu eixo e com superfície homogênea, isto é, levando-se em conta somente o fator radiativo, apresenta a circulação de uma única célula (Figura 3), com seu ramo ascendente nos trópicos e subsidente nos polos, como identificado pelo meteorologista inglês George Hadley (1735) – por isso, tal circulação é chamada de célula de Hadley. Assim, o modelo de uma célula apresenta uma circulação termicamente direta (ar quente subindo, ar frio descendo), com a troposfera mais espessa nos trópicos e mais fina nos polos, haja vista que a espessura da camada atmosférica é proporcional à temperatura no seu interior conforme mostra a equação hipsométrica (HOLTON, 2004).

Obviamente, o planeta sem rotação teria a face iluminada cada vez mais quente e a face escura cada vez mais fria, acarretando em uma célula no sentido zonal, com o ramo ascendente no lado iluminado e o subsidente no lado escuro (LOCKWOOD, 2005). Assim, o movimento de rotação garante que a principal circulação do planeta seja no sentido meridional.

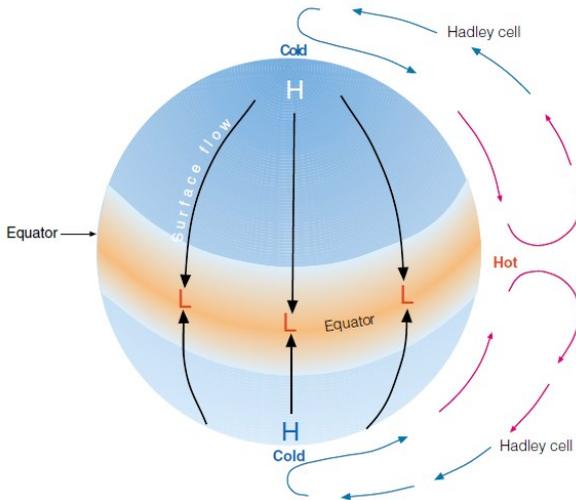


Figura 3. Modelo de circulação geral de uma célula. L indica a zona de baixa pressão (em inglês, Low) e H os centros de alta pressão (em inglês, High).

Fonte: AHRENS; 2001.

Alterações são observadas ao considerar o giro do planeta. Devido ao movimento de rotação da Terra existe o desvio dos escoamentos para esquerda no Hemisfério Sul e para direita no Hemisfério Norte, o chamado Efeito Coriolis. O escoamento que conflui nos trópicos, de ambos hemisférios, é chamado de Ventos Alísios (HALLEY, 1686), e devido ao efeito Coriolis têm sentido contrário ao da rotação da Terra – se fossem os únicos ventos do planeta, acarretariam em uma desaceleração gradual do movimento de rotação (FAIRBRIDGE, 2005a) – o que acarreta em fluxo de momento angular da superfície para a atmosfera. O

momentum angular é a quantidade de movimento (produto vetorial entre o vetor raio de rotação e a velocidade, por unidade de massa) de uma parcela de ar que se move sobre um eixo de rotação. Nas latitudes médias o escoamento é de oeste, no mesmo sentido da rotação do planeta, provocando um fluxo de momentum angular da atmosfera para a superfície (SALSTEIN, 2003). O momentum angular total da atmosfera é uma grandeza conservativa, uma vez que é função da massa da mesma. Ou seja, a atmosfera somente ganha momentum angular à custa da superfície e vice-versa (WALLACE, 2003).

Por meio de aproximações matemáticas, Kuo (1956) mostra que mesmo com a velocidade estimada do escoamento de baixos níveis que converge nos trópicos sendo menos que a metade ($2,8$ contra 7 cm.s^{-1}) da velocidade estimada do escoamento de altos níveis em direção aos polos – experimentos numéricos de Phillips (1956) encontraram valores de mesma ordem de magnitude – uma única célula não teria capacidade de transferir calor suficiente para os polos para manter o gradiente meridional de temperatura constante.

Assim, entra em ação o que se conhece sobre momentum angular que, como já dito, justifica o escoamento de oeste em altos níveis sobre as latitudes médias. Rossby (1941) exemplifica este comportamento ao apresentar o experimento da peça de mármore atada por um fio a um centro sobre uma mesa absolutamente lisa. Se o mármore é posto a girar em torno deste centro, observa-se sua

velocidade angular. Ao se encurtar o fio pela metade, observa-se o dobro de velocidade angular, e se o fio é encurtado em um terço, a velocidade do mármore triplica. Assim, o produto entre o raio (tamanho do fio) e a velocidade angular do mármore se mantém constante. Pode-se, portanto, chamar este produto de momentum angular desta peça de mármore. Rossby fez uma analogia com o planeta. Um anel de atmosfera que circunda o planeta, ao se deslocar em direção aos polos encontra raios (distância da superfície ao eixo de rotação ou, como no exemplo do mármore, o tamanho do fio) cada vez menores. Como o momentum angular é conservado, o tal anel de ar deve aumentar a sua velocidade. Isto explicaria a aceleração dos ventos de oeste. Entretanto, se somente a conservação de momentum angular fosse levada em conta, ter-se-iam jatos quanto mais próximos estivessem dos polos (menores raios), o que não se encontra na prática. Ao invés disso, os jatos se localizam sobre as regiões de maior gradiente de temperatura (HOFMEYR, 1950).

A explicação para a posição dos jatos pode estar associada à divisão da célula única em três. Primeiramente, pode-se considerar que uma atmosfera que circunda uma faixa latitudinal (um anel de ar) que escoia com a mesma velocidade e sentido de rotação da Terra teria a mesma força centrífuga da Terra. Um anel com velocidade maior que a da rotação da Terra teria um excesso de força centrífuga enquanto que um anel mais lento que a rotação da Terra (que aparentaria ser um vento de leste) teria um déficit de

força centrífuga. Um excesso de força centrífuga atuaria empurrando o escoamento para o Equador, enquanto o déficit empurraria o escoamento para os polos (ROSSBY, 1941). Ou seja, enquanto o momentum angular explica a aceleração dos ventos de oeste em altos níveis em direção aos polos, o excesso de força centrífuga os empurra em direção ao Equador, fazendo com que sua posição característica seja sobre as latitudes médias.

Assim, tem-se em altos níveis ventos de oeste e em baixos níveis, para se conservar o momentum angular, escoamentos de leste (Figura 4a) – bem mais lentos que os de altos níveis devido ao atrito da superfície.

Adicionalmente a teoria descrita acima, deve-se considerar o papel dos distúrbios baroclínicos (alterações no escoamento de oeste devido ao movimento de massas de ar de diferentes temperaturas) na distribuição horizontal de temperatura. Como já mencionado, a célula única não seria suficiente para equilibrar termicamente cada hemisfério. Devido aos desvios provocados pelo efeito Coriolis, o escoamento de altos níveis que fluiria diretamente para os polos sofre desvio para leste, enquanto que o escoamento de baixos níveis que fluiria dos polos para os trópicos sofre desvio para oeste, diminuindo a eficiência da célula de Hadley em transportar calor para os polos, fazendo com que o gradiente meridional de temperatura aumente com o tempo. Haja vista que, matematicamente, o gradiente se localiza entre os máximos (positivo e negativo), tem-se que

as latitudes médias é a faixa preferencial para se encontrar os gradientes meridionais de temperatura.

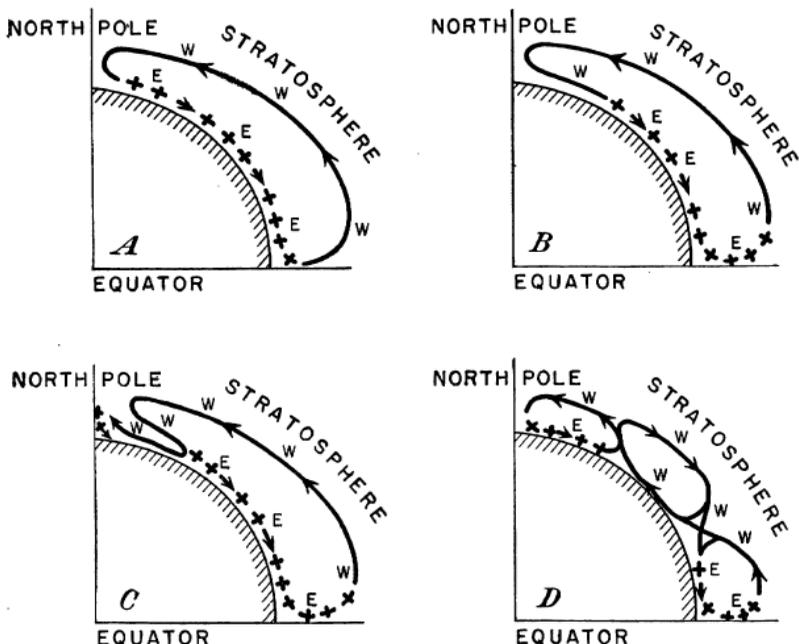


Figura 4. Simulação de Rossby do escoamento meridional. **W** indicando ventos de oeste e **E** os ventos de leste. A) Planeta sem rotação, B) Gradualmente os ventos de oeste são trazidos para baixos níveis enquanto os ventos de leste são elevados nos trópicos, C) Ventos de oeste próximos ao polo são modificados pelo atrito e subsidência, D) Desenvolve-se o modelo de 3 células.

Fonte: ROSSBY; 1941.

Quando o gradiente aumenta até atingir um determinado limite, instabilidades baroclínicas surgem espontaneamente, deixando o escoamento padrão de altos níveis – então zonal – com formato de onda. Os trabalhos de Charney (1947) e Eady (1949) formaram a base do conceito de perturbação baroclínica. Associada a esta perturbação se observa ar quente ascendendo sob a crista e ar frio descendo sob o cavado, caracterizando o processo de conversão de energia potencial em energia cinética (BLUESTEIN, 1993). Tais movimentos verticais começam a interferir na então única célula de circulação meridional.

O aumento do gradiente de temperatura indica a aproximação entre regiões cada vez mais quentes de regiões cada vez mais frias, ou seja, a aproximação entre massas de ar tropicais e polares. Esta convergência sofre desvio ciclônico devido ao efeito Coriolis e conseqüente movimento ascendente, caracterizando o sistema de baixa pressão baroclínico. O deslocamento da massa de ar quente à leste do centro de baixa (advecção quente) e o deslocamento da massa polar à oeste (advecção fria) estão associados à crista e cavado, respectivamente, da onda baroclínica observada em médios e altos níveis. Esta perturbação tende a crescer até que seu transporte de calor seja suficiente para balancear o déficit de radiação dos polos e cessar o crescimento do gradiente meridional de temperatura (HOLTON, 2004).

A faixa latitudinal geometricamente favorável para a formação dos distúrbios baroclínicos seria o meio do

caminho entre trópicos e polos, cerca de 45° de latitude. Tais distúrbios são tipicamente transientes, e se desenvolvem rigidamente pelas forçantes térmicas e dinâmicas. Uma das forçantes que mais diretamente influencia na trajetória dos centros de pressão é a advecção de temperatura. Ciclones extratropicais se deslocam de acordo com a advecção quente, ou seja, para o polo e para leste (sudeste no Hemisfério Sul e nordeste no Hemisfério Norte), enquanto que anticiclones se deslocam de acordo com advecção fria, ou seja, para leste e para os trópicos (nordeste no Hemisfério Sul e sudeste no Hemisfério Norte) (BLUESTEIN, 1993).

Os anticiclones, com deslocamento mais lento que ciclones, caracterizam o cinturão de altas pressões de 30° e, conseqüentemente, o ramo subsidente da célula de Hadley. Por outro lado, a faixa de 60° é caracterizada pelo cinturão de baixas pressões e ramo ascendente. Este ramo ascendente diverge em altos níveis e o ramo em direção ao trópico fecha a Célula de Ferrel. O ramo em direção aos polos acarreta subsidência em 90° e conseqüente escoamento de baixos níveis em direção ao cinturão de baixas pressões de 60° , fechando a Célula Polar. Tem-se, assim, o modelo de Três Células (Figura 5).

De forma resumida, pode-se concluir que o fato de serem três células se deve às características físicas do planeta como dimensão, formato, balanço radiativo, espessura da atmosfera e, principalmente, velocidade de rotação. Júpiter, por exemplo, que possui maior velocidade

de rotação, deve apresentar uma circulação meridional com mais de três células (PEIXOTO; OORT, 1992).

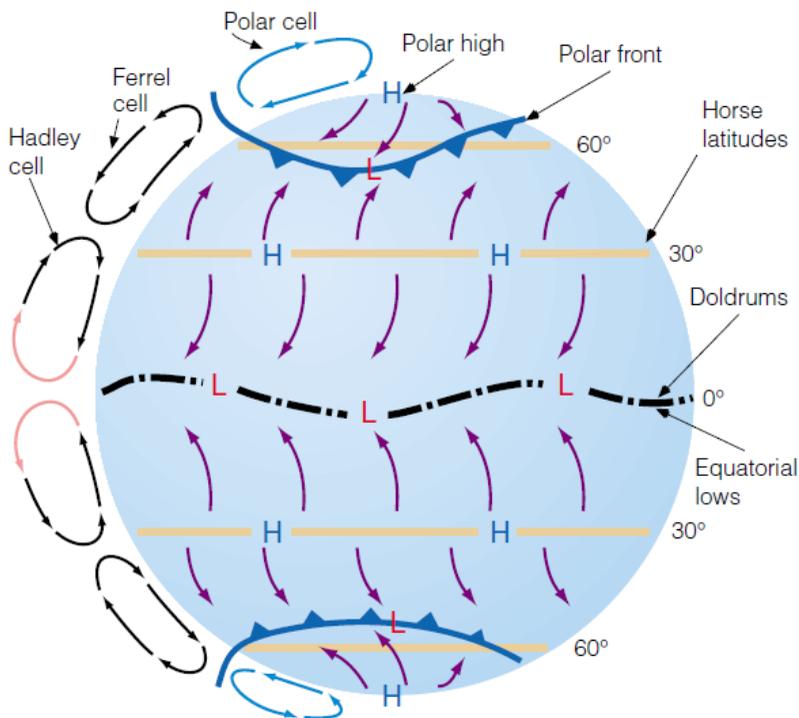


Figura 5. Modelo de 3 células. H representam os cinturões de alta pressão e L os cinturões de baixa pressão.

Fonte: AHRENS; 2001.

Deve-se salientar que a ideia da circulação meridional com três células é bem anterior a Rossby (1941). Ferrel, em seu artigo “An essay on the winds and the currents of the oceans”, de 1856, apresentou o modelo de três células –

além dos cinturões de altas e baixas pressões, bem como a convergência dos alísios – como uma consequência da conservação de momentum angular e ação de determinadas forças (PALMÉN; NEWTON, 1969).

Como já mencionado, na célula de Hadley temos uma circulação direta (ar quente ascendente e ar frio subsidente), o que leva a produção de energia cinética. Já na célula de Ferrell temos ar relativamente frio ascendendo em aproximadamente 60° e ar relativamente quente que descende em aproximadamente 30°, o que provoca a elevação do centro de massa e consequente conversão de energia cinética em energia potencial (PEIXOTO; OORT, 1992).

2.3 Os Cinturões de Pressão

Na figura 5 pode-se observar, na latitude aproximada de 0° as Baixas Equatoriais (*equatorial lows*) e os “*doldrums*”. O ramo ascendente da Célula de Hadley, como já mencionado, está associado à baixa pressão na superfície. Tal ramo transporta calor e umidade para altos níveis, acarretando em condensação e formação de nuvens, especialmente nuvens convectivas. Além disso, esta faixa é caracterizada pela convergência dos alísios de ambos hemisférios, por isso chama-se de Zona de Convergência Intertropical (ZCIT). A ZCIT é facilmente observada em imagens de satélite dada a intensa e constante convecção desta faixa latitudinal (Figura 6). Alguns trabalhos baseados

em observação indicam que em determinadas regiões, preferencialmente sobre o Pacífico, pode-se identificar a presença de duas bandas de nebulosidade (FLETCHER, 1945; ZHANG, 2001).



Figura 6. Imagem do satélite GOES-11 como exemplo para mostrar a ZCIT (no polígono).

Fonte: Adaptado da NASA; 2020.

A ZCIT é constituída por nuvens de diferentes tipos, contudo, as convectivas influenciam mais drasticamente nas altas taxas de precipitação. Por se tratar da confluência dos alísios de ambos hemisférios, a nebulosidade se desloca de leste para oeste. O sistema tem sua variação sazonal, acompanhando as estações quentes de cada hemisfério (Figuras 10 e 11), contudo, existem algumas variantes de acordo com a superfície. Sobre o continente (África e América do Sul) a ZCIT segue a marcha anual do sol. Já sobre o oceano existe uma defasagem (atraso) de um ou dois

meses (WALISER, 2003). Sua posição climatológica média anual não é exatamente sobre 0° de latitude, situa-se aproximadamente em 5°N (podendo variar de 15°S a 25°N) devido a maior continentalidade do Hemisfério Norte acarretar maiores temperaturas médias da superfície do mar (YAN, 2005).

Pode-se dizer que as baixas equatoriais também são compostas por *doldrums* (Figura 5). Uma tradução livre para *doldrums* seria “depressões”. Na meteorologia, depressão indica uma região de cavado, ou seja, baixa altura geopotencial. Assim, poder-se-ia pensar em considerar *doldrums* como todo o cinturão de baixa pressão equatorial. Contudo, o termo se refere normalmente aos intervalos de tempo e espaço na ZCIT compreendidos por tempo calmo, isto é, atmosfera com vento fraco mas com grande quantidade de umidade. São, portanto, fontes de formação de ciclones tropicais (GENTILI, 2005).

O tempo calmo dos *doldrums* não pode ser confundido com o tempo calmo que caracteriza a “latitude dos cavalos” (*horse latitudes*). Esta faixa de 30° compreende o cinturão de altas pressões em ambos hemisférios, entretanto a expressão é mais usada no Hemisfério Norte. As altas pressões são caracterizadas por movimento subsidente e seco, acarretando em tempo calmo, com vento fraco. Não existe consenso quanto à motivação do nome. A teoria mais aceita diz que as antigas embarcações à vela que se deslocavam da Europa para a América do Norte tinham que se desfazer de sua carga viva, os cavalos, para poderem

navegar sob condições de tamanha calma (FAIRBRIDGE, 2005b; BALLING JR.; CERVENY, 2005).

Resumidamente, pode-se esquematizar os cinturões de pressão e ventos característicos de baixos níveis conforme a figura 7. Porém, deve-se ressaltar que enquanto os ventos alísios são razoavelmente uniformes quanto a direção e intensidade, os ventos de oeste em baixos níveis (ramo de baixos níveis da célula de Ferrel, entre 30° e 60°) possuem direção bastante variável devido a presença transiente de sistemas baroclínicos (JAMES, 2003).

2.4 Corrente de Jato

Uma vez estabelecido o motivo do escoamento de oeste em altos níveis sobre as latitudes médias, resta entender as faixas latitudinais (anéis de escoamento) em que se encontram os núcleos de maior velocidade. Sobre as latitudes médias, o melhor exemplo seria 45°, onde tenderia a ocorrer os maiores gradientes de temperatura. Somado a isto, temos que se em baixos níveis os ventos tendem a ser de diferentes direções (modelo conceitual de Rossby indica ventos de leste em boa parte do domínio) mas com velocidade bem menor que em altos níveis devido ao atrito, observa-se nesta faixa grande cisalhamento vertical. Tal cisalhamento e sua relação com o gradiente de temperatura é determinado de acordo com o balanço do vento térmico (HOLTON, 2004). Basicamente, o balanço do vento térmico diz que quanto maior o gradiente meridional de temperatura

maior a variação do vento zonal com a altura (BLUESTEIN, 1993; GROTHJAHN, 2003a).

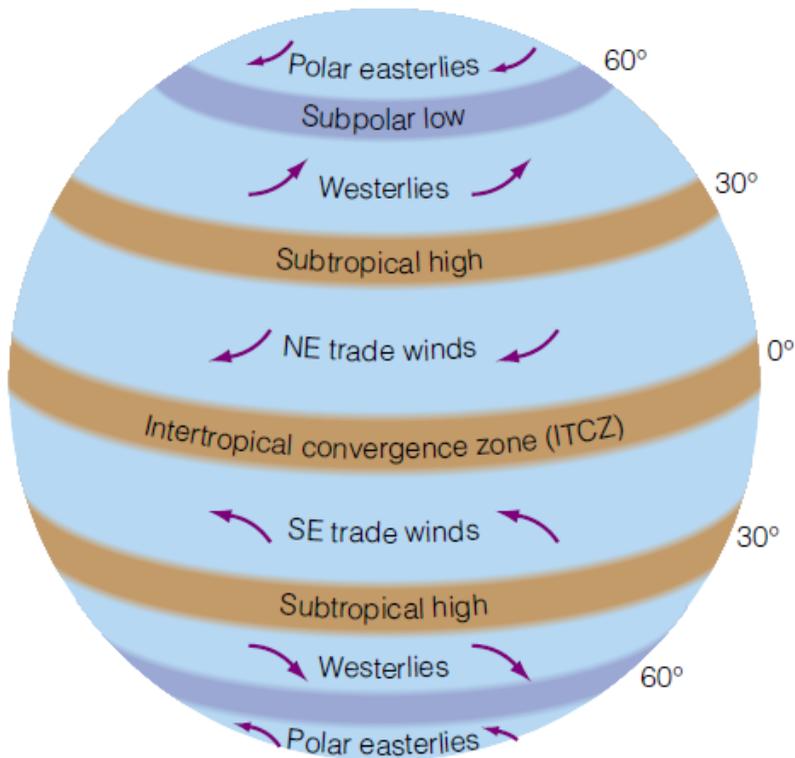


Figura 7. Cinturões de pressão e ventos em baixos níveis. Onde *easterlies* são os ventos de leste, *westerlies* os ventos de oeste, *subtropical high* são as altas subtropicais, *ITCZ* é a ZCIT, *subpolar low* são as baixas subpolares, *SE trades* são os alísios de sudeste e *NE trades* os alísios de nordeste.

Fonte: AHRENS; 2001.

Além disso – e do já citado esquema apresentado por Rossby (1941) –, como o vento aumenta com a altura por se afastar da característica dissipadora do atrito da superfície, espera-se, portanto, em altos níveis sobre esta faixa latitudinal, núcleos de maior velocidade zonal, ou seja, a corrente de jato. A posição da corrente de jato varia de acordo com o gradiente de temperatura que, por sua vez, varia de acordo com o comportamento das massas de ar. Por isso que o entendimento completo da questão deve levar em conta os avanços da chamada Escola Norueguesa da década de 1920, com os conceitos de massas de ar e frentes, e os avanços da Escola de Chicago da década de 1940, com os conceitos de corrente de jato (PALMÉN; NEWTON, 1969). Aqui, deve-se salientar que apesar dos indiscutíveis avanços da Escola de Chicago quanto à análise da corrente de jato, o fenômeno já era conhecido pela meteorologia japonesa desde a década de 1920, conforme registros do meteorologista Wasaburo Ooishi (LEWIS, 2003).

No inverno pode-se observar correntes de jato em torno da latitude de 30°, o chamado jato subtropical, haja vista que tendem a acompanhar o gradiente de temperatura provocado pelo avanço em direção ao equador das massas polares. Já no verão, as correntes de jato se limitam até a latitude aproximada de 60°, o chamado jato polar (WALLACE; HOBBS, 2006). Se observa, assim, que os jatos tendem a se posicionar nos ramos verticais da Célula de Ferrel (regiões de maior variação meridional de

temperatura – no caso de 30º, quando esporadicamente a massa polar alcançar esta faixa), como mostra a figura 8.

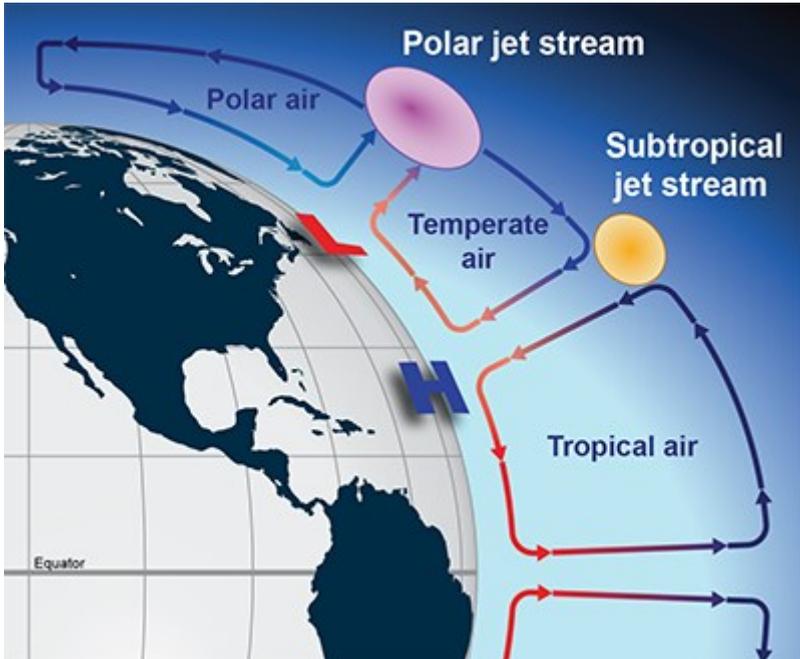


Figura 8. Esquema apresentando os jatos e as três células, no Hemisfério Norte. H representa o cinturão de altas pressões e L o cinturão de baixas pressões.

Fonte: NOAA/NWS; 2020.

De acordo com a Organização Meteorológica Mundial a corrente de jato é identificada por escoamentos zonais com valores superiores a 30 m s^{-1} . O sistema possui, tipicamente, milhares de quilômetros de comprimento, centenas de

quilômetros de largura e alguns quilômetros de espessura (REITER; BIERLY, 2005). Por ser dependente das massas de ar e distúrbios baroclínicos, o formato do jato tende a ser ondulatório (Figura 9), possuindo o formato zonal normalmente em condições de sistemas estacionários. Maiores informações sobre os aspectos dinâmicos da corrente de jato e aplicações na América do Sul podem ser encontradas em Escobar (2009) e Fedorova e Lyra (2017).

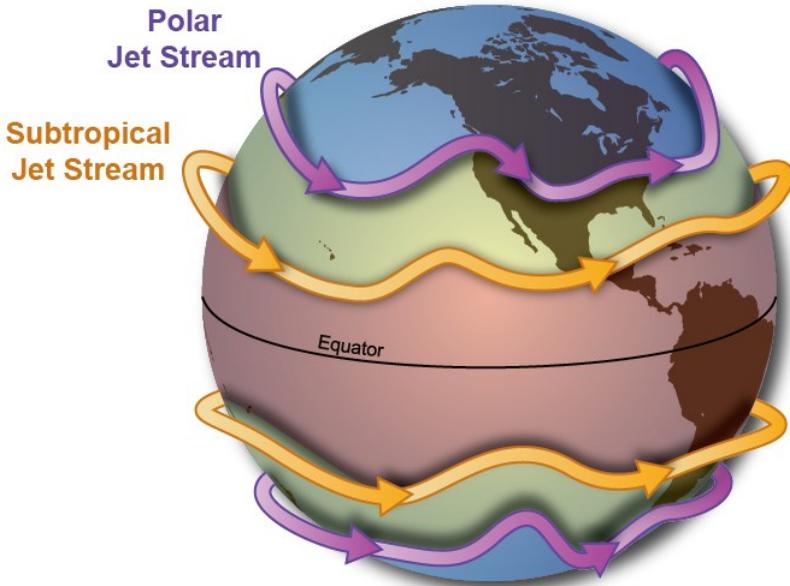


Figura 9. Jato polar e jato subtropical.
Fonte: NOAA/NWS; 2020.

2.5 Influência da Superfície Heterogênea

Com exceção da baixa equatorial e da alta polar, os cinturões de pressão mostrados na Figura 7 não são facilmente identificados em campos de pressão reais, mesmos os campos médios climatológicos (Figuras 10 e 11). Além do papel das ondas baroclínicas já discutido aqui, outra razão para isto se deve ao fato de que o modelo de três células não considera a heterogeneidade da superfície do planeta, formado por continentes e oceanos, cada um com diferentes taxas de aquecimento, o que gera circulações zonais que influenciam na circulação média meridional.

O continente tem um calor específico (quantidade de energia, por unidade de massa, necessária para se aumentar a temperatura em uma unidade térmica (HALLIDAY et al., 2005)) de cinco a seis vezes menor que o do oceano, o que significa que se aquece e se resfria com maior rapidez (SNOW, 2005). Esta diferença térmica entre continente e oceano faz com que surjam centros de altas e baixas pressões ao longo de um cinturão de latitude, com maiores contrastes no Hemisfério Norte que concentra a maior parte dos continentes. Ou seja, os aquecimentos provocados pela diferença do tipo de superfície tendem a formar centros de baixa pressão, enquanto resfriamentos formam centros de alta pressão (HARTMANN, 1994).

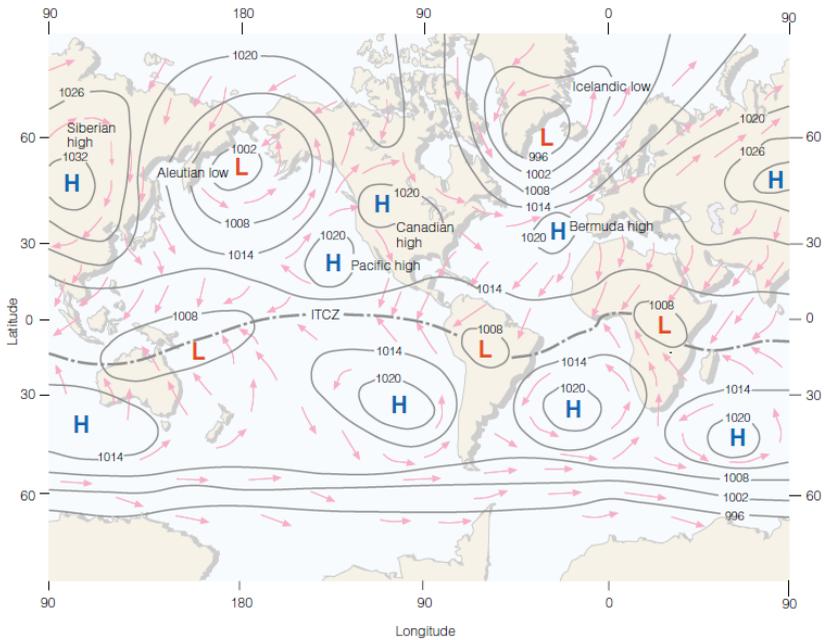


Figura 10. Campo médio de pressão ao nível médio do mar (contornos) e vetores de direção do vento em superfície para janeiro. A linha com pontos indica a posição da ZCIT. L indicam os centros de baixa pressão e H os centros de alta.
Fonte: AHRENS; 2001.

Sobre os oceanos as variações sazonais de pressão são bem mais sutis que sobre os continentes, onde se observam centros de baixa pressão no verão e de alta no inverno, o chamado efeito monção (HORDON, 2005) – cujo exemplo mais extremo são as monções do sudeste asiático, também chamadas de monções indianas ou monções de verão (HASTENRATH, 2003; DASH, 2005). Na Figura 11, o sistema

associado às monções do sudeste asiático está identificado por “Thermal Low”, que significa baixa térmica, ou baixa quente. A baixa térmica é o típico centro de baixa pressão formado pelo levantamento da parcela de ar devido a intenso aquecimento superficial de regiões subtropicais dos continentes (JOHNSON, 2003).

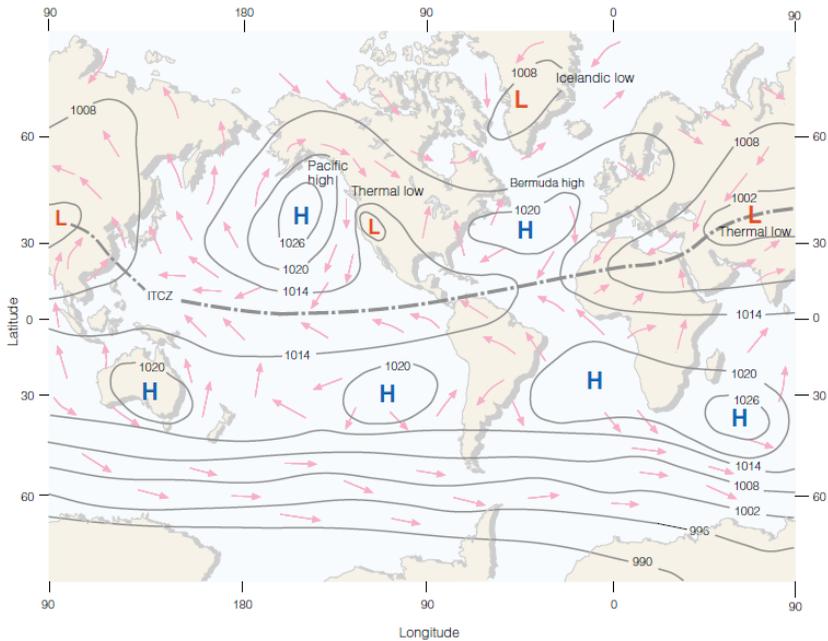


Figura 11. Idem a figura 10, mas para julho.

Fonte: AHRENS; 2001.

A comparação entre os campos médios de pressão ao nível médio do mar (Figuras 10 e 11) e os cinturões de pressão definidos pelo modelo de três células (Figura 7)

mostra bem a influência da heterogeneidade da superfície na formação dos sistemas sinóticos, especialmente no Hemisfério Norte onde, devido a maior continentalidade, a influência é bem maior.

2.6 Conclusões

Neste capítulo foi apresentada uma breve introdução do mecanismo natural usado pelo planeta para distribuir o excesso de calor dos trópicos. Tal mecanismo é a circulação média meridional, praticamente simétrica com relação aos hemisférios e parte mais importante, devido a escala espacial, da circulação geral da atmosfera. Os conceitos básicos da circulação meridional vêm desde o século XVII, e até hoje sua variabilidade é motivo de estudo. Em princípio, a circulação meridional pode ser entendida pelo modelo de 3 células, sendo este uma representação do papel da atmosfera no transporte de calor para os polos – embora também deva-se considerar o importante papel das correntes oceânicas.

Em resumo, pode-se estabelecer que a circulação meridional, provocada pela variação espacial da radiação solar, junto com as circulações zonais provocadas pelos diferentes tipos de superfície do planeta – explicam muito do que se conhece do clima global. Ou seja, viu-se, aqui, o grande papel do aquecimento diferencial nas circulações de grande escala e, conseqüentemente, no clima do planeta.

A literatura é vasta quanto a trabalhos sobre o tema, e aqui foi citada uma amostra dos mais representativos ou didáticos. Assuntos mais específicos exigem uma pesquisa mais criteriosa. Informação quanto à energética (estoques e conversões de energia) das três células podem ser encontradas em Grotjahn (2003b). Quanto aos modelos de circulação geral, um resumo histórico é apresentado por Mechoso e Arakawa (2003). Os centros de pressão mostrados nas figuras 10 e 11 são facilmente discutidos em inúmeros artigos específicos. Uma visão geral dos mesmos, especialmente os do Hemisfério Norte, são encontrados em Bluestein (1993). Em Cavalcanti et al. (2009) a influência da circulação geral nos climas e nos sistemas atuantes no Brasil são discutidos em vários capítulos.

Uma dica para ajudar a compreender a circulação média meridional são as animações tridimensionais, como por exemplo as feitas pelo Met Office (2018).

2.7 Referências Bibliográficas

AHRENS, C.D. **Essentials of Meteorology: An Invitation to the Atmosphere**. Australia: Brooks Cole, 2001. 528p.

BALLING JR., R.C.; CERVENY, R.S. Winds and Winds Systems. In: OLIVER, J.E. (org.). **Encyclopedia of World Climatology**. Dordrecht: Springer, 813-819p. 2005.

BLUESTEIN, H. B. **Synoptic-Dynamic Meteorology of Midlatitudes Volume II: Observations and Theory of Weather Systems**. New York: Oxford University Press. 1993. 602p.

CAVALCANTI, I.F.A.; FERREIRA, N.J.; JUSTI DA SILVA, M.G.A.; SILVA DIAS, M.A.F. (org.). **Tempo e Clima no Brasil**. São Paulo: Oficina de Textos. 2009. 463p.

CHARNEY, J.G. The dynamics of long waves in a baroclinic westerly current. **Journal of Meteorology**, v. 4, p. 135-162, 1947.

DASH, S. K. Monsoon and Monsoon Climate. In: OLIVER, J.E. (org.). **Encyclopedia of World Climatology**. Dordrecht: Springer. p.509-516. 2005.

EADY, E.T. Long waves and cyclone waves. **Tellus**, v. 1, p.33-52, 1949.

ESCOBAR, G. Jatos de Altos Níveis. In: CAVALCANTI, I.F.A.; FERREIRA, N.J.; JUSTI DA SILVA, M.G.A.; SILVA DIAS, M.A.F. (org.). **Tempo e Clima no Brasil**. São Paulo: Oficina de Textos. p. 127-134. 2009.

FAIRBRIDGE, R.W. Angular Momentum, Angular Velocity. In: OLIVER, J.E. (org.). **Encyclopedia of World Climatology**. Dordrecht: Springer. p.36-37. 2005a.

FAIRBRIDGE, R.W. Horse Latitudes. In: OLIVER, J.E. (org.). **Encyclopedia of World Climatology**. Dordrecht: Springer. p.406-406. 2005b.

FEDOROVA, N.; LYRA, M.J.A. Corrente de Jato e Fenômenos Associados. In: MARIANO, G. L.; NUNES, A.B. (org.). **Meteorologia em Tópicos: Volume 5**. Pelotas: Clube dos Autores. p.11-68. 2017.

FLETCHER, R. D. The general circulation of the tropical and equatorial atmosphere. **Journal of Meteorology**, v.2, p.167-174. 1945.

GENTILI, J. Doldrums. In: OLIVER, J.E. (org.). **Encyclopedia of World Climatology**. Dordrecht: Springer. p.338-338. 2005.

GROTJAHN, R. Baroclinic Instability. In: HOLTON, J.R. et al. (org.). **Encyclopedia of the Atmospheric Sciences**. Boston: Academic Press. p.179-188. 2003a.

GROTJAHN, R. General Circulation: Energy Cycle. In: HOLTON, J.R. et al. (org.). **Encyclopedia of the Atmospheric Sciences**. Boston: Academic Press. p.829-841. 2003b.

HADLEY, G. Concerning the cause of the general trade-winds. **Royal Society of London Philosophical Transactions**, v. 29, p. 58–62, 1735.

HALLEY, E. An historical account of trade-winds and monsoons observable in the seas between and near the tropics with an attempt to assign the physical causes of the said winds. **Royal Society of London Philosophical Transactions**, v. 26, p. 153–168. 1686.

HALLIDAY, D.; RESNICK, R.; WALKER, J. **Fundamentals of Physics**, 7th edition. Hoboken: John Wiley. 2005 .1136p.

HARTMANN, D.L., **Global Physical Climatology**. San Diego: Academic Press. 1994. 425 p.

HASTENRATH, S. Tropical Meteorology: Tropical Climates. In: HOLTON, J.R. et al. (org.). **Encyclopedia of the Atmospheric Sciences**. Boston: Academic Press. p.2338-2345. 2003.

HOFMEYR, W. L. Remarks on the theory of the jet stream. **Journal of Meteorology**, v. 7, p.245-245. 1950.

HOLTON, J.R. **An Introduction to Dynamic Meteorology**. San Diego: Elsevier. 2004. 553 p.

HORDON, R. M. Centers of Action. In: OLIVER, J.E. (org.). **Encyclopedia of World Climatology**. Dordrecht: Springer. p.182-183. 2005.

JAMES, I. N. Hadley Circulation. In: HOLTON, J.R. et al. (org.). **Encyclopedia of the Atmospheric Sciences**. Boston: Academic Press. p.919-924. 2003.

JOHNSON, R. H. Thermal Low. In: HOLTON, J.R. et al. (org.). **Encyclopedia of the Atmospheric Sciences**. Boston: Academic Press. p.2269-2273. 2003.

KUO, H. L. Forced and Free Meridional Circulations in the Atmosphere. **Journal of Meteorology**, v. 13, p. 561-568. 1956.

LEWIS, J. M. Ooishi's Observation: Viewed in the Context of Jet Stream Discovery. **Bulletin of American Meteorological Society**, v. 84, p.357-369. 2003.

LOCKWOOD, J. G. Global Atmospheric Circulation. In: OLIVER, J.E. (org.). **Encyclopedia of World Climatology**. Dordrecht: Springer. p.126-134p. 2005.

MECHOSO, C. R.; ARAKAWA, A. General Circulation: Models. In: HOLTON, J.R. et al. (org.). **Encyclopedia of the Atmospheric Sciences**. Boston: Academic Press. p.861-869. 2003.

MET OFFICE. 2018. What is global circulation? Part two, the Three Cells. Disponível em https://www.youtube.com/watch?reload=9&v=xqM83_og1Fc. Acesso em 30/03/2020.

NASA. National Aeronautics and Space Administration, Earth Observatory. Disponível em: <https://earthobservatory.nasa.gov/images/703/the-intertropical-convergence-zone>. Acesso em 30/03/2020.

NOAA/NWS. National Oceanic and Atmospheric Administration, National Weather Service. Disponível em: <https://www.weather.gov/jetstream/jet>. Acesso em 30/03/2020.

PALMÉN, E.; NEWTON, C.W. **Atmospheric Circulation Systems: Their Structure and Physical Interpretation**. New York: Academic Press. 1969. 623p.

PEIXOTO, J. P.; OORT, A. H. **Physics of Climate**. New York: American Institute of Physics. 1992. 520p.

PETTY, G. W. **A First Course in Atmospheric Radiation**. Madson: Sundog Publishing. 2006. 452p.

PHILLIPS, N. A. The general circulation of the atmosphere: A numerical experiment. **Quarterly Journal of Royal Meteorological Society**. v. 82, p.123-164. 1956.

REITER, E.; BIERLY, G. Jet Streams. In: OLIVER, J.E. (org.). **Encyclopedia of World Climatology**. Dordrecht: Springer. p.435-439. 2005.

ROSSBY, G.C. The Scientific Basis of Modern Meteorology. In: HAMBIDGE, G. (ed.). **Yearbook of Agriculture: Climate and Man**. Washington: U.S. Gov. Printing Office. p.599-655. 1941.

SALSTEIN, D.A. Momentum angular of the atmosphere. In: HOLTON, J.R. et al. (org.). **Encyclopedia of the Atmospheric Sciences**. Boston: Academic Press. p.128-134. 2003.

SNOW, R. Continental Climate and Continentality. In: OLIVER, J.E. (org.). **Encyclopedia of World Climatology**. Dordrecht: Springer. p.303-305. 2005.

SPRENGER, M.; VERNLI, H.; BOURQUI, M. Stratosphere-Troposphere exchange and its relation to potential vorticity streamers and cutoffs near the extratropical tropopause. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 64, p.1587-1602. 2007.

WALISER, D.E. Inter tropical convergence zones. In: HOLTON, J.R. et al. (org.). **Encyclopedia of the Atmospheric Sciences**. Boston: Academic Press. p.2325-2334. 2003.

WALLACE, J.M. General Circulation: Overview. In: HOLTON, J.R. et al. (org.). **Encyclopedia of the Atmospheric Sciences**. Boston: Academic Press. p. 821-829. 2003.

WALLACE, J.M.; HOBBS, P.V. **Atmospheric Science: An Introductory Survey**. London: Academic Press. p.365. 2006.

WELLS, N. C. Ocean Circulation: General Processes. In: HOLTON, J.R. et al. (org.). **Encyclopedia of the Atmospheric Sciences**. Boston: Academic Press. p.1528-1540. 2003.

YAN, Y.Y. Intertropical Convergence Zone (ITCZ). In: OLIVER, J.E. (org.). **Encyclopedia of World Climatology**. Dordrecht: Springer. p.429-431. 2005.

ZHANG, C. Double ITCZs. **Journal of Geophysical Research**, v. 106(D11), p.11785-11792. 2001.

CAPÍTULO 3

HIDROMETEOROLOGIA BÁSICA

Débora de Souza Simões
Luciana Barros Pinto
Morgana Vaz da Silva

3.1 Introdução

A hidrometeorologia é a área da ciência que estuda o ciclo hidrológico na atmosfera e na superfície. O conhecimento do ciclo hidrológico tem diversas aplicações nas atividades humanas, destacando-se o planejamento e gestão dos recursos hídricos, previsão hidrometeorológica e planejamento agrícola.

Neste capítulo pretende-se fazer uma revisão sobre os principais componentes do ciclo hidrológico, sendo eles, precipitação, infiltração, escoamento superficial e evapotranspiração. Em seguida, será abordado os conceitos básicos de vazão máxima de projeto.

3.2 Ciclo hidrológico e bacia hidrográfica

O ciclo hidrológico descreve as mudanças que a água sofre na hidrosfera, bem como examina sua distribuição, ocorrência e movimento. Na Figura 1 estão representados os

componentes do ciclo global da água, sendo que os fatores que o impulsionam são a radiação solar (fonte de energia de todo o ciclo), o vento e a força da gravidade.

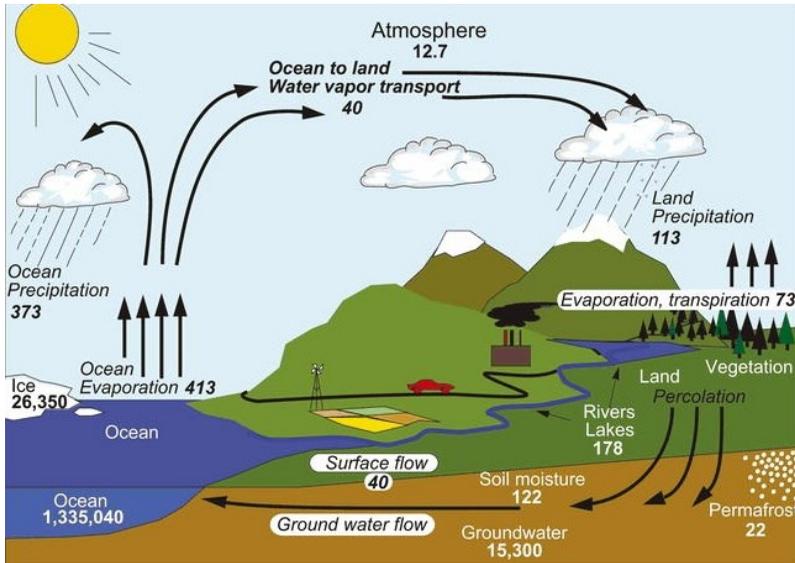


Figura 1. Ciclo hidrológico. Estimativas dos principais reservatórios de água em 10^3 km^3 e os fluxos de umidade em $10^3 \text{ km}^3 \text{ ano}^{-1}$

Fonte: TRENBERTH et al.; 2007.

Ao receber energia, a água líquida presente nos oceanos, lagos e mares evapora sendo transferida para a atmosfera. Considerando-se uma parcela de ar que ao subir pela atmosfera se expande devido a menor pressão

atmosférica e se resfria, ao resfriar-se atinge a temperatura do ponto de orvalho e condensa-se dando origem as nuvens. As gotículas presentes nas nuvens, após processos de colisão/coalescência, crescem até que seu tamanho vença as forças de suspensão do ar, retornando ao solo na forma de precipitação.

Ao atingir o solo, a água infiltrará, e após atingir a capacidade máxima de armazenamento de água do solo, iniciará o escoamento superficial, no qual a água escoará para lagos, rios e oceanos iniciando novamente o processo de evaporação. Há também a transferência de água para a atmosfera através da transpiração das plantas. Esses dois processos dão origem a evapotranspiração, descrito mais adiante.

O ciclo hidrológico quando contabilizado em escala global é fechado, mas quando analisado em outras escalas espaciais (continental, regional e local) é aberto, isto significa que o total evapotranspirado numa região não é necessariamente igual ao precipitado sobre a mesma região, num dado intervalo de tempo. Assim é importante analisar o ciclo hidrológico em diferentes escalas espaciais. De acordo com a lei 9.433/1997 que institui a política nacional de recursos hídricos, a bacia hidrográfica é a unidade territorial para implementação da Política Nacional de Recursos Hídricos e atuação do Sistema Nacional de Gerenciamento de Recursos Hídricos, ou seja, a bacia hidrográfica deve ser adotada como área para análise de estudos hidrológicos.

A bacia hidrográfica é uma área definida topograficamente, onde toda a água proveniente da precipitação, escoar para um único ponto, denominado foz da bacia ou exutório (TUCCI, 2000; COLLISCHONN; DORNELLES, 2015).

As principais características físicas da bacia hidrográfica são a área de drenagem, o comprimento do rio principal, declividade do rio e a declividade da bacia.

A bacia hidrográfica pode ser considerada um sistema físico no qual uma entrada de água (precipitação) concentrada no tempo é transformada em uma saída de água (escoamento superficial) distribuída ao longo do tempo. No qual as fases intermediárias são a evapotranspiração e o infiltração da água no solo (VILLELA; MATTOS, 1975).

3.3 Precipitação

A precipitação é a principal entrada de água numa bacia hidrográfica, nas suas diferentes formas, tais como chuva, granizo, neve, orvalho e geada. A forma como a água atinge a superfície depende de vários fatores, tais como, conteúdo de umidade atmosférica, temperatura da superfície, intensidade das correntes de ar, entre outros. Em regiões tropicais a forma mais comum é a precipitação líquida, ou seja, chuva (GARCEZ; ALVAREZ, 1988).

Para ocorrer chuva é primordial que haja ascensão de uma parcela de ar úmido na atmosfera, até atingir o nível de

condensação. A seguir são descritos os principais meios de haver ascensão de uma parcela de ar.

3.3.1 Precipitação orográfica

A precipitação orográfica é comumente observada em regiões montanhosas, com o vento geralmente deslocando-se do oceano em direção ao continente. O vento, soprando ao longo da superfície da terra, sobe ao longo de variações topográficas. Onde o ar úmido encontra uma extensa barreira, é forçado a subir. Esse vento ascendente geralmente sofre resfriamento e atinge a condensação. As chuvas orográficas normalmente são de grande duração e de pequena intensidade (WHITEMAN, 2000).

É comum que no lado a barlavento da montanha seja mais úmido quando comparado com o lado sotavento, trazendo diferenças significativas no tipo de vegetação.

3.3.2 Precipitação frontal

A precipitação frontal ocorre quando duas massas de ar com características distintas de temperatura e umidade encontram-se. A massa de ar com densidade menor, sobe e resfria-se originando nuvens ao condensar-se.

O tempo pode mudar rapidamente perto das zonas frontais, porque, como a frente se move, uma massa de ar na superfície pode ser substituída por outra com características

diferentes (WHITEMAN, 2000). Os três tipos de frentes são frentes frias, frentes quentes e frontais oclusas.

A precipitação oriunda de frentes, normalmente, atinge áreas de grande extensão com intensidade média (GARCEZ; ALVAREZ, 1988; BARRY; CHORLEY, 2013).

3.3.3 Precipitação convectiva

A precipitação por convecção ocorre devido à instabilidade que ocorre devido ao aquecimento do ar, próximo a superfície do solo. Esta massa de ar se torna mais aquecida e leve que o ar circundante, portanto subirá na atmosfera enquanto expande-se e resfria-se até atingir a saturação e condensar. A precipitação convectiva é comum em regiões equatoriais, onde os ventos são fracos e o movimentos vertical é predominante. Sendo frequentes em regiões temperadas durante o verão (TUCCI, 2000).

Este tipo de precipitação normalmente associa-se a tempestades, com grande volume de chuva e curta duração que podem provocar enchentes e inundações em bacias de pequenas áreas (WHITEMAN, 2000).

3.3.4 Análise temporal

A variabilidade temporal da precipitação de uma região pode ser analisada de muitas maneiras dependendo do objetivo do estudo. A escala temporal comumente adotada são de ordem anual, sazonal e diária.

A distribuição da precipitação **anual** é importante para a caracterização climática de uma região, sendo primordial para o tipo de atividade que será desenvolvida. Para a construção de uma série anual, basta somar as precipitações diárias, provenientes dos registros pluviométricos.

Flutuações anuais de precipitação estão diretamente ligadas a variabilidade climática, como exemplo, pode-se citar o El Niño-Oscilação Sul (ENOS). Além disso, estudos de tendências em séries anuais de precipitação indicam que podem estar ligadas a mudanças climáticas, causadas pelo crescente aumento de gases atmosféricos, como o dióxido de carbono e o metano (MARENGO, 2007).

O comportamento **sazonal** da precipitação está diretamente relacionado ao padrão de circulação geral da atmosfera, destacando-se a alteração da posição da zona de convergência intertropical em decorrência das estações do ano e a forte mudança sazonal de precipitação associada a inversão da direção de vento nos sistemas monçônicos (AYOADE, 2003; CAVALCANTI et al., 2009) Em regiões tropicais e subtropicais observa-se estações chuvosas e secas e faz-se necessário, através dos dados disponíveis, compreender numericamente essa sazonalidade. Uma das maneiras é através do índice de sazonalidade, determinado pela seguinte equação:

$$IS = \frac{1}{1,83X_a} \sum_{n=1}^{12} \left| X_n - \frac{X_a}{12} \right| \quad (1)$$

em que X_a é o total anual de precipitação e X_n é o valor de precipitação mensal. Valores de $IS < 0,2$ indicam precipitação bem distribuída, valores de $0,6 < IS < 0,8$ indicam um clima sazonal e valores de $IS > 1,2$ indicam precipitação mal distribuída, ou seja, a chuva tende a cair em um único mês (SHUTTLEWORTH, 2012).

Dentre as escalas comentadas, a precipitação **diária** é a que apresenta maior variabilidade, pois mesmo em locais úmidos, durante a estação chuvosa não há garantia de chuva todos os dias. Há grande frequência de dias sem precipitação e ainda pode existir registros de chuvas diárias significativamente altas. Logo, a avaliação da média diária de precipitação não se mostra estatisticamente útil (COLLISCHONN, 2015).

Portanto, avaliar a precipitação provável se torna uma medida mais estável para representar a chuva diária, ou seja, avaliar se o valor da ocorrência de precipitação foi maior ou menor que uma precipitação provável. Também pode se especificar a precipitação diária em termos de dias de precipitação com uma quantidade igual e/ou superior a um valor pré-definido.

3.3.5 Análise espacial

Os estudos de análise temporal de precipitação, em sua grande maioria, são para locais pontuais, pois os dados de precipitação são coletados de forma pontual. No

entanto, devido as diferenças do tipo e escalas dos processos atmosféricos, há uma grande variabilidade espacial da precipitação (SHUTTLEWORTH, 2012; SENE, 2010).

A estimativa da precipitação média de uma área tem grande importância em estudos hidrológicos ou previsão de eventos extremos (secas e inundações). Em áreas relativamente planas é possível calcular a precipitação média da área, através da média aritmética simples que fornecerá uma estimativa adequada. No entanto, essas condições não são comumente observadas, assim foram desenvolvidas técnicas para tal estimativa.

Existem duas maneiras de forma geral: métodos de mapeamento, destaca-se o método das isoietas e computacionais (como a Krigagem e o método do inverso da distância) e métodos geométricos como o método dos polígonos de Thiessen ou triângulo.

Método das isoietas

a. Construir isoietas (linhas que unem valores iguais de precipitação), com base nos valores medidos.

b. Utilize um mapa de relevo e superponha com o mapa de isoietas, a fim de facilitar o traçado das isoietas.

c. Obter a área entre as isoietas, que pode ser calculada por planimetria (neste método, sobrepõem-se ao mapa topográfico uma grade quadriculada em escala conhecida, e conta-se o número de quadrículas inseridas no mapa

topográfico; multiplicando-se o número de quadrículas pela área de cada quadrícula, obtém-se a área desejada) ou computacionalmente.

d. A obtenção da precipitação média (P_m) de uma área é calculada ponderando-se a precipitação média entre as isoietas sucessivas e a área entre as isoietas, totalizando-se esse produto e dividindo pela área total, expresso na equação 2:

$$P_m = \frac{\sum \left(\frac{h_i + h_{i+1}}{2} \right) A_i}{A} \quad (2)$$

em que h_i é o valor da isoieta de ordem i e h_{i+1} o da isoieta de ordem $i+1$, A_i é a área entre duas isoietas e A a área total da bacia.

Método de Thiessen

a. Unir os postos pluviométricos através de um segmento de reta, em cada segmento de reta deve-se traçar perpendicularmente a bissetriz (é o local geométrico que divide o segmento de reta no centro), construindo uma rede de polígonos, ilustrado na Figura 2.

b. Obter a área de influência de cada posto pluviométrico em função da delimitação dos polígonos.

c. A precipitação média será calculada pela equação 3.

$$P_m = \frac{1}{A} \sum A_i P_i \quad (3)$$

em que P_m é a precipitação média da bacia, A_i é a área de cada polígono (mostrado na Figura 2), e P_i a precipitação correspondente a cada posto pluviométrico.

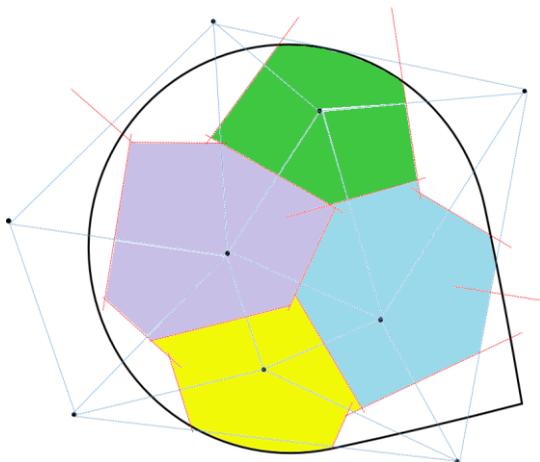


Figura 2. Representação dos polígonos de Thiessen, para o cálculo da precipitação média de uma bacia hidrográfica.

3.3.6 Análise de chuvas intensas

Em diversos estudos faz-se necessário o conhecimento sobre algumas características fundamentais da chuva, tais como intensidade, duração e frequência.

A partir de dados pluviográficos é possível determinar uma relação entre a duração da precipitação e sua intensidade, visto na equação 4 (TUCCI, 2000):

$$I = kt^{-n} \quad (4)$$

em que I é a intensidade de precipitação (mm.h^{-1}), t a duração da precipitação (horas) e k e n são constantes que dependem das condições locais da área de estudo.

Essa relação indica que as precipitações com intensidades maiores tendem a ser de curta duração.

A análise da frequência da precipitação, pode ser realizada utilizando series anuais, ou ainda series parciais (construída com os valores máximos de magnitude de precipitação ocorrida no período analisado). Sendo que as distribuições de frequência podem ser avaliadas em relação a sua probabilidade de ocorrência e período de retorno.

O período de retorno é o intervalo de tempo em que um determinado evento pode ser superado ou igualado pelo menos uma vez.

De uma maneira geral, a relação intensidade, duração e frequência é descrita por equações do tipo (TUCCI, 2000):

$$i = \frac{c}{(t+t_0)^n} \quad (5)$$

em que i é a intensidade máxima de precipitação (mm min^{-1}), para uma duração t . t_0 , C e n são parâmetros para serem determinados em função da localidade.

Alguns autores como Mello et al. (2001), Svensson et al. (2007) e Oliveira et al. (2008) relacionam o C com o período de retorno, por meio de equações 6 e 7:

$$C = kT^n \quad (6)$$

em que T é o período de retorno, k , n e C parâmetros que dependem do local.

$$i = \frac{kT^a}{(t+b)^c} \quad (7)$$

em que t é a duração da precipitação (min), T o período de retorno (anos), k , a , b e c são os parâmetros de dependem da localidade.

Uma medida adicional que tange as chuvas intensas é a precipitação máxima provável (PMP), que pode ser definida como o maior volume de precipitação estimada fisicamente possível para uma região em uma determinada época do ano (SHUTTLEWORTH, 2012).

Uma variável meteorológica que influencia na PMP é a água precipitável (w) que pode ser estimada utilizando dados de radiossondagem e pela seguinte equação (SHUTTLEWORTH, 2012).

$$w = \frac{1}{g} \int_{p_{sup}}^{p_{top}} \frac{e}{p-e} dp \quad (8)$$

em que g é a aceleração da gravidade, p a pressão de vapor, medida em função da altura da radiossonda, desde a superfície do solo até o topo da subida (local onde o balão estoura) e e a pressão de vapor de saturação.

No entanto sabe-se que nem toda água presente na atmosfera será convertida em precipitação. Há diversos estudos sobre precipitação máxima provável, mas por enquanto não há um método universal.

3.4 Infiltração e Armazenamento de Água no Solo

Ao pensarmos na disponibilidade de água dentro do solo temos que entender como essa água passa da superfície, ou seja, da atmosfera, para dentro do solo. Precisamos entender quais fatores influenciam essa quantidade de água que ficará disponível tanto para o abastecimento como para as plantas.

Então, o que é infiltração?

Infiltração é o nome dado ao processo pelo qual a água atravessa a superfície do solo. Assim, enquanto ocorre a infiltração as camadas superiores do solo apresentam um maior teor de umidade em comparação as mais profundas. A partir do momento em que não se tem mais infiltração, o movimento descendente da água será dado por um outro processo chamado de **percolação** (BRANDÃO et al., 2012)

A Figura 3 apresenta o perfil de umedecimento do solo, onde, a partir do momento em que a água atinge a superfície, uma parte vai infiltrar, passando para dentro do solo, e uma outra parte vai escoar superficialmente. Podemos observar que o solo é dividido em zona de aeração, ou seja, uma zona não saturada e, abaixo desta, a zona de saturação, onde encontra-se o lençol freático. Este, por sua vez, é delimitado em sua parte inferior pela rocha, responsável pela impermeabilização em profundidade, limitando a percolação de água dentro do perfil do solo (MELLO; SILVA, 2013).

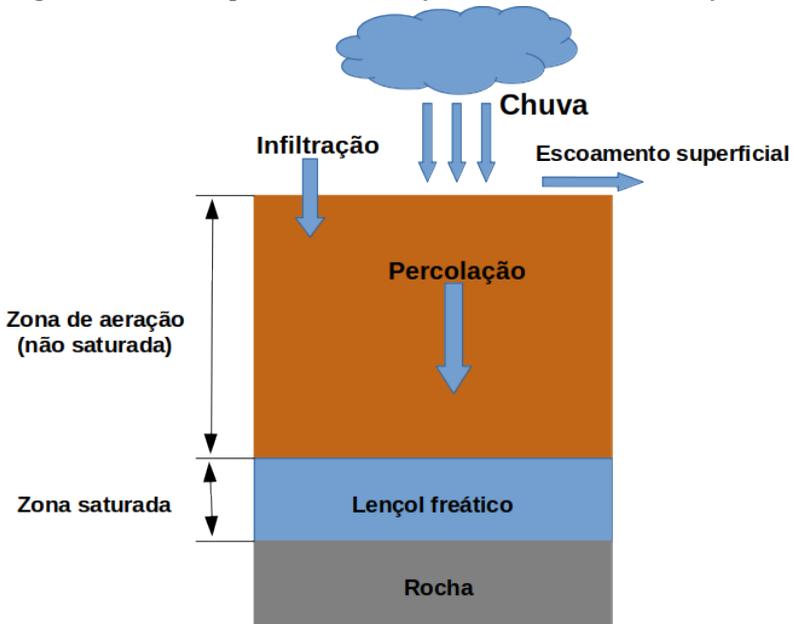


Figura 3. Perfil de umedecimento do solo.

Para entendermos a eficiência de um solo para infiltração e armazenamento de água precisamos entender qual é a sua composição. De maneira bem simples podemos considerar o solo como uma mistura de materiais sólidos líquidos e gasosos (Figura 4) (MARTINS, 1976). Onde estão incorporados muitos organismos vivos (como bactérias, fungos, insetos e vermes) e matéria orgânica, especialmente nas camadas superiores, próximo à superfície.

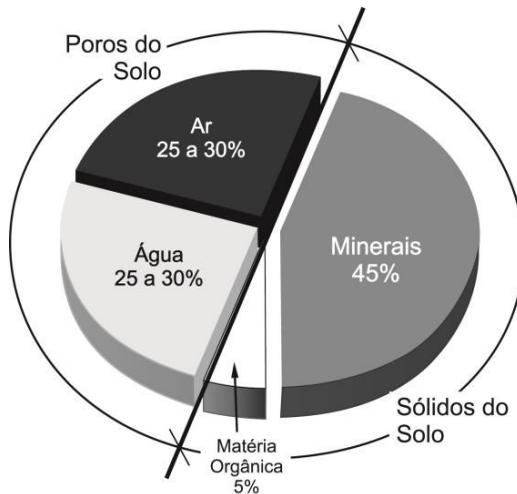


Figura 4. Composição do solo.

Fonte: Adaptado de LEPSCH; 2002.

A parte mineral do sólido solo (parte sólida) é analisada em relação ao tamanho das partículas, ou seja, em relação ao diâmetro das partículas, que são classificadas, de maneira geral, como argila (0,0002 – 0,002 mm), silte (0,002

- 0,02 mm), areia fina (0,02 - 0,2 mm) e areia grossa (0,2 - 2 m).

A **porosidade** é definida como a fração de espaços vazios em relação ao volume total do solo, sendo assim, quanto maior a porosidade de um solo maior a capacidade dele em reter água ou maior a taxa de infiltração desse solo.

Quando os poros estão completamente ocupados por água, o solo está **saturado** e, ao contrário, quando está com os poros completamente ocupados de ar, tem-se um solo completamente **seco**. Portanto, é dessa forma que normalmente é medido o grau de umidade do solo.

Dentro deste contexto pode-se determinar algumas características importantes em relação armazenamento de água no solo:

a. **Capacidade de campo (CC)** definida como sendo o conteúdo de umidade no solo sujeito a força da gravidade. É a quantidade de água retida pelo solo depois que o excesso tenha drenado e a taxa de movimento descendente tenha decrescido acentuadamente;

b. **Saturação** é a condição em que todos os poros estão ocupados por água, ou seja, com a capacidade de campo igual a 100%.

c. **Ponto de murcha permanente (PMP)** é uma característica do solo para qual a planta não consegue mais retirar água e morre, ou seja, quando o armazenamento de água atinge o PMP as plantas não têm mais força necessária para retirar essa água do solo, sendo assim, acabam

murchando e morrendo, por isso o nome do ponto de murcha permanente.

d. **Capacidade de água disponível (CAD)** representa a quantidade de água no solo disponível para planta. Onde:

$$CAD = CC - PMP \quad (9)$$

e. **Capacidade de infiltração (CI)**, é o potencial que o solo tem de absorver água pela superfície, em termos de lâmina de água por tempo;

f. **Taxa real de infiltração (TI)** é taxa de água infiltrada em função da disponibilidade de água para penetrar no solo.

3.4.1 Fatores que intervêm na capacidade de infiltração

A infiltração é um processo que depende em maior ou menor grau de diversos fatores relacionados ao solo, à superfície, ao manejo do solo e outros (BRANDÃO et al., 2012) Alguns desses fatores são explicados abaixo:

a. **condição da superfície ou natureza da superfície considerada** é fator determinante no processo de infiltração. Como exemplo, tem-se que áreas urbanizadas, e, portanto, com alta taxa de impermeabilização do solo, apresentam menores velocidades de infiltração do que as agrícolas principalmente quando essas têm cobertura vegetal;

b. **tipo de solo** é primordial pois a textura e a estrutura são propriedades que influenciam expressivamente a infiltração;

c. **condição do solo** em geral o preparo do solo tende a aumentar a capacidade de infiltração. No entanto se as condições de preparo e manejo do solo forem inadequadas, a capacidade de infiltração poderá tornar-se inferior à de um solo sem preparo, principalmente se a cobertura vegetal presente sobre o solo foi removida;

d. **umidade inicial do solo** influencia no preenchimento dos poros por água, ou seja, para o mesmo solo a capacidade de infiltração será tanto maior quanto mais seco estiver o solo inicialmente.

e. **carga hidráulica** quanto maior for a carga hidráulica, isso é, a espessura da lâmina de água sobre a superfície do solo maior deverá ser a taxa de infiltração;

f. **temperatura**, por influenciar na viscosidade da água, influencia na velocidade de infiltração, que aumenta com a temperatura devido à diminuição da viscosidade da água.

g. **compactação do solo por máquinas ou por animais** diminui a taxa de infiltração da água no solo por diminuir o espaçamento entre as partículas diminuindo então a porosidade dificultando a infiltração.

h. **compactação do solo pela ação da chuva** influencia na infiltração reduzindo a capacidade de infiltração. A intensidade dessa ação varia com a quantidade de cobertura vegetal, com a energia cinética da precipitação e com a estabilidade dos agregados do solo.

i. **cobertura vegetal** pode influenciar de diferentes formas na taxa ou capacidade de infiltração. (i) O sistema radicular das plantas cria caminhos preferenciais para o movimento da água no solo, o que conseqüentemente aumenta o tempo de infiltração. (ii) a presença de cobertura vegetal reduz o impacto das gotas de chuva e promove o estabelecimento de uma camada de matéria orgânica em decomposição, que favorece a atividade microbiana de insetos e de animais, o que contribui para formar caminhos preferenciais para o movimento da água no solo. (iii) age também no sentido de reduzir a velocidade do escoamento superficial e, portanto, contribui para aumentar o volume de água infiltrada.

3.5 Escoamento Superficial

O escoamento superficial é constatado quando, em determinadas condições, a água começa a escoar sobre a superfície pela ação da força da gravidade, formando nas ranhuras do terreno (rede de drenagem) pequenos córregos temporários ou escoando na forma de uma lâmina em superfícies menos rugosas (PRUSKI et al., 2010)

Este é um importante componente do ciclo hidrológico por gerar picos de vazões nos rios em decorrência de eventos de chuva em algum lugar qualquer da bacia hidrográfica. Entretanto, é um dos temas mais complexos da hidrologia pois depende das características da bacia, que raramente apresentam uniformidade, e porque a água

precipitada que atinge o solo pode tomar vários caminhos até chegar ao curso d'água (COLLISCHONN; DORNELLES, 2015).

A água que escoar superficialmente é um recurso vital para as comunidades, e um enorme desafio para a engenharia que busca soluções para dar suporte à sua gestão.

3.5.1 Fatores que influenciam o escoamento superficial

A geração do escoamento superficial ocorre por meio de dois processos principais: precipitação com intensidade superior à capacidade de infiltração do terreno, e precipitação sobre solos saturados. É fundamental que se tenha em mente que a água só irá escoar superficialmente após a superação da capacidade de infiltração do solo e do preenchimento das pequenas depressões do terreno.

Na fase inicial da precipitação as gotas de chuva formam uma película laminar sobre as superfícies. Essa lâmina superficial vai se tornando mais espessa com o decorrer do evento de chuva, preenche as pequenas depressões do terreno para, então, escoar em direção as áreas mais baixas pelas linhas de maior declividade do terreno. Essas águas que ainda não têm um caminho preferencial de escoamento são conhecidas como águas livres (TUCCI, 2000).

À medida que as águas livres convergem para os pontos mais baixos, passam a escoar em conjunto por pequenos canais que formam a microrrede de drenagem, que por sua vez tornam-se caminhos preferenciais pelos efeitos erosivos das águas livres. Os cursos d'água, mais ou menos perenes, encaminham, agora, as águas sujeitas para seu destino final.

A água precipitada chega ao curso d'água por quatro caminhos distintos: o escoamento superficial, o escoamento subsuperficial ou hipodérmico, o escoamento subterrâneo ou de base, e pela precipitação direta sobre a superfície livre do rio. Nesta seção nos deteremos ao estudo do escoamento superficial direto, aquele escoamento rápido, que ocorre como consequência direta das chuvas.

3.5.2 Grandezas características e conceitos fundamentais

A vasta aplicação das águas que são transportadas por rios e similares justifica o interesse da engenharia sobre suas medidas. É importante conhecer o escoamento superficial que passa por um determinado ponto de um curso d'água.

Um conceito fundamental, e importantíssimo, para o estudo do escoamento superficial é o da bacia hidrográfica, ou bacia de contribuição, já discutido anteriormente. As características que definem a bacia hidrográfica são as

mesmas que determinam os fluxos de água precipitados em sua área.

Outro conceito importante para o estudo do escoamento superficial é o de seção do curso d'água. Consiste em uma vista em corte do leito do rio no ponto do exutório. A depender do estudo, a seção pode incluir o leito maior do rio, também chamado leito de inundação, ou, somente, o leito médio, que é por onde escoam as águas na maior parte do ano. Quando o nível de água na seção, normalmente medido por uma régua, é correlacionado à vazão do escoamento, esta, então, é denominada “seção de controle”, e a curva que, graficamente, relaciona a leitura da régua (nível d'água) com a vazão é conhecida como “curva-chave”.

Entre as grandezas que caracterizam o escoamento superficial (PINTO et al., 1976; GARCEZ; ALVAREZ, 1988; TUCCI, 2000), aqui serão listadas as mais importantes, as quais são:

a. Nível da água – é a altura atingida pela água na seção transversal do curso d'água, estabelecido, sempre, em relação a uma determinada referência. O valor obtido pode ser instantâneo ou correspondente à média de um período (dia, mês, ano, etc.);

b. Altura média – é a relação entre o volume total escoado em um intervalo de tempo e a área da bacia, medida em milímetro [mm];

c. Velocidade – é a relação entre a distância percorrida pela partícula líquida (gota de chuva) e o tempo gasto no percurso, medida em $m.s^{-1}$;

d. Declividade da linha de água – é a relação entre a diferença de nível entre dois pontos da superfície líquida e a distância entre os pontos, medida em $[m.m^{-1}]$ ou $[cm.km^{-1}]$ ou $[m.km^{-1}]$;

e. Vazão – também conhecida como deflúvio superficial ou descarga. Representa o volume de água, por unidade de tempo, que atravessa o exutório. É a principal grandeza a caracterizar o escoamento e suas unidades são, normalmente, $[m^3.s^{-1}]$ e $[l. s^{-1}]$. Quando medidos, é comum ter-se dados de vazões máximas, médias e mínimas do curso d'água principal;

f. Vazão específica – é a relação entre a vazão e a área da bacia hidrográfica, medida em $[l. s^{-1}.m^{-2}]$;

g. Módulo de deflúvio anual – é o volume total escoado em um ano, medido em $[m^3]$ ou $[km^3]$;

h. Coeficiente de deflúvio – o coeficiente de escoamento superficial, ou deflúvio superficial, ou coeficiente de *run-off*, é definido pela relação entre o volume de água escoado pela seção transversal do curso d'água e o volume da água precipitada na bacia contribuinte. Esta grandeza pode referir-se a uma chuva isolada ou a um intervalo de tempo no qual observa-se a ocorrência de vários eventos de precipitação;

i. Frequência – é o número de ocorrência de uma mesma variável em um dado intervalo de tempo, em termos

de escoamento superficial a variável comumente analisada é a vazão;

j. Tempo de concentração – é o intervalo de tempo, contado a partir do início da precipitação, necessário para que a água precipitada no ponto mais distante da bacia hidrográfica chegue ao exutório;

l. Precipitação efetiva – é a altura de chuva precipitada que provoca o escoamento superficial. É normalmente referida a um determinado intervalo de tempo, para eventos simples a duração é a mesma do evento de chuva e para eventos complexos (mais de um evento) a duração é o total da chuva (incluindo as “pequenas” interrupções).

Dessas grandezas, somente o nível de água, a velocidade, a vazão e a declividade podem ser obtidas por medidas diretas, todas as demais são determinadas de forma analítica.

O nível da água é a grandeza que constitui a base dos estudos fluviométricos, devido a facilidade com que podem ser efetuadas suas observações. O conhecimento dessa grandeza, através do registro sistemático, possibilita correlacioná-la à vazão, e, ambas, são particularmente interessantes para estudos ligados ao controle de inundações, à navegação, e à ocupação dos espaços ao longo de cursos d'água pela urbanização e obras hidráulicas. Instrumentos de medidas instantâneas ou registradores como limnímetros e limnígrafos são comumente utilizados.

O conhecimento do campo de velocidades em uma seção auxilia na determinação da vazão nesta seção do curso

d'água, e, também, importa à navegação e ao estudo do transporte de sedimentos. Na hidrologia, em geral, a velocidade é medida por meio de flutuadores e molinetes, mas cabe citar que também podem ser utilizados micromolinetes, sondas com orifícios, correntômetros marítimos, pêndulos hidrométricos e outros, usados em outras áreas de estudo que necessitam desta grandeza hídrica.

A vazão de um curso d'água é a grandeza de maior interesse no campo da engenharia. Existem diversos métodos para a medição da vazão, mas descargas de dezenas de metros cúbicos por segundo tem dados com maior confiabilidade quando obtidos por meio do conhecimento do campo de velocidade da seção transversal do curso d'água. Podem ser obtidas determinações diretas, adotando-se processos volumétricos, com medidas em vertedores e calhas medidoras, determinação por processos químicos e, por fim, o cálculo da vazão a partir da medição das velocidades obtidas na seção transversal. Detalhes a respeito da vazão serão discutidos mais adiante, ainda neste capítulo.

3.5.3 Hidrógrafa

Hidrógrafa, ou hidrograma, é a representação gráfica da vazão registrada em uma seção de um curso d'água decorrente da precipitação na bacia contribuinte. Quando se faz a representação das vazões médias diárias de um

determinado ano hidrológico, esse gráfico recebe o nome de fluviograma.

3.5.3.1 Fatores que influenciam a forma do hidrograma

Um grande número de fatores pode influenciar a forma do hidrograma, sendo os mais importantes o relevo, a cobertura da bacia, as modificações artificiais produzidas no rio, a distribuição, duração e intensidade da precipitação, e o tipo e umidade do solo.

Relevo

A densidade da rede de drenagem e a declividade da bacia contribuinte conduzem a um hidrograma mais ou menos achatado, dependendo do menor ou maior escoamento de base, respectivamente.

A forma da bacia, também relacionada com o relevo, influencia significativamente no comportamento do hidrograma, sendo esta influência definida por meio do coeficiente de compacidade (kc) e do fator de forma (kf). Uma bacia radial concentra o escoamento em um trecho menor do curso principal, antecipando e potencializando o pico de vazão, quando comparado ao de uma bacia alongada. Já, em uma bacia estreita e alongada, na calha do curso d'água principal prevalece o escoamento, logo, o percurso até o exutório é mais longo, resultando no amortecimento das vazões (MELLO e SILVA, 2013).

Cobertura vegetal

A cobertura vegetal tende a retardar o escoamento superficial, facilita a infiltração e aumenta a evapotranspiração na bacia hidrográfica. Estudos experimentais discutidos por Collischonn e Dornelles (2015) mostram aumento das vazões máximas em bacias desmatadas, mas reflorestamentos não apresentaram a redução desejada nos picos de cheia, parecendo que o efeito da vegetação (reflorestamento ou desmatamento) se limita às pequenas cheias, mostrando impacto maior sobre os eventos com menor tempo de retorno (de 5 a 20 anos).

Em áreas urbanas, de terreno mais impermeabilizado e rede de drenagem mais eficiente, a geração do escoamento superficial é mais rápido e concentra grandes volumes em um único ponto (efeito da bacia radial), antecipando e aumentando a vazão de pico.

Modificações artificiais no curso d'água

A construção de reservatórios, barramentos e a canalização de rios modificam completamente o hidrograma deste curso d'água. Reservatórios e barramentos tendem a reduzir a vazão de pico e distribuir o volume ao longo do tempo, resultando em um hidrograma mais achatado. Porém a canalização do rio, mais comum em áreas urbanas, tende a aumentar o pico de vazão.

Precipitação: variabilidade na intensidade, duração e frequência

É essencial ter-se clareza sobre o fato de que a precipitação não é uniforme em toda a bacia contribuinte, sendo tão mais heterogênea sua distribuição, intensidade e duração quanto maior for a área coletora.

Para exemplificar esta situação considere um evento de chuva que tem início na parte baixa da bacia, e seu “epicentro” desloca-se para montante, o hidrograma resultante deste evento pode ter até dois picos de vazão (FIGURA 5a).

Em uma situação hipotética em que o evento de precipitação possua intensidade constante e tenha duração igual ao tempo de concentração da bacia, então a vazão de pico formará um patamar no hidrograma, e a curva entra em recessão logo após o término da chuva (FIGURA 5b).

O tipo de precipitação também modifica o hidrograma, tendo relação direta com as dimensões da bacia hidrográfica. Chuvas convectivas em bacias pequenas ($A < 500 \text{ km}^2$), podem provocar grandes picos de enchente. Este efeito se reproduz em bacias hidrográficas de grande porte (milhares de km^2) em eventos de precipitação frontal ou períodos prolongados de dias consecutivos de chuva em latitudes tropicais.

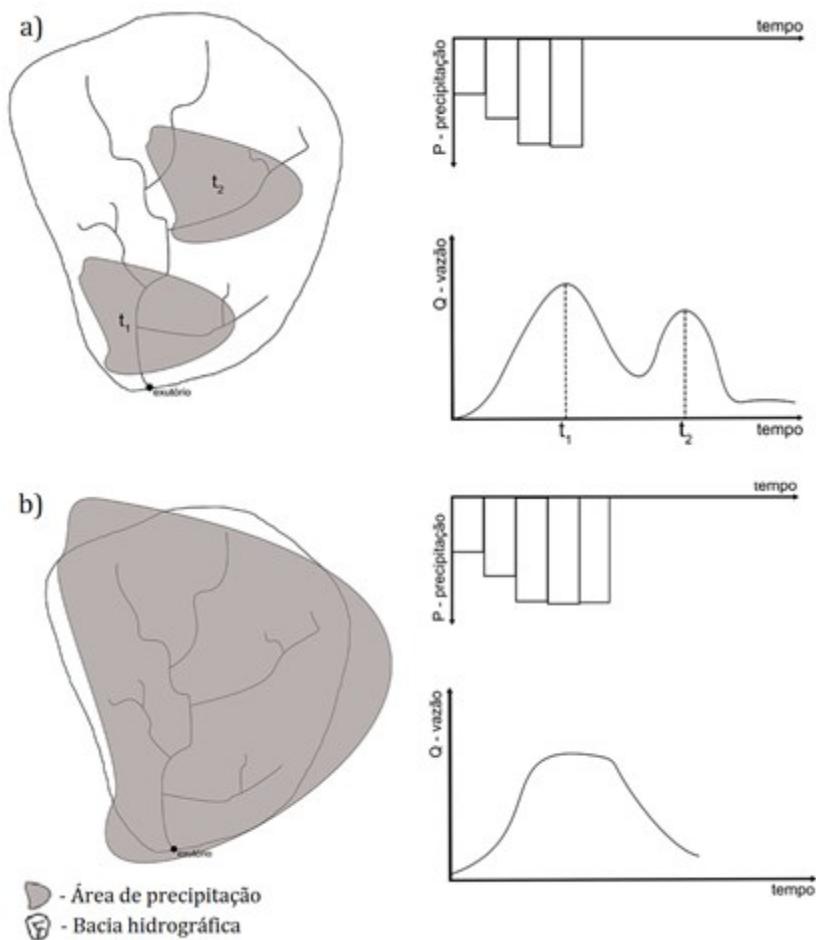


Figura 5. Bacia hidrográfica, Hietograma e hidrograma de um evento de chuva isolado em diferentes pontos da bacia (a) e evento de precipitação que cobre a maior parte da área de drenagem da bacia hidrográfica (b).

Solo

Quando se avalia a interferência do solo sobre o padrão do hidrograma diversas condições precisam ser consideradas. O tipo de solo, suas características físicas, o teor de umidade e até mesmo o nível do lençol freático irá propiciar condições mais ou menos favoráveis para a geração do escoamento superficial direto. Quanto mais favorável à infiltração mais retardado será o pico de cheia, por exemplo.

3.5.3.2 Análise do hidrograma e seus componentes

Em eventos de chuva intensa, a maior parte da vazão de um rio é gerada pela parcela da precipitação que não consegue infiltrar no solo e escoar imediatamente para o curso d'água aumentando a vazão. É desta maneira que ocorrem os picos de vazão e as cheias ou enchentes.

A partir das Figuras 5 e 6 acompanha-se o comportamento temporal da precipitação na bacia contribuinte e da vazão e do nível da água em um rio hipotético, bem como é possível identificar os diversos componentes do hidrograma.

Pode-se resumir o hidrograma da seguinte forma: perdas iniciais, intervalo de tempo desde o início da precipitação (t_0) até a geração do escoamento superficial direto; início da contribuição do escoamento superficial direto (ponto A); ascensão da curva, entre A e B; o pico de

cheia, ou vazão de cheia (ponto B); recessão da curva, entre B e C, e; fim da propagação do escoamento superficial direto, e retomada, exclusiva, do escoamento de base (ponto C).

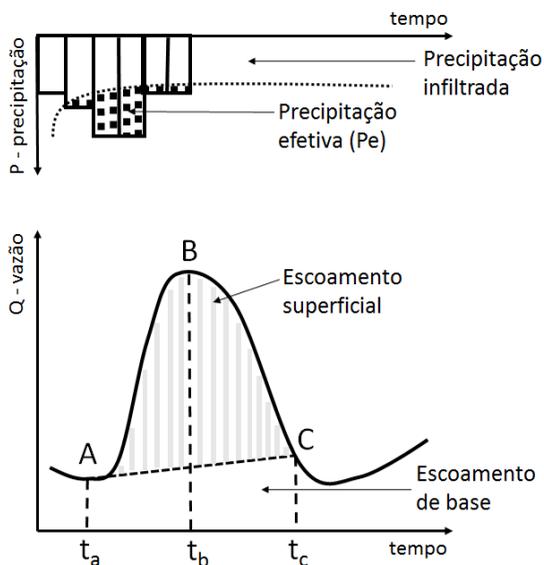


Figura 6. Hietograma e hidrograma de um evento de chuva isolado.

Fonte: Adaptado de COLLISCHONN; DORNELLES, 2015.

Assim que iniciada a precipitação, uma parcela será interceptada pela vegetação e demais superfícies do ambiente, e parte ficará retida nas depressões do terreno, caracterizando as perdas iniciais do evento de precipitação,

que perdura por um determinado intervalo de tempo. No início desta fase o nível do rio e do lençol de água subterrânea contribuinte estavam na posição MNO, como indicada na Figura 7.

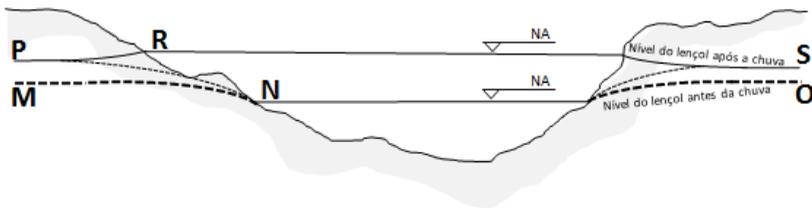


Figura 7. Esquema do nível da água de um rio mediante um evento de chuva isolado.

Fonte: Adaptado de PINTO et al.; 1976.

Preenchidas as depressões e superada a capacidade de infiltração do terreno, tem início a fase do escoamento superficial direto, cujo ponto inicial está representado por **A** na Figura 6, no instante t_a . Cabe ressaltar que a precipitação começou antes de t_a , no instante t_0 . Durante todo o intervalo de tempo entre t_a e t_c observa-se o nível do rio subindo, mesmo com o evento de chuva concluído em um instante anterior a t_c . A duração da precipitação pode ser menor ou igual ao intervalo de tempo necessário para a curva de vazão atingir o pico, ponto **B**, no instante t_b .

Após o instante t_a , quando satisfeitas todas as deficiências hídricas do solo e as depressões preenchidas, o

nível de água do lençol freático cresce até atingir a posição **OS**. O nível de água do rio também acompanha esta alteração passando do nível **N** para **R**. Em termos práticos, a contribuição do lençol subterrâneo ao rio costuma ser representado pela reta **AC** da Figura 6.

Terminada a precipitação, o escoamento superficial prossegue durante um certo tempo e a curva de vazão vai decrescendo, ou seja, entra na fase de recessão, após ser registrada a vazão de pico no ponto B. Nesta fase, o escoamento subterrâneo entra na curva de depleção da água do solo, a partir do ponto C, que reflete uma diminuição lenta da vazão do rio, que passa a ser mantida exclusivamente pelas águas subterrâneas.

Uma parte importante do estudo do comportamento hidrológico de uma bacia hidrográfica, a partir de dados coletados em uma seção transversal de um rio, é separar os escoamentos que determinam o fluxo deste rio.

Estas duas componentes, escoamento superficial e de base, são bastante evidentes no hidrograma, mas separá-las através de técnicas de análise é, de certo modo, um tanto arbitrária. Alguns métodos gráficos são bastante úteis e de fácil aplicação, e consistem da identificação preliminar de dois pontos de inflexão da curva do hidrograma (Figura 6): o ponto A, que marca o início do ramo de ascensão da curva, isto é, onde começa a contribuição do escoamento superficial; e o ponto C, sobre o ramo de depleção da curva (recessão), onde cessa a contribuição do escoamento

superficial e o fluxo é mantido somente pelo escoamento de base.

3.5.3.3 Precipitação efetiva e coeficiente de *run-off*

Em hidrologia a parcela da chuva que se transforma em escoamento superficial recebe o nome de precipitação efetiva (P_{ef}). Seu hietograma, que é um gráfico que registra a precipitação com determinada duração, desconsidera as parcelas da precipitação que foram evaporados, retidos nas depressões e infiltrados, portanto, não incorpora as perdas iniciais.

A precipitação efetiva pode ser determinada por diversas metodologias, quais são: equações de infiltração, índices e relações funcionais. Muitas bibliografias técnicas mostram uma gama variada de metodologias, a citar: Pinto et al. (1976), Tucci (2000; 2005), Collischonn e Dornelles (2015).

Fazendo uso de equações de infiltração e separação do escoamento, como o método modificado de Horton e Grenn Ampt, (BRANDÃO et al., 2012) para a determinação da P_{ef} , as principais dificuldades encontradas estão relacionadas com a estimativa dos parâmetros da infiltração e das perdas iniciais.

Um método muito utilizado para a determinação da P_{ef} é fazendo uso do coeficiente de *run-off* (C). Para sua aplicação é necessário primeiramente realizar a separação dos escoamentos do hidrograma e determinar a área compreendida entre a curva do hidrograma e a linha **AC** que

separa os escoamentos. A área obtida pela Equação 10 é numericamente igual ao volume escoado (Vol_s) superficialmente.

$$Vol_s = \int_{t_a}^{t_c} (Q - Q_b) dt = \int_{t_a}^{t_c} Q_s dt \quad (10)$$

onde Q é a vazão total provocada pelo evento de precipitação em estudo, Q_b é a vazão devida ao escoamento de base, Q_s é a vazão devida ao escoamento superficial, t_a e t_c são os instantes de tempo nos pontos A e C, respectivamente.

Na sequência, conhecendo-se o volume total gerado pelo evento de precipitação (Vol_T), pode-se calcular o coeficiente de escoamento superficial, ou coeficiente *run-off* (C), pela Equação 11:

$$C = \frac{Vol_s}{Vol_T} \quad (11)$$

Dividindo-se, ainda, o volume escoado superficialmente pela área da bacia contribuinte (A), obtém-se a precipitação efetiva do evento de chuva em análise, conforme a Equação 12.

$$P_{ef} = \frac{Vol_s}{A} \quad (12)$$

A metodologia de índices consiste em um procedimento que adota um fator constante para realizar a

separação do escoamento, tendo-se disponível: o índice α , definido pela relação entre o total escoado e o total precipitado durante uma enchente; o índice ϕ , é um valor igual a uma infiltração constante durante a enchente, obtido da razão entre o total de chuva efetiva e o número de intervalos de tempo; e o índice W , que representa a infiltração média durante o tempo em que a precipitação supera a taxa de infiltração. Esta metodologia de índices deve ser utilizada quando se tem conhecimento do escoamento superficial ou utiliza-se coeficiente ajustado com base em outros eventos ou de bacia hidrográfica próxima com características semelhantes.

Há diversas equações que relacionam diferentes grandezas com a precipitação efetiva, mas, comumente, as relações funcionais se dão entre a precipitação total e a P_{ef} . No método SCS-CN (*Soil Conservation Service-curve number*), um dos mais simples e mais utilizados, características do solo e da ocupação da bacia, que condicionam a infiltração da precipitação, são considerados, sendo um método baseado na equação do balanço hídrico aplicada na superfície do solo.

Todos os métodos de determinação da precipitação efetiva apresentam aspectos positivos e negativos, e a escolha por um ou outro método depende, em grande parte, do conjunto de dados disponíveis para o local de estudo.

3.5.4 Método Racional

Este é uma modelagem hidrológica simples de transformação de uma chuva em escoamento superficial, mas seu uso se restringe a pequenas superfícies de drenagem, com áreas inferiores a 2,5km² (PRUSKI et al., 2010). O método utiliza uma equação simples, que reflete um estado permanente da transformação da chuva em vazão, levando em consideração o coeficiente de *run-off* (C), a intensidade da precipitação (i) e a área de drenagem da bacia hidrográfica (A) para a determinação da vazão do escoamento superficial (Q_s), conforme a Equação 13:

$$Q_s = C.i.A \quad (13)$$

Esta situação de estado permanente da transformação da chuva em vazão ocorre, somente, quando a chuva tem intensidade constante e toda a área de drenagem passa a contribuir com a vazão no exutório. Esta condição pressupõe que a duração da chuva seja superior ao tempo de concentração da bacia contribuinte.

A intensidade da precipitação pode ser obtida através de equações de intensidade, específicas para localidade em estudo, ou pela aplicação de distribuição de probabilidades amplamente estudados e discutidos em bibliografias de hidrologia estatística, citando-se Naghettini e Pinto (2007) e Mello e Silva (2013).

3.5.5 Hidrograma unitário

Há diversas metodologias de modelagem do escoamento superficial, cuja representação de seus pormenores é difícil, devido à grande variabilidade das características físicas das bacias hidrográficas, podendo-se adotar modelos lineares ou não-lineares e empíricos ou conceituais.

Um método muito utilizado em estudos hidrológicos é o uso do modelo linear conceitual do hidrograma unitário, cuja hipótese teórica está baseada na relação linear entre a precipitação efetiva e o hidrograma gerado. Conceitualmente o hidrograma unitário (HU) é o hidrograma do escoamento direto, causado por uma chuva efetiva unitária, ou seja, uma precipitação efetiva de 1mm ou 1cm.

Deve-se ressaltar que este método é muito útil e prático, embora não inteiramente correto, pois considera que a chuva efetiva e unitária tem intensidade constante ao longo de sua duração e se distribui uniformemente sobre toda a área de drenagem, condição pouco realista. A uniformidade espacial da precipitação é possível em bacias com áreas menores que 10km², afetando, principalmente, o tempo de pico do HU. A uniformidade temporal (intensidade constante) depende do intervalo de tempo escolhido para definição da intensidade e da variabilidade da precipitação, e uma escolha correta se reflete em poucos erros.

O modelo considera que para uma P_{ef} com uma dada duração, o seu volume, que é igual ao volume escoado

superficialmente, é proporcional à intensidade da chuva e é linear e invariante. A linearidade indica que as ordenadas do HU não se alteram em função da magnitude do evento e nem ao longo do tempo (invariante), pois pressupõem que o evento de P_{ef} tem intensidade constante. Então, por exemplo, considerando-se dois eventos de chuva efetiva de mesma duração, o hidrograma unitário de uma P_{ef} de 2mm é o dobro de uma P_{ef} de 1mm.

Outro princípio importante do HU é o da superposição. Considerando a teoria do hidrograma unitário, as vazões de um HU de escoamento superficial, geradas por eventos de chuva efetiva sucessivas, podem ser obtidas pela soma das vazões dos HUs de escoamento superficial de cada evento individual com a mesma duração.

Aplicando estes dois princípios, da proporcionalidade e da superposição, é possível calcular os hidrogramas resultantes de eventos de chuva complexos, a partir do HU. Para este cálculo é usado um operador matemático de convolução.

3.6 Evaporação e Evapotranspiração

O principal caminho de retorno da água para a atmosfera, é a **evapotranspiração (ET)**, que é a ocorrência simultânea de dois outros processos, a **evaporação** e a **transpiração**.

A **evaporação**, é um processo físico caracterizado pela passagem de um líquido para o estado gasoso, que no caso

da água, também pode ser chamado de vaporização. Esse processo pode acontecer em diversos locais, como oceanos, rios, lagos, solo, calçadas e vegetação úmida. Para que esse processo ocorra, é necessário que energia seja fornecida no sistema, que pode ser provida pela radiação solar direta, ou até, em pequena parcela, pela temperatura do ar, sendo que a força para remover o vapor de água da superfície de evaporação, é a diferença entre a pressão do vapor de água nessa superfície e da atmosfera que circunda o sistema (PEREIRA et al., 1997)

A **transpiração**, por sua vez, é basicamente a perda de água pelas plantas, na forma de vapor que ocorre geralmente através das folhas, nos estômatos. É um processo biofísico pelo qual a água que passou pela planta, fazendo parte de seu metabolismo, é transferida para a atmosfera pelos estômatos, obedecendo uma série de resistências desde o solo, passando pelos vasos condutores (xilema), mesófilo, estômatos e finalmente indo para a atmosfera. Os estômatos são pequenas aberturas nas folhas das plantas, onde a planta regula a passagem de gases e vapor de água entre planta e meio externo (atmosfera). Assim como a evaporação, a transpiração precisa de suprimento de energia. Para isso, em termos de variáveis meteorológicas, essa energia será provida pelo gradiente de pressão de vapor e do vento, e assim a radiação, a temperatura do ar, a umidade do ar e os termos do vento devem ser levados em consideração. Mas a transpiração também deve levar em conta outras características e variáveis, como teor de água

no solo, capacidade do solo de conduzir água até as raízes da planta, encharcamento e salinidade da água no solo, características da cultura, aspectos ambientais e até práticas de cultivo (PEREIRA et al.,2007).

A taxa de ET, que é a quantidade de água perdida de uma superfície cultivada, é geralmente expressa em milímetros (mm) por unidade de tempo (que pode ser hora, dia, mês, década, período de crescimento, etc.).

Existem diferentes ET, que vão se diferenciar dependendo das condições requeridas e do suprimento de água no solo. São elas a potencial ou de referência, real, de oásis, e da cultura.

Evapotranspiração Potencial (ETP)

É aquela que expressa a ET de uma superfície vegetada com grama, com altura entre 8 e 15 cm, crescendo ativamente sem restrição hídrica e cobrindo toda a superfície do solo. Pode também ser chamada de Evapotranspiração de Referência (ET_o), quando se quer conhecer a demanda evaporativa independente da cultura, mas seguindo as condições estabelecidas. Ambas representam a ET máxima e ideal.

Os únicos fatores que afetam a ET_o são fatores climáticos, pois como a água é abundante nesse caso, fatores do solo não afetam a ET. Dessa forma, a ET_o é um parâmetro climático e pode ser calculado a partir de dados meteorológicos.

Evapotranspiração Real (ETR)

É aquela que ocorre quando a quantidade de água é a utilizada realmente, independente de escassa ou não. Ocorre numa superfície gramínea, independentemente de sua área e umidade do solo. Dessa forma, ela ocorre em diferentes situações, podendo assumir valores como o potencial ou a de oásis, por exemplo, dependendo de suas condições de contorno.

Quando não se tem restrição hídrica no solo, a ETR será igual a ETP, mas nunca maior. Dessa forma podemos definir que:

$$ETR \leq ETP \quad (14)$$

Evapotranspiração da Cultura (ETc)

É a ET de uma determinada cultura, em suas diferentes fases de desenvolvimento, e em condições ótimas de plantio, ou seja, sem restrições hídricas no solo, devidamente fertilizada e livre de doenças, atingindo a plena produção sob condições climáticas específicas.

Para o cálculo e estimativa da ETc, têm-se um coeficiente de ajuste, chamado de coeficiente de cultura, Kc, que varia não só em relação aos diferentes tipos de cultura, como em estádios de desenvolvimento de uma mesma planta. O Kc, por sua vez, tem dependência com a área foliar. A área foliar, que é a superfície transpirante, influi na ETc,

pois quanto maior a área foliar, maior será a ET_c para uma mesma demanda atmosférica. Existe um índice chamado de Índice de Área Foliar (IAF) que expressa o tamanho da área foliar em relação à área do terreno ocupado por uma planta que é o utilizado para a obtenção do K_c .

A ET_c se relaciona com a ETP da seguinte forma:

$$ET_c = K_c \times ETP \quad (15)$$

Como estas estimativas são de grande relevância para o estudo de diversas culturas, já se tem pré-determinado o K_c para diferentes espécies e para cada estágio da planta.

Evapotranspiração de Oásis (ETO)

É a evapotranspiração de uma área vegetada úmida (irrigada) que é circundada por uma extensa área seca, de onde provém energia por advecção (calor sensível, H'), a qual aumenta a quantidade de energia disponível para a ET.

A Figura 8 mostra os diferentes tipos de ET descritos anteriormente. Na área seca tem-se ETR, limitada pelas condições de umidade do solo. Na área irrigada (bordadura ou área tampão) tem-se ETO, a qual é condicionada pelos balanços vertical (R_n) e horizontal (H') de energia. No centro da área úmida tem-se ETP, a qual depende única e exclusivamente do balanço vertical de energia.

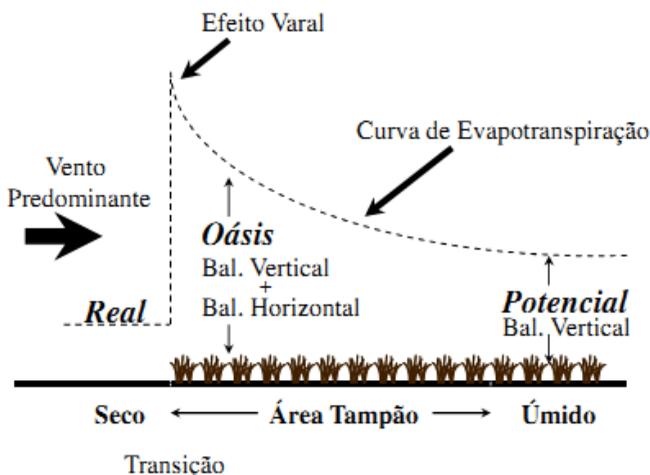


Figura 8. Evapotranspiração de Oásis (ETO).

Fonte: Adaptado de CAMARGO; PEREIRA, 1990.

A evapotranspiração depende de diversos fatores, que podem ser divididos em: (i) **Fatores do Clima:** saldo de radiação, temperatura do ar, umidade relativa do ar e velocidade do vento; (ii) **Fatores da vegetação:** altura, área foliar, tipo de vegetação, albedo, profundidade do sistema radicular; (iii) **Fatores de Manejo e do Solo:** espaçamento/densidade de plantio, orientação de plantio, uso de cobertura morta (plantio direto), capacidade de armazenamento do solo, impedimentos físicos/químicos, uso de quebra-ventos, etc.

De maneira geral, além da disponibilidade hídrica no solo, algo que influi muito nesses processos como um todo, é

a radiação que chega na superfície, e esta, por sua vez, é muito afetada pelo crescimento da cultura e sua copa, que vai fazer com que chegue, cada vez menos, radiação na superfície do solo. Sabe-se que quando a planta é pequena, o processo que tem maior participação na ET, que faz com que a planta perca água, é a evaporação. Mas quando a planta já está mais desenvolvida, a transpiração se torna o processo principal. As variáveis meteorológicas que mais afetam a ET, serão assim, a radiação, a temperatura do ar, a umidade e a velocidade do vento.

3.7 Vazão Máxima e Hidrograma de Projeto

A vazão máxima de um rio é definida como sendo o valor de vazão associado a um risco de ser igualado ou superado. O hidrograma de projeto é uma sequência temporal de vazões relacionadas a um determinado risco de ocorrência. Esta sequência se caracteriza pelo seu volume, distribuição temporal e o valor máximo (pico do hidrograma) (TUCCI, 2000).

A vazão máxima é utilizada na previsão de enchentes e no projeto de obras hidráulicas, e combinada ao hidrograma subsidia o controle e atenuação de cheias, o dimensionamento de obras hidráulicas de drenagem urbana, perímetro de irrigação, diques, extravasores de barragens, entre outros. A estimativa desses valores tem importância decisiva nos custos e na segurança dos projetos de engenharia (COLLISSCHON; DORNELLES, 2015).

3.7.1 Vazões máximas

A vazão máxima pode ser estimada com base: no ajuste de uma distribuição estatística; na regionalização de vazões; e na precipitação. Diversos autores apresentam métodos de estimativa da vazão máxima citando-se: Tucci (2000, 2005) Naghettini e Pinto (2007), Mello e Silva (2013), Collischonn e Dornelles (2015), entre outros.

Fórmulas empíricas são utilizadas para a determinação da vazão em função da área da bacia e de dados de precipitação. O método racional é mais popular por sua simplicidade e praticidade, mas limitado à pequenas bacias hidrográficas segundo Tucci (2000).

Para bacias maiores Collischonn e Dornelles (2015) e Tucci (2005) recomendam modelos de transformação chuva-vazão, que, em geral, estão baseados em métodos de cálculo da chuva efetiva e no hidrograma unitário.

Em bacias urbanas é especialmente importante a estimativa por métodos com base em dados de precipitação. É mais frequente o registro de dados de precipitação do que de vazão, mesmo assim, a cobertura espacial de pluviômetros e pluviógrafos é insuficiente em muitas regiões, particularmente no Brasil e em outros países subdesenvolvidos, somando-se a isso a descontinuidade nos dados de séries históricas. Para mitigar essas dificuldades são aplicados métodos de regionalização de vazões ou de precipitação, associado a modelos de transformação de

chuva-vazão, quando necessário (NAGHETTINI; PINTO, 2007; MELLO; SILVA, 2013).

3.7.1.1 Vazões máximas com base em séries históricas

A hidrologia estatística coloca à disposição de engenheiros e gestores diversas distribuições de probabilidade úteis ao ajuste de valores de vazão máxima, que utilizam séries amostrais anuais ou parciais de vazão.

Em se tratando de vazões máximas a série histórica é escolhida de tal forma a não incluir vazões pequenas, o que prejudicaria o resultado da estimativa das vazões máximas, subestimando-as, e tomando-se o cuidado de existir pelo menos um valor por ano, evitando a descontinuidade da série histórica.

O uso de séries amostrais anuais deve ser privilegiado, e as parciais devem ser utilizadas quando os registros existentes na área de estudo são reduzidos e quando desejar-se estimar a vazão com tempos de retorno pequenos, em geral menores que 5 anos (NAGHETTINI; PINTO, 2007).

Alguns cuidados devem ser tomados para a escolha das vazões: i) selecionar a vazão máxima instantânea para cada ano hidrológico, com período completo; ii) na ausência de linígrafo, utilizar a vazão máxima diária ou a maior vazão das leituras diárias; iii) em postos com linígrafo, obter o valor máximo. Identificando falhas nos dados em um ano hidrológico, verificar se o período que falta ocorre nos meses

secos, analisando postos vizinhos. Comparando os postos fluviométricos, observe se a maior enchente na região de interesse está contida nos meses da falha. Se os dados faltantes corresponderem ao período seco e havendo fortes indícios de que o pico de enchente não se insere no período da falha, adote o valor de vazão do posto vizinho para preencher a falha (TUCCI, 2000; 2005).

Para que o ajuste de distribuição de probabilidade aos dados históricos seja confiável e reflita de forma mais fidedigna possível a realidade, os dados da série de valores amostrais devem ser independentes, estacionários e representativos da população. Vários testes que verificam estas condições são descritos nas bibliografias de hidrologia estatística (TUCCI, 2000).

3.7.1.2 Vazões máximas com base na precipitação

Como discutido na seção referente a determinação da precipitação efetiva, o método racional pode ser utilizado para o cálculo da vazão máxima em bacias hidrográficas pequenas, menores que 2km^2 segundo Tucci (2000). Este método permite estimar a vazão de pico em função do tempo de concentração e do coeficiente *run-off* da bacia contribuinte. Os princípios básicos dessa metodologia são, resumidamente: a duração da precipitação intensa de projeto é igual ao tempo de concentração da bacia; adota um único coeficiente de perdas, estimado com base nas

características da bacia (coeficiente *run-off*); e não avalia o volume de cheia e a distribuição temporal das vazões.

Dados de precipitação são mais abundantes e as séries históricas costumam ser longas, já os dados de vazão são mais escassos. Sabendo-se da relação entre a precipitação, que ocorre na área de drenagem, e a vazão no exutório da bacia, é possível utilizar modelos de transformação chuva-vazão.

3.7.2 Hidrograma de projeto

Como já discutido, a disponibilidade de dados de precipitação é muito superior à de vazão. Por esta razão, o desenvolvimento e aplicação de modelos que relacionam a precipitação à vazão ou ao escoamento superficial direto é um dos procedimentos mais comuns em projetos de obras hidráulicas.

O hidrograma de projeto é uma sequência temporal de vazões relacionadas a um risco de ocorrência, por isso, geralmente são adotadas as vazões máximas. A estimativa de vazões máximas pode ser obtida a partir de eventos de chuva observados, entretanto, é mais frequente a sua aplicação com eventos idealizados, ou seja, a partir de chuvas de projeto.

A determinação do hidrograma de projeto de uma bacia hidrográfica envolve as seguintes etapas (TUCCI, 2005): i) discretização da bacia; ii) determinação da chuva de projeto; iii) estimativa dos parâmetros do modelo nos

diferentes cenários; e iv) simulação dos cenários de risco e alteração da bacia.

Quando a bacia hidrográfica é suficientemente pequena para que a distribuição temporal e espacial da precipitação possa ser considerada uniforme, ou seja, que a precipitação média não resulte em um escoamento tendencioso no exutório, a discretização pode ser dispensada. Porém, como critério à discretização da bacia hidrográfica, isto é, divisão em sub-bacias menores, deve levar em consideração a uniformidade espacial da precipitação, a homogeneidade da cobertura vegetal, tipo de solo, relevo, locais de interesse e obras hidráulicas, condições que interferem no escoamento.

A chuva de projeto é um evento de precipitação idealizado, ao qual está associado um tempo de retorno, ou uma probabilidade de que esse evento venha ser igualado ou superado em um ano qualquer dentro de um período pré-estabelecido. O tempo de retorno da vazão máxima gerada por uma chuva de projeto é igual ao tempo de retorno da própria chuva de projeto. As principais características da chuva de projeto são a duração, a intensidade média e a distribuição temporal.

Normalmente as chuvas de projeto são obtidas de curvas que relacionam a intensidade, a duração e a frequência das chuvas, denominadas curvas IDF. Estas curvas são obtidas de análises estatísticas de chuva intensas. O tempo de retorno, que é uma grandeza que representa o inverso da frequência de ocorrência de um determinado

evento de chuva, depende das características do projeto e dos potenciais riscos associados.

Para garantir que toda a bacia esteja contribuindo, simultaneamente, com o escoamento que chega ao exutório, onde será estimada a vazão máxima, define-se que a duração da chuva de projeto seja, no mínimo, igual ao tempo de concentração da bacia. Se a duração for menor que o tempo de concentração então o pico de cheia será subestimado, pois não haverá a contribuição de toda a área de drenagem para o escoamento no exutório.

A intensidade da chuva de projeto pode ser obtida da curva IDF, de maneira direta se o dado de precipitação for de pluviógrafo, ou aplicando-se o método de desagregação, para durações menores do que um dia, quando a precipitação for obtida com pluviômetro.

Depois de definidos a intensidade e a duração da chuva de projeto é necessário definir sua distribuição temporal. O método racional para cálculo das vazões máximas, considera a hipótese de que a chuva apresenta uma distribuição temporal uniforme durante a sua duração. Entretanto, na geração de chuvas de projeto longas, cujas vazões são calculadas pelo método do hidrograma unitário, a distribuição temporal da chuva não é uniforme. Dentre os vários métodos utilizados para criar uma distribuição temporal da chuva de projeto, o mais frequentemente utilizado é o método dos blocos alternados.

Com a discretização da bacia realizada, se necessário; com chuva de projeto determinada, as duas últimas etapas

para a determinação do hidrograma de projeto têm relação com o modelo a ser adotado. Precisa-se, então, obter-se a estimativa dos parâmetros do modelo nos diferentes cenários; e realizar simulação dos cenários de risco e alteração da bacia, sendo tais etapas, aqui, resumidamente descritas.

Preferencialmente, os parâmetros dos modelos devem ser definidos na seguinte ordem: (1) baseado nos dados históricos do local: ajuste do modelo aos dados observados e escolha da faixa de valores em que as vazões do hidrograma de projeto serão geradas; (2) sem dados no local: ajuste dos parâmetros com base em dados do posto vizinho, cuja bacia apresente características semelhantes e possibilite a transposição dos parâmetros para a bacia de interesse; (3) estimativa dos parâmetros com base no conhecimento físico da bacia e uso de tabelas da literatura (TUCCI, 2005).

A etapa de simulação dos cenários de risco e alteração da bacia consiste em uma etapa mais prática, onde condições de um determinado local e evento de precipitação são aplicados ao modelo escolhido, podendo-se inferir sobre eventos e riscos possíveis, mediante diferentes cenários.

A metodologia do serviço de conservação do solo do departamento de agricultura dos Estados Unidos (SCS-USDA Soil Conservation Service United States Department of Agriculture), é muito utilizada para a geração do hidrograma de projeto, e está baseada nas premissas do HU e da chuva de projeto. Nesta metodologia a chuva de projeto tem duração menor que o tempo de concentração da bacia

hidrográfica. O tempo de concentração é dividido em vários intervalos de tempo cumulativos, gerando, assim, um hietograma de projeto. Aplicando-se o método CN (*curve number*), ou número da curva, em cada chuva intensa calculada para cada intervalo de tempo acumulado, obtém-se a P_{ef} . As precipitações efetivas geradas são reorganizadas ao longo do tempo, de modo a maximizar a vazão de pico, realocando-se as seis primeiras precipitações efetivas. Então, o maior valor de P_{ef} passa a ocupar o 4º intervalo de tempo, o segundo maior ocupa o 5º intervalo, o terceiro maior se realoca no 3º intervalo, o quarto maior valor de P_{ef} fica no 6º intervalo de tempo e o sexto maior valor ocupa do 2º intervalo de tempo; os demais valores permanecem nas mesmas posições. As ordenadas do hidrograma são obtidas por meio das equações de convolução na forma matricial, tendo o intervalo de tempo do hietograma de projeto como base para o intervalo de tempo e duração das variáveis envolvidas.

3.8 Conclusões

Á água é um recurso finito e imprescindível para a vida humana, e o gerenciamento dos recursos hídricos é uma atividade de suma importância para garantir à todos água em quantidade e qualidade suficientes. Para gerir bem os recursos hídricos é necessário o conhecimento do ciclo hidrológico e seus componentes.

Neste capítulo, foi possível entender os conceitos básicos de cada componente do ciclo hidrológico, bem como uma breve revisão sobre a obtenção e avaliação de vazões de projeto, que se destaca por sua gama de aplicabilidade em obras hidráulicas.

3.9 Referências bibliográficas

AYOADE, J. O. **Introdução a climatologia para os trópicos**. 9. ed. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 2003. 332 p

BARRY, R. G.; CHORLEY, R. J. **Atmosfera, tempo e clima**. Porto Alegre: Bookman , 9ed. 2013, 512p.

BRANDÃO, V. S.; CECÍLIO, R. A.; PRUSKI, F.F.; SILVA, D.D. **Infiltração da água no solo**. 3ª Edição, Viçosa. UFV 2012. 120 p.

CAMARGO, A.P.; PEREIRA, A.R. **Prescrição de rega por método climatológico**. Fund. Cargill. 1990. 27p.

CAVALCANTI, I. F. A.; FERREIRA, N. J.; ALVAREZ, M. G.; SILVA, J.; DIAS, M. A. F. S. **Tempo e Clima o Brasil**. 1 ed. Oficina de Textos. 2008. 464p

COLLISCHONN, W.; DORNELLES, F. **Hidrologia para engenharia e ciências ambientais**. 2ª ed. Porto Alegre: Associação Brasileira de Recursos Hídricos. 2015, 336 p.

GARCEZ, L. N.; ALVAREZ, G. A. **Hidrologia**. 2° ed. São Paulo: Blucher, 1988. 291 p.

LEPSCH, I.F. **Formação e Conservação de Solos**. São Paulo: Oficina de Textos, 2002. 216p

MARENGO, J. A. 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, 2a Ed. V.26. 2007. 212 P.

MARTINS, J. A. Escoamento superficial. In: PINTO, N. L. de S.; HOLTZ, A. C. T.; MARTINS, J. A.; GOMIDE, F. L. S. **Hidrologia básica**. São Paulo: Blucher, 1976. 278 p.

MELLO, C. R.; FERREIRA, D. F.; SILVA, A. M.; LIMA, J. M. Análise de modelos matemáticos aplicados ao estudo de chuvas intensas. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v.25, 2001, p.693- 698.

MELLO, C. R.; SILVA, A. M. **Hidrologia: princípios e aplicações em sistemas agrícolas**. Lavras: Ed. UFLA, 2013. 455P.

NAGHETTINI, Mauro; PINTO, Éber José de Andrade. **Hidrologia Estatística**; Belo Horizonte: CPRM, 2007; 552 p.

OLIVEIRA, L. F. C. DE; ANTONINI, J. C. DOS A.; GRIEBELER, N. P. Estimativas de chuvas intensas para o Estado de Goiás. **Engenharia Agrícola**, v.28, p.22-33, 2008

PEREIRA, A. R.; VILLA NOVA, N. A.; SEDIYAMA, G. C. **Evapo(transpi)ração**. Piracicaba: FEALQ, 1997.183p.

PEREIRA, A.R.; ANGELOCCI, L. R.; SENTELHAS, P.C. **Meteorologia Agrícola** (Edição Revista e Ampliada). Piracicaba: USP, 2007. 203p.

PINTO, N. L. de S.; HOLTZ, A. C. T.; MARTINS, J. A.; GOMIDE, F. L. S. **Hidrologia Básica**. São Paulo: Blucher, 1976. 278p.

PRUSKI, F. F.; BRANDÃO, V. S.; SILVA, D. D. Escoamento Superficial. 2ª. ed. Viçosa, UFV. 2010. 87p

SENE, K. **Hydrometeorology Forecasting and Applications**. Springer. 2010, 356p.

SHUTTLEWORTH, W. J. **Terrestrial Hydrometeorology**. Editora: John Wiley & Sons, British. 2012. 448 p.

SVENSSON, C.; CLARKE, R. T.; JONES, D. A. An experimental comparison of methods for estimating rainfall intensityduration-frequency relations from fragmentary records. **Journal of Hydrology**, v.341, p.79-89, 2007.

TRENBERTH, K. E., L. SMITH, T. QIAN, A. DAI, AND J. FASULLO. Estimates of the Global Water Budget and Its Annual Cycle Using Observational and Model Data. **Journal of Hydrometeorology**, 8, 2007. 758–769p. <https://doi.org/10.1175/JHM600.1>.

TUCCI, C.E.M. Escoamento superficial. In: Tucci, C.E.M. **Hidrologia: ciência e aplicação**. 2ª Ed., Porto Alegre: Editora da UFRGS, 2000. 943 p.

TUCCI, C.E.M. **Modelos hidrológicos**. 2ª Ed., Porto Alegre: Editora da UFRGS, 2005. 680 p.

VILLELA, S. M.; MATTOS, A.: **Hidrologia Aplicada**. São Paulo: McGraw-Hill do Brasil, 1975. 250 p.

WHITEMAN, C. D. **Mountain Meteorology: Fundamentals and Applications**. New York: Oxford University Press, 2000. ISBN 9780195132717. Disponível em: http://search.ebscohost.com/login.aspx?direct=true&db=nl_ebk&AN=277638&lang=pt-br&site=ehost-live. Acesso em: 20 abr. 2020.

CAPÍTULO 4

GEOTECNOLOGIAS: PRINCÍPIOS E APLICAÇÕES METEOROLÓGICAS

Heliofábio Barros Gomes

Laurizio Emanuel Ribeiro Alves

Felipe Souza dos Santos

Glauber Vinícius Pinto de Barros

Rafael Araújo da Silva

4.1 Introdução

Nos últimos anos, a área de geotecnologias ganhou maior visibilidade através da popularização dos dispositivos GPS (Global Positioning System) e aplicativos como o Google Earth no cotidiano das pessoas. Por razões de entretenimento ou necessidade de localizar destinos através de mapas, esta inserção permitiu avanços profissionais em áreas que necessitam da localização geográfica para solução de problemas. Neste aspecto, as geotecnologias oferecem formas de soluções, capaz de atender diversas necessidades profissionais. São soluções que permitem mapeamento de localidades através de sensoriamento remoto, ferramentas computacionais que auxiliam na produção de mapas digitais, em duas ou três dimensões, assim como dispositivos que podem ser utilizados em trabalhos de campo para

levantamentos em áreas naturais ou que já sofreram alterações por fatores antrópicos.

A preocupação com as adversidades do tempo e do clima remonta ao início da existência do homem, quando as forças naturais eram consideradas manifestações divinas. Com a evolução da humanidade, surgiram diversas correntes de pensamento sobre a relação homem-natureza, principalmente sobre o planejamento das atividades agrícolas diante das adversidades climáticas.

As geotecnologias são cada vez mais utilizadas em estudos meteorológicos, de previsão climática, monitoramento ambiental e mapeamento dos fluxos de energia, tanto para coleta, processamento e análise de dados meteorológicos, como para geração de tabelas e mapas, produzindo um maior número de informações e ampliando a abrangência e as possibilidades de aplicação destas informações. A visualização de fenômenos climáticos por meio da espacialização dos dados e da produção de mapas facilita a interpretação, o entendimento e a percepção desses fenômenos em escala local, regional e global. Dessa forma, contribuem para o sucesso do planejamento agrícola e mapeamento dos fluxos de energia diante das adversidades climáticas e da sustentabilidade da vida no planeta. Na era moderna, as técnicas de coleta, processamento e análise de dados meteorológicos evoluíram rapidamente. Com o avanço da tecnologia da informação e o advento das geotecnologias, quanto maior o número de informações

meteorológicas globais, regionais e locais, maior é a possibilidade de sucesso do planejamento agrícola.

Vários estudos têm sido feitos para levantar as aplicações das geotecnologias, principalmente nos campos da Engenharia e do Meio Ambiente. O geoprocessamento é uma ferramenta importante, por exemplo, no estudo dos recursos naturais. As técnicas de sensoriamento remoto, aliadas aos sistemas de informação geográfica, permitem identificar as características dos agentes modificadores do espaço, reconhecer e mapear, além de estimar a extensão e a intensidade das alterações provocadas pelo homem, contribuindo para o monitoramento presente e futuro dos fenômenos analisados (DE SOUZA, 2009). Neste capítulo abordaremos os princípios e aplicações de geotecnologias, mostrando seu potencial na implementação de modelos e/ou algoritmos voltados para a compreensão da dinâmica de processos biofísicos na interação entre solo-planta-atmosfera.

4.2 Geotecnologias: conceitos e definições

Geotecnologias podem ser definidas como um conjunto de tecnologias voltadas à coleta, ao processamento, à análise e à disponibilização de dados e informações espaciais. Geotecnologias são um conjunto de ferramentas capazes de incorporar o comportamento espacial dos elementos presentes na superfície do planeta, por meio de tecnologias de coleta de dados de sensores remotos, tais como: satélites

e radares, por exemplo. As geotecnologias permitem, então, tratar dados acerca do comportamento espacial dos objetos, da extensão e do formato destes. Essas informações são extraídas de seu comportamento espectral (radiação eletromagnética), que são processados e analisados para a correta identificação dos objetos imageados.

Nos últimos anos, intensificaram-se trabalhos que utilizam geotecnologias voltadas ao tratamento de dados espaciais, principalmente quando relacionados a maior precisão de localização de informações cruciais para o entendimento do tempo e clima.

Geotecnologias possibilitam associar qualquer tipo de informação, mas principalmente as agrometeorológicas, ao espaço geográfico. Não existe uma definição completa e satisfatória para geotecnologia. De maneira simples e didática pode-se afirmar que é um conjunto de tecnologias que usa computadores e programas computacionais para a coleta, tratamento, processamento e modelagem de dados e informações georreferenciados, as geoinformações. Para tanto são utilizadas diversas ferramentas, tais como a geoestatística, o sensoriamento remoto, por meio de imagens de satélite e fotografias aéreas, o Global Positioning System (GPS) e os Sistemas de Informações Geográficas (SIGs).

Os SIGs são programas computacionais que permitem armazenar, analisar e processar geoinformações, associando-as a dados cadastrais por meio de bancos de dados geográficos. Imagens de satélite permitem a

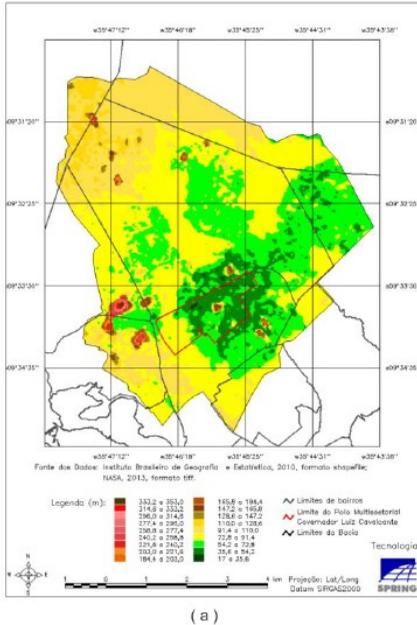
visualização da distribuição das culturas agrícolas e seu estado vegetativo, da temperatura da superfície terrestre, da presença de nuvens e outras informações relevantes que são processadas e analisadas pelo SIG. Dessa maneira, é possível caracterizar as condições ambientais e agrícolas com maior precisão, maior rapidez e menor custo e realizar o monitoramento destas condições com periodicidade pré-definida. Como produtos obtêm-se mapas digitais sobre temas diversos, que podem ser apresentados por municípios e/ou regiões geográficas. Dessa forma, as geotecnologias tornam-se cada vez mais presentes no dia-a-dia da agricultura.

Geotecnologias são ferramentas capazes de incorporar o comportamento espacial desses elementos presentes na superfície do planeta ao processo de geração de informações sobre eles, através da sua localização, extensão e formato. As geotecnologias permitem, então, tratar dados acerca do comportamento espacial dos objetos presentes na superfície do planeta e, também, extrair informações desses objetos com base em tal comportamento.

A principal finalidade dos Sistemas de Informações Geográficas é integrar, numa única base dados, elementos espaciais oriundos de dados cartográficos, cadastrais, censitários, imagens orbitais, que manipulados por meio de diversas metodologias, resultam em produtos temáticos, por exemplo, mapas de hipsometria, mapas de declividade, mapas de população, mapas de pluviometria, mapas de hidrografia, mapas de uso do solo, mapa de vegetação, etc. A

geração destes produtos passa, necessariamente, por diversos procedimentos que se classificam em preliminares e complementares. A hipsometria é uma técnica de representação da elevação de um terreno através de cores. Geralmente é utilizado um sistema de graduação de cores (figura 1). Mapas hipsométricos são mapas que representam a elevação de um terreno através de cores, geralmente utiliza-se um sistema de graduação de cores começam com verde escuro para baixa altitude e, passando por amarelo e vermelho, até cinza e branco para grandes elevações. A figura 1 mostra o mapa hipsométrico da bacia endorréica do Tabuleiro do Martins, onde é notório que a maior classe encontrada pertence à variação de altitude entre 72,8 m e 91,4 m, as menores classes encontram-se exatamente na área de recarga da bacia, esta área possui altitude variando entre 17 m e 35,6 m e encontra-se exatamente na região que foi construído o Polo Multissetorial Governador Luiz Cavalcante, o processo de construção de um polo industrial, devido a presença de grandes indústrias e a necessidade de melhoria das vias para que o escoamento de produção ocorra de forma satisfatória, impermeabiliza o solo, fazendo que a absorção de água para a recarga de aquífero seja extremamente dificultada. Apesar de a região possuir tanques de retenção que visam auxiliar na macrodrenagem da região, estes não se comportam de forma satisfatória, tornando esta região de descarga da vazão da bacia endorréica susceptível a enchentes, como as ocorridas no

ano de 2004, 2007 e mais recentemente em 2012, Figura 1b e 1c.



FORTE: Peplau, 2004

(b)



FORTE: Rubens Partizio, 2012

(c)

Figura 1. Mapa de Hipsométrico e fotos – (a) Hipsometria da Bacia Endorréica do Tabuleiro do Martins, (b) e (c) fotos de enchentes no Polo Multissetorial Governador Luiz Cavalcante.

Fonte: CAVALCANTE et al.; 2013.

Inicialmente, há os recortes temático e espacial, que decorrem da problemática de investigação. As etapas seguintes estão relacionadas com a escolha do conjunto e engenhos de processamento atendendo os princípios de uma configuração básica, e, estabelecendo uma infraestrutura

operacional que permite ao usuário atender seus propósitos. A principal tendência dos usuários de SIG's reside na utilização de valores que são apresentados por alguns sistemas, denominados de default, que, em algumas situações não apresentam os melhores resultados, comprometendo resultados e por conseguinte as discussões e interpretações.

4.3 Sistemas de informações geográficas (SIG)

SIG são os ambientes computacionais onde podemos tratar dados espaciais, inclusive integrando os dados espaciais a dados não espaciais, com o intuito de extrair informações. Atualmente, os SIG podem ser definidos como um conjunto de software, hardware e linguagens computacionais utilizado para a armazenagem, o tratamento, o (geo)processamento e a visualização de dados espaciais. Por meio desses tratamentos, tem-se a possibilidade de gerar informações espaciais/geográficas que, geralmente, servirão como instrumentos de suporte às decisões e como respostas a questionamentos. São exemplos de softwares de SIG mais conhecidos e utilizados no Brasil: ArcGIS (ArcMap), Quantum GIS, Map Info, Spring, gvSIG, GlobalMapper, Google Earth, Terra View, SAGA GIS, GRASS, QGIS.

A figura 2 apresenta um exemplo de dado espacial, de representação vetorial e de dado alfanumérico, integrados no software de SIG QGIS:

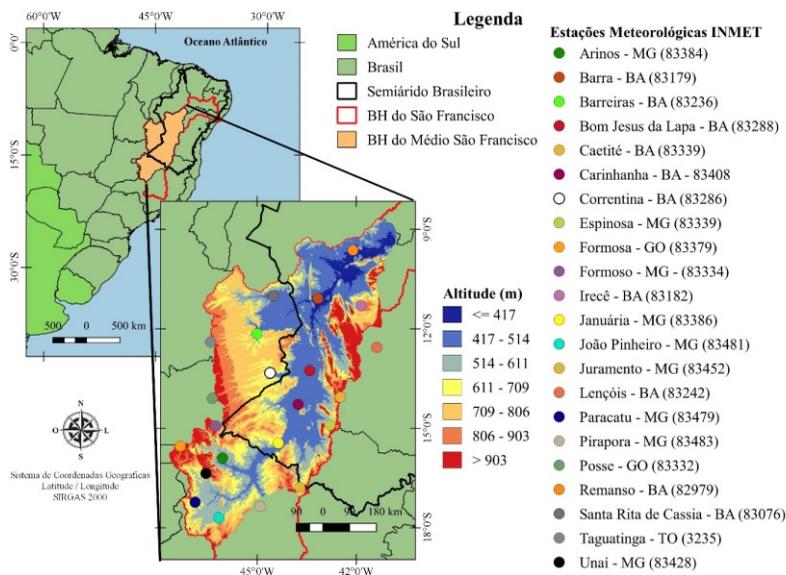


Figura 2. Mapa de localização da Bacia Hidrográfica Médio São Francisco (BMSF), distribuição espacial das estações meteorológicas e altitude (m).

Fonte: ALVES; 2019.

4.4 Sensoriamento Remoto (SR)

É o conjunto de técnicas e instrumentos para adquirir dados sobre objetos sem que haja contato direto com tais objetos. O sensoriamento remoto (SR) consiste na obtenção de dados e informações de objetos sem contato direto com eles, através de sensores. Nas últimas décadas, se tornou um

dos principais instrumentos de aferição de dados de áreas extensas da superfície do planeta.

Uma ferramenta importante, presente em ambientes SIG, é a análise de imagens de Sensoriamento Remoto (SR). O SR é uma técnica que obtém dados da superfície terrestre por meio da captação e registro em imagem da energia refletida/emitida pela superfície, sem que haja contato físico entre o sensor e o alvo estudado. A imagem é analisada a partir do comportamento espectral que os objetos em estudo apresentam em cada comprimento de onda.

O produto do SR é utilizado para diferentes finalidades, nas quais se destacam estudos sobre vegetação, por meio dos Índices de Vegetação (IV), desenvolvidos para auxiliar na otimização da avaliação e detecção de parâmetros biofísicos das plantas, relacionados com a diferença da refletância entre as bandas do espectro. Os dados obtidos nesses cálculos, assim como a experiência e o conhecimento do profissional responsável formam uma base para decisões corretivas e preventivas, minimizando custos e aumentando a produtividade na agricultura.

4.5 Sistemas de posicionamento global (SPG OU GPS)

O GPS é um conjunto de técnicas e instrumentos utilizados para localização na superfície terrestre. Segundo Monico (2000), a partir dos avanços da eletrônica surgiram novas tecnologias baseados na rádio navegação, que utilizava as ondas de rádio e seus impulsos, como o sistema

LORAN (*Long Range Navigation*) e ÔMEGA, entretanto a limitação desses sistemas, o alto custo e a falta de precisão ainda eram problemas presentes. Esses só foram solucionados na década de 1970 com a criação do GPS (*Global Positioning System*) ou Sistema de Posicionamento Global (Figura 3), o marco inicial foi realizado pela antiga união soviética com o lançamento em órbita do primeiro satélite artificial, intitulado Sputnik, porém foram os Estados Unidos, com seu departamento de defesa, que levou em frente o projeto e o intitulou de NAVSTAR (*Navigation Satellite Time and Ranging*), para fins de uso unicamente militares. A partir de 1980, com decisão do então Presidente Norte Americano Ronald Reagan, o GPS passou a ser um sistema aberto para todos, restringindo o de maior precisão ao serviço militar, em seguida em 1995 o mesmo chegou a sua versão final e foi totalmente integrado a novas técnicas de mapeamento terrestre (SANTOS, 2012).

O GPS possui um funcionamento constante, ou seja, 24h por dia, sendo capaz de fornecer coordenadas bidimensionais e tridimensionais a qualquer momento, as mesmas são obtidas a partir da medida das distâncias entre o receptor e o satélite (CARVALHO; ARAÚJO, 2009a).

Segundo estudo feito pelo INPE (Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais), as geotecnologias apresentam uma série de facilidades na geração e produção de dados e informações para o estudo de fenômenos geográficos, como os desastres naturais. Tais desastres são desencadeados por processos complexos que envolvem um grande número de

variáveis geofísicas (relevo, vegetação, rios, precipitação, etc.) e humanas (população, ocupação do solo, pobreza, atividades econômicas, educação, etc.). Consequentemente, os planos preventivos envolvem uma grande quantidade de dados que precisam ser coletados, organizados, armazenados e analisados para serem transformados em informações passíveis de serem aplicadas no processo de prevenção.

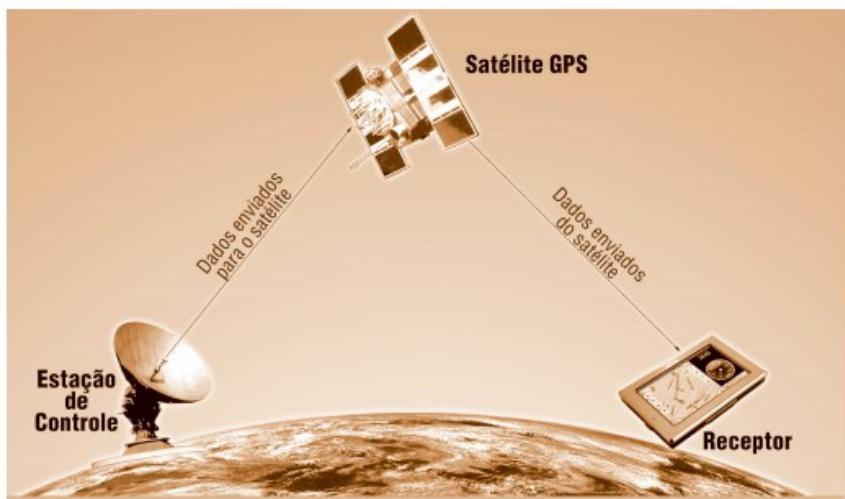


Figura 3. Segmentos do sistema GPS.

Fonte: CARVALHO; 2009.

Na prevenção de desastres naturais, as geotecnologias são utilizadas para realizar principalmente a avaliação de risco, que compreende o inventário dos perigos ou ameaças,

o estudo da vulnerabilidade e o mapeamento das áreas de risco. Assim, são levantados dados como: tipo de perigo ou ameaça (escorregamentos, inundações, vendavais, terremotos, etc.), local de ocorrência, frequência, magnitude, ambiente de ocorrência (topografia, geologia, geomorfologia, hidrologia, uso da terra, etc.), elementos expostos (infraestrutura urbana, edificações, população, dados socioeconômicos e agropecuários, etc.) e outros. As geotecnologias também são utilizadas na definição de rotas de evacuação, identificação de abrigos e centros de operações de emergência, criação e gerenciamento de sistemas de alerta e elaboração de modelos meteorológicos e hidrológicos utilizados na previsão (MARCELINO, 2008).

4.6 Processamentos de Imagens Digitais

A finalidade de apresentar o aporte introdutório dessa publicação tem como premissa a contextualização conceitual referente a geotecnologias, por tratar-se de uma fase considerada complexa, em que a diversidade e heterogeneidade dos diversos componentes, em determinadas situações interagem, potencializando as técnicas e métodos, que por sua vez abastecem o sistema de informações geográficas.

Não obstante ao processo, isso é fato, os novos sensores, como os de alta resolução espacial, os hiperespectrais, os radares, os LIDAR (Light Detection and Raging), tornaram-se realidade. Nesse ciclo, para que as

geotecnologias atendam a demanda crescente do sistema buscam-se, em outras ciências, (matemática, física, cartografia, informática, biologia, agronomia, florestal) conceitos que possam ajudá-las nas respostas e para entender melhor todo esse processo que consiste numa equação ambiental que não se apresenta equilibrada, dando origem aos impactos ambientais, centro das discussões sobre gestão ambiental.

A seguir será descrito etapas que constituem o processo desde a sua aquisição até a geração do produto final de forma georreferenciada, e com a finalidade de facilitar, apresenta-se um infográfico, figura 4.

A primeira etapa refere-se à aquisição das imagens relacionadas com a problemática, tema de pesquisa ou trabalho e ao recorte espacial que será de fundamental importância na espacialidade do projeto. Essas imagens são obtidas por meio de *downloads* em sites de diversas instituições nacionais e internacionais de forma gratuita e por meio de inúmeras empresas especializadas. Neste último caso há custos. No entanto, outra forma é a conversão de documentos cartográficos analógicos, pelo processo de escaneamento, para imagens digitais. As primeiras, normalmente, apresentam-se georreferenciadas, mas, as demais, necessitam ser georreferenciadas.



Figura 4. Fluxograma dos procedimentos quanto ao processamento de imagens orbitais

Fonte: SILVA; 2013.

Estes procedimentos num primeiro momento dão a dimensão de ser simples, mas são importantes, cabe salientar, é alicerce de todo o projeto, portanto, requer a devida atenção, principalmente, no que se refere às resoluções: espacial, temporal, radiométricas, bandas espectrais, isenção de nuvens, e igualmente, as imagens digitais obtidas por meio de processo de escaneamento ~~scannerização~~ quanto aos dpi, que sendo elevados geram

arquivos imensos, que requerem processadores robustos, e por outro lado, dpi baixos geram imagens de baixa qualidade. Nos scanners, DPI, significa dots per inch (pontos por polegada), ou seja, o pixel é a menor unidade de uma imagem, e quanto maior for o número de pixels, melhor representa a resolução espacial. (LUCENA, 2009).

A classificação das imagens é uma das fases mais complexas do sistema de processamento de imagens provenientes de sensores, principalmente, no que tange ao grande volume de dados. Neste sentido, para Figueiredo (2005), em sensoriamento remoto, o processo de extração de informações de imagens visa identificar os diferentes fenômenos ou feições e alvos terrestres que apresentam padrões espectrais similares, ou seja, integrar os pixels de uma imagem a uma classe ou grupo (hidrografia, cultura, área urbana, desmatamento, queimada, vegetação, reflorestamento, etc.). Em conformidade com Novo (2011), a análise de uma imagem pode ser digital ou visual.

4.7 Geotecnologias: Aplicações Agrometeorológicas

O planejamento agrícola e o uso de tecnologias agrícolas precisam de aplicações de meteorologia agrícola. A tecnologia de sensoriamento remoto via satélite ganha cada vez mais reconhecimento como fonte importante de dados agrometeorológicos. Agrometeorologistas de todo o mundo agora podem tirar proveito de uma grande variedade de dados, produtos e serviços observacionais que fluem de

satélites de observação ambiental altamente sofisticados e equipados. Além disso, a tecnologia de Sistemas de Informação Geográfica (SIG) está se tornando uma ferramenta essencial para combinar várias fontes de informações de mapas e satélites em modelos que simulam as interações de sistemas naturais complexos.

A identificação e o mapeamento avaliativo das condições das pastagens em escalas municipais, regionais e nacionais são etapas fundamentais para a formulação e o fortalecimento de políticas de apoio, bem como para a avaliação do efetivo cumprimento das metas acordadas. O que possibilita dimensionar de forma ampla e eficiente a magnitude do problema e com isso contribuir para o planejamento de ações corretivas e tomadas de decisões do pecuarista sobre a recuperação, o manejo e ou uso dessas terras (MILNE et al., 2007). Nesse contexto, procedimentos inovadores baseados em geotecnologias, como imagens de satélites, sistemas de posicionamento global (GPS) e sistemas de informações geográficas(SIG), podem auxiliar no desenvolvimento e no direcionamento de políticas públicas e diretrizes com visão de futuro.

A Organização Meteorológica Mundial (OMM) tem atuado na área de sensoriamento remoto e GIS com aplicações em agrometeorologia. O documento fornece uma breve visão geral do satélite sensoriamento remoto e aplicações GIS em meteorologia agrícola, juntamente com uma descrição do Programa de Atividades por Satélite da OMM. A promoção de novos softwares especializados deve

facilitar as aplicações dos vários dispositivos, tendo em mente a possível combinação de vários tipos de entradas, como dados provenientes de redes padrão, radar e satélites, meteorologia e modelos climatológicos, cartografia digital e modelos de culturas baseados no conhecimento científico aquisição dos últimos vinte anos (SIVAKUMAR; DONALD, 2004).

Nos últimos anos, a produção agrícola tem passado por grandes mudanças. O gerenciamento dos módulos de produção em fazendas atualmente não é mais baseado em aplicações uniformes de insumos nas culturas, pois os elevados custos de produção desafiam essas estratégias. Baseado nisso é que o conceito de Agricultura de Precisão (AP) se adéqua, pois, considerando a variabilidade espacial do meio agrícola, a AP pode reduzir os custos de produção e aumentar a produtividade, fazendo-se o uso muitas vezes de automação e alta tecnologia voltadas à produção agrícola (McKINION et al.,2001; BRANDÃO et al., 2008).

Dados obtidos por SR têm sido utilizados como ferramenta auxiliar nessa nova estratégia de gerenciamento que considera a variabilidade espacial dos fatores que interferem na produtividade das culturas. A utilização de SR na AP vem facilitar o diagnóstico especializado para subsidiar tomadas de decisão no manejo agrícola. No suporte à gestão operacional, no manejo por sítio específico, podem-se ressaltar o delineamento e a classificação das zonas de manejo (ZM) dentro da porção de terreno que se separa do todo por ser uma área cultivada (McBRATNEY et

al., 2005), estas sendo definidas como áreas contíguas e associadas a uma classe de manejo específico (TAYLOR et al., 2007).

Imagens e produtos de SR possuem diversas aplicações nos mais variados campos. Dados de sensores com baixa resolução espacial são utilizados para avaliar a temperatura dos oceanos em escala global, sendo muito utilizados em estudos climáticos, de eventos como El Niño, e modelos de previsão meteorológica e do clima. Outras aplicações incluem estudos para fins de planejamento urbano, analisando a expansão e a ocupação das terras. Para tais, normalmente são utilizadas imagens com maior resolução espacial, dependendo do tema a ser estudado. Avaliações da expansão da área urbanizada podem ser realizadas utilizando imagens com 30 m de resolução espacial (HUPP; FORTES, 2013). Já imagens com maior resolução podem ser utilizadas para a quantificação da urbanização viária (ALVAREZ; GALLO, 2012) e sua relação com a temperatura da superfície (GALLO et al., 2013); planejamento de sistemas de mobilidade urbana (SCHMITT et al., 2013) além de outras aplicações diversas. O SR é muito utilizado em aplicações relativas a estudos de uso e cobertura das terras e de características da vegetação. Neste campo são realizados diversos estudos e aplicações, como a avaliação das alterações no uso e cobertura das terras em diversos locais (BATISTELLA et al., 2002; QUARTAROLI et al., 2006; RODRIGUES et al., 2012; dentre outros), a avaliação de

parâmetros biofísicos e de evapotranspiração da vegetação (ANDRADE et al., 2009, 2012; FACCO et al., 2012).

4.7.1 Agricultura de precisão

A Agricultura de Precisão (AP) consiste em um conjunto de informações e tecnologias que objetiva um gerenciamento mais detalhado do sistema de produção agrícola como um todo, com base no manejo diferenciado de áreas na agricultura, pois fundamenta-se nos conceitos de que as variabilidades de espaço e tempo influenciam nos rendimentos dos cultivos. A AP se distingue da agricultura tradicional por seu nível de manejo, ao invés de administrar uma área inteira como uma única unidade, o manejo é adaptado para áreas de menor dimensão individualmente dentro de um mesmo campo (SENAR, 2011). A agricultura de precisão só pôde se desenvolver a partir da evolução da tecnologia e da informática. No Brasil, foi ter impulso a partir do ano 2000, com o aprimoramento dos sistemas de navegação por satélite e surgimento de máquinas para aplicação a taxas variáveis. Com isso, naquele momento, houve a geração de muitos mapas de produtividade, empregando-se colhedoras embarcadas com receptores GNSS (Global Navigation Satellite System) e sofisticados sistemas de computadores de bordo. Em seguida, mapas que expressavam a variabilidade dos atributos do solo foram também gerados. Essas informações reunidas possibilitaram

ao produtor agrícola adotar uma nova forma de gerenciar a propriedade, otimizando recursos de produção, reduzindo danos ao ambiente e aumentando seus lucros. Isso se tornou possível devido à disponibilidade de ferramentas fornecidas pelas geotecnologias, como o uso dos Sistemas de Navegação Global por Satélite (*Global Navigation Satellite Systems* - GNSS), do Sistema de Informações Geográficas (SIG), de instrumentos e de sensores para medidas ou detecção de parâmetros ou de alvos de interesse no agroecossistema (solo, planta, insetos e doenças).

A agricultura de precisão busca maximizar a produtividade e otimizar recursos e tempo. Aplicamos tecnologias diversas para que o produtor tenha informação detalhada sobre a lavoura e consiga, portanto, adotar estratégias de manejo que o permitam atingir novos patamares produtivos. As tecnologias de Agricultura de Precisão já são uma realidade no campo para os técnicos e produtores rurais. Está se difundindo progressivamente o conhecimento de que existe uma variabilidade nas áreas de produção, que pode ser devido às variações do relevo, solos, vegetação e também do histórico de uso.

Na figura 5, observam-se algumas etapas que a geotecnologia vem atuando na agricultura de precisão.

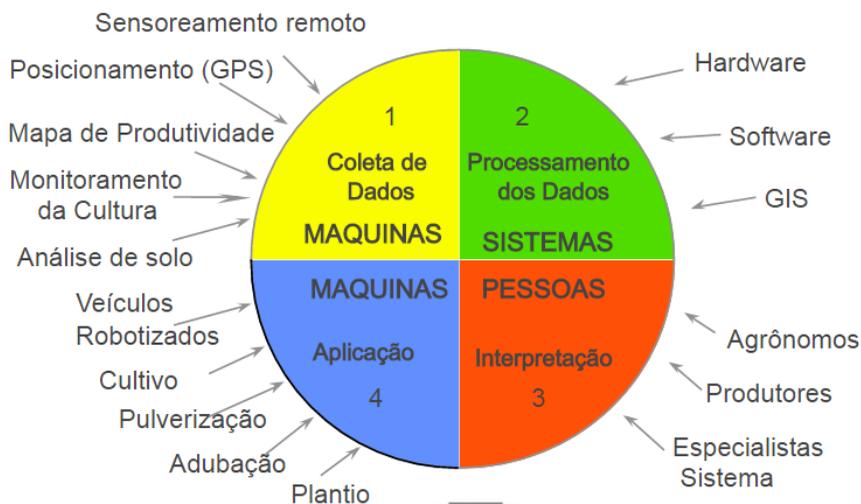


Figura 5. Fases da Agricultura de Precisão.

Fonte: <https://pt.slideshare.net/fruticultura/fabiano-paganella-ap-2012-fruticultura-4>

A diferença na assinatura pode ser observada na Figura 6, por meio das diversas tonalidades de vermelho e verde na composição de bandas 8-3-2, além da textura. É possível notar que as assinaturas de construções e de solo exposto são muito parecidas, até mesmo na banda 8 (0.842 μm), correspondente ao infravermelho próximo, onde as assinaturas normalmente apresentam comportamentos distintos. Devido a essa semelhança, pode-se gerar uma classificação incorreta desses dois alvos. Também se percebe que na região visível (0.490 – 0.665 μm) as curvas dos objetos estão misturadas, em que é difícil distinguir as assinaturas de solo exposto, água e construções, e também

não é clara a distinção entre as assinaturas de bambu, eucalipto e outras vegetações, principalmente na banda azul (0.490 μm).

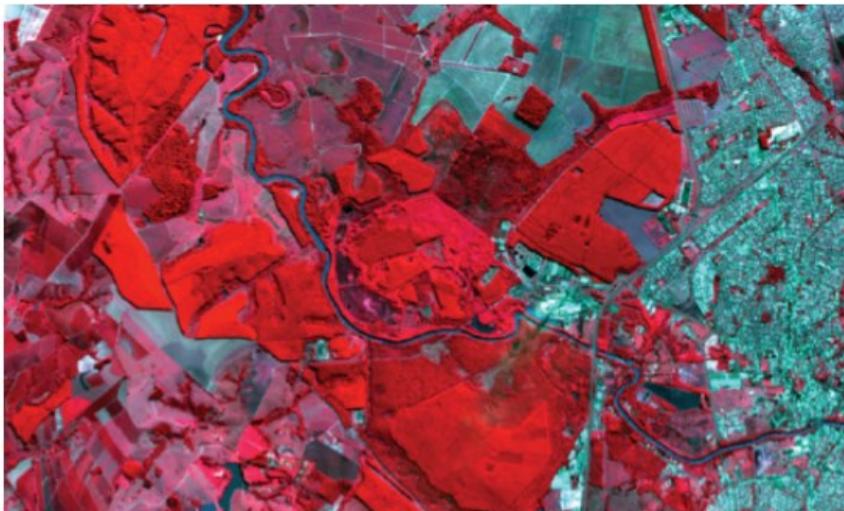


Figura 6. Visualização das bandas 8-3-2 em composição RGB.

Fonte: PEREIRA et. al.; 2016.

As bandas 11 e 12 apresentam-se como uma boa opção para discriminação dos elementos estudados. Todas as superfícies estudadas apresentam-se bem diferenciadas, exceto o eucalipto, das outras vegetações que convergem um sobre o outro. No caso, pode-se dizer que a grande similaridade morfológica entre as espécies de eucalipto e da vegetação local torna difícil sua diferenciação no perfil

espectral, que se explica na região do visível pela absorção do pigmento clorofila (verde) semelhante nas duas vegetações. Além disso, as bandas 11 e 12 correspondentes ao infravermelho de onda curta (Short-wavelength Infrared - SWIR) ajudam na estimativa do quanto de água está presente nas plantas, devido à relação inversa entre absorção e refletância, ou seja, quanto mais água absorvida, menos reflexão.

Geralmente, a água reflete apenas na faixa da luz visível, e praticamente não reflete nas bandas de infravermelho próximo. A água distingue-se facilmente de outras superfícies, pois aparecem claramente delimitadas como áreas escuras, correspondentes a valores de pixel baixos em imagens registradas na gama de infravermelhos próximos. Entretanto, na Figura 6, a superfície de água correspondente ao Rio Mogi Guaçu, mesmo apresentando uma baixa refletância, não expressa a coloração esperada, pois o rio na data que a imagem foi capturada ainda estava afetado pela enxurrada de lama devido a deslizamento em Bom Repouso (MG) em 29 de março de 2016 (G1 SUL DE MINAS, 2016), o que interferiu no seu comportamento espectral, pois havia grande concentração de sedimentos.

A imagem composta com resposta em NDVI - Normalized Difference vegetation Index, desempenha uma simulação temática da superfície delimitada para o município de Botucatu - SP. O NDVI é representado pela faixa que vai de -1 a 1 e quanto mais próximo de -1 menor será o Índice de Vegetação e alvos não abióticos, como a

malha urbana de Botucatu, e quanto mais próximo de 1 maior será o Índice de Vegetação.

Deste modo, a Figura 7 possui os pixels com valores compreendidos entre -0,10 receberam a cor vermelho representando corpos d'água e áreas extremamente degradadas; objetos com valores na ordem de 0,10 receberam a cor salmão (laranja rosado) alvos abióticos como a malha urbana; os pixels com valores na ordem de 0,30 receberam tonalidades de bege (próximo ao branco) representando áreas sem vegetação ou com pouquíssimas representações de biomassa e/ou solo exposto; já para o conjunto de pixel com valores de 0,50 foram designados à cor verde claro representando áreas com vegetação verde muito esparsa, com sanidade vulnerável (não sadia ou sobre algum déficit hídrico) como as pastagens mal manejadas; e por fim, o conjunto de pixel com valor na ordem de 0,70 simulados por verde escuro, representando valores significativos de vegetação.

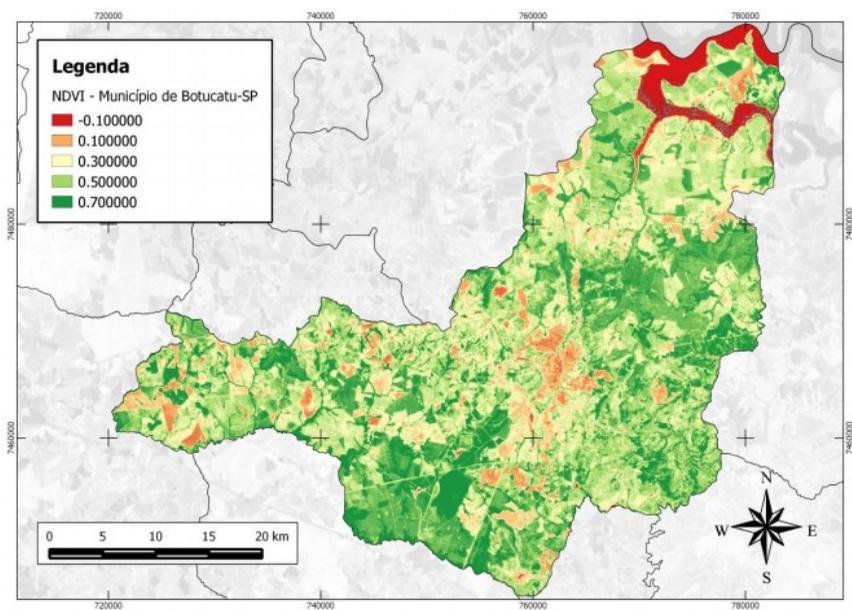


Figura 7. NDVI gerado pela equação das diferenças das banda RED e NIR.

Fonte: RODRIGUES; RODRIGUES, 2012.

4.8 Conclusões

Diante do exposto, ficou clara a importância do uso de geotecnologias, o número crescente de satélites e sensores, bem como a ampliação da capacidade de processamento e armazenamento de dados e informações geoespaciais, contribuíram para a popularização das geotecnologias. Dados de sensores remotos e sistemas de informações geográficas, até pouco tempo de uso exclusivo de técnicos e

pesquisadores, hoje são ferramentas comuns, inclusive no setor agropecuário, em que são utilizados na elaboração de zoneamentos, mapeamentos e monitoramentos do uso e cobertura da terra, além de indicadores de sustentabilidade e competitividade.

O NDVI, sendo uma das principais fontes de fornecimento de informações e identificação dessas áreas, torna-se um eficaz aliado a vistorias em grandes áreas de biomassa (com potencialidades a unidades de conservação), havendo a necessidade de resultados rápidos e eficiente.

A rapidez e exatidão dos cálculos evidencia o domínio cognitivo das pessoas que constroem mapas temáticos. O trabalho pode ser estendido a outros programas (softwares) com as mesmas finalidades, permitindo aumentar o leque de opção dos usuários. Além da abordagem dos seus princípios e aplicações, contribuindo para o manejo, aplicado nas etapas de mapeamento e monitoramento, de onde são extraídas informações essenciais para atuação da agricultura de precisão.

4.9 Referências Bibliográficas

AEB. <http://portal-antigo.aeb.gov.br/visiona-lanca-servico-de-sensoriamento-remoto-por-satelite/> Disponível em: Acesso em: 20/11/2015.

ALVAREZ, I. A.; GALLO, B. C. Árvores de Campinas: quantificação da arborização urbana viária de

Campinas. Campinas: Embrapa Monitoramento por Satélite, (Comunicado Técnico). 2012.

ALVES, LAURIZIO EMANUEL RIBEIRO. **Análise espaço-temporal da chuva e grau de secura via dados observacionais e produtos orbitais para a bacia hidrográfica do médio São Francisco.** Dissertação de mestrado em Meteorologia, ICAT/UFAL. 84p, 2019.

ANDRADE, R. G.; BATISTELLA, M.; VICTORIA, D. C.; BARBOSA, R. A.; PAZ, A. R. **Uso de técnicas de sensoriamento remoto no mapeamento da evapotranspiração de pastagens.** Campinas: Embrapa Monitoramento por Satélite. 2009. 44 p.

ANDRADE, R.G.; SEDIYAMA, G.C.; PAZ, A.R. da; LIMA, E. de P.; FACCO, A.G. Geotecnologias aplicadas à avaliação de parâmetros biofísicos do Pantanal. Pesquisa Agropecuária Brasileira, v.47, p.1227-1234, 2012.

BATISTELLA, M.; GUIMARÃES, M.; MIRANDA, E. E.; VIEIRA, H. R.; VALLADARES, G. S.; MANGABEIRA, J. A. C.; ASSIS, M. C. **Monitoramento da Expansão Agropecuária na Região Oeste da Bahia.** Campinas: Embrapa Monitoramento por Satélite (Documentos, 20). 2002. 39 p.

BRANDÃO, Z. N.; BEZERRA, M. V. C.; FREIRE, E. C.; SILVA, B. B. Agricultura de precisão para gerenciamento do algodão.

In: AZEVÊDO, D. M. P.; BELTRÃO, N. E. M. **O agronegócio do algodão no Brasil**. Brasília: Embrapa Informação Tecnológica, cap. 20. v. 2. 2008. 1309 p.

CARVALHO, E. H.; ARAÚJO, P. C. **Noções básicas de sistema de posicionamento global GPS**. Natal RN: EDUFRN, 2009a. 244p.

CARVALHO, EDILSON ALVES de. **Leituras cartográficas e interpretações estatísticas II** / Edilson Alves de Carvalho, Paulo César de Araújo. – Natal, RN: EDUFRN, 2009. 244 p. 12 v. ISBN: 978-85-7273-525-4.

CAVALCANTE, L. B.; INACIO, A. S.; GOMES, H. B. UTILIZAÇÃO DE IMAGENS DO SATÉLITE WORLD VIEW-2 E DO SENSOR ASTER PARA ANÁLISE DE BACIAS HIDROGRÁFICAS - ESTUDO DE CASO: BACIA DO TABULEIRO DO MARTINS, MACEIÓ/AL. In: XX Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos, 2013, Bento Gonçalves - RS. Anais do XX SBRH, 2013.

DE SOUZA, R. F. **Terras agrícolas e o processo de desertificação em municípios do semiárido paraibano**. Tese de Doutorado. Programa de Pós-graduação em Meteorologia. Universidade Federal de Campina Grande. Disponível em: Acesso em: 27/11/2009.

FACCO, A. G.; RIBEIRO, A.; PRUSKI, F. F.; MONTEIRO, W. C.; LEITE, F. P.; ANDRADE, R. G.; MENEZES, S. J. M. C. Geoinformation techniques to estimate water balance in eucalyptus. **Pesquisa Agropecuária Brasileira**, v. 47, p. 1270- 1278, 2012.

FIGUEIREDO, D. **Conceitos básicos de sensoriamento remoto**. Brasília, DF: Conab, 2005.

GALLO, B. C.; ALVAREZ, I. A.; GARÇON, E. A. M. Comparação entre temperatura de superfície e presença de vegetação viária em dois bairros de Campinas-SP. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE SENSORIAMENTO REMOTO, 16, 2013, Foz do Iguaçu. **Anais**. São José dos Campos: INPE, 2013.

G1 SUL DE MINAS (Minas Gerais). (Ed.). Lama do Rio Mogi Guaçu preocupa moradores em Ouro Fino, MG. 2016. Disponível em: Acesso em: 31 ago. 2016.

HUPP, C.; FORTES, P. T. F. O. Geoprocessamento como ferramenta para análise da ocupação urbana e relação com áreas de preservação permanente na sede do município de Alegre (ES). In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE SENSORIAMENTO REMOTO, 16, 2013, Foz do Iguaçu. **Anais**. São José dos Campos: INPE, 2013. Disponível em: Acesso em: 25 jun. 2013.

LUCENA, L. C. **Not everything is true**. 2. ed. São Paulo: Luiz Carlos Lucena, 2009. 161p.

MARCELINO, E. V. **Desastres naturais e geotecnologias: conceitos básicos**. São José dos Campos: INPE (INPE-15208-PUD/193). 40p. 2008. Disponível em: <http://mtc-m16c.sid.inpe.br/col/sid.inpe.br/mtc-m18@80/2008/07.02.16.22/doc/publicacao.pdf>

MCBRATNEY, A. B.; WHELAN, B. M.; ANCEV, T.; BOUMA, J. Future directions of precision agriculture. **Precision Agriculture**, v. 6, n. 1, p. 1-17. 2005. <http://dx.doi.org/10.1007/s11119-005-0681-8>

MCKINION, J. M.; JENKINS, J. N.; AKINS, D.; TURNER, S. B.; WILLERS, J. L.; JALLAS, E.; WHISLER, F. D. Analysis of a precision agriculture approach to cotton production. **Computers and Electronics in Agriculture**, v. 32, n. 3, p. 213-218, 2001. [http://dx.doi.org/10.1016/S0168-1699\(01\)00166-1](http://dx.doi.org/10.1016/S0168-1699(01)00166-1)

MILNE, E.; AL ADAMAT, R.; BATJES, N.H.;BERNOUX, M.; BHATTACHARYYA, T.; CERRI,C.C.; CERRI, C.E.P.; COLEMAN, K.; EASTER,M.; FALLOON, P.; FELLER, C.; GICHERU, P.;KAMONI, P.; KILLIAN, K.; PAL, D.K.;PAUSTIAN, K.; POWLSON, D.S.; RAWAJÛH, Z.;SESSAY, M.; WILLIAMS, S.; WOKABI, S. National and sub-national assessments of soilorganic carbon stocks and changes: The GEFSOC

modelling system. Agriculture, Ecosystems and Environment. v.122, p.3-12, 2007.

MONICO, J. F. G. **Posicionamento pelo NAVSTAR-GPS: Descrição, fundamentos e aplicações.** São Paulo SP: UNESP, 2000. 287p.

NOVO, E. M. L. M. Sensoriamento remoto – **Princípios e aplicações.** 4. ed. São Paulo: Blucher, 2011.

PEREIRA, LUDMILY DA SILVA., SILVA, DÉBORA DE OLIVEIRA., DENSER, SÉRGIO VICENTE. Sensoriamento remoto aplicado à agricultura de precisão no cultivo de Bambu. Pamboukian Universidade Presbiteriana Mackenzie (UPM). **Revista Mackenzie de Engenharia e Computação,** São Paulo, v. 16, n. 1, p. 8-33, 2016.

QUARTAROLI, C. F.; CRISCUOLO, C.; HOTT, M. C.; GUIMARÃES, M. **Alterações no uso e cobertura das terras no Nordeste do Estado de São Paulo no período de 1988 a 2003.** Campinas: Embrapa Monitoramento por Satélite, (Documentos, 55). 2006. 57 p.

RODRIGUES, C. A. G.; GREGO, C. R.; ALMEIDA, C. G. F.; FURTADO, A. L. S.; TORRESAN, F. E. **Uso e cobertura das terras em área rural de Guararapes, SP: 1972, 1990 e 2009.** Campinas: Embrapa Monitoramento por Satélite

(Embrapa Monitoramento por Satélite. Boletim de Pesquisa e Desenvolvimento, 25), 2012. 24 p.

RODRIGUES, M. T.; Rodrigues, B. T. APLICAÇÃO DO ÍNDICE DA VEGETAÇÃO POR DIFERENÇA NORMALIZADA (NDVI) EM IMAGENS CBERS 2B NO MUNICÍPIO DE BOTUCATU-SP. Revista Brasileira de Engenharia de Biosistemas (UNICAMP), v. 06, p. 139-147, 2012.

SANTOS, H., R. **Comparação entre os métodos GPS e imagem de satélite em levantamentos de áreas florestais.** (Especialização). Universidade Federal do Paraná, Curitiba PR. 2012. 21p

SCHMITT, A.; ROSENFELDT, Y. A. Z.; OLIVEIRA, M. O.; ROSOLEM, G. P. N.; LOCH, C. Proposta de mobilidade coletiva para a Região Metropolitana de Florianópolis pensada a partir de imagens do Satélite GeoEye e banco de dados de software SIG. In: SIMPOSIO BRASILEIRO DE SENSORIAMENTO REMOTO, 16., 2013, Foz do Iguacu. **Anais...** São Jose dos Campos: INPE, 2013. Disponível em: <<http://www.dsr.inpe.br/sbsr2013/capa.html>>. Acesso em: 25 jun. 2013.

SENAR – Serviço Nacional de Aprendizagem Rural (RS); STARA. Agricultura de Precisão – Programa Agricultura de Precisão. Introdução à Agricultura de Precisão. Porto Alegre: SENAR (RS), 2011. p. 1-16.

SILVA, A. M. **Tutorial de SPRING**. João Pessoa: LEPPAE, 2013.

Sivakumar M.V.K. and Donald E. Hinsman. SATELLITE REMOTE SENSING AND GIS APPLICATIONS IN AGRICULTURAL METEOROLOGY AND WMO SATELLITE ACTIVITIES. Agricultural Meteorology Division and Satellite Activities Office World Meteorological Organization (WMO), 7bis Avenue de la Paix, 1211 Geneva 2, Switzerland. 2004. pp, 1-21p.

TAYLOR, J. A.; MCBRATNEY, A. B.; WHELAN, B. M. Establishing management classes for broadacre grain production. **Agronomy Journal**, v. 99, n. 5, p. 1366-1376, 2007. <http://dx.doi.org/10.2134/agronj2007.0070>

CAPÍTULO 5

SEALBA, CARACTERÍSTICAS CLIMÁTICAS DA NOVA FRONTEIRA AGRÍCOLA BRASILEIRA

Fabrcio Daniel dos Santos Silva

Rodrigo Lins da Rocha Júnior

Rafaela Lisboa Costa

Djane Fonseca da Silva

Marcos Paulo Santos Pereira

5.1 Introdução

O Brasil deverá ter em 2020 a maior safra de grãos de sua série histórica. Os dados são do Levantamento Sistemático da Produção Agrícola (LSPA), implantado em 1992 visando atender as demandas da sociedade por informações estatísticas confiáveis. Os dados da produção nacional podem ser encontrados no Sistema IBGE de Recuperação Automática (SIDRA).

O Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (IBGE, 2020) projeta que a produção de grãos em 2020, que inclui os cereais, leguminosas e oleaginosas, será estimada em 243,2 milhões de toneladas, número 2,2% maior que a safra de 2019, que foi de 241,4 milhões de toneladas.

No entanto, para chegar a estes números que colocam o Brasil em posição de destaque mundial na produção de

alimentos, houve um longo período de análises e pesquisas, possibilitando o País sair da posição de importador de alimentos a um provedor para o mundo nos últimos 40 anos.

No início da década de 1970, o potencial agrícola brasileiro era uma questão a ser resolvida, sem relevância econômica sequer para o mercado doméstico, com prevalência de trabalho braçal e desconhecimento de culturas como a soja. Schuh e Alves (1971) chamaram a atenção para a baixa tecnologia empregada no setor agrícola brasileiro, que até então era considerado um entrave para o desenvolvimento do País, pois além de não prover a demanda interna de alimentos com produtos de qualidade, exauria as reservas econômicas com importação de alimentos.

Ainda segundo Schuh e Alves (1971), a agricultura brasileira enfrentava como principais obstáculos o pouco conhecimento sobre seus solos tropicais quanto à resposta destes à aplicações de fertilizantes, a capacidade de desenvolvimento de variedades de altos rendimentos adaptados a tais solos, práticas de manejo inadequadas e a falta de políticas agrícolas voltadas ao desenvolvimento da produção e da produtividade. O resultado era baixo rendimento e pequena produção, apesar da crescente conversão de áreas naturais em lavouras e pastagens.

Este quadro mudou gradativamente a partir da década de 1980, com o Brasil sendo destaque mundial a partir dos anos 2000. A consolidação de pesquisas evoluiu nas diversas unidades da Embrapa, criada em 7 de dezembro de 1972 sob

a denominação de Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária, vinculada ao Ministério da Agricultura. Sediada em Brasília, em 1974 descentraliza-se fundando seus primeiros centros de pesquisa para produtos agropecuários: a Embrapa Trigo em Passo Fundo-RS, a Embrapa Arroz e Feijão em Goiânia-GO, a Embrapa Gado de Corte em Campo Grande-MS e a Embrapa Seringueira em Manaus-AM (ALVES et al., 2013a). Hoje a Embrapa está presente em todas as regiões do País, com importante papel na consolidação do agronegócio brasileiro (ALVES et al., 2013b; BUAINAIN et al., 2014).

Desde a criação da Embrapa, foram instituídas políticas públicas para aumentar a produção e a produtividade agrícola, com investimentos essenciais em pesquisa, desenvolvimento, extensão rural e crédito para produtores (ALVES et al., 2016). O resultado veio com a modernização da agricultura brasileira transformando as commodities agrícolas em fonte de riqueza para o Brasil. Em 2019, o PIB do agronegócio representou 21,4% do PIB brasileiro total (CEPEA, 2020).

Para situar o leitor da trajetória recente dos índices de produção, na Figura 1 mostra-se a evolução de dois índices no tempo, a produção de grãos em milhões de toneladas e a área plantada entre 1975 e 2017. O mais importante deste gráfico é a quebra do paradigma que para se ter maior produção, tem-se que aumentar a área para lavouras e pastagens. Enquanto a produção cresceu mais de seis vezes entre o início e o fim da série, a área plantada apenas

dobrou. Este resultado indica o efeito da tecnologia no campo, que permitiu aumentar significativamente a produtividade das culturas sem efetivamente implicar em aumento de área plantada.

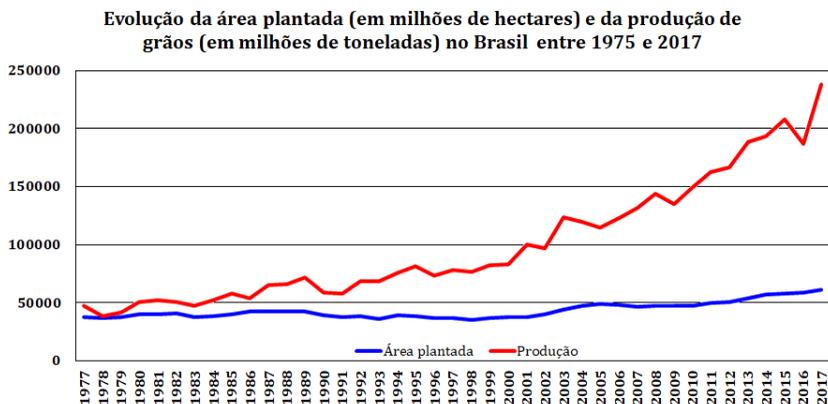


Figura 1. Área plantada versus produção de grãos no Brasil entre 1975 e 2017. No eixo Y, Área plantada em milhões de hectares e produção em milhões de toneladas.

Fonte: CONAB, 2018a.

Para o mesmo período da Figura 1, mostra-se na Figura 2 a evolução da produtividade média, em quilogramas por hectare, de cinco culturas: arroz, feijão, milho, soja e trigo. O trigo teve um aumento de rendimento em torno de 345%, o arroz de 315% e o milho de 270%. A soja e o feijão dobraram o rendimento no período. Vale salientar que a soja era, até a década de 1970, uma cultura praticamente desconhecida na agricultura brasileira, e hoje

o Brasil é o segundo produtor mundial, perdendo apenas para os Estados Unidos, tendo atingido a marca de 114,843 milhões de toneladas na safra 2018/2019, em área plantada de 35,822 milhões de hectares e com produtividade média de 3206 kg/ha (USDA, 2019).

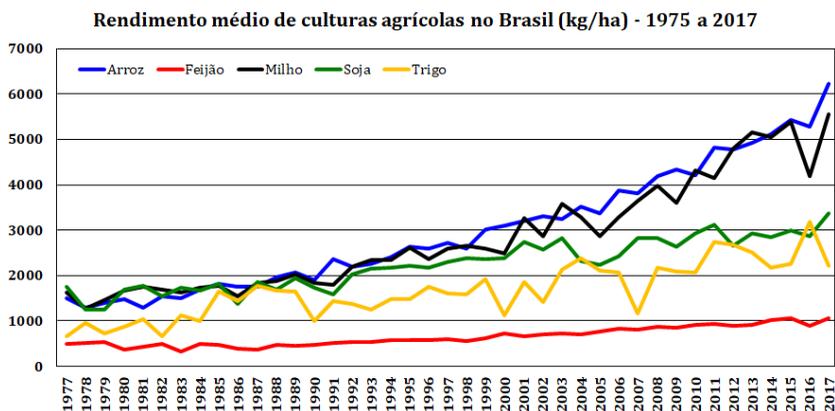


Figura 2. Evolução do rendimento médio (quilogramas por hectare) das lavouras de arroz, feijão, milho, soja e trigo, no período de 1975 a 2017.

Fonte: CONAB, 2018a.

Em um contexto histórico, a agricultura passou por diferentes ciclos e transformações. Geograficamente a agricultura ocupou destaque no leste do Nordeste com a cultura canavieira, e no Sudeste com o café. Com a mecanização e a modernização das atividades, novas fronteiras agrícolas foram sendo desbravadas, e hoje o País

possui complexos agrícolas extremamente desenvolvidos nas regiões Sul, Sudeste e Centro-Oeste.

Na região Sul predominam o cultivo da soja e milho, em menor escala algodão e cana de açúcar. Na região Sudeste as principais culturas cultivadas são o café, a cana-de-açúcar e a fruticultura, com ênfase para os laranjais. A região Centro-Oeste foi a que experimentou a maior expansão da conversão das paisagens naturais ocupadas pelo cerrado e floresta amazônica para a agricultura mecanizada. A região Nordeste mantém sua produção de cana de açúcar na zona da mata. Os três Estados do Nordeste onde se dá a maior produção da cana de açúcar são em Alagoas, Pernambuco e Paraíba, em áreas que se estendem do litoral até aproximadamente 50 a 150km em direção ao interior destes estados (CONAB, 2018b). A região Norte, tradicionalmente produtora de cacau, recebe hoje as principais frentes de expansão agrícola oriundas das regiões Centro-Oeste e Nordeste, em uma região conhecida por MATOPIBA, que detalharemos mais à frente.

Diante de tudo que foi exposto, um fator positivo não pode ser negligenciado quando se comenta sobre o sucesso do agronegócio brasileiro: o papel decisivo do conhecimento agroclimatológico. A Agrometeorologia, ou Meteorologia Agrícola, tem por objetivo colocar a ciência da Meteorologia à serviço da Agricultura (SMITH, 1975). As plantas, domesticadas a fim de produzir alimentos, fibras e diversas outras matérias primas para o homem, tem diferentes requerimentos hídricos e energéticos, e só alcançam níveis

satisfatórios de produtividade se expostas à tais condições ambientais.

O potencial de produtividade de uma cultura é ditado pela disponibilidade de energia e de água, com seu crescimento condicionado pela radiação solar, temperatura e umidade. O potencial produtivo da cultura é relacionado a produção de biomassa, conectada diretamente a disponibilidade energética do meio. O efeito térmico condiciona a produção de plantas sensíveis à horas de frio, o fotoperíodo influencia no pleno desenvolvimento vegetal, o ciclo de vida de patógenos vegetais depende de condições higrotérmicas e de ventilação, que também podem favorecer ou não o ciclo reprodutivo, e a disponibilidade de água que pode se apresentar como o principal fator limitante de safras agrícolas, são alguns dos elementos climáticos que precisam ser conhecidos para maximizar o manejo agrícola e alcançar a produtividade máxima atingível (PEREIRA et al., 2007; SENTELHAS et al., 2016).

Este conhecimento permitiu a expansão agrícola brasileira. Um dos exemplos mais atuais é a fronteira agrícola conhecida por MATOPIBA, acrônimo das siglas dos Estados que a compõem. Segundo a Embrapa (2020), o MATOPIBA compreende o bioma Cerrado dos estados do Maranhão, Tocantins, Piauí e Bahia e responde atualmente por grande parte da produção brasileira de grãos e fibras. Está delimitada a oeste pela floresta amazônica e a leste pelo semiárido nordestino. Esta grande área, pensava-se até

meados da década de 1980, não ser atrativa para atividades agrícolas (SANTOS, 2007).

Apenas no período entre 1996 e 2006, a produção de soja cresceu mais de 280% no MATOPIBA. Destaca-se para esse expressivo aumento na produtividade extensas áreas planas, alta insolação e sazonalidade das chuvas bem definida, concentradas entre 4 a 5 meses. De acordo com Borghi et al. (2016), o conhecimento conjunto de informações climáticas e seus efeitos na produtividade foram fatores decisivos para processos de tomadas de decisão e para o sucesso dessa nova fronteira agrícola do Brasil.

Junto ao desenvolvimento trazido pela riqueza do agronegócio, também vem as alterações do clima. Salvador e Brito (2018) estudaram as tendências de extremos de temperatura e precipitação no MATOPIBA entre 1970 e 2012. Eles observaram que essa região passou por um intenso processo de aquecimento, refletida nas tendências positivas significativas de índices extremos de temperatura da maioria das estações meteorológicas analisadas. Com relação a precipitação, os autores não identificaram um padrão de aumento ou diminuição das chuvas, prevalecendo a variabilidade interanual normal associada a atuação dos sistemas meteorológicos dominantes na região.

Recentemente, uma nova e promissora fronteira agrícola vem sendo alvo de pesquisas e interesse por parte de produtores de grãos, notadamente para a soja. Trata-se de uma região denominada SEALBA, uma região contínua

entre os Estados de Sergipe, Alagoas e Bahia. Conforme documento elaborado pela Embrapa Tabuleiros Costeiros (PROCÓPIO et al., 2016), 33,2% da área da região está em Sergipe (1.707.815 ha), 36,1% em Alagoas (1.859.438 ha) e 30,7% na Bahia (1.581.688 ha), totalizando 5.148.941 hectares. O SEALBA é constituído por 171 municípios, sendo 69 localizados em Sergipe, 74 em Alagoas e 28 no nordeste da Bahia, totalizando 5.148.941 hectares (Figura 3).

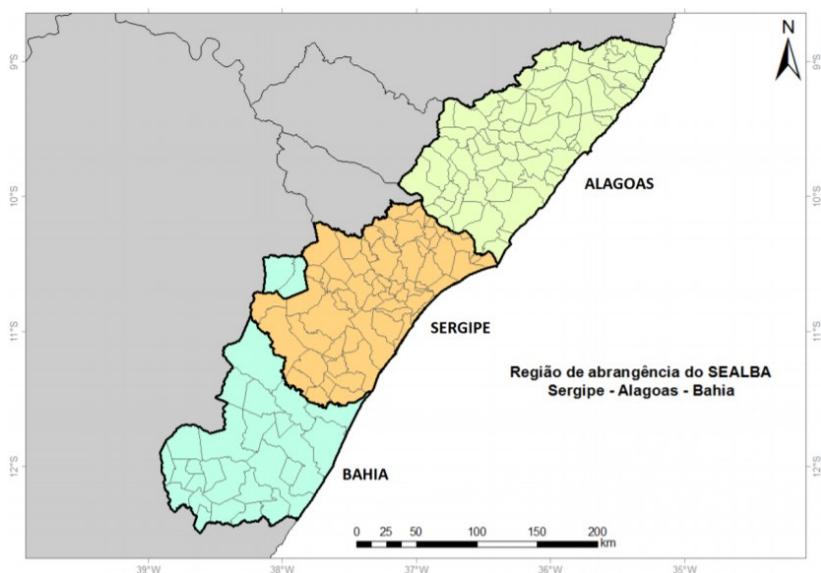


Figura 3. Região do SEALBA.

Fonte: PROCÓPIO et al.; 2016.

Boa parte da produção agrícola praticada na SEALBA é proveniente da agricultura familiar e para subsistência,

associada a agricultores de baixa renda e que empregam pouca ou nenhuma tecnologia, geralmente cultivando culturas consorciadas como milho e feijão, além da mandioca entre outras culturas de subsistência. No estudo conduzido pela Embrapa (HIRAKURI et al, 2016), analisando-se a produtividade do feijão em três municípios distintos da SEALBA (Adustina-BA, Poço Verde-SE e Girau do Ponciano-AL) entre as safras 2009/2010 e 2013/2014, os valores foram de aproximadamente 525, 633 e 326kg/ha. A produtividade média do feijão no Paraná, considerando-se propriedades em torno de 20 hectares, varia de 1500 a 1700 kg/ha.

A partir deste ponto de vista, a introdução de uma cultura como a soja nesta região pode trazer ganhos socioeconômicos consideráveis para os produtores locais, haja visto que sob condições edafoclimáticas regulares, a produtividade média da soja gira em torno de 3000kg/ha.

Entre as vantagens que esta região apresenta, estão a proximidade de dois portos, um em Maceió (AL) e outro em Barra dos Coqueiros (SE), além de outros dois portos em Salvador (BA). Além da logística favorável à exportação dos grãos, outra vantagem é a época de plantio e colheita diferente em relação às regiões produtoras de grão no centro-sul do País e na região do MATOPIBA. Na SEALBA, o ciclo do cultivo seria no período de outono/inverno, enquanto nas demais regiões produtoras o ciclo produtivo se dá entre a primavera e o verão.

Existem inúmeras outras vantagens associadas à introdução da soja na SEALBA: a possibilidade de se tornar um centro de produção de sementes de soja, fortalecimento do mercado regional para a fabricação de rações para alimentação animal, uso de áreas de pastagens degradadas e de cana-de-açúcar, potencial de impulso na produção de culturas irrigadas na região do Baixo São Francisco, principalmente de fruteiras e de arroz, além da presença de agroindústrias e da existência na região de um polo de fertilizantes no estado de Sergipe (PROCÓPIO et al., 2019).

Há algumas desvantagens, e uma delas chama a atenção e será abordada com mais ênfase no decorrer deste capítulo: a irregularidade das chuvas, com destaque para a seca recente e prolongada iniciada no ano de 2012. Segundo Prates et al. (1986), em condições de sequeiro, a variabilidade meteorológica, especialmente o regime de chuvas, constitui-se no principal fator limitante das safras. Nestes casos, a estação de cultivo deve coincidir com a estação chuvosa, a qual nem sempre é adequada e suficientemente longa para suprir as necessidades hídricas da cultura em todos os seus subperíodos de desenvolvimento. Se considerarmos que aproximadamente 32% da área da SEALBA encontra-se na caatinga, este é um fator importante que precisa ser considerado.

5.2 Climatologia do SEALBA

A Organização Meteorológica Mundial (OMM) recomenda o uso de ao menos 30 anos de dados para obtenção de uma climatologia de referência (DINIZ et al., 2018). Entre os municípios de cada um dos Estados da região do SEALBA, há apenas cinco com estações meteorológicas do Instituto Nacional de Meteorologia (INMET), com medições contínuas de variáveis meteorológicas: Maceió, Palmeira dos Índios e Porto de Pedras em Alagoas; Aracajú e Itabaianinha em Sergipe; e Alagoinhas na Bahia.

Com a baixa densidade de estações, espacializar a climatologia das principais variáveis meteorológicas na região pode levar a erros. Para sanar esta questão, neste capítulo, utilizamos duas fontes de dados gradeados de alta resolução, relativas ao período 1981-2010. A precipitação foi obtida do projeto CHIRPS (*Rainfall Estimates from Rain Gauge and Satellite Observations*), que combina dados observados de precipitação em estações meteorológicas com a precipitação estimada por satélites em alta resolução (0,05°), permitindo complementar as poucas informações derivadas das estações (PAREDES-TREJO et al., 2017).

Para a temperatura, umidade relativa, radiação solar, intensidade do vento e evapotranspiração de referência, utilizamos dados da análise gradeada disponibilizada por Xavier et al. (2016). Este projeto desenvolveu um conjunto de dados gradeados a partir do maior número possível de observações em superfície para o Brasil, com resolução

espacial de $0,25^\circ$, aproximadamente um ponto a cada 28km de distância um do outro.

Como qualquer análise gradeada, oferece quatro pontos em torno de uma localização geográfica de interesse. As séries temporais das variáveis meteorológicas para cada município foram extraídas usando o método simples de interpolação bilinear (LIU et al., 2015; DA ROCHA JÚNIOR et al., 2019). Para as coordenadas geográficas relativas ao centroide de cada município da região do SEALBA, utilizamos tal técnica de interpolação para estimar no ponto de interesse o valor da variável a partir da distribuição de pesos específicos relativos à distância de cada um dos quatro pontos de grade em relação as coordenadas do ponto de interesse.

5.2.1 Precipitação

A Figura 4 mostra a climatologia da precipitação na região do SEALBA para os trimestres representativos das estações do ano no período de referência 1981-2010, dezembro-janeiro-fevereiro (DJF) para o verão, março-abril-maio (MAM) para o outono, junho-julho-agosto (JJA) para o inverno e setembro-outubro-novembro (SON) para a primavera. Há um semestre chuvoso composto pelos trimestres MAM e JJA, e um semestre seco composto pelos trimestres SON e DJF bem definidos.

O semestre chuvoso concentra aproximadamente 75% da precipitação total anual (SANTOS et al., 2011). O

trimestre JJA é o mais chuvoso do ano, com acumulados que superam 50mm nas faixas litorâneas mais a norte e central do SEALBA. O principal sistema causador das chuvas são os Distúrbios Ondulatório de Leste (DOLs). As DOLs são grandes massas de nuvens que se deslocam do Oceano Atlântico em direção ao continente, ocasionando chuvas intensas no litoral e atingindo de forma mais amena até a aproximadamente 200km em direção ao interior do continente (GOMES et al., 2015; GOMES et al., 2019).

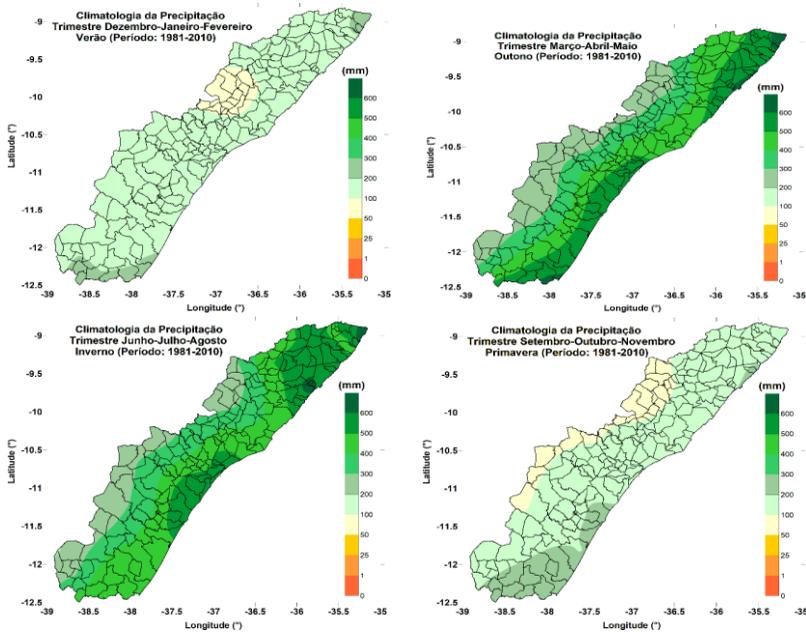


Figura 4. Climatologia sazonal da precipitação: verão (DJF), outono (MAM), inverno (JJA) e primavera (SON), para o período de referência 1981-2010. Fonte dos dados: CHIRPS.

Nos trimestres mais secos, as precipitações acumuladas variam entre 50 e 250mm, em municípios localizados na extremidade oeste do SEALBA. Esta mesma área, nos trimestres mais chuvosos, possui acumulados que variam em média 200 a pouco mais de 300mm (SILVA et al., 2011).

Na ótica agrícola as precipitações são de grande importância econômica, pois dela dependem a produção das culturas não irrigadas, o dimensionamento dos sistemas de drenagem, de barragens, pontes e outras estruturas hidráulicas, o planejamento da conservação dos solos e do manejo da irrigação. As precipitações têm também sua importância social, pois dela depende a agricultura familiar, composta de pequenos agricultores que dependem de uma boa produção para sua sobrevivência no campo.

A água desempenha papel fundamental na agricultura, pois atua em boa parte dos processos fisiológicos e bioquímicos, além de funcionar como solvente através do qual gases, minerais e outros solutos entram nas células e movem se através da planta. Tem, ainda, papel importante na regulação térmica da planta, agindo tanto no resfriamento como na manutenção e na distribuição do calor (OMETTO, 1981; PEREIRA et al., 2007).

Entender o regime de chuvas, sua distribuição espaço-temporal e suas variabilidades torna-se uma ferramenta de apoio ao produtor, uma vez que conhecendo-se a probabilidade de ocorrência de certos eventos, como por exemplo: de um veranico (curtos períodos secos dentro da

estação chuvosa de uma região); de dias consecutivos secos e chuvosos; da ocorrência de chuvas intensas; pode-se estabelecer um planejamento para o preparo, manejo e conservação do solo; da semeadura e colheita das culturas; da necessidade de estruturas hidráulicas como barragens, pontes, bueiros; da implantação e manejo de sistemas de irrigação, entre outras medidas.

Estudos relatam a importância do regime de chuvas e disponibilidade de águas para o rendimento das culturas e produtividade agrícola. Sant'Anna Neto (1998) defendeu que a variabilidade e a irregularidade das chuvas, as exceções e azarres climáticos interferem na fenologia das plantas, diminuindo a eficiência da produção e comprometendo os calendários agrícolas. Almeida (2000) verificou que a variabilidade espacial da pluviosidade e do rendimento da cultura da soja, segundo os anos-padrão, revela concordância espacial entre regiões que obtiveram melhores rendimentos e áreas onde a oferta da precipitação foi mais elevada. Santos e Ribeiro (2002) estudaram os registros de veranicos em regiões de Minas Gerais, verificando influência direta no resultado de baixa produtividade das culturas de arroz, milho e soja. Diante disso, os autores confirmaram que a precipitação pluvial é a que mais condiciona o rendimento em culturas temporárias, como é caso da soja. Em relação ao Rio Grande do Sul, Berlatto e Cordeiro (2005, p.48) destacam que "(...) a maior variabilidade dos rendimentos coincide com a maior variabilidade da precipitação pluvial". Diante disso, os

eventos de El Niño Oscilação Sul (ENOS), os quais aumentam positivamente a precipitação pluvial na região Sul, coincidiram com a tendência mais acentuada de acréscimo nos rendimentos da soja e do milho no estado. Franco e Assunção (2010) concluíram que a produtividade, no caso do milho, estava atrelada, dentre outros fatores, a capacidade hídrica dos diferentes tipos de solos encontrados no estado de Goiás. Santos (2005) destacou que o excesso hídrico no solo é fator limitante na cultura da soja. Diante de tal fato, podem ocorrer alterações no ciclo da cultura, pois há quebra no crescimento da planta, alterando sua qualidade e produtividade. Mariano e Santos (2006) concluíram que a deficiência hídrica, nos meses de dezembro e janeiro e o excesso hídrico em fevereiro prejudicaram os rendimentos da soja, principalmente no ano de 1989/1990. Tal combinação, ocorrida na região Sudoeste de Goiás, acarretou o registro das maiores perdas na produtividade, apesar de possuir alto potencial tecnológico. Ainda em relação ao excesso hídrico, Mariano (2010) afirmou que o excesso hídrico no período vegetativo retarda o crescimento e, na colheita, prejudica a qualidade dos grãos, por sua vez encarecendo o processo de secagem.

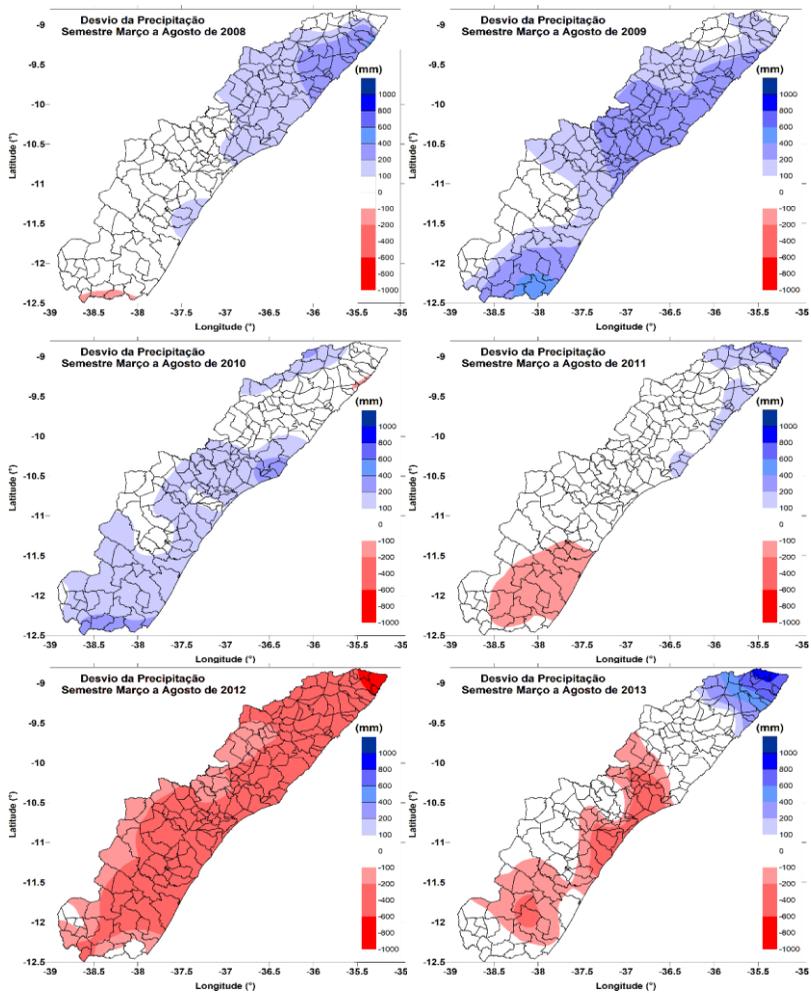
Pode-se destacar que o conhecimento da quantidade de água necessária para diferentes culturas é relevante. A cultura da soja, por exemplo, apesar de ser tolerante a curtas deficiências hídricas, possui queda significativa nos rendimentos perante longa escassez hídrica. Não só as deficiências, mas também os excedentes hídricos ocasionam

queda na produtividade de soja, pois os dias nublados prejudicam a fotossíntese, o arejamento do solo, desenvolvimentos das raízes e fixação do nitrogênio no solo gerando, por fim queda nos rendimentos.

Na região do SEALBA, como visto, o semestre março a agosto (outono-inverno) é o mais chuvoso e culturas de ciclo curto, como feijão, milho, arroz, algodão e soja, devem ser administradas neste período.

Apesar de não pertencer ao semiárido, a região do SEALBA também sofre com as secas. Entre os fenômenos naturais adversos, a seca é o que mais afeta a sociedade, agindo em grandes extensões territoriais e durando por longos períodos (MARENGO et al., 2016). No geral, a seca é caracterizada como um período suficientemente longo de deficiência de água que impacta significativamente os aspectos edáficos, meteorológicos, agrícolas, hidrológicos e sociais (WILHITE; GLANTZ, 1985). É um fenômeno que impõe dificuldades na caracterização de propriedades como início, extensão e extensão espaço-temporais, o que dificulta seu monitoramento (VICENTE-SERRANO et al., 2010). Mais recentemente, a seca de 2010–2016 foi a mais longa e severa já registrada nas últimas décadas na região Nordeste do Brasil, o que intensificou o interesse da comunidade científica em estudar o assunto (SILVA et al., 2013; CUNHA et al., 2015; ALVALÁ et al., 2017; CUNHA et al., 2018; MARTINS et al., 2018a, MARTINS et al., 2018b; CUNHA et al., 2019).

A Figura 5 mostra os desvios de precipitação do semestre março-agosto nos últimos 12 anos, entre 2008 e 2019, em relação à climatologia. Entre 2008 e 2010 as chuvas foram acima da média no semestre. Em 2011, a maior parte da região apresentou chuvas dentro da normalidade, com exceção do sul mais seco e do norte mais chuvoso. Entre 2012 e 2018 as chuvas foram abaixo da média, com destaque para os desvios negativos acentuados de 2012, 2016 e 2018 em toda SEALBA, mais concentrada no centro-sul da região em 2013 e 2014. Em 2017, as chuvas foram próximas a média, com núcleos de desvios negativos mais a norte e sul assim como com desvios positivos no extremo norte e porção central da SEALBA. Em 2019, os desvios negativos estiveram concentrados no norte da região, e desvios positivos mais amplos voltaram a ser observados na parte central. Tais resultados corroboram os estudos citados no parágrafo anterior, indicando seca generalizada na região Nordeste de 2012 a 2018. No entanto, em estudo recente, da Rocha Júnior et al. (2020) mostraram que no período 1961-2017, o norte da região Nordeste apresentou secas mais frequentes, enquanto o leste do Nordeste, incluindo a SEALBA, foi a área que apresentou as secas mais severas, com duração média entre 14 a 24 meses.



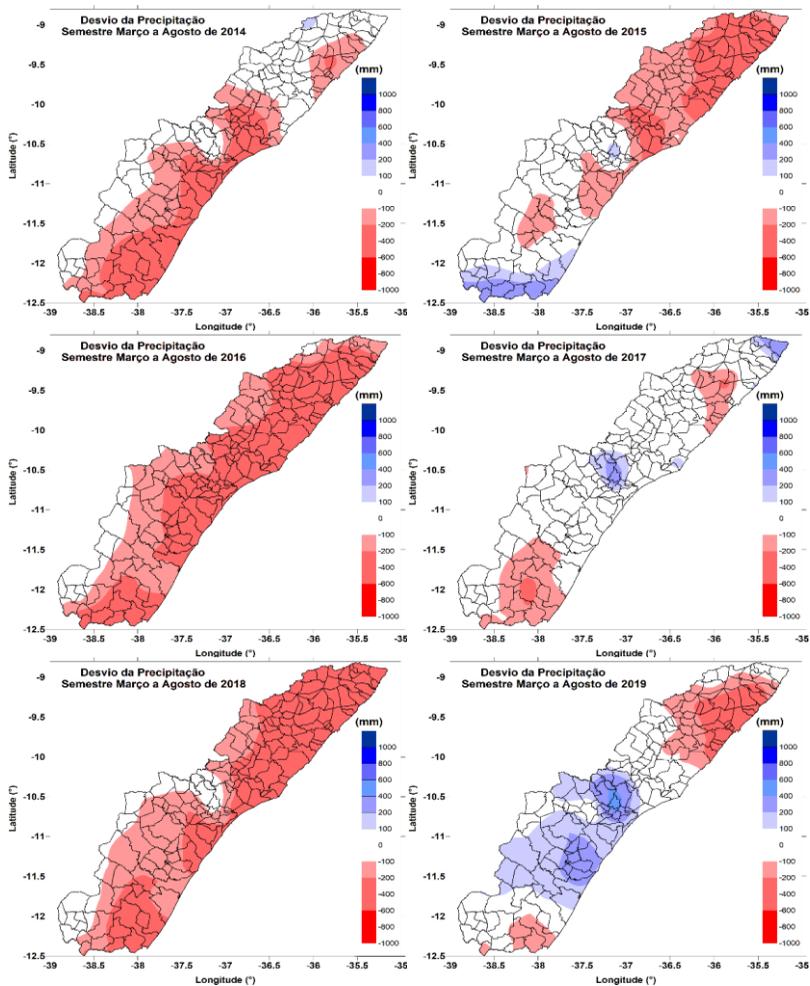


Figura 5. Desvio das chuvas acumuladas no semestre chuvoso março-abril-maio-junho-julho-agosto na região do SEALBA, entre 2008 e 2019, em relação à climatologia de referência 1981-2010.

Fonte dos dados: CHIRPS.

5.2.2 Temperatura e Umidade Relativa

A Figura 6 mostra a climatologia sazonal das temperaturas médias. As temperaturas mais elevadas são observadas no verão, com médias que podem ultrapassar 29°C. As temperaturas mais amenas são observadas no inverno, com médias variando entre 21°C a 25°C. As temperaturas mais amenas do inverno coincidem com o período mais chuvoso, associadas ao aumento da nebulosidade. No outono e primavera a distribuição das temperaturas é similar, variando de 24 a 28°C no outono e de 24 a 27°C na primavera.

A Figura 7 mostra a climatologia sazonal da umidade relativa do ar. Há um gradual aumento da umidade ao longo do ano, em média entre 65% a 75% no verão, 75% a 80% no outono, 80% a 90% no inverno e voltando ao patamar do verão durante a primavera, de 65% a 75%.

A temperatura e a umidade relativa têm seus efeitos combinados na agricultura (PEREIRA et al., 2007). As plantas precisam acumular graus-dia de energia a fim de atingir sua constante térmica, dependendo diretamente da temperatura do meio.

A umidade relativa mais alta auxilia o acúmulo de energia haja visto ser o vapor d'água um importante gás de efeito estufa. No entanto, a combinação de temperatura e umidade em determinados limiares podem ser um fator decisivo para a proliferação de determinadas pragas, assim como de doenças causadas por fungos e bactérias.

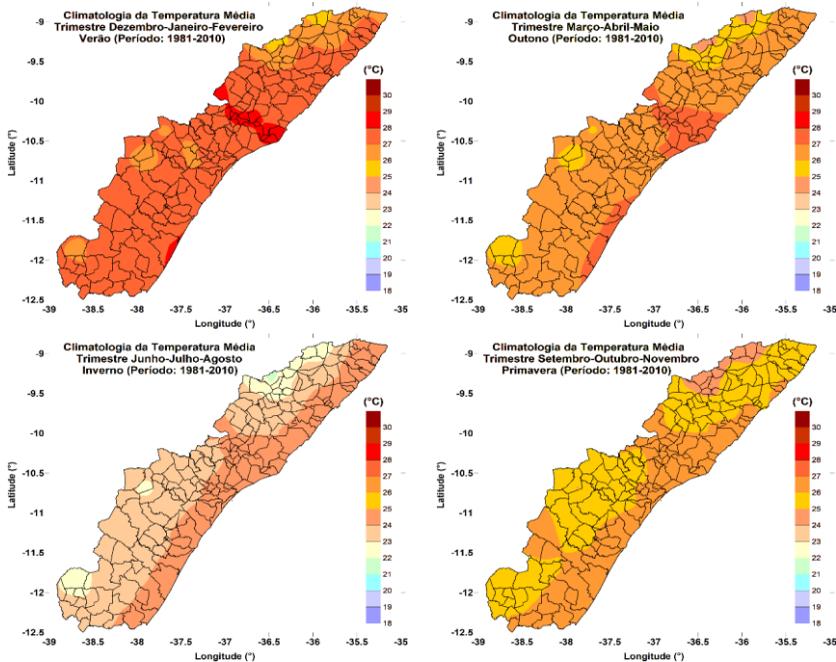


Figura 6. Climatologia sazonal da temperatura média: verão (DJF), outono (MAM), inverno (JJA) e primavera (SON), para o período de referência 1981-2010.

Fonte dos dados: XAVIER et al.; 2016.

A principal doença que hoje atinge as plantações de soja é a ferrugem asiática, provocada pelo fungo *Phakopsora pachyrhizi*, que reduz drasticamente a produtividade por provocar o escurecimento da folha (daí o termo ferrugem) e sua posterior queda, impedindo a completa formação dos grãos. A partir do momento da infecção, o clima é a principal condicionante para sua propagação e plena capacidade de

atingir a lavoura. Quanto maior o período de molhamento foliar promovido por orvalho ou pela chuva e temperatura ambiente variando de 18 a 26,5°C, maiores as lesões provocadas pelo fungo nas plantas e maior será a capacidade de disseminação entre os indivíduos (MELCHING et al., 1989; ALVES et al., 2006; GODOY et al., 2006; GODOY et al., 2009).

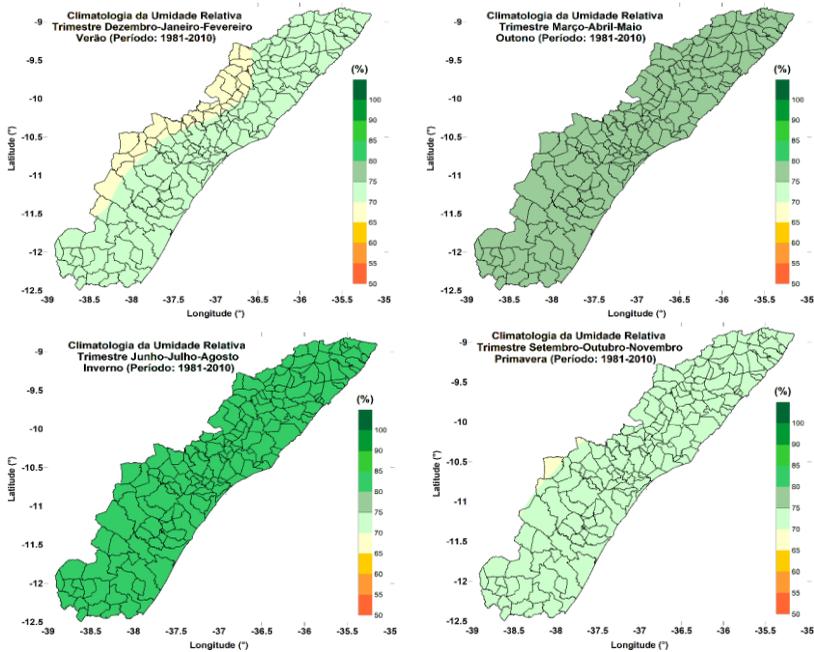


Figura 7. Climatologia sazonal da umidade relativa: verão (DJF), outono (MAM), inverno (JJA) e primavera (SON), para o período de referência 1981-2010.

Fonte dos dados: XAVIER et al.; 2016.

5.2.3 Intensidade e Direção do Vento

A Figura 8 mostra a climatologia sazonal da intensidade do vento. Os ventos mais intensos são observados na primavera e no verão, variando em média de 2,2m/s a 3m/s. Ventos menos intensos são observados no inverno e primavera, entre 1,6m/s e 2,6m/s. Há um gradiente notável entre o norte e o sul do SEALBA, com os ventos mais intensos sendo observados ao norte e decrescendo em direção ao sul da região.

A velocidade dos ventos pode trazer efeitos tanto favoráveis quanto danosos as culturas (PEREIRA et al., 2007). Os efeitos favoráveis compreendem a redistribuição de calor e umidade no ambiente, dispersão de material particulado e gases nocivos as culturas, manutenção do suprimento de dióxido de carbono para as folhas durante a fotossíntese, e principalmente na dispersão de sementes e pólen.

Os efeitos desfavoráveis do vento chamam mais a atenção para a produtividade das culturas, entre eles pode-se destacar os causados pela erosão eólica que englobam desde o desfolhamento excessivo, deformação por encurvamento, danos aos tecidos vegetais pela abrasão causada pelo atrito de partículas carregadas pelo vento e barradas na planta, aumento da taxa de transpiração e consequente fechamento de estômatos dificultando o processo de fotossíntese, desenvolvimento excessivo do

sistema radicular em detrimento do desenvolvimento da planta a fim de fixá-la no solo.

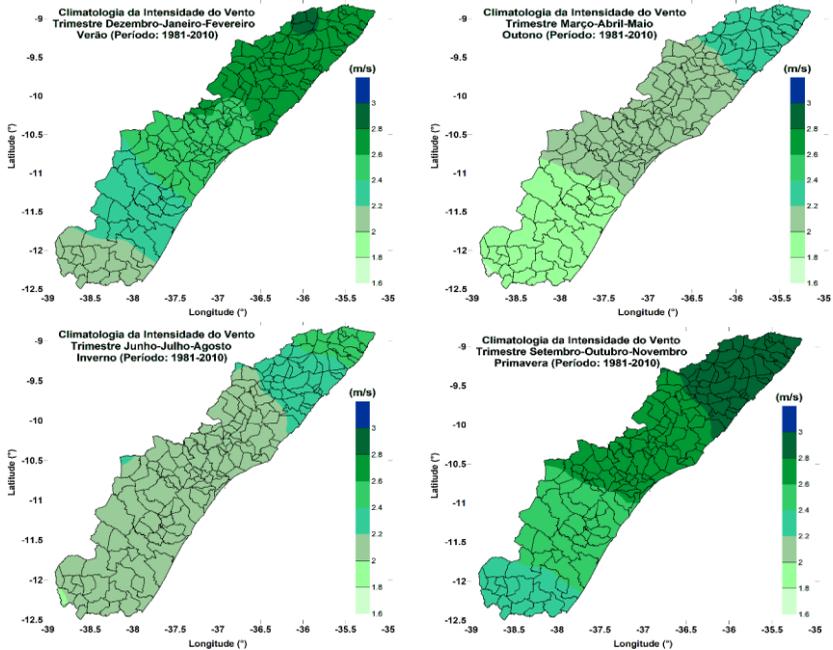


Figura 8. Climatologia sazonal da intensidade do vento: verão (DJF), outono (MAM), inverno (JJA) e primavera (SON), para o período de referência 1981-2010.

Fonte dos dados: XAVIER et al.; 2016.

No SEALBA, mesmo entre março a agosto quando a intensidade do vento é menor, percebe-se áreas distintas de maiores velocidades médias do norte ao sul. A porção norte do SEALBA, a depender das culturas a serem desenvolvidas, pode requerer a instalação de quebra-ventos, naturais ou

artificiais, a fim de reduzir o impacto de rajadas e da maior intensidade dos ventos nas culturas.

A análise da direção do vento foi realizada a partir de dados horários coletados em 11 estações meteorológicas automáticas (EMAs) localizadas em municípios da região. A Figura 9 mostra a rosa dos ventos para cinco EMAs em Alagoas (São Luís do Quitunde, Maceió, Arapiraca, Palmeira dos Índios e Coruripe), a Figura 10 para cinco EMAs no estado de Sergipe (Brejo Grande, Aracajú, Carira, Poço Verde, Itabaianinha) e a Figura 11 para uma EMA na Bahia (Conde). O período de dados utilizado variou entre as EMAs de 2003 a 2016.

Em Alagoas, observa-se ventos predominantes de leste-nordeste em São Luís do Quitunde com direção predominante de 75° , Maceió com direção predominante de 81° e Palmeira dos Índios com direção predominante de 79° . Ventos predominantes de leste-sudeste foram observados em Coruripe com direção predominante de 93° e Arapiraca com direção predominante de 97° . As maiores intensidades são observadas em Maceió, Palmeira dos Índios e Arapiraca com velocidades médias horárias na classe entre 5,7 a 8,8m/s.

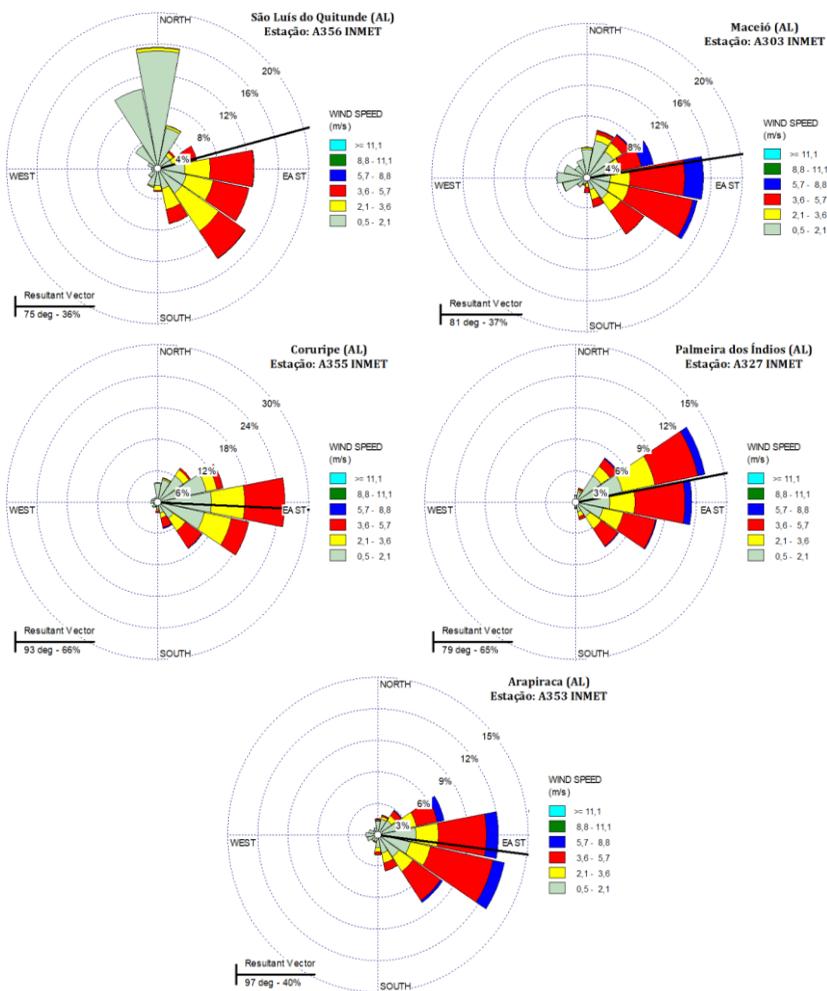


Figura 9. Rosa dos ventos das EMAs no Estado de Alagoas. Na sequência: São Luís do Quitunde, Maceió, Coruripe, Palmeira dos Índios e Arapiraca.

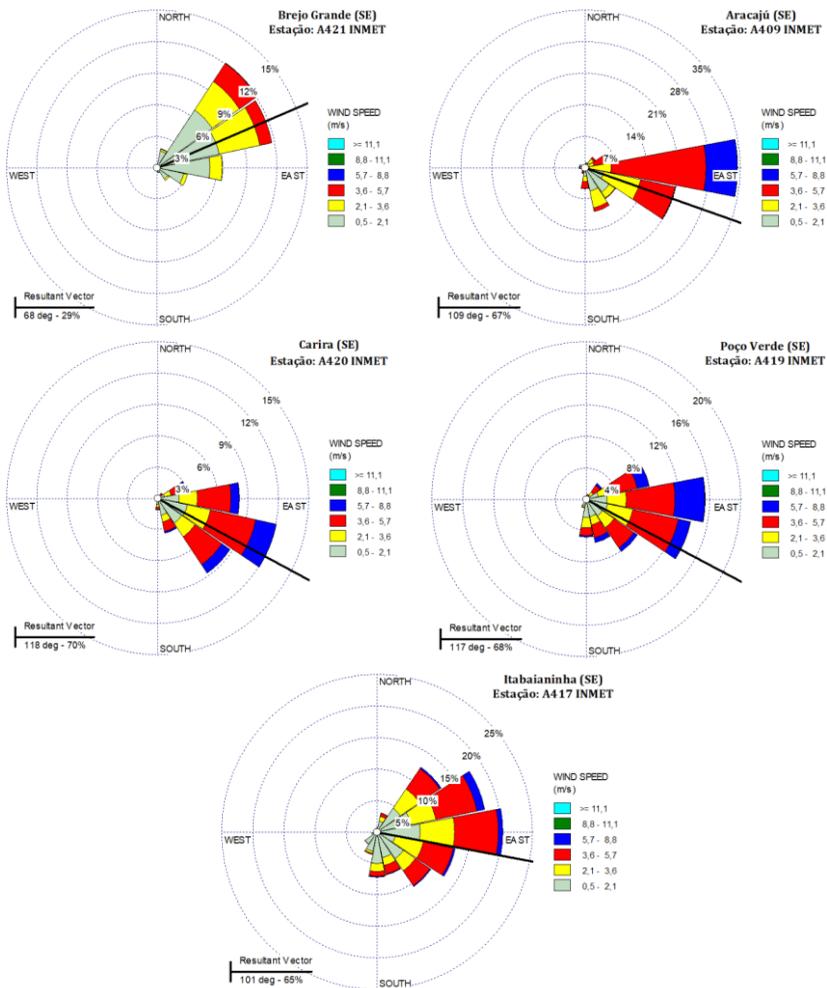


Figura 10. Rosa dos ventos das EMAs no Estado de Sergipe. Na seqüência: Brejo Grande, Aracajú, Carira, Poço Verde e Itabaianinha.

Em Sergipe, ventos menos intensos e de leste-nordeste foram observados em Brejo Grande, com direção predominante de 68°. Nos demais municípios, prevalecem os ventos de leste-sudeste, com direção predominante de 109° em Aracajú, 118° em Carira, 117° em Poço Verde e 101° em Itabaianinha. As maiores intensidades foram observadas em Aracajú, Carira, Poço Verde e Itabaianinha, com maior frequência de velocidades médias horárias na classe entre 5,7 a 8,8m/s.

No município de Conde na Bahia (figura 11), ventos quase de leste, mais precisamente de leste-nordeste com direção predominante de 93° foram a maior parcela em 66% das observações, com velocidades médias que atingiram até a classe entre 3,6 a 5,7m/s. Desta análise de dados horários de direção e velocidade foram excluídas as rajadas de vento.

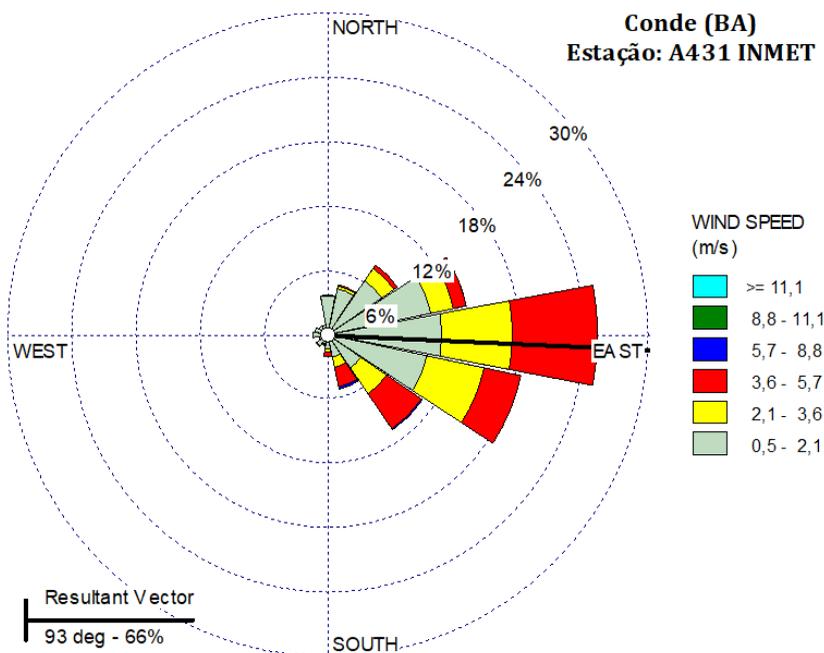


Figura 11. Rosa dos ventos da EMA no município de Conde no Estado da Bahia.

5.2.4 Radiação Solar Global

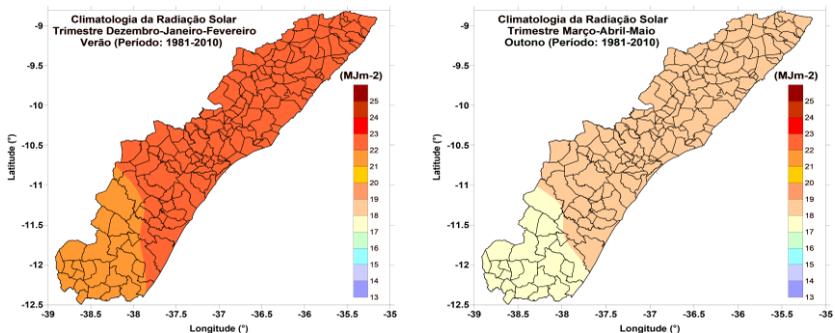
A Radiação solar é de extrema importância para o desenvolvimento e manutenção dos processos biofísicos da planta. É na presença da luz que ocorre a fotossíntese em plantas verdes que a utilizam para converter CO_2 e H_2O em açúcares + H_2O + O_2 . A respiração é o processo inverso à fotossíntese com liberação de CO_2 e de energia armazenada,

também conhecido como processo de reoxidação dos componentes do carbono.

A evapotranspiração só ocorre em decorrência do balanço de radiação e energia à superfície. Tais processos, entre eles o balanço de energia nas folhas, em culturas expostas à solos sem e com restrição de umidade, mereciam um capítulo à parte.

Nesta seção trata-se de apresentar a climatologia da radiação solar global (Figura 12), em ondas curtas a partir da soma da radiação direta mais difusa que atinge a superfície da terra, em MJm^{-2} no SEALBA.

Nota-se a dependência da radiação solar global ao efeito da declinação solar, com as menores intensidades de radiação sendo observadas no inverno, com valores variando em média de 13 a 17MJm^{-2} , e as maiores intensidades na primavera e verão, com valores variando em média de 20 a 23MJm^{-2} .



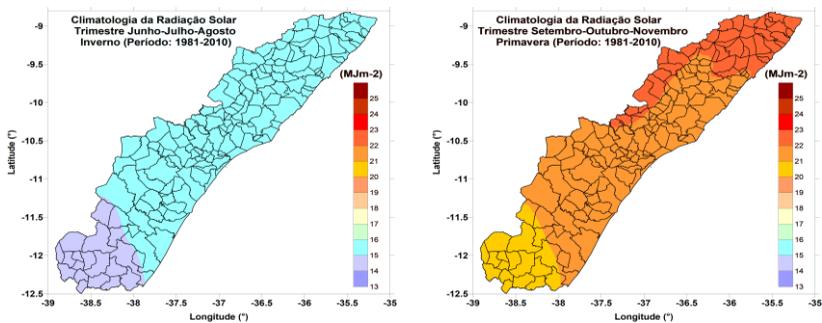


Figura 12. Climatologia sazonal da radiação solar: verão (DJF), outono (MAM), inverno (JJA) e primavera (SON), para o período de referência 1981-2010.

Fonte dos dados: XAVIER et al.; 2016.

5.2.5 Evapotranspiração Potencial

A evapotranspiração de referência é definida pela FAO (*Food and Agriculture Administration*), como sendo a evapotranspiração de uma extensa superfície vegetada com vegetação rasteira (normalmente gramado), em crescimento ativo, cobrindo totalmente o solo, com altura entre 8 e 15cm (Índice Área Foliar ~ 3), sem restrição hídrica e com ampla área de bordadura para evitar a advecção de calor sensível (H) de áreas adjacentes. Em um ambiente natural, inclusive susceptível à restrições hídricas, a evapotranspiração depende apenas das variáveis meteorológicas, sendo denominada de evapotranspiração potencial (ETP), uma variável meteorológica que expressa o potencial de

evaporação de um sistema solo-planta para a atmosfera sob as condições meteorológicas vigentes (PEREIRA et al., 2007).

A ETP é uma das principais entradas em modelos agrometeorológicos de simulação de produtividade das culturas. Conhecer seu comportamento médio anual é importante para o planejamento agrícola. Maior ETP significa maior demanda evaporativa do ambiente e menor ETP significa menor demanda e mais água disponível para a planta, caso o solo tenha aporte hídrico suficiente para suprir as necessidades da cultura.

A Figura 13 mostra a distribuição média anual da ETP no SEALBA. A ETP foi obtida pelo método de Penman-Monteith (ALLEN et al., 1998; RAES, 2012). Este método físico, entre tantos outros métodos físicos e empíricos para determinação da ETP, é considerado o mais preciso entre todos, devido à complexidade e detalhamento de seus cálculos, proveniente dos termos energético e aerodinâmico no sistema água-solo-planta-atmosfera, os quais são controlados pelas resistências ao transporte de vapor da superfície para a atmosfera, interagindo com a área foliar e a resistência dos estômatos e do solo como fontes da água.

A ETP, em resposta à menor intensidade da radiação, conseqüentemente menores temperaturas, maior umidade e redução na intensidade dos ventos, apresenta seus menores valores entre o final do outono e o inverno (2 a 4 mm/dia), mais precisamente entre os meses de maio a agosto. O oposto ocorre entre o final da primavera e o verão com os

maiores valores de ETP, mais precisamente entre os meses de outubro a fevereiro (4 a 7mm/dia).

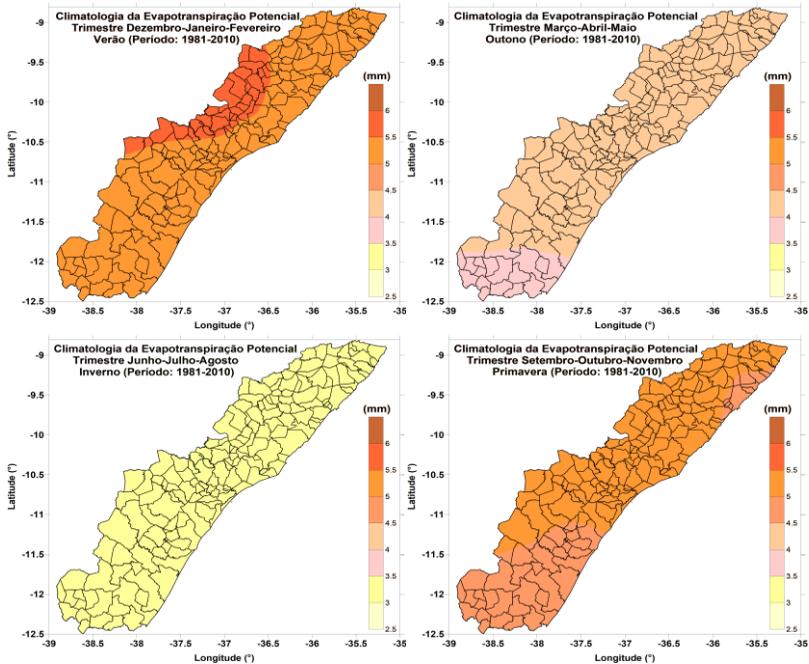


Figura 13. Climatologia sazonal da evapotranspiração potencial: verão (DJF), outono (MAM), inverno (JJA) e primavera (SON), para o período de referência 1981-2010. Fonte dos dados: XAVIER et al.; 2016.

5.3 Conclusões

Assim como aconteceu com o MATOPIBA, o agronegócio brasileiro começa a despertar seu interesse na

possivelmente mais recente fronteira agrícola e de alto potencial produtivo denominada SEALBA. Esta região compreende 171 municípios: 69 em Sergipe (33,2% da área), 74 em Alagoas (36,1% da área) e 28 no Nordeste da Bahia (30,7% da área), totalizando 5,15 milhões de hectares, sendo 68% localizados no bioma de Mata Atlântica e 32% de Caatinga.

Análises de campo recentes da Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária (EMBRAPA) demonstraram o potencial desta área para o cultivo de grãos, com destaque para a soja. Experimentos na região indicaram uma capacidade de produção superior à média nacional. Fatores de mercado também favorecem a iniciativa de produzir nesta região, como por exemplo, a proximidade de portos. Os fatores climáticos também jogam a favor no quesito calendário agrícola, haja visto que a janela de plantio acompanhará a estação chuvosa de março a agosto, com a colheita entre agosto e setembro, cobrindo o período de entressafra brasileira das demais regiões produtoras de grãos, favorecendo a obtenção de melhores preços para a produção.

Neste capítulo foram abordadas as características climáticas desta região que pode ser o determinante para o sucesso ou fracasso da produção, haja visto que o clima ainda é o principal fator limitante para as safras agrícolas. Baseado em séries históricas de variáveis climáticas, mostrou-se a susceptibilidade da região às secas e umidade

extremas, assim como analisamos a climatologia de outras variáveis climáticas para esta região.

5.4 Referências bibliográficas

ALLEN, R.G.; PEREIRA, L.S.; RAES, D.; SMITH, M. Crop Evapotranspiration: Guidelines for Computing Crop Water Requirements-FAO irrigation and Drainage. **Paper 56**. Fao Rome 1998, 300 p., D05109.

ALMEIDA, I.R. **Variabilidade pluviométrica interanual e produção de soja no Estado do Paraná**. Dissertação (Mestrado em Geografia) - Faculdade de Ciências e Tecnologia, Universidade Estadual Paulista, Presidente Prudente, 200p., 2000.

ALVALÁ, R.C.S.; CUNHA, A.P.M.A.; BRITO, S.S.B.; SELUCHI, M.E.; MARENGO, J.A.; MORAES, O.L.L.; CARVALHO, M.A. Drought monitoring in the Brazilian Semiarid region. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, v. 91, p. 1–15, 2017.

ALVES, S.A.M.; FURTADO, G.Q.; BERGAMIN FILHO, A. Influência das condições climáticas sobre a ferrugem da soja. In: ZAMBOLIM, L. (Ed.). **Ferrugem asiática da soja**. Viçosa-MG: Suprema Gráfica e Editora Ltda. p. 37-59, 2006.

ALVES, E.R.A.; SOUZA, G.S.; GOMES, E.G. **Contribuição da Embrapa para o desenvolvimento da agricultura no Brasil**. Brasília, DF: Embrapa, il. Color, 2013a. 291 p.

ALVES, E.R.A.; SOUZA, G.S.; MARRA, R. Papel da Embrapa no desenvolvimento do agronegócio. In: TEIXEIRA, E. C.; PROTIL, R.M.; LIMA, A.L.R. (Ed.). **A contribuição da ciência e da tecnologia para o desenvolvimento do agronegócio**. Viçosa: UFV; Suprema, p. 125-172, 2013b.

ALVES, E.R.A.; SANTANA, C.A.M.; CONTINI, E. Extensão rural: seu problema não é a comunicação. In: VIEIRA FILHO, J. E. R.; GASQUES, J. G.; CARVALHO, A. X. Y. (Org.). **Agricultura, transformação produtiva e sustentabilidade**. Brasília, DF: Ipea, p. 65-86, 2016.

BERLATO, M.A.; CORDEIRO, A.P.A. Variabilidade climática e agricultura do Rio Grande do Sul. In: FEDERAÇÃO DOS CLUBES DE INTEGRAÇÃO E TROCA DE EXPERIÊNCIA (FEDERACITE). (Org.). **As estiagens e perdas na agricultura: fenômeno natural ou imprevidência?** Porto Alegre: Ideograf Editora Gráfica, p.43-59, 2005.

BORGHI, E.; AVANZI, J.C.; BORTOLON, L.; LUCHIARI JUNIOR, A.; BORTOLON, E.S.O. Adoption and use of precision agriculture in Brazil: Perception of growers and service dealership. **Journal of Agricultural Science**, v.8 (11): 89, 2016. doi:10.5539/jas.v8n11p89.

BUAINAIN, A.M.; ALVES, E.R.A.; SILVEIRA, J.M.; NAVARRO, Z. (Ed.). **O mundo rural no Brasil do século 21: a formação de um novo padrão agrário e agrícola**. Brasília, DF: Embrapa, 2014. 1182 p.

CEPEA – **PIB DO AGRONEGÓCIO**. Cepea/USP, CNA e Fealq. Acesso em 01/04/2020. [https://www.cepea.esalq.usp.br/upload/kceditor/files/Cepea_PIB_CNA_2019\(1\).pdf](https://www.cepea.esalq.usp.br/upload/kceditor/files/Cepea_PIB_CNA_2019(1).pdf).

CONAB-Observatório Agrícola. **Acompanhamento da Safra Brasileira-Cana de Açúcar, v. 4 - Safra 2017/18, n. 4 - Quarto levantamento**, Brasília, p. 1-73, 2018a. ISSN 2318-7921.

CONAB-Observatório Agrícola. **Acompanhamento da Safra Brasileira-Grãos, v. 6 - Safra 2018/19, n. 3 - Terceiro levantamento**, Brasília, p. 1-127, 2018b. ISSN 2318-6852.

CUNHA, A.P.M.A.; ALVALÁ, R.C.S.; NOBRE, C.A.; CARVALHO, M.A. Monitoring vegetative drought dynamics in the Brazilian semiarid Region. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 214, p. 494–505, 2015.

CUNHA, A.P.M.A.; TOMASELLA, J.; RIBEIRO-NETO, G.G.; BROWN, M.; GARCIA, S.R.; BRITO, S.B.; CARVALHO, M.A. Changes in the spatial-temporal patterns of droughts in the

Brazilian Northeast. **Atmospheric Science Letters**, v. 19, e855, 2018.

CUNHA, A.P.M.A.; ZERI, M.; LEAL, K.D.; COSTA, L.; CUARTAS, L.A.; MARENGO, J.A.; TOMASELLA, J.; VIEIRA, R.M.; BARBOSA, A.A.; CUNNINGHAM, C.; GARCIA, J.V.C.; BROEDEL, E.; ALVALÁ, R.; RIBEIRO-NETO, G. Extreme Drought Events over Brazil from 2011 to 2019. **Atmosphere**, v. 10, p. 642, 2019.

DA ROCHA JÚNIOR, R.L.; DOS SANTOS SILVA, F.D.; LISBOA COSTA, R.; BARROS GOMES, H.; HERDIES, D.L.; RODRIGUES DA SILVA, V.P.; CANDIDO XAVIER, A. Analysis of the Space-Temporal Trends of Wet Conditions in the Different Rainy Seasons of Brazilian Northeast by Quantile Regression and Bootstrap Test. **Geosciences**, v. 9, p. 457 , 2019.

DA ROCHA JÚNIOR.; SILVA, F.D.S.; COSTA, R.L.; GOMES, H.B.; PINTO, D.D.C.; HERDIES, D.L. Bivariate Assessment of Drought Return Periods and Frequency in Brazilian Northeast Using Joint Distribution by Copula Method. **Geosciences**, v. 10, p. 135, 2020.

DINIZ, F.A.; RAMOS, A.M.; REBELLO, E.R.G. Brazilian climate normals for 1981–2010. **Pesquisa Agropecuária Brasileira**, v. 53, p. 131-143, 2018.

EMBRAPA: **MATOPIBA**. <https://www.embrapa.br/tema-matopiba>. Acessado em 01/04/2020.

FRANCO, I.O.; ASSUNÇÃO, H.F. da Relação da produtividade de grãos com a capacidade hídrica dos solos goianos. In: Simpósio Brasileiro de Climatologia Geográfica, 9, **Anais**. 2010, Fortaleza: UFCE, 2010. 1 CD-ROM.

GODOY, C.V.; KOGA, L.J.; CANTERI, M.G. Diagrammatic scale for assessment of soybean rust severity. **Fitopatologia Brasileira**, v. 31, p. 63-68, 2006.

GODOY, C.V.; FLAUSINO, A.M.; SANTOS, L.C.M.; DEL PONTE, E.M. Eficiência do controle da ferrugem asiática da soja em função do momento de aplicação sob condições de epidemia em Londrina, PR. **Tropical Plant Pathology**, v. 34(1), p. 56-61, 2009.

GOMES, H.B.; AMBRIZZI, T.; HERDIES, D.L.; HODGES, K.; DA SILVA, B.F.P. Easterly Wave Disturbances over Northeast Brazil: An Observational Analysis. **Advances in Meteorology**, p. 1-20, 2015.

GOMES, H.B.; AMBRIZZI, T.; DA SILVA, B.F.P.; HODGES, K.; DIAS, P.L.S.; HERDIES, D.L.; SILVA, M.C.L.; GOMES, H.B. Climatology of easterly wave disturbances over the tropical South Atlantic. **Climate Dynamics**, v. 53, p. 1393-1411, 2019.

HIRAKURI, M.H.; BALBINOT JÚNIOR, A.A.; PROCÓPIO, S.O.; CASTRO, C. **Perspectiva geral para a introdução da soja nos sistemas de produção agrícola da Região do SEALBA**. Londrina: Embrapa Soja, 2016. 39p. (Embrapa Soja. Nota Técnica).

IBGE – Agência IBGE notícias. **IBGE prevê safra recorde de grãos em 2020**. <https://agenciadenoticias.ibge.gov.br/agencia-sala-de-imprensa/2013-agencia-de-noticias/releases/26537-ibge-preve-safra-recorde-de-graos-em-2020>. Acessado em 20/04/2020.

LIU, B.; LIU, F.; WANG, C.; MEI, S. Unit commitment considering flexibility and uncertainty of wind power generation. **Power System Technology**, v. 39, p. 730-736, 2015.

MARENGO, J.A.; TORRES, R.R.; ALVES, L.M. Drought in Northeast Brazil-past, present, and future. **Theoretical and Applied Climatology**, v. 129, p. 1189–1200, 2016.

MARIANO, Z.F.; SANTOS, M.J.Z. A importância das Chuvas para a produtividade da Soja na Microrregião do Sudoeste de Goiás (GO). IN: GERARDI, L.H.O.; CARVALHO, P.F. (Org.) **Geografia: ações e reflexões**. Rio Claro: AGETEO, 2006, p. 383-398.

MARIANO, Z.F. Precipitações pluviais e a cultura da soja em Goiás. **Revista Mercator**, Fortaleza, CE, v.9 (1), p. 121-134, 2010.

MARTINS, E.S.P.R.; COELHO, C.A.S.; HAARSMA, R.; OTTO, F.E.L.; KING, A.D.; VAN OLDENBORGH, G.J.; KEW, S.; PHILIP, S.; JÚNIOR, F.C.V.; CULLEN, H. A multimethod attribution analysis of the prolonged northeast Brazil hydrometeorological drought (2012-16). **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 99, p. 65-69, 2018.

MARTINS, M.A.; TOMASELLA, J.; RODRIGUEZ, D.A.; ALVALÁ, R.C.; GIAROLLA, A.; GAROFALO, L.L.; JÚNIOR, J.L.S.; PAOLICCHI, L.T.; PINTO, G.L. Improving drought management in the Brazilian semiarid through crop forecasting. **Agricultural Systems**, v. 160, p. 21-30, 2018.

MELCHING, J.S.; DOWLER, W.M.; KOOGLE, D.L.; ROYER, M.H. Effect of duration, frequency, and temperature of leaf wetness period on soybean rust. **Plant Disease**, v. 73, p.117-122, 1989.

OMETTO, J.C. **Bioclimatologia Vegetal**. São Paulo: Ed. Ceres, 1981. 440p.

PAREDES-TREJO, F.J.; BARBOSA, H.A.; LAKSHMI KUMAR, T.V. Validating CHIRPS-based satellite precipitation estimates in

Northeast Brazil. **Journal of Arid Environments**, v. 139, p. 26-40, 2017.

PEREIRA, A.R.; ANGELOCCI, L.R.; SENTELHAS, P.C. **Meteorologia Agrícola-Edição revista e ampliada**. Piracicaba, SP: Universidade de São Paulo. Escola Superior de Agricultura “Luiz de Queiroz”, Departamento de Ciências Exatas, 2007, 202p.

PRATES, J.E.; SEDYAMA, G.C.; VIEIRA, H.A. Clima e produção agrícola. **Informe Agropecuário**, Belo Horizonte-MG, v. 12, n. 138, p. 18 - 22, 1986.

PROCÓPIO, S.O.; CRUZ, M.A.S.; ALMEIDA, M.R.; NOGUEIRA JUNIOR, L.R.; JESUS JÚNIOR, L.A.; SANTOS, N.S. **SEALBA: região de alto potencial agrícola do Nordeste**. Aracaju: Embrapa Tabuleiros Costeiros, 2016. 37p. (Embrapa Tabuleiros Costeiros. Nota Técnica).

PROCÓPIO, S.O.; CRUZ, M.A.S.; ALMEIDA, M.R.; NOGUEIRA JUNIOR, L.R.; JESUS JÚNIOR, L.A.; SANTOS, N.S. **SEALBA: região de alto potencial agrícola do Nordeste**. Aracaju: Embrapa Tabuleiros Costeiros, 2019. 62p. (Embrapa Tabuleiros Costeiros. Nota Técnica).

RAES, D. **The ETo Calculator**. Rome, Italy: Food and Agriculture Organization of the United Nations (FAO), 2012.

SANTOS, E.R.; RIBEIRO, A.G. Clima e agricultura no município de Coromandel-MG. In: Simpósio Brasileiro de Climatologia Geográfica, 5, **Anais**, Curitiba, UFPR, 2002.

SANTOS, J.W.M.C. Ritmo Climático e Sustentabilidade Socioambiental da Agricultura Comercial da Soja no Sudeste de Mato Grosso. **Revista do Departamento de Geografia**, Pelotas, v. 17, p. 61-82. 2005.

SANTOS, C.C. **Oeste da Bahia: modernização com (des) articulação econômica e social de uma região**. Salvador: Universidade Federal da Bahia (UFBA), FFCH, 2007, 239p.

SANTOS, C.A.G.; BRASIL NETO, R.M.; SILVA, R.M.; COSTA, S.G.F. Cluster Analysis Applied to Spatiotemporal Variability of Monthly Precipitation over Paraíba State Using Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM) Data. **Remote Sensing**, v.11, p.637, 2019.

SANT'ANNA NETO, J.L. Clima e organização do espaço. **Boletim de Geografia**, Maringá, v. 16(1), p. 119-132. 1998.

SALVADOR, M.A.; BRITO, J.I.B. Trend of annual temperature and frequency of extreme events in the MATOPIBA region of Brazil. **Theoretical and Applied Climatology**, v. 133, p. 253–261, 2018.

SCHUH, G.E.; ALVES, E.R.A. **O desenvolvimento da agricultura no Brasil**. Rio de Janeiro: APEC, il. (Serie de Agricultura, 5),1971. 369 p.

SENTELHAS, P.C.; BATTISTI, R.; MONTEIRO, L.A.; DUARTE, Y.C.N.; VISSES, F.A. Yield gap - conceitos, definições e exemplos. **Informações Agronômicas**, v. 155, p. 9-12, 2016.

SILVA, V.P.R.; PEREIRA, E.R.R.; AZEVEDO, P.V.; SOUSA, F.A.S.; SOUSA, I.F. Análise da pluviometria e dias chuvosos na região Nordeste do Brasil. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, v.15(2), p.131-138, 2011.

SILVA, V.B.S.; KOUSKY, V.E.; SILVA, F.D.S.; SALVADOR, M.A.; ARAVEQUIA, J.A. The 2012 severe drought over Northeast Brazil. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 94, p. 162 , 2013.

SMITH, L.P. **Methods in Agricultural Meteorology**, Amsterdam: Elsevier Scientific Publishing, 1975. 210 p.

USDA (United States Department of Agriculture). **World Agricultural Production**. Foreign Agricultural Service. Circular Series WAP 6-20, June 2020.

VINCENTE-SERRANO, S.M.; BEGUERÍA, S.; LÓPEZ-MORENO, J.I.; ANGULO, M.; KENAWY, A.E. A new global 0.5 degrees

gridded dataset (1901–2006) of a multiscale drought index: Comparison with current drought index datasets based on the Palmer Drought Severity Index. **Journal of Hydrometeorology**, v.11, p. 1033–1043, 2010.

WILHITE, D.A.; GLANTZ, M.H. Understanding the Drought Phenomenon: The Role of Definitions. **Water International**, v.10, p. 111–120, 1985.

XAVIER, A.C.; KING, C.W.; SCANLON, B.R. Daily gridded meteorological variables in Brazil (1980–2013). **International Journal of Climatology**, v. 36, p. 2644–2659, 2016.

CAPÍTULO 6

DISTÚRBIOS ONDULATÓRIOS DE LESTE NO OCEANO ATLÂNTICO TROPICAL SUL

Maria Cristina Lemos da Silva

Helber Barros Gomes

Hakki Baltaci

6.1 Introdução

A região tropical é ‘denominada’ por fortes e constantes correntes de ar chamadas de Ventos Alísios, com direção predominantemente de nordeste-sudoeste no Hemisfério Norte (HN) e sudeste-noroeste no Hemisfério Sul (HS). Na camada mais baixa dos alísios, o ar é comumente úmido e a temperatura é governada pelas trocas de calor que ocorrem entre o oceano e a atmosfera. No entanto, esta camada é pouco profunda, onde o tipo de nuvem prevaiente é o Cumulus raso, que raramente precipita. Por outro lado, acima desta camada, fica a camada de inversão dos ventos alísios, onde a temperatura aumenta com a altura. Sua principal característica é atuar como um eficiente “tampão” que impede o movimento ascendente do ar. Por

essa razão, é rara a precipitação nas regiões dos alísios, exceto onde a camada de inversão é levantada ou destruída.

Apesar dos alísios estarem associados a condições de tempo estáveis, em algumas regiões dos trópicos a calmaria é interrompida por distúrbios, que geralmente são originados por pequenos vórtices que se deslocam com os alísios. A origem destes vórtices pode ser atribuída a fase final de depressões de latitudes médias que se deslocam em direção ao equador. No entanto, uma maior interação com cavados de latitudes médias poderia dar início a esse desenvolvimento em alguns casos (RIEHL, 1954; ASNANI, 1993).

Os Distúrbios Ondulatórios de Leste (DOLs) são climatologicamente importantes pois carregam consigo grande quantidade de umidade (com consequente precipitação) para áreas que geralmente são secas ao longo dos alísios não perturbados. Também são conhecidos como Ondas de Leste ou Ondas Tropicais ou Ondas Africanas. Segundo Berry et al. (1945), estes distúrbios ocorrem em toda a baixa troposfera tropical, embora apresentem variações em tamanho e intensidade que dependem da época do ano e da região do globo.

Apontado como sendo um dos principais sistemas precipitantes atuantes em muitas regiões tropicais, podem ser definidos como perturbações sinóticas associadas a cavados e à temperatura elevada da superfície do mar (CHAN, 1990). Em geral, se configuram melhor em baixos níveis (~850-700 hPa), onde apresentam cavados, e sua

nebulosidade é caracterizada por nuvens frequentemente convectivas, que se deslocam de leste para oeste sobre os oceanos tropicais, atingindo áreas continentais, como o leste do Nordeste do Brasil (NEB) (ESPINOZA, 1996; PONTES DA SILVA, 2011).

Os DOLs foram primeiro identificados no HN. Dunn (1940) notou um deslocamento das isóbaras de 24h de uma perturbação que se propagava para oeste na região do Caribe, sendo precursor nos estudos de DOLs junto com Riehl (1945), que desenvolveu um modelo para estes distúrbios que apresentam velocidade de fase de 6° de longitude por dia, período de 3 a 4 dias e comprimento horizontal de 2000 e 3000 km. O eixo do cavado tem orientação nordeste-sudoeste e inclinação para leste com a altura. Na vanguarda do cavado as características são de tempo bom, com divergência e movimento descendente em baixos níveis. Por outro lado, na retaguarda do cavado há convergência e predominância de movimento ascendente. A Figura 1 ilustra o modelo para DOL no HN na região do Caribe, segundo Riehl (1945).

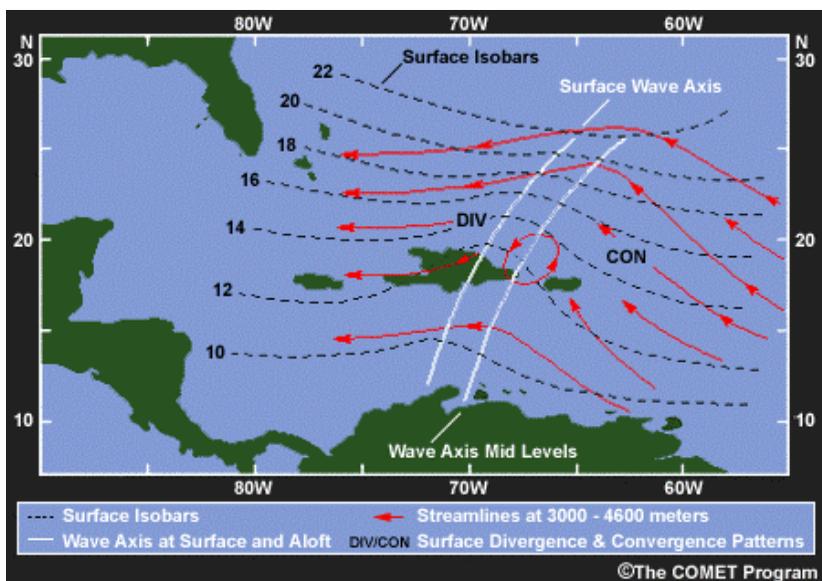


Figura 1 - Modelo conceitual de um DOL no HN (região do Caribe). As linhas de corrente (vermelho) mostram o escoamento entre 3000 e 4600 m, as linhas tracejadas representam as isóbaras em superfícies e as linhas cheias (brancas) indicam os eixos dos cavados em superfície e as 3-4 km acima, mostrando inclinação para leste com a altura. **Fonte:** The COMET Program (2020) (Adaptado de RIEHL; 1945).

Existe uma lacuna no entendimento dos mecanismos associados à origem e manutenção dos DOLs que se propagam sobre o Atlântico Tropical Sul (ATS). No entanto, segundo Pontes da Silva (2011), em relação à gênese, propõe-se que essas ondas se desenvolvem devido:

- 1) à confluência dos ventos alísios (de nordeste com os de sudeste) dos dois hemisférios ou a confluência do vento em seu próprio escoamento;
- 2) ao aprofundamento para baixos níveis de uma baixa fria ou Vórtice Ciclônico de Altos Níveis (VCAN) na alta troposfera propagando-se para oeste ou;
- 3) ao prolongamento para o equador de um cavado de latitudes médias (cavados frontais que se desprendem de frentes, seguindo para oeste junto aos alísios) ou extensão para os polos de um cavado de latitudes tropicais (podendo estar associado ao cavado equatorial) (YAMAZAKI; RAO, 1977; ASNANI, 1993; ESPINOZA, 1996; FEDOROVA, 2008).

Segundo Asnani (1993), os maiores obstáculos no estudo dos DOLs devem-se a:

- a) intensidade relativamente fraca: os DOLs são pouco extensos quando comparados aos cavados e cristas semi-estacionários de latitudes tropicais, não podendo ser identificado em cartas sinóticas habituais;
- b) falta de uma estrutura homogênea: os DOLs estão na corrente zonal, e essa corrente exhibe características diferentes em cada região do globo, apresentando diferentes estruturas a cada estação. Se o escoamento de leste é raso (apenas baixos níveis), são esperados DOLs rasos, por outro lado, em uma corrente de leste

mais profunda (até altos níveis), são esperadas ondas mais profundas.

- c) Poucos dados nos trópicos: a maior parte da região tropical é coberta por oceanos, o que dificulta a estabelecimento de observatórios meteorológicos. Mesmo nos continentes, a densidade de estações é limitada. Contudo, os satélites têm provido dados para essas regiões com escassez de observações.

Apesar dos problemas supracitados, vários estudos têm mostrado e analisado a ocorrência de DOLs em toda faixa tropical do globo, principalmente sobre as regiões do Atlântico Tropical Norte e Pacífico Tropical Oeste (RIEHL, 1954; CARLSON, 1969; BURPEE, 1972; REED et al., 1977; THORNCROFT, 1995; THORNCROFT; HODGES, 2001; SERRA et al.; 2010, entre outros).

A Onda de Leste Africana é uma característica sinótica importante do clima de verão no Oeste da África e do Atlântico Tropical. Observações durante o *Global Atmospheric Research Program (GARP) Atlantic Tropical Experiment (GATE)* mostraram perturbações de escala sinótica com o período de 3 a 5 dias e comprimento de onda de 2000 a 4000 km com propagação para oeste, cruzando o oeste da África e Atlântico Tropical com velocidade de fase de 6 a 8 m.s⁻¹, além de estarem acoplados com o Jato de Leste Africano (CARLSON, 1969; BURPEE, 1972; REED et al., 1977). Segundo Frank (1970), a maior parte dos ciclones

tropicais, que se originam no Atlântico estão relacionados às Ondas de Leste Africanas.

O Jato de Leste Africano presente no nível de 600 hPa é uma característica importante para origem destas ondas devido a combinação de instabilidade barotrópica e baroclínica ao sul do jato (REED et al., 1988; COOK, 1999). Diedhiou et al. (1998) encontrou duas regiões preferenciais de propagação das Ondas de Leste Africanas, uma ao norte e outra ao sul do Jato de Leste Africano, e sugerem que estas regiões tendem a se unir sobre o Atlântico. As ondas com período de 6 a 9 dias se formam mais ao norte e possuem comprimento de onda de 5500 km e velocidade de propagação de aproximadamente 6 m.s^{-1} . Por outro lado, as ondas com período de 3 a 5 dias se formam mais ao sul e tem comprimento de onda 2500 km e velocidade de propagação de aproximadamente 8 m.s^{-1} .

Apesar dos DOLs ocorrerem em toda a região tropical do globo, tanto no HN quanto no HS (ASNANI, 1993), são mais frequentes no HN, o que acarreta uma maior concentração de trabalhos sobre as regiões do Oceano Pacífico Oeste, Mar do Caribe, oeste da África e Leste do Oceano Atlântico. No entanto, diversos estudos deram ênfase à região do ATS nas últimas décadas, especialmente próxima à costa leste do NEB (NEIVA, 1975; YAMAZAKI; RAO, 1977; HALL, 1989; CHAN, 1990; ESPINOZA, 1996, MOTA, 1997; COUTINHO, 1999; KAYANO, 2003; BARBOSA, 2005; ALVES et al., 2006, FISCH, 2007; DIEDHIYOU et al.,

2010; TORRES; FERREIRA, 2011; PONTES DA SILVA, 2011, GOMES et al., 2015, 2019).

Neiva (1975) encontrou distúrbios se propagando de leste para oeste sobre o Atlântico Equatorial Sul com períodos de 4 a 6 dias, comprimento de onda de 6000 km e velocidade de fase de 11° de longitude por dia. Outra característica apresentada foi a inclinação noroeste-sudeste na horizontal e inclinação para leste na vertical.

Espinoza (1996) investigou os DOLs no Atlântico Tropical para o período de 1980-1989 utilizando técnicas de Funções Ortogonais Empíricas e Funções Ortogonais Empíricas Estendidas aplicadas a componente meridional do vento e encontrou distúrbios durante todo ano, apresentando característica sazonais diferentes. Nos meses de junho a agosto, as ondas apresentaram comprimentos de ondas entre 3500 a 4000 km, velocidade de propagação de 10 a 13 m.s^{-1} , inclinação horizontal de sudoeste para noroeste e inclinação vertical para leste entre 1000 e 700 hPa e para oeste entre 700 e 500 hPa.

Pontes da Silva (2011) analisou a contribuição dos DOLs na precipitação da costa leste do NEB para o período de 2006 a 2010, e encontrou um período de 5,3 dias, comprimento de onda de 4307 km e velocidade de fase de $9,3 \text{ m.s}^{-1}$. Além disso, o autor identificou uma ocorrência média de 23 DOLs/ano com pequena variabilidade interanual, sendo responsáveis por aproximadamente 70% da precipitação na quadra chuvosa da área que vai do litoral de Alagoas ao leste do Rio Grande do Norte.

Recentemente, Gomes et al. (2019) realizaram uma climatologia dos DOLs sobre o ATS e avaliaram seu impacto no NEB. Os autores identificaram 518 DOLs, com variabilidade interanual de aproximadamente 16-40 eventos e tempo de vida médio de 4-6 dias. Eles documentaram que os meses com maior atividade de atuação dessas ondas coincidem com a estação chuvosa do NEB, e que explica pelo menos 60% da precipitação do período, com comprimento de onda e velocidade de fase de 4500 km e 9,5 m.s⁻¹, respectivamente.

6.2 Identificação dos DOLs

Pontes da Silva (2011) e Gomes et al. (2019) adotaram uma metodologia de identificação considerando a direção temporal reversa, ou seja, animando imagens de satélite (canais visível, vapor de água e infravermelho) para trás a partir do momento em que a onda é melhor caracterizada pela nebulosidade com dimensões sinóticas ou sub-sinóticas, incluindo ou não Cumulonimbus (Cbs). Segundo os autores, em raras ocasiões nota-se uma ausência total de Cbs próximo à costa do NEB.

Um exemplo de detecção de DOLs nas imagens de satélite no infravermelho é apresentado na Figura 2. Inicialmente, observa-se nuvens baixas associadas ao DOL às 1200 UTC do dia 21 e 0300 UTC do dia 22 de maio de 2006 (Figuras 2a e 2b). Nas horas seguintes, há o desenvolvimento de Cbs na área do DOL à medida que o

sistema se aproxima do leste do NEB às 0900 UTC do dia 23 e 0300 UTC do dia 24 de maio (Figuras 2c e 2d). Após essa identificação, estes eventos são separados como candidatos a DOLs. Em seguida, estes possíveis eventos foram analisados através de campos de vorticidade relativa e linhas de corrente nos níveis de 1000, 850, 700, 500 e 200 hPa para verificar a distribuição de vorticidade e os padrões de circulação atmosféricas, respectivamente (Figura 3).

A Figura 3 mostra um exemplo para o nível de 700 hPa do evento identificado nas imagens de satélite (Figura 2). Na Figura 3a (1200 UTC do dia 21) é possível observar um núcleo de vorticidade negativa em aproximadamente 4°S e 21°W e eixo do cavado no sentido sudoeste-nordeste. No dia 22 às 0300 UTC (Figura 3b), o sistema se desloca para oeste com eixo do cavado no sentido meridional (norte-sul), enquanto que nos dias subsequentes 23 (0900 UTC; Figura 3c) e 24 (0300 UTC; Figura 3d), o sistema se propaga até atingir o NEB com eixo do cavado no sentido sudeste-noroeste e núcleo de vorticidade negativa mais intenso.

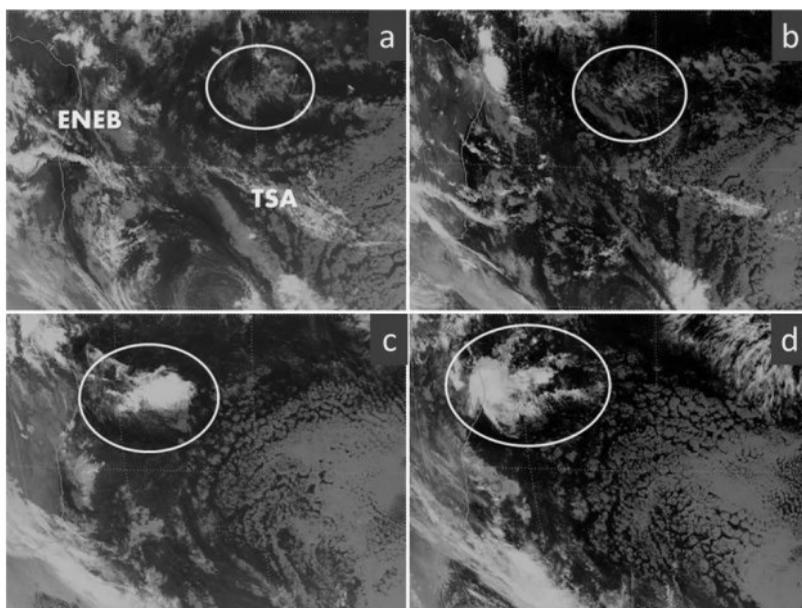


Figura 2 - Imagens de satélite no canal infravermelho do METEOSAT-7 às 1200 UTC do dia 21 (a), às 0300 UTC do dia 22 (b), às 0900 UTC do dia 23 (c) e às 0300 UTC do dia 24 (d) de maio de 2006. As elipses indicam a nebulosidade associada ao DOL propagando-se pelo ATS até sua chegada no leste do NEB

Fonte: GOMES et al.; 2019.

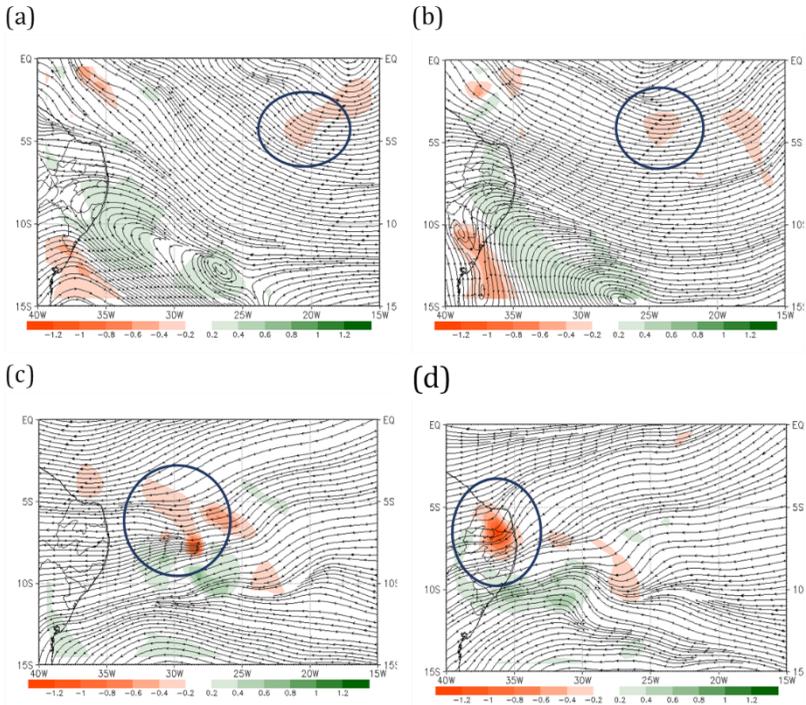


Figura 3 - Campos de vorticidade relativa (sombreado, 10^{-5} s^{-1}) e linhas de correntes em 700 hPa às 1200 UTC do dia 21 (a), às 0300 UTC do dia 22 (b), às 0900 UTC do dia 23 (c) e às 0300 UTC do dia 24 (d) de maio de 2006. Os círculos em azul mostram o núcleo de vorticidade negativa associado cavado da onda em todo seu deslocamento.

6.3 Características climatológicas

Gomes et al. (2019) utilizaram 21 anos de dados do *European Centers for Medium-Range Weather Forecasting*

interim reanalysis (ERA-Interim) e de satélite do *Meteosat* e calcularam as principais características médias dos DOLs, tais como: comprimento de onda, velocidade de fase, período, duração média, frequência de eventos, variabilidade interanual e mensal e o tipo de sistema que os originaram. Na identificação inicial, com base nas imagens de satélite, os autores encontraram 518 DOLs no período de 21 anos (1989–2009) de análise, com uma variabilidade interanual de cerca de 16 a 40 DOLs, vida útil média de 4 a 6 dias. Dos 518 DOLs identificados, 504 (97%) chegaram ao leste do NEB em algum momento de sua evolução, e 330 (64%) foram associados à convecção e 70 (14%) cruzaram a região NEB e atingiram a região amazônica.

Os diagramas de frequências de DOLs por ano, mês e sistema que os originaram são apresentados na Figura 4 obtidos por Gomes et al. (2019). Pode-se verificar na Figura 4a a existência de uma grande variabilidade interanual quanto à frequência absoluta desse sistema, principalmente nos anos iniciados com evento de El Niño-Oscilação Sul (ENOS) estabelecido. Caetano (2011) também identificou alta variabilidade na ocorrência anual (entre 5 e 51 eventos) e, através de uma análise observacional, examinou os DOLs para o período de 1999 a 2009 e detectou um total de 376 casos.

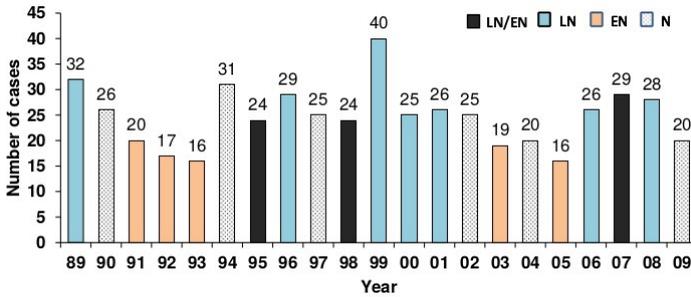
Ainda analisando os resultados obtidos por Gomes et al. (2019) a Figura 4b mostra a distribuição mensal do número de DOLs para os 21 anos estudados. Como já discutido em trabalhos anteriores (por exemplo, Pontes da

Silva 2011 e Gomes et al. 2015), uma ocorrência maior é observada entre abril e julho, no entanto, é nítido que agosto também possui uma alta frequência de casos de DOLs (64 casos). Com relação a origem, é possível identificar na Figura 4c os principais sistemas que estiveram associados aos DOLs, tais como: Vórtice Ciclônico de Altos Níveis (VCAN, 8 sistemas), Zona de Convergência Intertropical (ZCIT, 33), conglomerados convectivos provenientes da costa oeste da África (AF, 52) e Sistemas Frontais (FF, 351). Além disso, os autores também encontraram algumas interações entre estes sistemas associada à origem dos DOLs, a saber: AF/FF (15), AF/ZCIT (18), AF/VCAN (2) e ZCIT/FF (16).

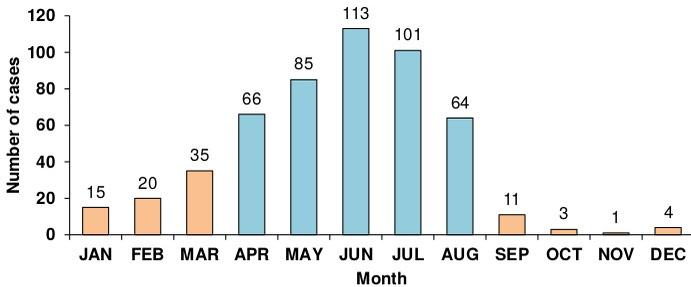
No estudo realizado por Caetano (2011) foram identificados 5 tipos de sistemas relacionadas a sua origem:

- Tipo I – Conglomerados convectivos provenientes da costa oeste da África;
- Tipo II – Nebulosidade originada e desenvolvida pela influência de VCANs;
- Tipo III – Nebulosidade originada sobre o oceano Atlântico;
- Tipo IV – Nebulosidade proveniente da ZCIT;
- Tipo V – Nebulosidade originada próximo à costa leste do NEB, devido a convecção local e interações com efeito de brisa, ventos alísios ou sistemas frontais do HS.

(a)



(b)



(c)

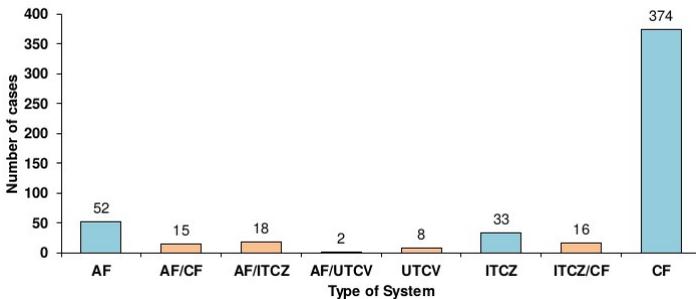


Figura 4 - Diagrama da frequência absoluta de DOLs para o período de 1989-2009: a) ano, b) mês, e c) tipos de sistemas que os originaram.

Fonte: GOMES et al.; 2019.

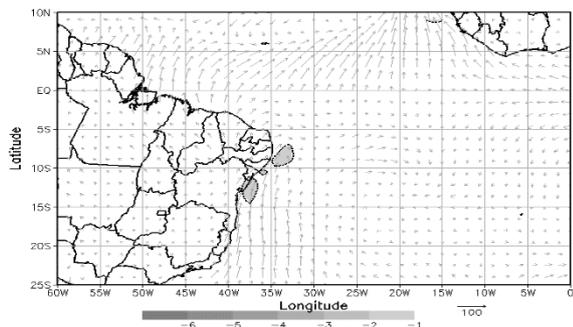
Analisando as imagens de satélite no período 1989–2009, Gomes et al. (2019) identificaram um ciclo de vida médio dos DOLs de 5,5 dias entre a detecção e a dissipação. Por outro lado, ao analisar uma composição dos campos em 700 hPa, a duração e o comprimento de onda médios dos DOLs identificados foram de 6 dias e 4500 km (45°), respectivamente, e velocidade de fase média de $9,5 \text{ m.s}^{-1}$. Essas características são similares às encontradas por Yamazaki e Rao (1977), Diedhiou et al. (2010), Pontes da Silva (2011), Gomes et al. (2015) e outros, como mostra a Tabela 1.

Tabela 1 - Características principais dos DOLs sobre o ATS de acordo com alguns estudos.

Período (dias)	Comprimento de onda (km)	Velocidade de fase (m/s)	Níveis (hPa)	Métodos	Referência
4-6	6000	14	700-300	v, análise espectral	Neiva (1975)
4	4000	10	-	Satélite	Yamazaki e Rao (1977)
3-5	-	12	-	Radiossonda	Kayano (1979)
3-6	6200	12	850	v, ROLE, análise espectral	Chan (1990)
4	3500-4500	10-13	1000-500	v, EOF, EEOF	Espinoza (1996)
3.5-3.8	2900-3800	9.8-11.6	700	v, composição, satélite	Mota (1997)
3-6	-	-	850-500	v, radiossonda	Coutinho (1999)
5	4000	10	850 e 700	v, satélite, radiossonda	Torres (2008)
3-9	2000-4000	6-12	700	Análise espectral, v, composição	Diedhiou et al. (2010)
5.3	4306.8	9.5	1000-200	v, u, w, composição, análise sinótica	Pontes da Silva (2011)
5.5	4500	9.5	1000-200	v, u, w, composição	Gomes et al. (2015)

6.4 Padrões sinóticos associados

Campos de composição, considerando desde três dias antes até um dia após o sistema atingir a costa do NEB (-3, -2, -1, 0 e +1), de anomalia do fluxo de umidade integrada vertical (até 200 hPa) e divergência em 1000 hPa para estação úmida (março a agosto) são apresentados na Figura 5 (coluna esquerda). Observa-se no dia -3 a presença de um sinal anômalo com circulação ciclônica centrada entre as longitudes de 25°W e 20°W, que se intensifica e desloca-se para oeste no dia seguinte. Nota-se a presença de anomalia negativa de divergência associada a esta perturbação ciclônica se propagando para leste do dia -1 até o dia +1, além de uma mudança no fluxo de umidade na costa do NEB, de sul para sudeste. As anomalias de convergência do fluxo de umidade, vortacidade relativa e linhas de corrente em 1000 hPa (Figura 5, coluna direita) também apresenta as mesmas características discutidas acima, sendo mais evidente nas anomalias de linhas de correntes. Existe ainda a presença de uma confluência na costa leste do NEB associada à perturbação ciclônica e uma defluência na costa norte desta região.



-3

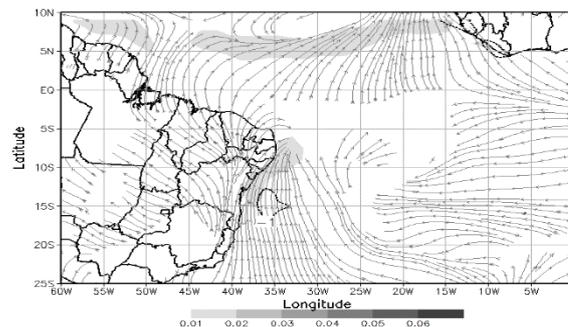
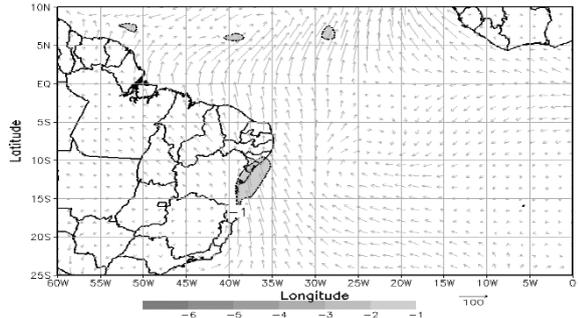
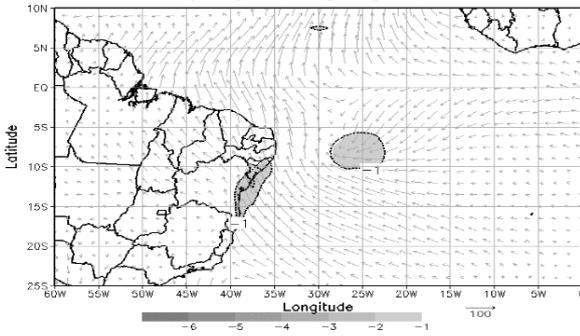
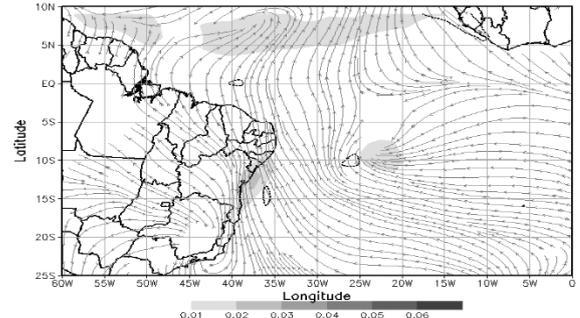


Figura 5 - Composição de anomalia do fluxo de umidade integrada verticalmente e divergência (sombreado, 10^{-5} s^{-1}) em 1000 hPa (coluna esquerda) e convergência do fluxo de umidade (sombreado, $10^{-5} \text{ g.kg}^{-1}.\text{s}^{-1}$), vorticidade relativa (contornos) e linhas de corrente em 1000 hPa (coluna direita) entre os dias -3 e +1, para o período úmido. O vetor de referência é $100 \text{ km.m}^{-1}.\text{s}^{-1}$. Apenas anomalias negativas (valores sombreados) são plotadas.

Fonte: GOMES; 2012.



-2



-1

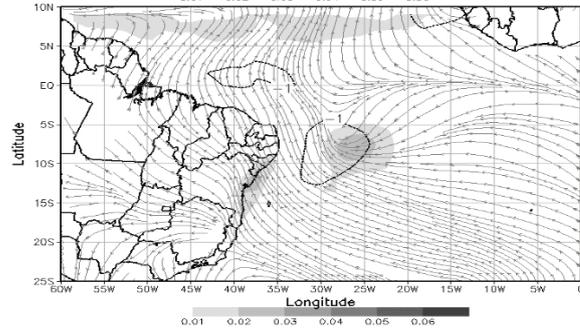
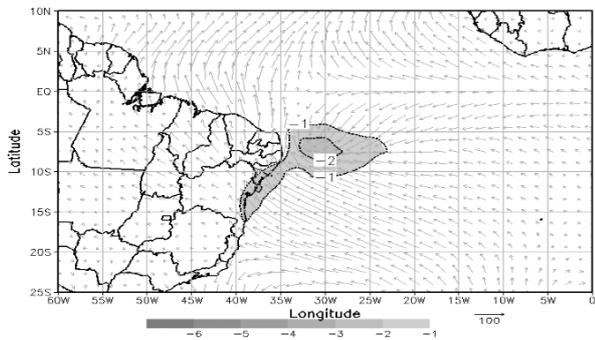
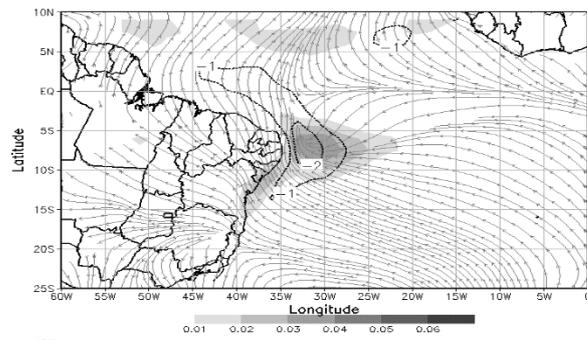


Figura 5 - Continuação



0



+1

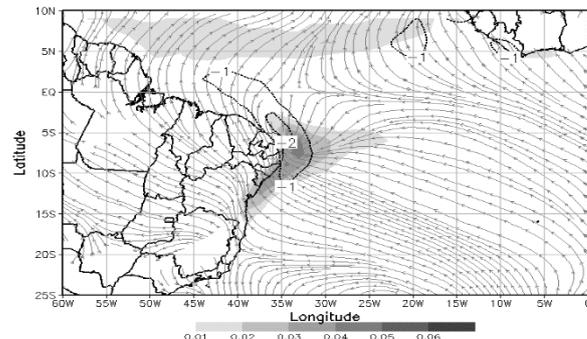
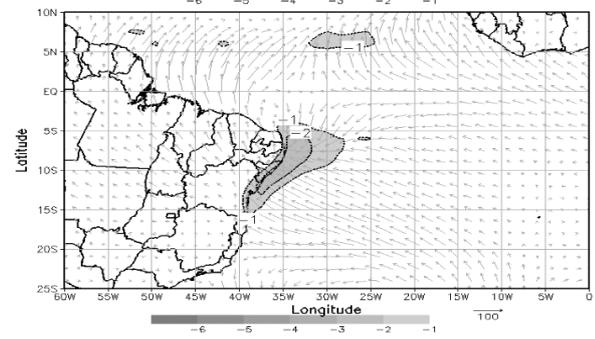


Figura 5 - Continuação

A Figura 6 mostra as anomalias de vorticidade relativa e linhas de corrente entre os dias -3 e +1 para os níveis de 850 (coluna esquerda) e 700 (coluna direita) hPa. Observa-se nesses níveis um núcleo de anomalia negativa de vorticidade de leste para oeste até a costa do NEB que estão em fase com anomalia ciclônica desde o dia -3. A característica de mudança na direção do escoamento de sul para sudeste é observada também no nível de 850 hPa. Por outro lado, no nível de 700 hPa, durante os dias -3 e -2 nota-se uma anomalia anticiclônica sobre a região na vanguarda dos núcleos de vorticidade. Um dia após atingir a costa do NEB, observa-se a presença da circulação ciclônica e anomalia negativa fraca de vorticidade sobre o continente, ao passo que no nível de 850 hPa este padrão está deslocado para norte. Em ambos os níveis, ainda é possível identificar a confluência (defluência) na costa leste (norte) do NEB, similar ao nível de 1000 hPa.

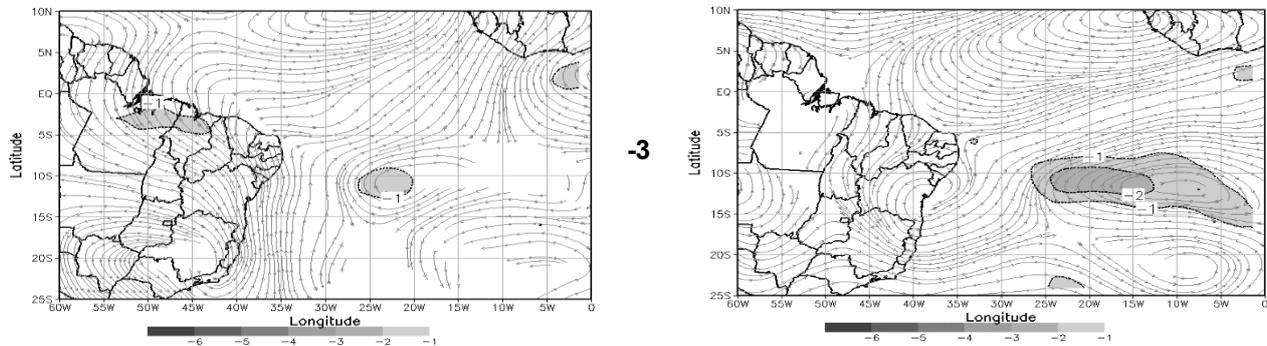
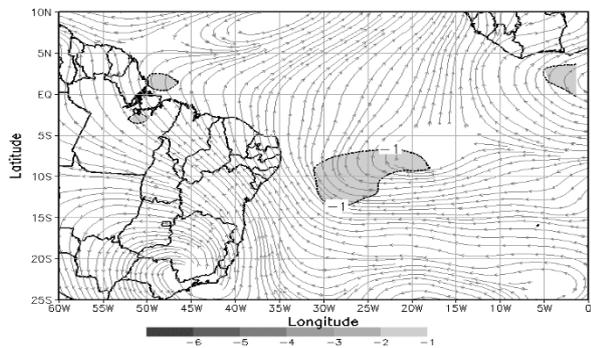
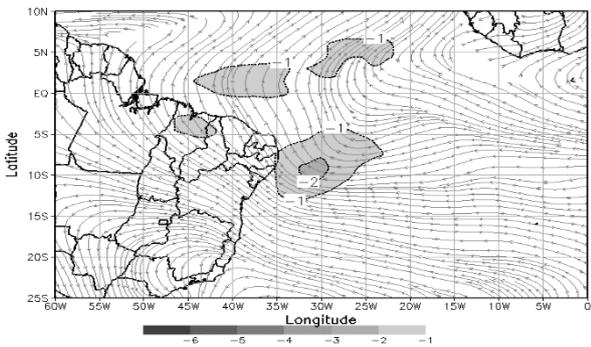
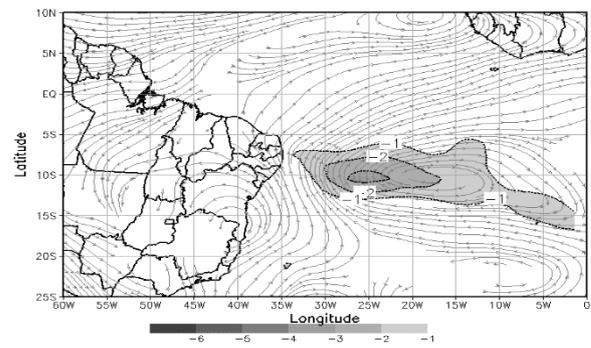


Figura 6 – Composição de anomalia de vorticidade relativa (sombreado, 10^{-5} s^{-1}) e linhas de corrente em 850 (coluna esquerda) e 700 (coluna direita) hPa entre os dias -3 e +1, para o período úmido. Apenas anomalias negativas (valores sombreados) são plotadas.



-2



-1

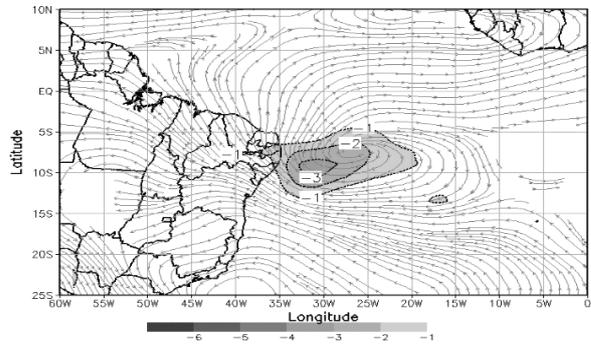
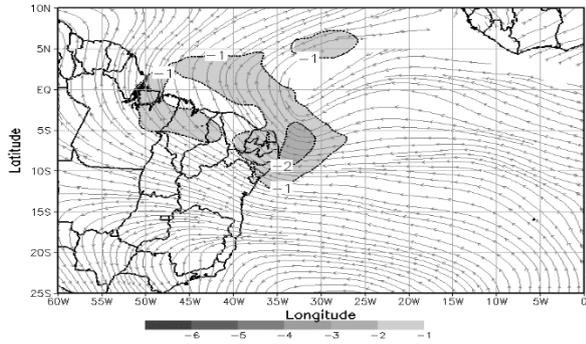
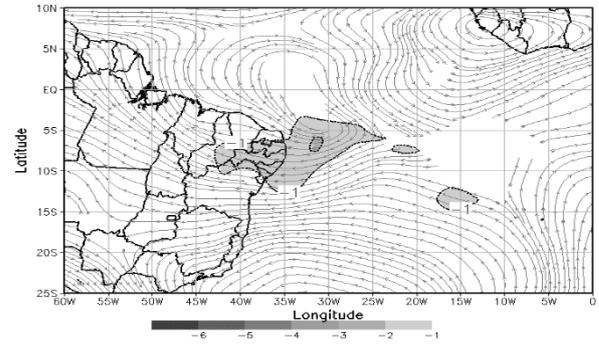


Figura 6 - Continuação



0



+1

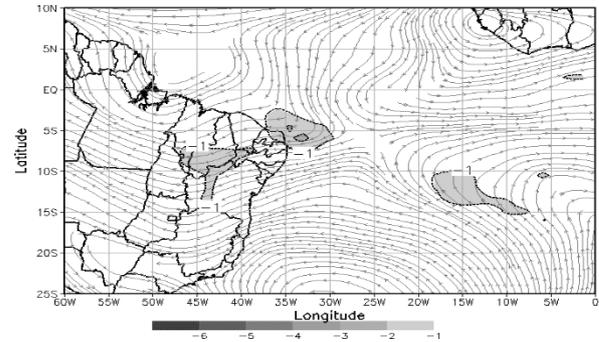
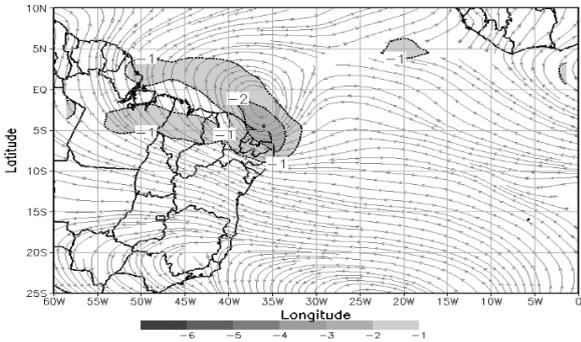


Figura 6 - Continuação

No nível de 500 hPa (Figura 7, coluna esquerda), a anomalia de circulação ciclônica está associada a uma crista e anomalia de circulação anticiclônica na sua vanguarda e retaguarda, respectivamente, além do núcleo negativo de vorticidade no dia -3. No dia -2, há um descolamento para oeste dos padrões anômalos associados aos DOLs, onde há uma mudança no sentido do escoamento de oeste para leste em toda costa leste do NEB. Assim, ao que parece a propagação dos DOLs contribui para o enfraquecimento da circulação anticiclônica no nível de 500 hPa ou muda sua direção. Em 200 hPa (Figura 7, coluna direita), observa-se uma circulação anticiclônica anômala presente em todos os dias. Destaca-se ainda que do dia -1 ao dia +1 há um aumento da confluência entre o cavado sobre o NEB e a crista em latitudes mais equatoriais.

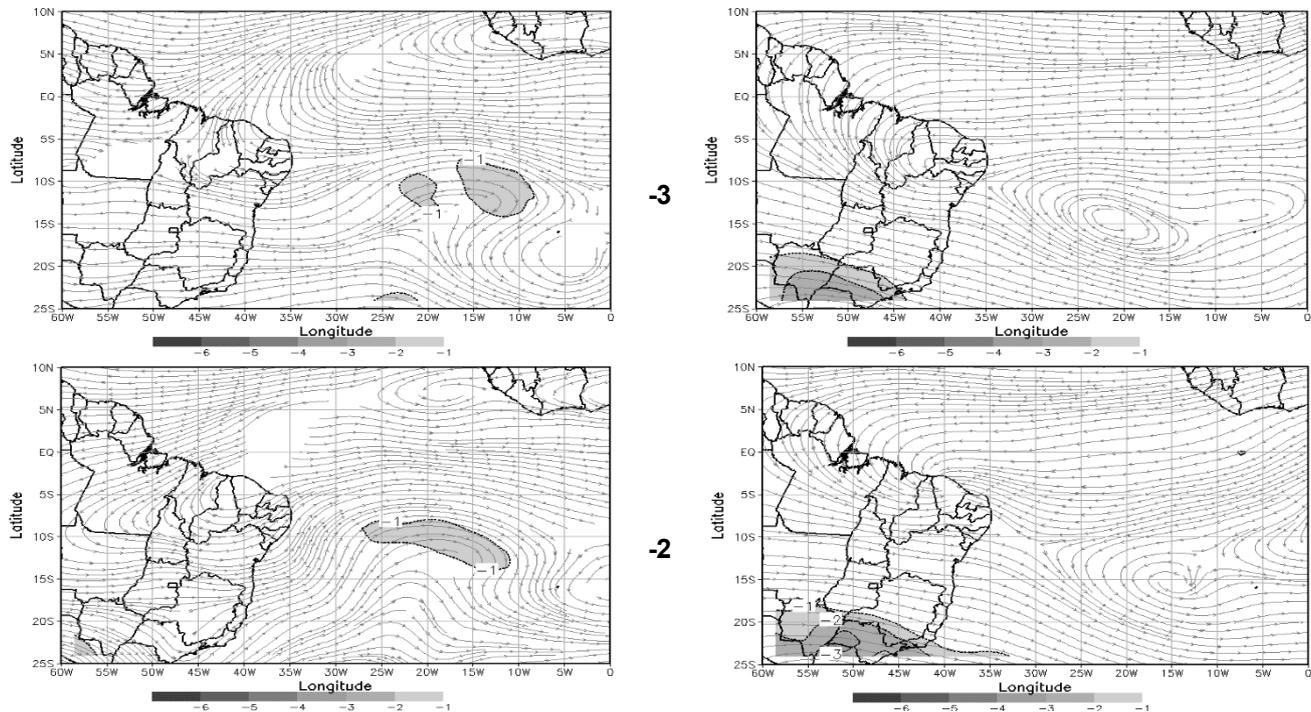
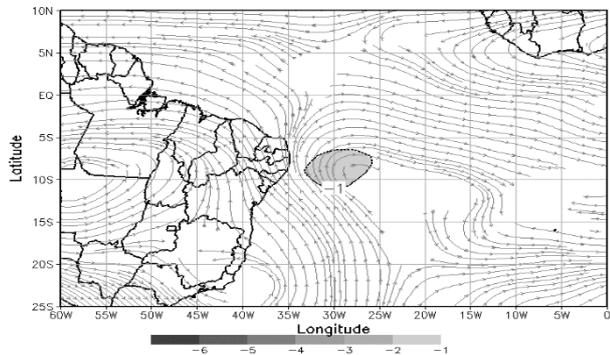
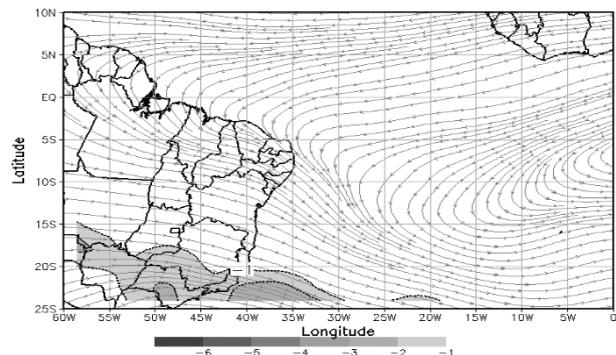


Figura 7 – Como na Figura 6, mas para os níveis de 500 (coluna esquerda) e 200 hPa (coluna direita).

Fonte: GOMES; 2012.



-1



0

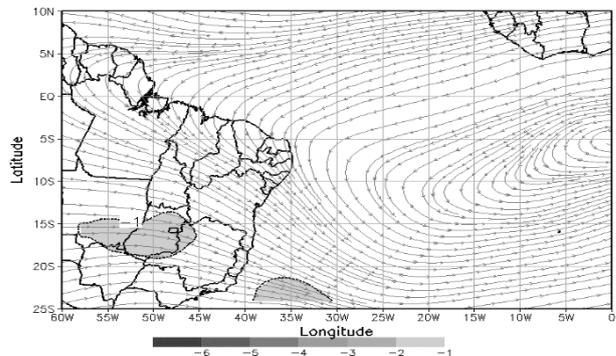
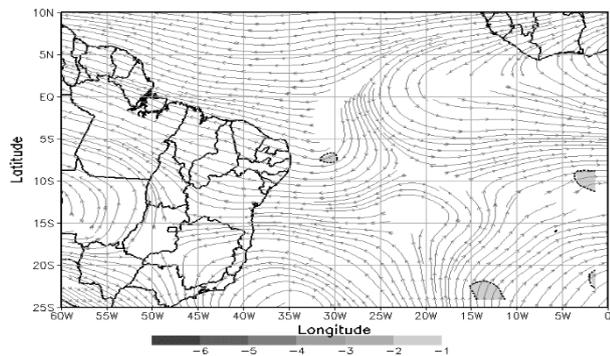
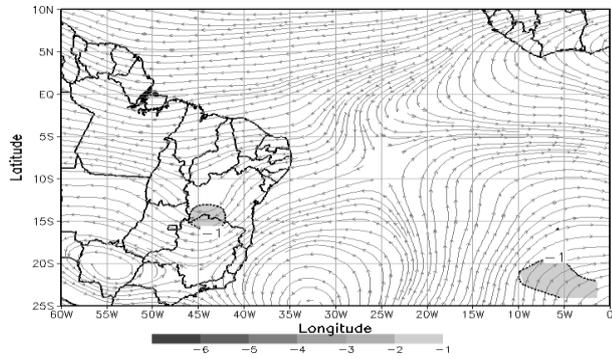


Figura 7 - Continuação



+1

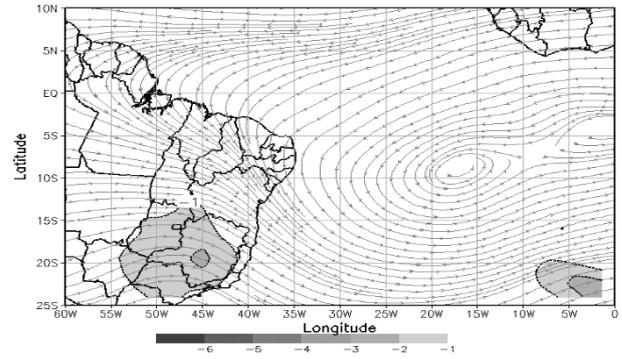


Figura 7 - Continuação

Uma anomalia positiva de precipitação associada aos DOLs está bem caracterizada nos campos de composição de anomalia de precipitação (Figura 8, coluna esquerda). A anomalia de precipitação observada na costa leste do NEB nos dias -3 e -2 provavelmente está relacionada aos sistemas locais e/ou de mesoescala. Nota-se um núcleo de anomalia positiva de precipitação entre as longitudes de 30°W e 20°W na altura dos estados de Sergipe e Paraíba no dia -1, que se intensifica e se desloca para perto da costa leste do NEB no dia seguinte (dia 0), atingindo a costa leste do NEB no dia +1.

As anomalias de TSM sobre o ATS (Figura 8, coluna esquerda) mostram que à medida que os DOLs se propagam para oeste, em direção a costa do NEB, as anomalias de TSM tornam-se mais negativas nesta região.

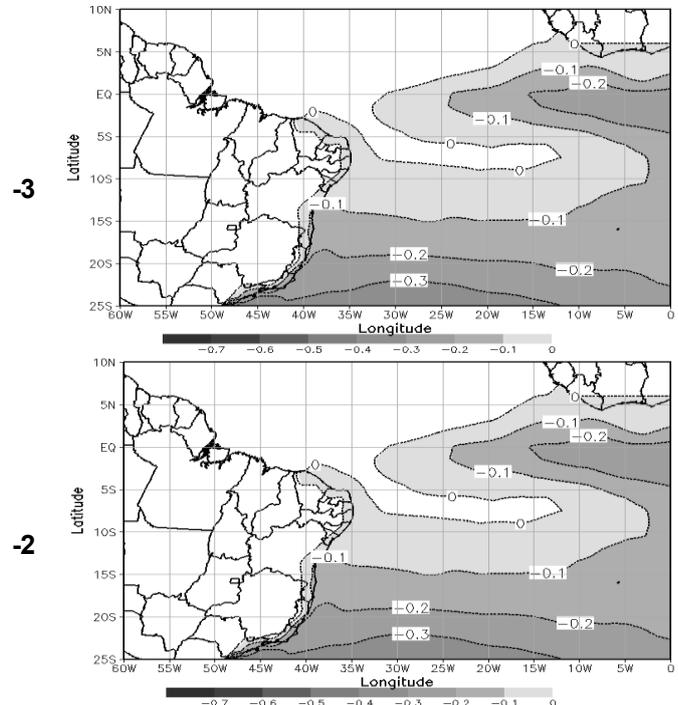
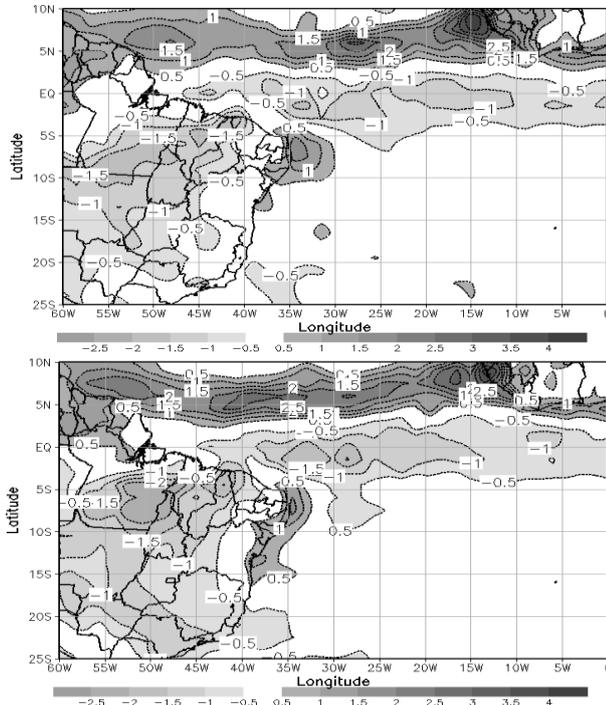
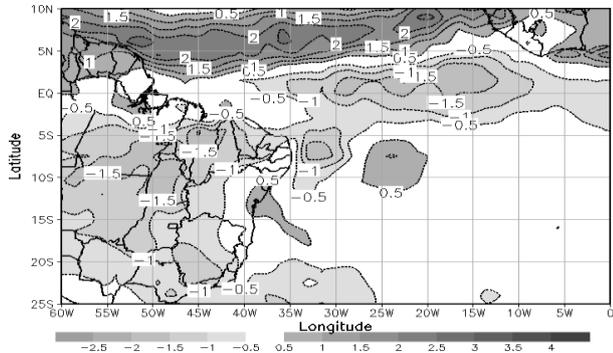
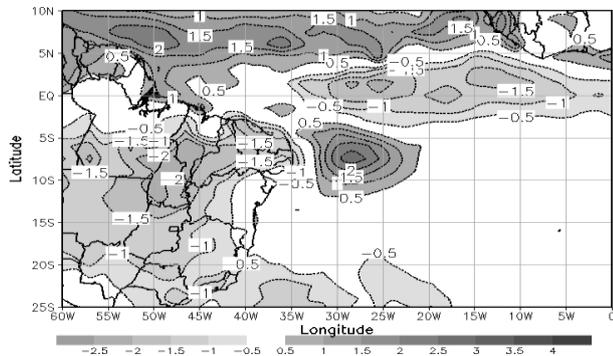
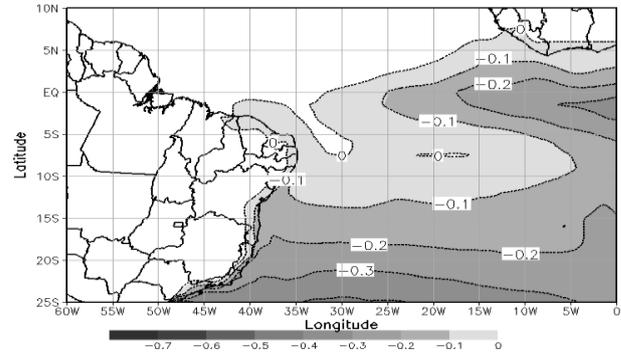


Figura 8 – Composição de anomalia de precipitação (mm.dia⁻¹, coluna esquerda) e TSM (°C, coluna direita) entre os dias -3 e +1, para o período úmido.



-1



0

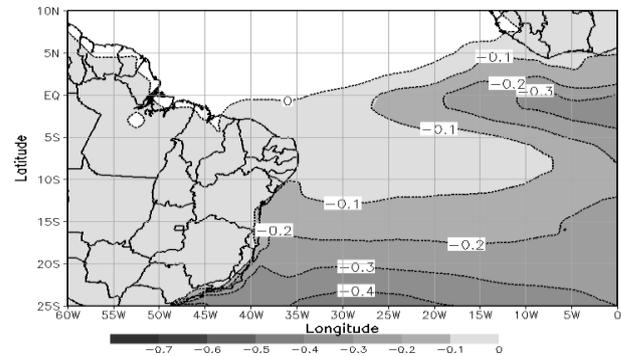
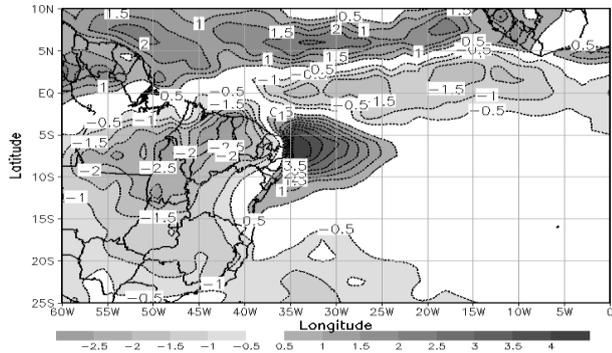


Figura 8 – Continuação



+1

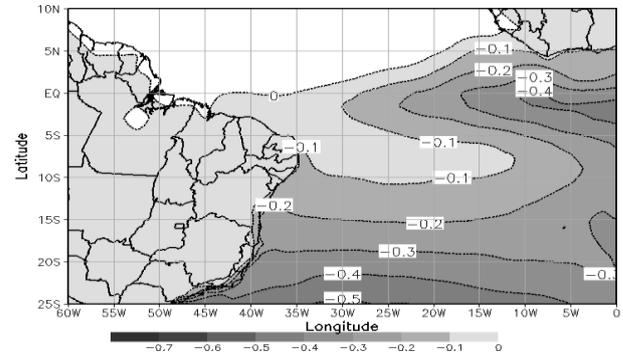


Figura 8 - Continuação

6.5 Conclusões

O presente capítulo é uma compilação de alguns resultados sobre os Distúrbios Ondulatórios de Leste sobre a região do Atlântico Tropical Sul e seu impacto no nordeste brasileiro. A ideia principal foi apresentar os resultados mais recentes sobre esse tópico com base em estudos climatológicos.

Apesar dos diversos estudos de DOLs na região do Atlântico Tropical Sul, algumas lacunas ainda não foram bem fundamentadas, como por exemplo o ciclo diurno, da gênese até dissipação, e os seus mecanismos de formação.

6.6 Referências bibliográficas

ALVES, M. A. S.; OYAMA, M. D.; YAMAZAKI, J. Composição de Ventos de Distúrbios Ondulatórios de Leste sobre as Regiões de Alcântara e Natal: Caracterização Preliminar. In: **XIV Congresso Brasileiro de Meteorologia**, Florianópolis, 2006.

ASNANI, G. C. **Tropical Meteorology. Vols. I-II**, Pune-India: Noble Printers, 1993, 1201 p.

BARBOSA, R. L. **Interação das Perturbações Convectivas Iniciadas na Costa Norte do Brasil com Distúrbios Ondulatórios de Leste**. Dissertação (Mestrado), Pós-

Graduação em Meteorologia, Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2005, 81 p.

BERRY, F. A.; BOLLAY; NORMAN, E.; BEERS, R. **Handbook of Meteorology**. McGraw-Hill Book Company, London, 1945, 1068 p.

BURPEE, R. W. The Origin and Structure of Easterly Waves in the Lower Troposphere of North African. **Journal of the Atmospheric Science**, v. 29, p. 77-90, 1972.

CAETANO, J. M. V. **Análise das Ondas de Leste sobre a Costa Leste do Nordeste do Brasil para o Período entre 1999 e 2009**. Dissertação (Mestrado), Pós-Graduação em Meteorologia, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro – RJ, 2011, 104 p.

CARLSON, T. N. Some Remarks on African Disturbances and Their Progress over the Tropical Atlantic. **Monthly Weather Review**, v. 97, p. 716-726, 1969.

CHAN, C. S. **Análise de Distúrbios Ondulatórios de Leste sobre o Oceano Atlântico Equatorial Sul**. Dissertação (Mestrado), Pós-Graduação em Meteorologia, Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos – SP, 1990, 134 p.

COOK, K. Generation of the African Easterly Jet and Its Role in Determining West African Precipitation. **Journal of Climate**, v. 12, p. 1165-1184, 1999.

COUTINHO, E. C. Estudo das características atmosféricas na região do Centro de Lançamento de foguetes de Alcântara (CLA). Dissertação (mestrado). Pós-Graduação em Meteorologia, Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais – INPE. São José dos Campos, 1999, 141 p.

COUTINHO, E. C.; FISCH, G. Distúrbios Ondulatórios de Leste (DOLs) na Região de Alcântara – MA. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 22, n. 2, p. 193-203, 2007.

DIEDHIOU, A. S.; JANJICOT, A.; VILTARD, A.; DE FELICE, P. Evidence of Two Regimes of Easterly Waves Over West Africa and the Tropical Atlantic. **Geophysical Research Letters**, v. 25, p. 2805-2808, 1998.

DIEDHIOU, A. S.; MACHADO, L. A. T.; LAURENT, H. Mean Kinematic Characteristics of Synoptic Easterly Disturbances over the Atlantic. **Advances in Atmospheric Sciences**, v. 27, n. 3, p. 1-17, 2010.

DUNN, G. E. Cyclogenesis in the Tropical Atlantic. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 41, p. 291-297, 1940.

ESPINOZA, E. S. **Distúrbios nos Ventos de Leste no Atlântico Tropical**. Dissertação (Mestrado), Pós-Graduação em Meteorologia, Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos – SP, 1996, 149 p.

FEDOROVA, N. Ondas de Leste. **Sinótica IV: Sistemas e Processos Sinóticos Atuantes na América do Sul**. Maceió, 2008. 194 p.

FRANK, N. L. Atlantic Tropical System of 1969. *Monthly Weather Review*, v. 98, p. 307-314, 1970.

GOMES, H. B. **Distúrbios Ondulatórios de Leste no Nordeste Brasileiro: Climatologia e Modelagem Numérica**. Tese (doutorado), Pós-Graduação em Meteorologia, Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas (IAG) - Universidade de São Paulo (USP). São Paulo, 2012, 99p.

GOMES, H.B. ; AMBRIZZI, T.; HERDIES, D.L.; HODGES, K.; PONTES DA SILVA, B.F. Easterly wave disturbances over northeast Brazil: an observational analysis. **Advances in Meteorology**. 2015. <https://doi.org/10.1155/2015/176238>

GOMES, H.B.; AMBRIZZI, T.; PONTES DA SILVA, B.F.; HODGES, K.; SILVA DIAS, P.L.; HERDIES, D.L.; SILVA, M.C.L.; GOMES, H.B. Climatology of easterly wave disturbances over the tropical South Atlantic. **Climate Dynamics**. v. 53(3-4), p. 1391-1411. 2019. <https://doi.org/10.1007/s00382-019-04667-7>

HALL, B. A. Westward – Moving Disturbances in the South Atlantic Coinciding With Heavy Rainfall Events at Ascension Island. **Meteorological Magazine**, v. 118, p. 175-181, 1989.

KAYANO, M.T. **A climatic and synoptic study using radiosonde data (1968-1976) from Manaus and Belem**. Dissertação (Mestrado). Pós-Graduação em Meteorologia, Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais - INPE. 1979.

KAYANO, M. T. Low-Level High-Frequency Models in the Tropical Atlantic and Their Relation to Precipitation in the Equatorial South America. **Meteorological Atmospheric Physics**, v. 83, p. 263-276, 2003.

MOTA, G. V. **Estudo Observacional de Distúrbios Ondulatórios de Leste no Nordeste Brasileiro**. Dissertação (Mestrado), Pós-Graduação em Meteorologia, Universidade de São Paulo, Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas - INPE, São Paulo - SP, 1997, 92 p.

NEIVA, E. J. F. **An Investigations of Wave-Type Disturbances over the Tropical South Atlantic Ocean.** M.Sc. Thesis. Naval Post Graduate School, Monterey, California, USA, 1975, 58 p.

PONTES DA SILVA, B.F. **Contribuição dos Distúrbios Ondulatórios de Leste para a chuva no Leste do Nordeste do Brasil: evolução sinótica media e simulações numéricas.** Dissertação (Mestrado), Pós-Graduação em Meteorologia, Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas –Universidade de São Paulo, 2011, 122 p.

REED, J. R.; NORQUIST, D. C.; RECKER, E. E. The Structure and Properties of African Wave Disturbances as Observed During Phase III of GATE. **Monthly Weather Review**, v. 105, p. 317-333, 1977.

REED, J. R.; KLINKER, E.; HOLLINGSWORTH, A. The structure and Characteristics of African Easterly Wave Disturbances and Determined from the ECMWF Operational Analysis/Forecast System. **Meteorological Atmospheric Physics**, v. 38, p. 22-33, 1988.

RIEHL, H. **Waves in the easterlies and polar front in the tropics**. Chicago: Chicago University, Department of Meteorology, 79 p., 1945.

RIEHL, H. **Tropical Meteorology**. McGraw-Hill, New York. 1954, 392 p.

SERRA, Y. L.; KILADIS, G. N.; HODGES, K. I. Tracking and Mean Structure of Easterly Waves over the Intra-Americas Sea. **Journal of Climate**, v.23, p. 4823-4840, 2010.

The COMET Program, 2016. Disponível em: https://www.meted.ucar.edu/tropical/textbook_2nd_edition/navmenu.php?tab=8&page=1.1.8. Acessado em 15 de abril de 2020.

THORNCROFT, C. D. An Idealized Study of African Easterly Waves. Part III: More Realistic Basic States. **Quarterly Journal of Royal Meteorological Society**, v. 121, p. 1589-1614, 1995.

THORNCROFT, C. D.; HODGES, K. I. African Easterly Wave Variability and its Relationship to Atlantic Tropical Cyclone Activity. **Journal of Climate**, v. 14, p. 1166-1179, 2001.

TORRES, R. R. **Análise e Modelagem dos Distúrbios Ondulatórios de Leste que Atuam na Costa Leste do**

Nordeste do Brasil. Dissertação (Mestrado), Pós-Graduação em Meteorologia, Instituto Nacional de Pesquisas Especiais, São José dos Campos – SP, 2008, 129 p.

TORRES, R. R.; FERREIRA, N. J. Case Studies of Easterly Wave Disturbances over Northeast Brazil Using the Eta Model. **Weather and Forecasting**, v. 26, p. 255-235. 2011.

YAMAZAKI, Y.; RAO, V. B. Tropical Cloudiness over South Atlantic Ocean. **Journal of Meteorological Society of Japan**, v. 55, p. 205-207, 1977.

CAPÍTULO 7

CLASSIFICAÇÃO CLIMÁTICA E REPERCUSSÕES AMBIENTAIS NO ESTADO DE ALAGOAS, BRASIL

Jório Bezerra Cabral Júnior
Helder José Farias da Silva

7.1 Introdução

O Clima é uma descrição média, de 30 anos ou mais, ininterruptos do estado energético da atmosfera, cujo conhecimento possibilita diversas aplicações e contribui, dentre outros, para o entendimento das características ambientais. Classificar o clima de uma região permite associar a dinâmica geossistêmica e seus fatores intervenientes ao meio ambiente. Principalmente em áreas cujas características climáticas são heterogêneas e repercutem de forma desigual no tempo e no espaço.

Nesse sentido cita-se a região Nordeste do Brasil (NEB), que possui a maior diversidade climática entre as regiões do território brasileiro. Essa região é classificada em três grandes grupos climáticos, apresentando registros de áreas com Clima Tropical, Clima Seco ou Xerófito e Clima Temperado (ALVARES et al., 2013). Conseqüentemente, as

paisagens da região diferem-se, até mesmo em áreas relativamente próximas. Uma consequência da diversidade climática consiste nas formações dos diferentes biomas (Mata Atlântica, Caatinga, Cerrado e Amazônico).

Ressalta-se que 65,6% do NEB está inserido na região semiárida, de acordo com os critérios estabelecidos pelo Ministério da Integração Nacional (BRASIL, 2017), cuja prevalência é de apresentar balanço hídrico no solo negativo na maior parte do ano (GIULIETTI et al., 2004; CABRAL JÚNIOR; BEZERRA, 2018). Sendo assim o semiárido apresenta vulnerabilidade às secas (MARES et al., 1985; PAREDES et al., 2015), especialmente quando ocorrem frequentes veranicos durante a curta estação chuvosa (BARBOSA; KUMAR, 2016). Alguns trabalhos mostraram que a variabilidade das chuvas na região está associada às anomalias das Temperaturas da Superfície do Mar (TSM's) no Pacífico e/ou no Atlântico (MOURA; SHUKLA, 1981; AMORIM et al., 2014).

Cunha et al. (2015) analisaram as características espaciais e temporais da seca sobre a vegetação na região semiárida do Brasil, através de sensoriamento remoto, e encontraram que durante um grande evento de seca (2012 a 2013), aproximadamente 85% da região foi afetada, atingindo cerca de 1300 municípios e afetando cerca de 10 milhões de pessoas; estudos têm mostrado que a seca recente entre 2011-2016 no NEB foi a mais grave e frequente (BRITO et al., 2017).

O principal objetivo neste trabalho é discutir a importância da classificação climática e algumas das principais repercussões para o meio ambiente, com ênfase ao estado de Alagoas, localizado no NEB. Para efeitos didáticos analisou-se a variabilidade do clima em diferentes regiões do referido estado e suas principais características ambientais.

7.2 Classificação Climática

A Classificação Climática ou Sistemas de Classificação Climática pode ser entendida como um ramo de estudo da climatologia, que analisa e define os climas de diferentes regiões considerando-se variáveis ou elementos meteorológicos que caracterizam o estado médio da atmosfera ao mesmo tempo (VIANELLO; ALVES, 1991). Desta forma, tem por objetivo delimitar áreas, regiões ou zonas com características climáticas relativamente homogêneas e com isso facilitar a troca de informações e análises posteriores para diferentes objetivos (PEREIRA et al. 2007).

Delimitar áreas ou regiões climáticas exige identificar e classificar os diferentes tipos e subtipos do clima. No entanto, o seu estabelecimento necessita de informações técnicas e base de dados que permitam efetivar o mapeamento, que é o objetivo fundamental de uma classificação climática espacializada. Para Almeida (2016) o

número de variáveis meteorológicas a serem utilizadas numa classificação climática depende do propósito a que se destina. Assim, uma classificação que atenda a um determinado objetivo, obviamente, não servirá, necessariamente, a outro.

Ainda de acordo com Almeida (2016) uma classificação climática necessita, em síntese, de três enfoques básicos: empírico, genético e aplicado. O enfoque empírico apoia-se na percepção do clima, que pode ser baseada em um ou mais elementos e/ou na combinação de vários outros. O genético baseia-se nas correlações existentes de outras variáveis para as variações climáticas. Quanto ao enfoque aplicado, relaciona-se com a apropriação do conhecimento sobre o clima e sua influência exercida em outras áreas do conhecimento (ex.: na agricultura, nos recursos hídricos, na qualidade ambiental, no planejamento urbano, etc.). Portanto, precisa-se primeiramente, identificar o propósito (enfoque) a que se destina, conforme resumido e ilustrado na Figura 1.

Em relação aos critérios, a Classificação Climática pode ser feita utilizando-se os seguintes: o natural paisagístico e índices climáticos. O natural paisagístico considera as características predominantes da superfície: ausência ou presença de vegetação e a característica dela, quando houver. Enquanto o critério que utiliza índices climáticos, o mais amplamente utilizado, combina os efeitos dos

elementos do clima com características aproximadamente homogêneas.

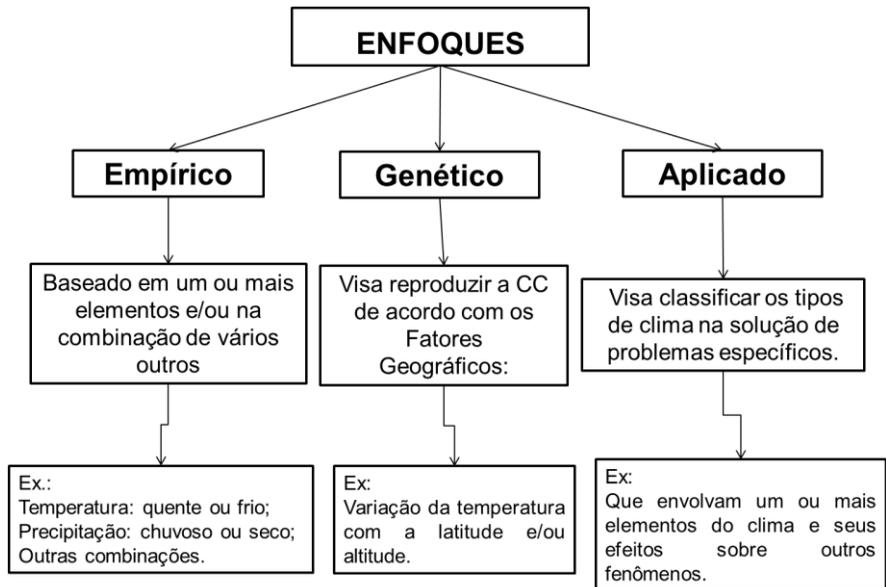


Figura 1. Enfoques básicos para realização de uma classificação climática.

Fonte: Adaptado de KÖPPEN; 1936.

Na literatura existem diversas Classificações Climáticas como por exemplo a Classificação Climática de Köppen (1936), Thornthwaite (1948), Flohn (1950), Budyko (1956), Strahler (1969), dentre outros com mais detalhes em Ayoade (1996).

Wladimir Köppen (Figura 2), biólogo nascido na Rússia, dedicou a maior parte da sua vida profissional aos estudos climáticos e é autor do sistema de classificação global dos tipos climáticos mais utilizados em diversas áreas do conhecimento. O estabelecimento de sua classificação climática recebeu o seu nome e teve um grande avanço ao identificar as regiões do globo terrestre, mediante estudo da vegetação, associando aos valores numéricos de temperatura e precipitação pluvial (ALMEIDA, 2016). A classificação, que recebeu seu nome, foi proposta em 1901, tendo sido por ele sucessivamente aperfeiçoada em 1918, 1927 e 1936 com a publicação de novas versões, preparadas em colaboração com Rudolf Geiger (por isso o nome Köppen-Geiger) (KÖPPEN; GEIGER, 1939).



Figura 2. Wladimir Köppen (1846 – 1940).

Fonte: RUIZA et al.; 2004.

Inicialmente ele usou o mapa de vegetação mundial de um fisiologista francês – Alphonse de Candolle – aceitando a vegetação natural (fitossociologia e na ecologia) como a melhor expressão do clima. Classificou os climas em cinco tipos distintos (no ano de 1900) desde o círculo polar até as latitudes tropicais. A versão mais recente da Classificação de Köppen (1948), incorporam também valores de precipitação e temperatura, inclusive com algumas características sazonais nas estações do ano. O mérito da Classificação Climática de Köppen é incontestável e de uso universal a mais de um século (ALVARES et al., 2013). Apesar de sua ampla utilização possuir algumas limitações, sendo a principal delas a falta de base racional na seleção dos valores de temperatura e de chuvas para diferentes zonas climáticas (VIANELLO; ALVES, 1991).

7.2.1 Tipos Climáticos pela Classificação de Köppen

A Classificação Climática de Köppen, em escala global, divide os climas em 5 grandes grupos: “A”, “B”, “C”, “D”, “E”. Esses grupos são representados em letras maiúsculas, com definições e características próprias e denominados conforme Figura 3.

Os locais e/ou regiões com Clima do tipo A (Clima Tropical) são assim definidos quando a temperatura média do ar no mês mais frio é superior a 18°C, enquanto a precipitação supera os 760 mm.ano⁻¹. Por outro lado,

quando a climatologia da precipitação anual é inferior aos 760 mm, denomina-se de Clima do tipo B (Xerófito e Desértico), ou seja, típico de regiões secas (áridas ou semiáridas).

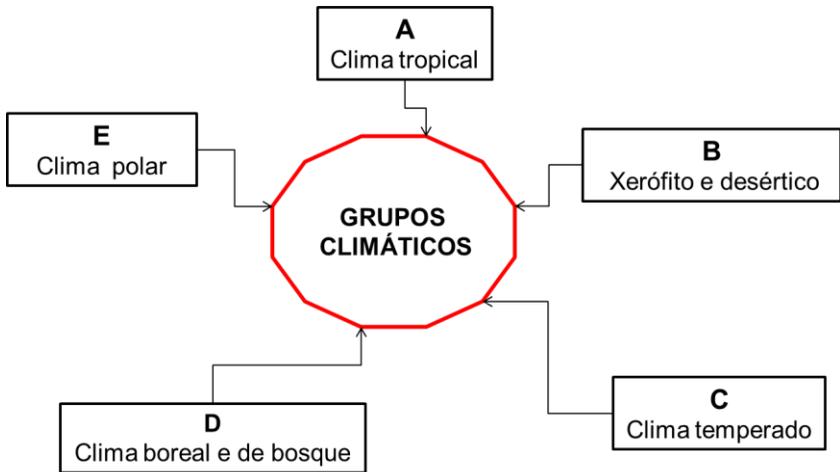


Figura 3. Grupos climáticos de acordo com a Classificação Climática de Köppen.

Para os Climas do tipo C, D e E o critério térmico se sobrepõe ao da precipitação. O Clima do tipo C (clima temperado) é aquele cuja temperatura média do ar no mês mais frio ocorre entre -3°C e 18°C . Enquanto o Clima D (boreal e de bosque), a temperatura média no mês mais frio é inferior a -3°C , porém a temperatura média do ar no mês mais quente é maior que 10°C . O último grupo climático,

Clima E (clima polar), é denominado quando todas as temperaturas médias mensais são inferiores a 10°C.

É importante enfatizar que na divisão das áreas para agrupar os diferentes tipos de clima, há citações científicas em que autores, na época, levaram em consideração as zonas de vegetação cujas fronteiras não eram perfeitamente estabelecidas, resultando, assim, em “divisões de grupos de clima puramente convencionais” (ALMEIDA, 2016).

Os climas secos (B) são subdivididos em dois tipos, sendo denominados de: BS (Estepes), quando a vegetação é de pequeno porte e geralmente esparsa, sobretudo gramíneas, e o BW (Deserto). Note-se que a segunda letra para o clima do tipo B também é representada na forma maiúscula. A distinção entre BS e BW é realizada utilizando-se o total de precipitação (P, em cm), na distribuição dela e na temperatura média anual (T, em °C), através de três condições possíveis, a verificar:

1. Para as localidades em que o **período mais chuvoso é no inverno**, aplica-se:

$$\begin{array}{ll} \text{Se } P < T & \Rightarrow \text{Tipo "BW"} \\ \text{Se } T < P < (2T + 28) & \Rightarrow \text{Tipo "BS"} \\ \text{Se } P > (2T + 28) & \Rightarrow \text{Tipos "A", "C" ou "D"} \end{array}$$

2. Para as localidades em que as **chuvas são aproximadamente uniformes ao longo do ano**, aplica-se:

$$\begin{array}{ll} \text{Se } P < (T + 7) & \Rightarrow \text{Tipo "BW"} \\ \text{Se } (T + 7) < P < 2(T + 7) & \Rightarrow \text{Tipo "BS"} \end{array}$$

3. Enquanto os locais onde **as chuvas máximas ocorrem entre outono-verão**, aplica-se:

$$\begin{array}{ll} \text{Se } P < (T + 14) & \Rightarrow \text{Tipo "BW"} \\ \text{Se } (T + 14) < P < (2(T + 14)) & \Rightarrow \text{Tipo "BS"} \end{array}$$

Além da representação climática dada pelos 5 grupos/tipos definidos pelo Köppen, é necessário acrescentar a segunda letra para compor a fórmula climática. Em alguns tipos (B, C ou D) é possível a inserção de uma terceira letra. Enquanto o grupo/tipo climático envolve escala macrorregional observada nas diferentes regiões do globo, a segunda e terceira letra geralmente especificam sub-regiões, sendo respectivamente, relacionadas com a característica da distribuição das chuvas e os perfis de diferentes intervalos de temperatura média do ar.

A segunda letra deve ser representada com letra minúscula, exceto para os tipos climáticos C, D e E; por outro lado a terceira letra, quando necessária, será sempre representada por letra minúscula. Para determinar a fórmula climática de uma determinada localidade ou região, baseada no critério proposto por Köppen, é imprescindível

que se tenha disponível as climatologias mensais de temperatura média do ar e precipitação.

Verifica-se nos Quadros 1 e 2, sucessivamente, os subtipos da segunda e terceira letra para cada tipo climático. Antes da determinação desses subtipos deve-se considerar qual a descrição é compatível com a área de estudo analisada, de acordo com os referidos quadros.

Quando se especializa as classificações climáticas (tipos e subtipos) no globo terrestre (BECK et al., 2018), Figura 4, observa-se uma heterogeneidade de climas nas diferentes regiões da Terra, entretanto observa-se um predomínio climático por faixas latitudinais. Por exemplo, há uma predominância geográfica de haver clima do tipo A na região Tropical (entre 23°27'N a 23°27'S) e por outro lado os registros dos tipos B, C, D e E ocorrem, em média, numa sequência à medida em que há um aumento da latitude. Registrando-se climas do tipo E nas regiões extremas do planeta Terra, os polos.

Quadro 1. Segunda letra para os diferentes tipos climáticos com as respectivas descrições, conforme critérios de Köppen-Geiger.

Tipos	Subtipos (segunda letra)	Descrição
A	m	Clima de monções.
A, C ou D	w	Quando a estação chuvosa ocorre no verão.
A, C ou D	w'	Quando a estação chuvosa ocorre entre verão-outono.
A, C ou D	s	Quando a estação chuvosa ocorre no inverno.
A, C ou D	s'	Quando a estação chuvosa ocorre entre outono-inverno.
A, C ou D	f	Ocorrência de precipitação em todos os meses do ano (inexistência de estação seca).
B	S	Clima das estepes (semiárido).
B	W	Clima desértico (árido).
E	T	Quando a temperatura média do mês mais quente é entre 0°C e 10°C.
E	F	Quando a temperatura média do mês mais quente é menor que 0°C.
E	M	Precipitação abundante; Temperatura média do mês mais quente maior que 0°C.

Quadro 2. Terceira letra para os tipos climáticos B, C e D, com as respectivas descrições, conforme critérios de Köppen-Geiger.

Aplica- se aos grupos	Terceira letra da fórmula	Descrição
B	h	Quente e seco; Temperatura média do ar anual > 18°C.
B	K	Frio e seco; Temperatura média do ar anual < 18°C.
C ou D	A	Verão quente; Temperatura média do ar no mês mais quente é maior ou igual a 22°C.
C ou D	B	Verão temperado; Temperatura média do ar no mês mais quente é < 22°C; Temperaturas média do ar nos 4 meses mais quentes é > 10°C.
C ou D	C	Verão curto e fresco; Temperatura média do ar no mês mais quente é < 22°C; Temperaturas média do ar nos meses mais quentes é > 10°C em menos 4 meses.
D	D	Inverno muito frio; Temperatura média do ar no mês mais frio é < -38°C.

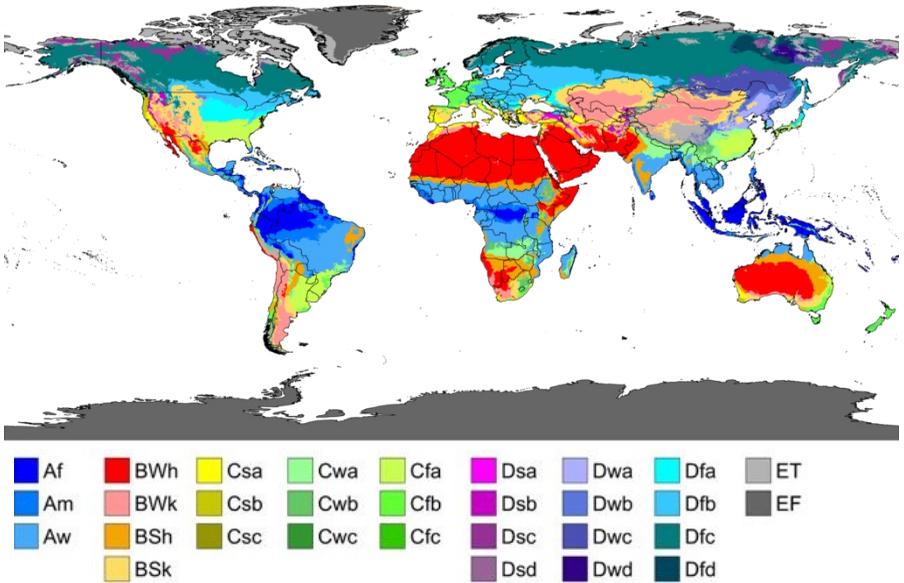


Figura 4. Classificações climáticas para diferentes regiões do globo terrestre, período: 1980 a 2016.

Fonte: BECK et al.; 2018.

Destaca-se, que a região tropical é quente e a mais chuvosa do planeta. Em contrapartida as latitudes nas proximidades de 30° de latitude (Sul e Norte), onde há predominância do clima tipo B, são as mais secas e onde predominam formações de desertos, a exemplo dos Desertos do Saara (norte da África) e de Sonora (América do Norte), ambos no Hemisfério Norte; e também os Desertos da Austrália (na Austrália), da Namíbia e do Kalahari (no sul da África), esses no Hemisfério Sul. Esses desertos são

formados basicamente devido à Alta Subtropical atuante e persistente nessas regiões.

Para os climas do tipo C, verifica-se maior ocorrência em latitudes médias. Já para os Climas do tipo D e E, climas frios, são encontrados nas regiões geográficas de maior latitude (polos e proximidades). Essas classificações também podem variar em função da influência da orografia, por condicionar diminuição das temperaturas médias do ar a medida em que a altitude aumenta.

Um exemplo de diferentes tipos climáticos numa mesma região é observado no NEB, especificamente em pontos de maior altitude no estado da Bahia (Chapada Diamantina) que mesmo estando inserida na região tropical apresentam decaimento na temperatura média do ar suficiente para ser classificado, em alguns pontos (que obtêm altitude em torno de 1800m), como clima tipo C (ALVARES et al., 2013).

Outra característica peculiar do NEB é a formação de uma área semiárida em meio a regiões de climas úmidos (Biomass da Amazônia e Mata Atlântica). Essa formação se deve principalmente ao fluxo divergente nessa área que contribui para menores quantitativos de precipitação comparados ao seu entorno (MOLION; BERNARDO, 2002; REBOITA et al., 2016). O estado de Alagoas, que mesmo sendo um dos menores do NEB, apresenta dois tipos climáticos, A e B, conforme critérios de Köppen (ALVARES et al., 2013; CABRAL JÚNIOR, 2019).

7.3 Clima do estado de Alagoas

7.3.1 Precipitação e temperatura

Verifica-se nas Figuras de 5, 6 e 7 as variações climáticas mensais, da precipitação pluvial e temperatura média do ar para localidades inseridas na parte leste, central e oeste do estado de Alagoas, respectivamente. Percebe-se que há diferenças nos quantitativos espaço-temporais, para as referidas variáveis meteorológicas, destacando-se a variável precipitação como a de maior dispersão, no tempo e no espaço.

Na estação chuvosa, o quantitativo é consideravelmente maior na região leste do estado de Alagoas, com valores médios acumulados por volta de 192,0 mm.mês⁻¹. Contudo, a parte central e oeste do estado, registram cerca de 41,7% desse total, considerando-se os cinco meses mais chuvosos, que na região leste ocorre entre abril e agosto, enquanto nas outras duas partes, entre março e julho. Quanto aos sistemas meteorológicos associados ao período mais chuvoso, destacam-se os “pulsos” da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT), Vórtices Ciclônicos de Altos Níveis (VCAN), Distúrbios Ondulatórios de Leste (DOL), Complexos Convectivos de Mesoescala (CCM) e Perturbações Ondulatórias no Campo dos Ventos Alísios (POA) (SILVA et al., 2011).

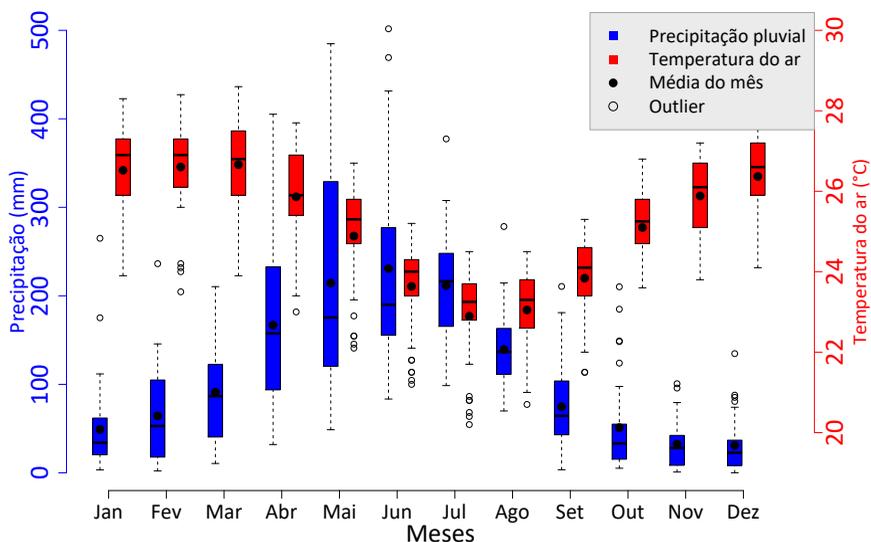


Figura 5. Box Plots representando a variabilidade da precipitação e temperatura média do ar mensais para uma localidade inserida no leste do estado de Alagoas (Barra de São Miguel-AL). Período: 1980 a 2013.

Quanto as temperaturas médias do ar para as três localidades, percebe-se que a curva de variação é semelhante, apresentando, em média, menores temperaturas nos meses entre junho a agosto (inverno austral), com média para esse período por volta de 23,2°C, por outro lado, as maiores temperaturas ocorrem entre os meses de dezembro a fevereiro (verão austral), com média, nessa estação por volta de 26,5°C na parte leste de Alagoas (Barra de São Miguel-AL), sendo que a parte central (Major

Isidoro-AL) e oeste do estado (Delmiro Gouveia-AL) obtém 1,0° a mais (cerca de 27,5°C).

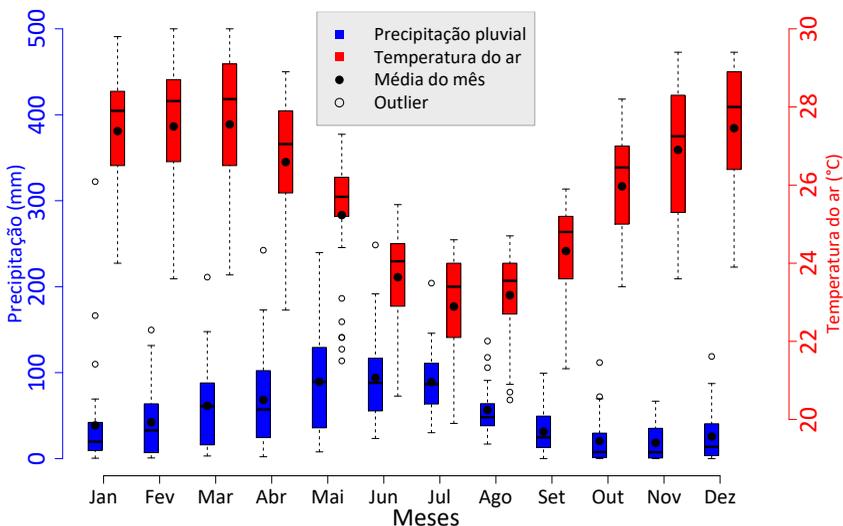


Figura 6. Box Plots representando a variabilidade da precipitação e temperatura média do ar mensais para uma localidade inserida na parte central do estado de Alagoas (Major Isidoro). Período: 1980 a 2013.

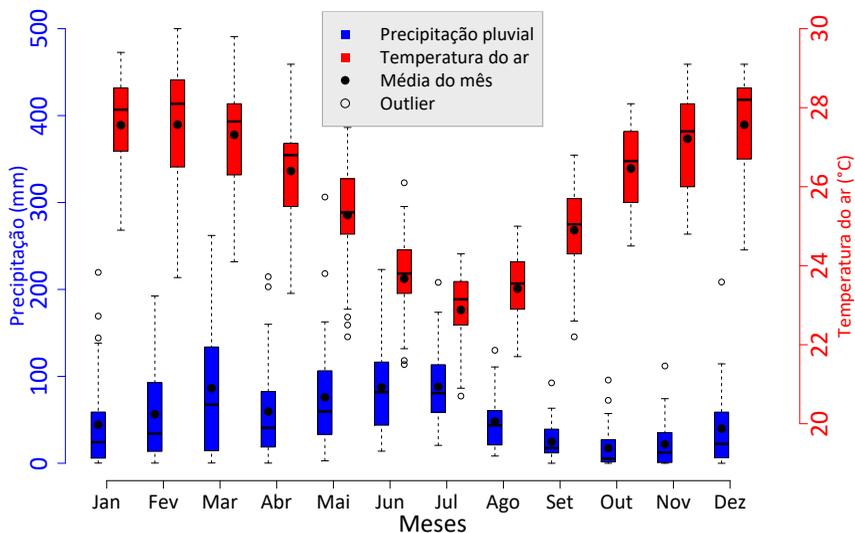


Figura 7. Box Plots representando a variabilidade da precipitação e temperatura média do ar mensais para uma localidade inserida na parte oeste do estado de Alagoas (Delmiro Gouveia-AL). Período: 1980 a 2013.

Nas Figuras 8 e 9 são verificadas as variações anuais da precipitação e temperatura média do ar, sucessivamente. Nota-se, inicialmente, Figura 8, que em Barra de São Miguel-AL (leste do estado) os quantitativos de precipitação são sempre superiores, mais que o dobro, comparando-se as duas localidades do interior do estado, com média do acumulado anual na ordem de 1356,6 mm. Para as localidades interioranas, Major Isidoro-AL e Delmiro Gouveia-AL, inseridas no centro e oeste alagoano, os totais

médios são semelhantes entre ambas, aproximadamente 640 mm.ano⁻¹, e as variações também são similares. Em contrapartida, Figura 9, as temperaturas médias do ar são menores no leste do estado (25,1°C) e aumenta em direção ao interior, para Major Isidoro (25,7°C) e Delmiro Gouveia (26,0°C). Vale destacar que, para essas três localidades em análise, além das latitudes serem semelhantes as diferenças de altitude são pequenas, inferiores a 250 m. Portanto, o efeito da variação térmica do ar está mais associada ao efeito longitudinal (distanciamento com o mar).

Em termos de Classificação Climática, há dois tipos de Clima no estado alagoano. Um observado na região leste (Barra de São Miguel) com a fórmula *As'*, ou seja, Clima tropical com acumulado médio de chuva anual superior a 760 mm/ano e temperatura média do ar no mês mais frio maior que 18,0°C, cuja estação chuvosa ocorre entre outono-inverno. O outro tipo climático é observado nas localidades central e oeste do referido estado (clima semiárido quente), que apresentam características de precipitação inferior a 760 mm/ano e temperatura média do ar acima de 18,0°C, cuja fórmula climática é *BSh*.

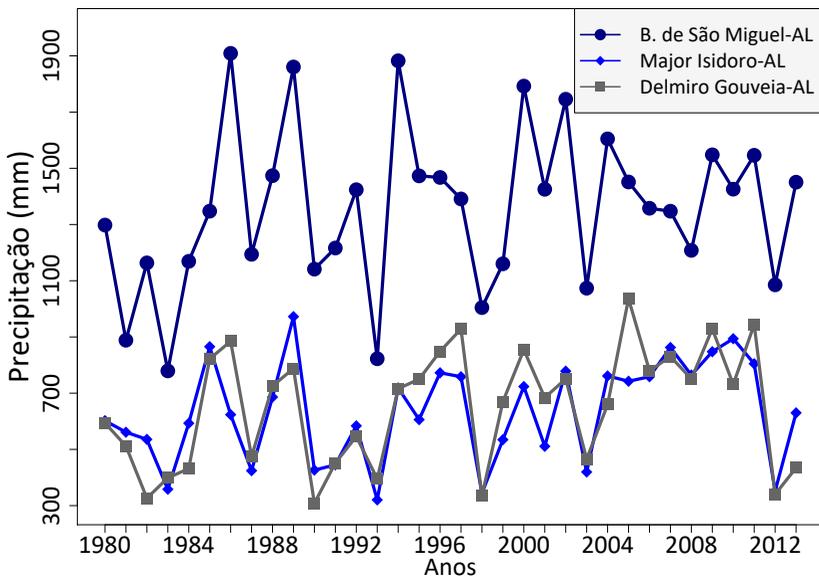


Figura 8. Variabilidades dos acumulados anuais de precipitação pluvial para localidades inseridas no leste (Barra de São Miguel), centro (Major Isidoro) e oeste (Delmiro Gouveia) do estado de Alagoas, referente ao período de 1980 a 2013.

Ainda na Figura 9, ressalta-se que há, visualmente, tendência de elevação da temperatura média do ar, nas três localizações de Alagoas (leste, centro e oeste). Essas tendências foram verificadas e apresentaram significância estatística de 5%. Já para a precipitação não foi verificado sinal de tendência que obtivesse significância. Essas análises

poderão ser analisadas com maior profundidade em estudos futuros.

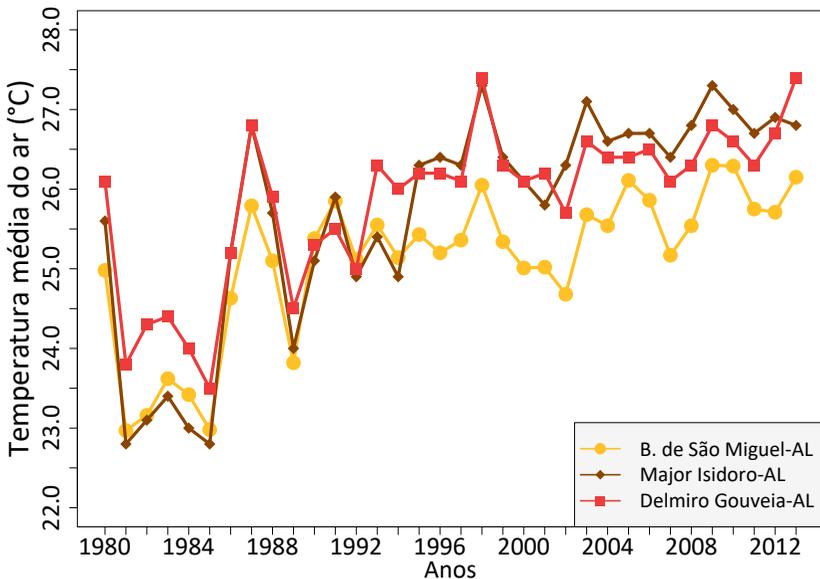


Figura 9. Variabilidades das médias anuais de temperatura média do ar para localidades inseridas no leste (Barra de São Miguel), centro (Major Isidoro) e oeste (Delmiro Gouveia) do estado de Alagoas, referente ao período de 1980 a 2013.

7.3.2 Principais repercussões geográficas em Alagoas

No âmbito do estado de Alagoas, duas situações espaciais são marcantes. Por exemplo o leste do estado

(Figura 10) apresenta características úmidas com elevada precipitação anual média, superando 1300 mm.ano^{-1} , e com alta disponibilidade de energia solar o ano inteiro. Essa característica correlaciona-se diretamente com uma considerável disponibilidade hídrica e uma vegetação mais densa e perenifólia.



Figura 10. Figura ilustrativa de Barra de São Miguel, Alagoas, cuja característica geográfica apresenta-se com presença de rios e vegetação perenes devido as características climáticas.

Foto: Kaio Fragoso.

É importante destacar, Figuras 11a e 11b, a existência de contrastes paisagísticos para uma mesma área em períodos distintos (seco e chuvoso). Essa é uma característica marcante do bioma da Caatinga, que também está presente na parte central e oeste do estado de Alagoas, demonstrando uma resposta de resiliência às condições climáticas da região (semiárida).

Essa região, além de apresentar menor quantidade de precipitação, caracteriza-se ainda com elevada irregularidade na distribuição pluvial, no tempo e no espaço. Até mesmo no curto período chuvoso é comum ocorrer elevada frequência de veranicos. Associado a isso a demanda atmosférica por água, através da evapotranspiração é maior que a precipitação na maior parte do ano (CABRAL JÚNIOR; BEZERRA, 2018) e isso culmina em déficit hídrico no solo, afetando, além da disponibilidade hídrica, as formas de adaptação e resiliência da vegetação frente a essas condições de clima semiárido.

Essa vegetação adaptou-se ao clima semiárido por duas formas principais para sobrevivência: a primeira é o tamanho menor das folhas, muitas vezes espinhosas ou apenas cactáceas, para perder menos água por evapotranspiração; a outra é pela natureza caducifólia, ou seja, durante a longa estação seca, a vegetação perde as folhas para manter o maior tempo possível a água armazenada em seu sistema radicular. Em pleno século 21 é ainda um desafio conviver com o semiárido em contínuos

períodos de secas prolongados, devido à redução da biomassa, da produção agrícola (especialmente a de sequeiro), que impactam em perdas em diversos outros setores socioambientais e econômicos.



Figura 11. Figura ilustrativa típica da região semiárida do Nordeste, cuja característica da vegetação e disponibilidade hídrica apresentam-se contrastantes, período seco (11a) e chuvoso (11b).

Foto: Samuel Morais

7.3.3 Geografia do estado de Alagoas

Localizado na região do NEB o estado de Alagoas possui uma área territorial de 27.843 Km², sendo o terceiro menor estado do Brasil (IBGE, 2020), cerca de 43% dessa área está inserida na região Semiárida (MI, 2017) e obtém uma hipsometria que varia de aproximadamente ao nível médio do mar (costa litorânea) a 1.016 m de altitude no extremo noroeste do estado, na Serra da Onça (Mata Grande

- AL), entretanto são poucos os pontos que superam os 600 m de altitude, conforme Figura 12.

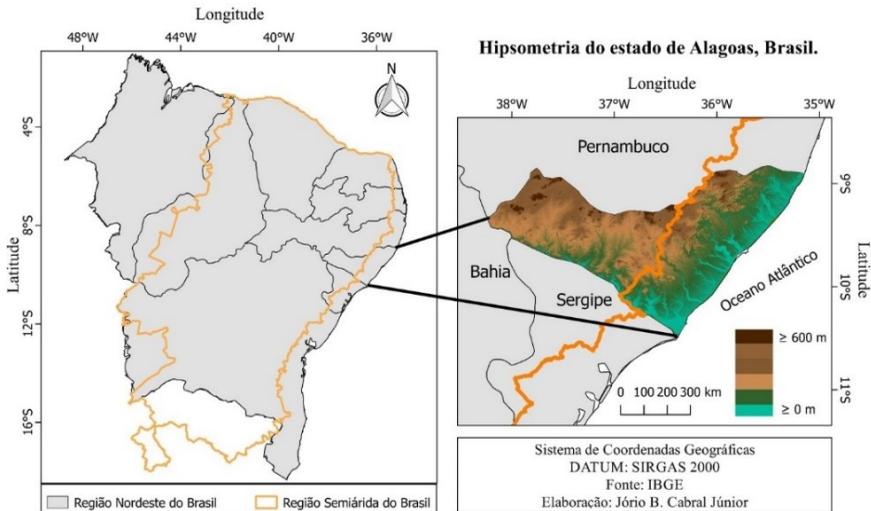


Figura 12. Localização e hipsometria do estado de Alagoas.

O referido estado possui dois tipos climáticos distintos (A e B) (ALVARES et al., 2013), cujas características principais foram discutidas em tópicos anteriores, com influências que incidem em diferentes tipos de vegetação (Bioma Caatinga e Bioma Mata Atlântica), na disponibilidade hídrica, nos cursos d'água, em subdivisão regional, entre outros.

Parte do território alagoano (Oeste e Sul do estado) integra uma das principais bacias hidrográficas do Brasil, a Bacia do São Francisco (BSF), que é genuinamente brasileira,

abrangendo uma área de 638.324 km² (8% do país), com 2700 km de extensão e uma vazão média de 3037 m³.s⁻¹ (MMA, 2006). A maior parte das águas fluviais de Alagoas deságuam no leito principal da BSF, o rio São Francisco, ou seguem padrões de drenagens exorréicos (diretamente para o mar). Na região fisiográfica do baixo BSF, o rio é divisor dos estados de Alagoas e Sergipe e segue o fluxo a leste até o Oceano Atlântico.

7.4 Exercício resolvido

De posse dos dados climatológicos mensais de precipitação e temperatura média do ar para Maceió (Litoral) e Pão de Açúcar (Sertão), ambos em Alagoas, conforme constam na Tabela 1 e são representados na Figura 13a e 13b, descrever o tipo climático e determinar a fórmula climática, utilizando critérios propostos por Köppen, para cada localidade.

Tabela 1. Climatologias mensais da precipitação pluvial e temperatura média do ar, referente a 3° normal climatológica (1981-2010), para os municípios de Maceió e Pão de Açúcar. Dados disponibilizados pelo INMET.

Meses	Maceió (AL)		Pão de Açúcar (AL)	
	P (mm)	Tmed (°C)	P (mm)	Tmed (°C)
Jan	83,0	26,0	56,5	29,4
Fev	72,9	26,2	36,7	29,4
Mar	117,4	26,5	50,9	29,3
Abr	207,5	26,0	59,8	28,4
Mai	296,9	25,1	86,5	26,7
Jun	353,8	24,1	90,0	25,0
Jul	265,2	23,5	81,5	24,4
Ago	201,5	23,5	56,1	24,5
Set	120,2	24,1	24,6	26,1
Out	61,6	25,1	19,3	28,1
Nov	46,9	25,6	12,0	29,3
Dez	40,5	26,0	12,8	29,7

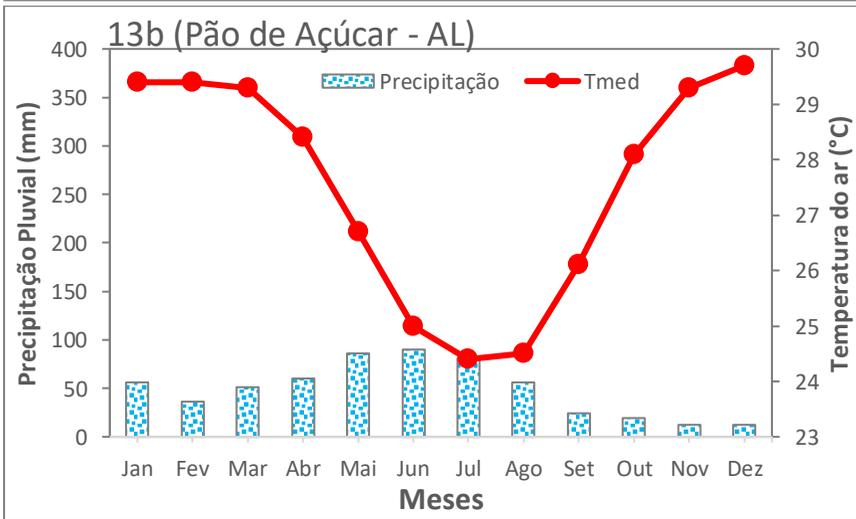
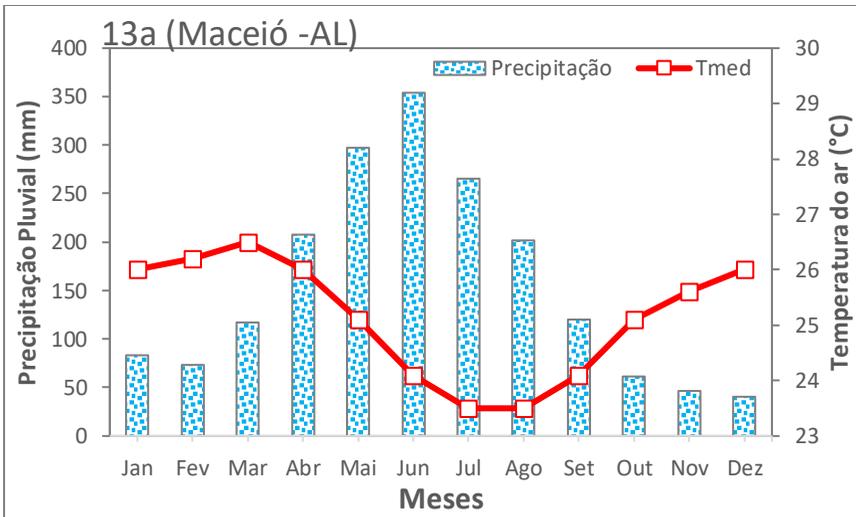


Figura 13. Climatologias mensais da precipitação pluvial e da temperatura média do ar referentes a 3° Normal

Climatológica (1981-2010), para Maceió-AL (13a) e Pão de Açúcar-AL (13b).

Resolução

Maceió-AL

Com base na Tabela 1, o acumulado anual médio de Precipitação (P) em Maceió é de 1867,4 mm ou 186,7 cm. A temperatura média anual, referente às médias mensais dos 12 meses do ano, é de 25,1°C.

Nota-se que o tipo climático para a localidade pertence ao grupo **A**, ou seja, apresenta temperatura média do ar no mês mais frio superior a 18,0°C e precipitação acima de 760 mm.ano⁻¹. Verifica-se no Quadro 1 que **s'** é o subtipo climático que representa a localidade, por registrar o período mais chuvoso entre o outono-inverno (AMJJA). Sendo assim a fórmula climática para Maceió é **As'**.

Pão de Açúcar-AL

O acumulado anual médio de Precipitação (P) em Pão de Açúcar é de 586,7 mm ou 58,7 cm, enquanto a temperatura média anual é na ordem de 27,5°C. Nesse caso a P é inferior a 800 mm.ano⁻¹, sendo assim pertence ao grupo **B** (Clima seco). Nesse caso torna-se necessário determinar o segundo tipo.

Como a precipitação tem uma predominância de ocorrer no inverno (MJJ), sendo assim, identificou-se que: $T < P < (2T + 28)$; logo o segundo tipo climático é **S**. Ao consultar o Quadro 2, percebe-se que para o grupo **B**, a

terceira letra que se enquadra é o **h** (seco e quente, com temperatura média do ar anual $> 18^{\circ}\text{C}$). Neste caso a fórmula climática para Pão de Açúcar é **BSh**, ou seja, a localidade apresenta clima semiárido.

7.5 Conclusões

A partir das análises realizadas neste trabalho conclui-se que as condições de Tempo e de Clima são imprescindíveis para o entendimento da dinâmica ambiental de uma determinada região. Em termos de Classificação Climática as aplicações são diversas e podem ser utilizadas tanto para o conhecimento científico, em diversas áreas, como também para utilização de planejamento pelos gestores nas suas tomadas de decisões (em relação à agricultura, aos recursos hídricos, turismo, políticas sociais direcionadas a convivência com o semiárido, etc).

Em termos climáticos o estado de Alagoas apresenta dois tipos, que influenciam nas diferentes características ambientais. No clima semiárido (oeste de Alagoas) apresenta baixos quantitativos de precipitação que associado a elevada irregularidade na distribuição das chuvas faz predominar déficit hídrico no solo. Nos meses secos a vegetação, típica da Caatinga, perde as folhas, os rios e reservatórios hídricos, na maioria secam, até o próximo período das chuvas. Essas características não são observadas no litoral alagoano, uma

vez que a precipitação é aproximadamente três vezes maior que a oeste do estado e ocorre com maior regularidade.

Ressalta-se que a importância e eficiência da aplicação do conhecimento sobre Classificação Climática pode ser direcionada das diferentes formas e depende, obviamente, do objetivo desejado. Há situações específicas que a Classificação de Köppen possa não ser útil por requerer, por exemplo, o conhecimento de variáveis diferentes da precipitação e temperatura média do ar, nesse sentido recomenda-se utilizar outro tipo de classificação que melhor atenda aos objetivos.

7.6 Referências Bibliográficas

ALMEIDA, H. A. Climatologia Aplicada à Geografia. 1ª. ed. Campina Grande, PB: EDUEPB. 2016. Disponível on line: <http://www.uepb.edu.br/download/ebooks/Climatologia-Aplicada-aCC80-Geografia.pdf>. Acesso em 10 de mai de 2020.

ALVARES, C. A.; STAPE, J. L.; SENTELHAS, P. C.; GONÇALVES, J. L. M.; SPAROVEK, G. Koppen's climate classification map for Brazil. **Meteorologische Zeitschrift**, v. 22, p. 1-18, 2013. <https://dx.doi.org/10.1127/0941-2948/2013/0507>

AYOADE, J. O. **Introdução a Climatologia para os Trópicos**. 4ª ed. – Rio de Janeiro, Bertrand Brasil, p. 224-241, 1996.

AMORIM, A.C.B.; CHAVES, R.R.; SILVA, C.M.S. Influence of the tropical Atlantic Ocean's sea surface temperature in the Eastern Northeast Brazil precipitation. **Atmospheric and Climate Sciences**, v. 4, n. 05, p. 874, 2014.

BARBOSA, H. A.; KUMAR, T. V. L. Influence of rainfall variability on the vegetation dynamics over Northeastern Brazil. **Journal of Arid Environments**, v. 124, p. 377–387, 2016.

BECK, H. E., ZIMMERMANN, N. E., MCVICAR, T. R., VERGOPOLAN, N., BERG, A.; WOOD, E. F. Present and future Köppen-Geiger climate classification maps at 1-km resolution. **Scientific data**, v. 5, p. 1-12, 2018.

BRITO, S. S. B.; CUNHA, A. P. M. A.; CUNNINGHAM, C. C.; ALVALÁ, R. C.; MARENGO, J. A.; CARVALHO, M. A. Frequency, duration and severity of drought in the Semiarid Northeast Brazil region. **International Journal of Climatology**, v. 38, n. 2, p. 517-529, 2017.

BUDYKO, M. I. **The Head Balance of the Earth's Surface**. Washington, D.C, U.S. Department of Commerce, 1956

CABRAL JÚNIOR, J. B.; BEZERRA, B. G. Análises da evapotranspiração de referência e do índice de aridez para o

Nordeste do Brasil. **Revista de Geociências do Nordeste**, v. 4, n. 1, p. 71-89, 2018.

CABRAL JÚNIOR, J.B. **Classificação Climática**. [Notas de Aula] Maceió, UFAL/IGDEMA, Curso de Geografia – Lic. e Bacharelado, Disciplina: Climatologia, 2019.

CUNHA, A. P. M.; ALVALÁ, R. C.; NOBRE, C. A.; CARVALHO, M. A. Monitoring vegetative drought dynamics in the Brazilian semiarid region. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 214–215, p. 494–505, 2015.

FLOHN, H. Neue anschauungen über die allgemeine zirkulation der atmosphäre und ihre klimatische bedeutung. **Erdkunde**, Bonn, v.4, p.141-162, 1950.

GIULIETTI, A.M., DU BOCAGE NETA, A.L., CASTRO, A. A.J.F., GAMARRA-ROJAS, C.F.L., SAMPAIO, E.V. S.B., VIRGÍNIO, J.F., QUEIROZ, L.P., FIGUEIREDO, M.A., RODAL, M.J.N., BARBOSA, M.R.V.; HARLEY, R.M. 2004. Diagnóstico da vegetação nativa do bioma Caatinga. In **Biodiversidade da Caatinga: áreas e ações prioritárias para a conservação** (J.M.C. Silva, M. Tabarelli, M.T. Fonseca & L.V. Lins, orgs.). MMA, UFPE, Conservation International do Brasil, Fundação Biodiversitas, Embrapa Semi-Árido, Brasília, p.48-90.

IBGE - Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística - IBGE, 2020. Disponível em:
<https://cidades.ibge.gov.br/brasil/al/pesquisa/48/48980?tipo=ranking>. Acesso em: 10 de mai de 2020.

KÖPPEN, W. **Das geographische System der Klimate**. In: KÖPPEN, W.; GEIGER, R. (Eds): Handbuch der Klimatologie. Berlin: Gebrüder Bornträger, 1936. Banda 1, Parte C, p. 1-44.

KÖPPEN, W.; GEIGER, R. **Handbuch der Klimatologie**, Berlin: G. Borntraeger, v.6, 1939.

MARES, M.A.; WILLIG, M.R.; LACHER, J.R.; THOMAS, E. The Brazilian Caatinga in South American zoogeography: tropical mammals in a dry region. **Journal of Biogeography**, v.12, n.1, p. 57-69, 1985.

MI - Ministério da Integração - BRASIL. Resolução nº 115, 23/ 11/ 2017. Aprova a Proposição nº 113/2017, que acrescenta municípios a relação aprovada pela Resolução CONDEL nº 107, de 27 de julho de 2017. Brasília: Diário Oficial da União, 5 de dezembro de 2017, p. 32. Disponível em:
sudene.gov.br/images/arquivos/semiario/arquivos/resolucao115-23112017-delimitacaodosemiario-DOU.pdf. Acesso em: 12/2017.

Ministério do Meio Ambiente - MMA (2006). **Caderno da região hidrográfica do São Francisco**. Secretaria de recursos hídricos, Brasília, 148 p., 2006.

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

MOURA, A. D.; SHUKLA, J. On the dynamics of droughts in northeast Brazil: Observations, theory and numerical experiments with a general circulation model. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 38, n. 12, p. 2653-2675, 1981.

PAREDES, F. J.; BARBOSA, H. A.; GUEVARA, E. Spatial and temporal analysis of droughts in northeastern Brazil. **Agriscientia**, v. 32, n.1, p. 1-14, 2015.

PEREIRA, A. R.; L. R. ANGELOCCI; P. C. SENTELHAS. **Agrometeorologia: fundamentos e aplicações práticas**. Lavras: Agropecuária, 2007. 117p.

REBOITA, M. S.; RODRIGUES, M.; ARMANDO, R.; FREITAS, C.; MARTINS, D.; MILLER, G. Causas da semi-aridez do sertão nordestino. **Revista Brasileira de Climatologia**, v. 19, p. 254-277, 2016.

RUIZA, M.; FERNÁNDEZ, T.; TAMARO, E. Biografia de Wladimir Köppen. En Biografias y Vidas. La enciclopedia biográfica en línea. Barcelona (España), 2004. Disponível em <<https://www.biografiasyvidas.com/biografia/k/koppen.htm>> Acesso em: 11 de maio 2020.

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

STRAHLER, A . N. **Physical Geography**. 3 Ed. Nova York, Jhon Wiley, 1969.

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

VIANELLO, R. L.; ALVES, A. R. **Meteorologia Básica e Aplicações**: Viçosa, Ed. UFV, 1991, 449p.

Sobre os autores

Capítulo 1

Douglas da Silva Lindemann – Possui graduação em Meteorologia pela Universidade Federal de Pelotas (UFPEL), Mestrado em Meteorologia Agrícola pela Universidade Federal de Viçosa (UFV) e Doutorado em Meteorologia Aplicada pela UFV, tendo realizado parte do seu doutorado no International Centre for Theoretical Physics (ICTP) em Trieste, Itália. Tem experiência nas áreas de Climatologia, Criosfera, Mudanças Climáticas e Interação Oceano-Atmosfera. Atualmente faz Pós-Doutorado e é pesquisador colaborador no Programa de Pós-Graduação em Meteorologia da UFPEL.

Rose Ane Pereira de Freitas - Possui graduação em Meteorologia pela Universidade Federal de Pelotas (2006), mestrado em Meteorologia Agrícola pela Universidade Federal de Viçosa (2011) e doutorado em Meteorologia pela Universidade Federal de Santa Maria (2017). Tem experiência na área de Meteorologia, com ênfase em Interação oceano-atmosfera, atuando principalmente nos seguintes temas: Oceano Atlântico, Confluência Brasil-Malvinas, camada limite atmosférica, vapor d'água, fluxos turbulentos. Também possui experiência em instrumentação

e coleta de dados meteoceanográficos a partir de cruzeiros no Oceano Atlântico e Austral. Atualmente, é professora substituta adjunta do Curso Graduação em Meteorologia na Universidade Federal de Pelotas atuando também na área de Biometeorologia Humana.

Capítulo 2

André Becker Nunes - Bacharel em Meteorologia pela Universidade Federal de Pelotas (UFPel), em 2000. Mestre em Meteorologia pela UFPel, na área de micrometeorologia, em 2002. Doutor em Meteorologia no Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), na área de micrometeorologia, em 2008. Professor da Faculdade de Meteorologia da UFPel desde 2009. Membro permanente do Programa de Pós-Graduação em Meteorologia da UFPel e colaborador do Programa de Pós-Graduação em Recursos Hídricos da UFPel.

Capítulo 3

Débora de Souza Simões - possui graduação em Meteorologia (1998) e Engenharia Hídrica (2019) ambas pela Universidade Federal de Pelotas - UFPel, mestrado em Sensoriamento Remoto pela Universidade Federal do Rio Grande do Sul (2005), doutorado em Sensoriamento Remoto pela Universidade Federal do Rio Grande do Sul (2015). Atualmente é profissional liberal. Se autodefine uma

engenheira hídrica e meteorologista generalista, com experiência nas áreas de previsão do tempo, climatologia, hidrologia e hidráulica, com atuação predominante no setor privado e de ensino público e privado.

Luciana Barros Pinto - Possui graduação (2004) e mestrado (2006) em Meteorologia pela Universidade Federal de Pelotas (UFPEL) e doutorado em Meteorologia Agrícola pela Universidade de Viçosa (UFV); É professora adjunta da Faculdade de Meteorologia da UFPEL, desde 2012, onde atua nas áreas de meteorologia básica, climatologia e agrometeorologia.

Morgana Vaz da Silva - possui graduação em Meteorologia pela Universidade Federal de Pelotas - UFPel (2008), mestrado em Meteorologia pela Universidade Federal de Pelotas (2010), doutorado em Meteorologia Aplicada pela Universidade Federal de Viçosa (2014). Atualmente é professora Adjunta da Faculdade de Meteorologia da UFPel. Tem experiência na área de Geociências, em temas de meteorologia e recursos hídricos, com ênfase em hidrologia e hidrometeorologia.

Capítulo 4

Heliofábio Barros Gomes - possui graduação em Meteorologia pela Universidade Federal de Alagoas - UFAL

(2001), mestrado em Meteorologia pela Universidade Federal de Alagoas (2003), doutorado em Meteorologia pela Universidade Federal de Campina Grande – UFCG (2009). Atualmente é professor Associado I do Instituto de Ciências Atmosféricas da UFAL. Tem experiência na área de Geociências, em temas de sensoriamento remoto, micrometeorologia, modelagem de ecossistemas, interação atmosfera-biosfera, agrometeorologia.

Laurizio Emanuel Ribeiro Alves – possui graduação em Meteorologia pela Universidade Federal de Alagoas (2017), mestrado em Meteorologia pela Universidade Federal de Alagoas (2019). Atualmente, aluno de doutorado do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais – INPE (2020-2024). Tem experiência na área de Geociências, com ênfase em Meteorologia, atuando principalmente nos seguintes temas: sensoriamento remoto, parâmetros biofísicos, índices de vegetação e de seca, balanço de radiação, precipitação e climatologia.

Felipe Souza dos Santos – possui graduação em Meteorologia pela Universidade Federal de Alagoas (2019). Atualmente é aluno do mestrado em Meteorologia pela Universidade Federal de Alagoas (2019-2020). Tem experiência na área de Geociências, com ênfase em Sensoriamento Remoto da Atmosfera. Atuando principalmente nos seguintes temas: microclima,

parâmetros biofísicos (albedo, temperatura, índices de vegetação e balanço de radiação), poluição atmosférica e sensoriamento remoto.

Glauber Vinícius Pinto de Barros – possui graduação em Engenharia Ambiental e Sanitária pela Universidade Federal de Sergipe (2013 – 2018), Curso técnico/profissionalizante em Petróleo e Gás pelo Instituto Federal de Sergipe (2013 – 2015). Atualmente é Mestrando em Meteorologia pela Universidade Federal de Alagoas (2018-2020) na Mestrando do Programa de Meteorologia da Universidade Federal de Alagoas (UFAL). Atua nas seguintes áreas: geoprocessamento, geotecnologias, geoecologia, geomorfologia recursos hídricos, hidrologia, avaliação de impactos ambientais, análise de riscos ambientais e saneamento ambiental.

Rafael Araújo da Silva – Possui graduação em Engenharia de Agrimensura pela Universidade Federal de Alagoas (2016), mestrado em Meteorologia pela Universidade Federal de Alagoas (2018). Possui experiência em topografia, cartografia e construção de estradas. Atua na linha de pesquisa em Sensoriamento Remoto.

Capítulo 5

Fabrizio Daniel dos Santos Silva - possui graduação em Meteorologia pela Universidade Federal de Campina Grande - UFCG (2003), mestrado em Meteorologia pela Universidade de São Paulo - USP (2006), doutorado em Meteorologia pela Universidade Federal de Campina Grande (2014). Foi pesquisador do INMET por dez anos, e atualmente é professor Adjunto do Instituto de Ciências Atmosféricas da Universidade Federal de Alagoas. Tem experiência na área de Geociências, com foco na pesquisa sobre a técnica de *downscaling* estatístico de cenários climáticos futuros visando aplicações específicas, previsões sazonais e intra-sazonais utilizando modelagem estatística/estocástica e estimativa de produtividade de culturas por meio de modelagem agrometeorológica.

Rodrigo Lins da Rocha Júnior - possui graduação em Meteorologia pela Universidade Federal de Alagoas (2018), cursa mestrado em Meteorologia na mesma Universidade e é bolsista desenvolvendo atividades em Meteorologia operacional no SIMEPAR. Atualmente desenvolve pesquisa em previsão sazonal e sub-sazonal do clima com modelos estocásticos e análise da dinâmica e evolução da seca no Nordeste do Brasil por métodos estatísticos avançados.

Rafaela Lisboa Costa - possui graduação em Meteorologia pela Universidade Federal de Campina Grande - UFCG (2010), mestrado em Meteorologia pela mesma Universidade em 2012, e doutorado em Geociências Aplicadas pela Universidade de Brasília - UnB (2017). Foi professora substituta na UnB entre 2015 e 2016 e na UFAL entre 2019 e 2020. Atualmente é bolsista PNPB no Instituto de Ciências Atmosféricas da UFAL. Suas pesquisas estão focadas nas áreas de climatologia, biometeorologia e sensoriamento remoto.

Djane Fonseca da Silva - possui graduação em Meteorologia pela Universidade Federal de Alagoas - UFAL (2003), mestrado em Meteorologia pela Universidade Federal de Campina Grande - UFCG (2005), e doutorado em Recursos Naturais na mesma Universidade em 2009. Atualmente é professora Associada II do Instituto de Ciências Atmosféricas da Universidade Federal de Alagoas. Tem experiência na área de Geociências, atuando nas seguintes áreas: Climatologia estatística, estatística aplicada, impactos climáticos e antrópicos sobre bacias hidrográficas e sobre disponibilidade hídrica, impactos climáticos sobre meio ambiente, gestão de recursos hídricos, variabilidade climática, risco climático, previsão climática através de estatísticas avançadas, índices climáticos, previsão hídrica, efeito de José e Noé, índice de anomalia de chuva, análises de

ondeletas, tendências climáticas e análise estatística aplicada.

Marcos Paulo Santos Pereira - possui graduação em Meteorologia pela Universidade Federal de Alagoas (2003), mestrado em Meteorologia Agrícola pela Universidade Federal de Viçosa (2006) e doutorado em Clima e Ambiente pela Universidade do Estado do Amazonas e Instituto Nacional de Pesquisas da Amazônia (2011). Fez pós-doutorado na Universidade Federal de Viçosa em Meteorologia aplicada (2012-2016) e no Laboratório de Meteorologia do Departamento de Física na Universidade Federal do Paraná (2017-2018). Atualmente é professor visitante do Instituto de Ciências Atmosféricas na Universidade Federal de Alagoas. Tem experiência na área de Geociência, com ênfase em meteorologia e interação oceano-atmosfera-biosfera, atuando nos seguintes temas: climatologia, hidrologia, agrometeorologia, modelos numéricos, uso do solo e ciência ambiental. Sua principal pesquisa é o efeito da variabilidade climática, mudanças climática e mudanças no meio ambiente sobre os recursos hídricos, utilizando modelos numéricos, sensoriamento remoto e dados de campo.

Capítulo 6

Maria Cristina Lemos da Silva – Possui graduação em Meteorologia pela Universidade Federal de Campina Grande (UFCG), mestrado e doutorado em meteorologia pela Universidade de São Paulo (USP). Tem experiência em modelagem numérica de tempo e clima e meteorologia de mesoescala. Atualmente é professora da Universidade Federal de Alagoas (UFAL).

Helber Barros Gomes – Possui graduação em meteorologia pela Universidade Federal de Alagoas (UFAL), mestrado e doutorado também em meteorologia pela Universidade de São Paulo (USP), e pós-doutorado pela Universidade Federal de São Paulo (UNIFESP). Tem experiência profissional em empresas de meteorologia e energia, além de consultorias aplicadas nas áreas de modelagem e clima. Atua nas áreas de modelagem numérica, clima e dinâmica da atmosféricas, com ênfase na região tropical. Atualmente é professor da Universidade Federal de Alagoas (UFAL).

Hakki Baltaci – Possui graduação em Engenharia Meteorológica pela Istanbul Technical University (ITU), mestrado e doutorado pelo Eurasia Institute of Earth Sciences & Climate and Marine Sciences Department of Istanbul Technical University. Tem experiência profissional em previsão de tempo e pesquisa no Regional Weather

Forecast Center of Istanbul, Turquia. Atualmente é professor da Gebze Technical University, Turquia.

Capítulo 7

Jório Bezerra Cabral Júnior – possui graduação em Licenciatura Plena em Geografia pela Universidade Estadual da Paraíba – UEPB (2012), mestrado (2015) e doutorado (2018) em Ciências Climáticas pela Universidade Federal do Rio Grande do Norte - UFRN. Atualmente é Professor Adjunto A (nível 1) da Universidade Federal de Alagoas - UFAL, lotado no Instituto de Geografia, Desenvolvimento e Meio Ambiente (IGDEMA, UFAL). Possui experiência na área de Geociências com ênfase em Geografia Física, atuando principalmente nos seguintes temas: Climatologia Geral e Geográfica, Variabilidade Climática, Geografia Ambiental, Estatística Aplicada à Climatologia e Geografia, Hidrogeografia e Evapotranspiração de Referência.

Helder José Farias da Silva – possui graduação em Meteorologia pela Universidade Federal do Pará – UFPA (2011), mestrado (2015) e doutorado (2019) em Ciências Climáticas pela Universidade Federal do Rio Grande do Norte - UFRN. Atualmente é docente externo da UFRN e Pesquisador Bolsista de Pós-Doutorado (PNPD) do Programa de Pós-graduação em Ciências Climáticas da

UFRN. Possui experiência na área de Instrumentação e Sensoriamento Remoto em Clima e Meio Ambiente pela UFRN.

Créditos / Expediente

Capa: Daniel Milano

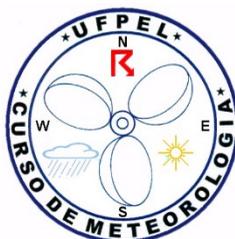
Fotografia da capa: Daniel Milano

Editoração e diagramação: Glauber Lopes Mariano

Editora: DR LTDA



**Universidade Federal da
Alagoas
Instituto de Ciências
Atmosféricas**



**Universidade Federal de
Pelotas
Faculdade de Meteorologia**

Interação oceano-atmosfera, circulação geral, hidrometeorologia, geotecnologias, SEALBA, ondas de leste e classificação climática são os temas abordados neste sétimo volume do Meteorologia em tópicos. A série de livros apresenta de forma didática assuntos abordados nos cursos de graduação em meteorologia no Brasil. Os capítulos que compõem os volumes são de autoria de professores dos cursos de meteorologia da Universidade Federal de Alagoas (UFAL) e da Universidade Federal de Pelotas (UFPEL), com a colaboração de profissionais de diversas instituições.

